T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ-CERRAHPAŞA
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

DOKTORA TEZİ

SİSMİK MİGRASYON YÖNTEMLERİNİN MARMARA DENİZİ YANSIMA SİSMİĞİ VERİLERİNE UYGULANMASI ve AKTİF TEKTONİK YORUMU

Mehmet Ali ÜGE

DANIŞMAN
Prof. Dr. Ali İsmet KANLI

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

İSTANBUL-2021

Bu çalışma, [16.11.2021] tarihinde aşağıdaki jüri tarafından [Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeofizik Mühendisliği Programında [Doktora tezi] olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi

[Prof. Dr.] [Ali İsmet KANLI] (Danışman)
[İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi]

[Prof. Dr.] [Ali Muhittin ALBORA]
[İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa]
[Mühendislik Fakültesi]

[Prof. Dr.] [Ali PINAR]
[Boğaziçi Üniversitesi]
[Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü]

[Prof. Dr.] [Asım Oğuz ÖZEL]
[İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa]
[Mühendislik Fakültesi]

[Prof. Dr.] [Mahmut Göktuğ DRAHOR]
[Dokuz Eylül Üniversitesi]
[Mühendislik Fakültesi]

20.04.2016 tarihli Resmi Gazete'de yayımlanan Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin 9/2 ve 22/2 maddeleri gereğince; Bu Lisansüstü teze, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa'nın abonesi olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Lisansüstü Eğitim Enstitüsü'nün belirlemiş olduğu ölçütlere uygun rapor alınmıştır.

Bu tez, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin FDK-2020-34714 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasını başarı ile gerçekleştirmeme imkân ve olanak sağlayan, bana güvenip her zaman yanımda olan ayrıca benden bir an bile desteğini, yardımlarını, kaynaklarını, bilgi birikimini ve zamanını esirgemeyen tez danışmanım saygıdeğer hocam Prof. Dr. Ali İsmet KANLI 'ya saygılarımı, sevgilerimi ve teşekkürlerimi sunarım.

Tez İzleme Komitesinde yer alan ve tez çalışmasının en başından itibaren yaptıkları yapıcı eleştirileriyle, çalışmaya çok değerli katkılarda bulunan, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi saygıdeğer hocam Prof. Dr. Ali Muhittin ALBORA'ya ve Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Deprem Mühendisliği Ana Bilim Dalı öğretim üyesi saygıdeğer hocam Prof. Dr. Ali PINAR'a saygılarımı, sevgilerimi ve teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışması boyunca hiçbir zaman desteklerini, yardımlarını, kaynaklarını ve bilgi birikimlerini benden esirgemeyen, beni Deniz Jeofiziği konusunda yetiştirip bilgi dağarcığımı genişleten İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üyeleri, saygıdeğer hocam Prof. Dr. Emin DEMİRBAĞ'a ve saygıdeğer hocam Prof. Dr. Hülya KURT'a ve TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezinde çalışan büyüğüm Ali CANKURTARANLAR'a saygılarımı, sevgilerimi ve teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmama Jeolojik ve Tektonik açıdan çok değerli katkılarda bulunan saygıdeğer hocam Prof. Dr. Ali ELMAS'a saygılarımı ve teşekkürlerimi sunarım.

Bu tez çalışması kapsamında kullanılan çok kanallı deniz sismiği yansıma verilerinin toplanmasındaki katkılarından dolayı R/V MTA Sismik-1 gemisi teknik ve gemi personeline, verilerin temin edilmesinde 23.10.2019 tarihinde MTA Genel Müdürlüğü tarafından 85699071-105.02-E.79352 sayılı OLUR kararından dolayı MTA Genel Müdürlüğüne ve yardımlarını ve desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen Emekli MTA Deniz Araştırmaları Dairesi Başkanı Kerim Tuncer SARIKAVAK 'a, Dr. Aslı Zeynep YAVUZOĞLU'na, Yüksek Mühendis Ayhan YAVUZOĞLU'na ve Yüksek Mühendis Özgür TÜRKMEN'e ve Yüksek Mühendis Eşref AYLAN'a saygılarımı, sevgilerimi ve teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışması boyunca hiçbir zaman desteklerini, yardımlarını benden esirgemeyen ve beni destekleyen saygıdeğer hocalarım Dr. Gökhan KARCIOĞLU'na, Dr. Anisya B.TEKKELİ'ye ve Dr. Alan VİGNER'e saygılarımı, sevgilerimi ve teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca Emerson-Paradigm Echos&Geopdepth sismik veri işlem ve Schlumberger Petrel sismik yorumlama programlarının lisanslı kullanımını İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği bölümüne sunan Emerson E&P ve Schlumberger firmalarına teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışması ve tüm hayatım süresince, yardımlarını esirgemeyen, her zaman arkamda duran, kız arkadaşım Aybüke SÖZER, annem Aslı ÜGE, babam Mete ÜGE ve kız kardeşim Beyza ÜGE'ye sevgilerimi ve teşekkürlerimi sunarım.

Kasım 2021 Mehmet Ali ÜGE

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ ..... **iv**
İÇİNDEKİLER ..... **v**
ŞEKİL LİSTESİ ..... **vii**
TABLO LİSTESİ ..... **xvii**
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ ..... **xviii**
ÖZET ..... **xix**
SUMMARY ..... **xxii**
1. GİRİŞ **1**
2. GENEL KISIMLAR **3**
2.1. MARMARA DENİZİ VE ÇEVRESİNİN JEOLOJİK AÇIDAN DEĞERLENDİRİLMESİ 3
2.1.1. Rodop-Istranca Masifi 4
2.1.2. İstanbul Zonu 5
2.1.3. Sakarya Zonu 5
2.1.4. Trakya Havzası 5
2.2. MARMARA DENİZİ'NİN GENEL TEKTONİK YAPISI, MORFOLOJİSİ VE JEOLOJİSİ 6
2.2.1. Marmara Denizi'nin Jeolojisi 8
2.2.2. Çınarcık Havzası 9
2.2.3. Orta Marmara Havzası 11
2.3. BÖLGEDE YAPILAN BAZI ÖNCÜ ÇALIŞMALAR 13
3. MALZEME VE YÖNTEM **15**
3.1. ÇOK KANALLI DENİZ SİSMİĞİ YANSIMA VERİLERİ VE VERİ İŞLEM AŞAMALARI 15
3.1.1. Çok Kanallı Deniz Sismiği Yansıma Verilerinin Özellikleri 15
3.1.2. Çok Kanallı Deniz Sismiği Yansıma Verilerinin Rutin Veri İşlem Aşamaları 17
3.1.2.1. Verilerin Okutulup Sisteme Girilmesi ve Atış Ortamına Geçirilmesi 19
3.1.2.2. Verilerde Bulunan İstenmeyen İzlerin Tespiti ve Kaldırılması 26
3.1.2.3. Verilerde Bulunan Gürültülerin Giderilmesi için Süzgeç Uygulaması 29

3.1.2.4. Verilerdeki İstenmeyen Alanların Atılması için Kesme İşlemi 39
3.1.2.5. Genlik Kazancı Uygulaması 44
3.1.2.6. Atış-Alıcı Düzeni Geometri Bilgisinin Sisteme Tanımlanması 54
3.1.2.7. Atış Düzeninde Bulunan Verilerin Ortak Yansıma Noktası Düzenine Geçirilmesi 57
3.1.2.8. Hız Analizi, NMO Düzeltmesi ve Kesme İşlemi 62
3.1.2.9. Yığma İşlemi 71
3.1.2.10. Yığma Öncesi ve Sonrası Tekrarlı Yansımaların Giderilmesi 75
3.1.2.11. Sismik Migrasyon Teknikleri 85
3.1.3. Çok Kanallı Deniz Sismiği Yansıma Verilerinin Rutin Olmayan Veri İşlem Aşamaları 113
4. BULGULAR 125
4.1. MARMARA DENİZİ'NİN BATİMETRİK VERİLER İLE DEĞERLENDİRİLMESİ 125
4.1.1. Marmara Denizi İçerisinde Yer Alan Sırtlar ve Çukurlar 127
4.2. ORTA VE ÇINARCIK HAVZALARINA AİT ÇOK KANALLI DENİZ SİSMİĞİ YANSIMA VERİLERİNİN AKTİF TEKTONİK YORUMU 128
4.2.1. Orta Havza 129
4.2.2. Çınarcık Havzası 145
5. TARTIŞMA VE SONUÇ 158
5.1. ÇOK KANALLI DENİZ SİSMİĞİ YANSIMA VERİLERİNİN RUTİN VE RUTİN OLMAYAN VERİ İŞLEM AŞAMALARININ GENEL OLARAK DEĞERLENDİRİLMESİ 158
5.2. ORTA HAVZA VE ÇINARCIK HAVZASI'NIN AKTİF TEKTONİĞİNİN BATİMETRİK VE ÇOK KANALLI DENİZ SİSMİĞİ YANSIMA VERİLERİ İLE BİRLİKTE DEĞERLENDİRİLMESİ 161
KAYNAKLAR 173
ÖZGEÇMİŞ 180

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 2.1: Marmara Denizi çevresinde yer alan tektonik birimler (Okay ve Tüysüz, 1999).....4

Şekil 2.2: Marmara Denizi ve çevresinin aktif tektonik haritası (Artüz ve diğ., 2007). 7

Şekil 2.3: Marmara Denizi'nde yer alan faylar. (Faylar, Le Pichon ve diğ., 2001; Emre, Ö. ve diğ., 2013, Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 8

Şekil 2.4: Marmara Denizi'nin doğu kesimine ait ayrıntılı batimetrik ve jeolojik haritası (Artüz ve diğ., 2007).....9

Şekil 2.5: Marmara Denizi'nin jeolojik haritası (Artüz ve diğ., 2007).....12

Şekil 3.1: MTA Kurumuna ait olan Sismik-1 Araştırma Gemisi tarafından 1997 yılında toplanmış olan sismik yansıma hatlarının konumlarını ve çalışma bölgesini gösteren yer buldur haritası (Faylar, Le Pichon ve diğ., 2001; Emre, Ö. ve diğ., 2013, Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 16

Şekil 3.2: Çalışma için seçilmiş olan M97-012A ve M97-029 kodlu sismik yansıma hatlarına uygulanan veri işlem aşamaları.....18

Şekil 3.3: SEGD formatında olan ve atış düzeni formatı arazi dosya belirleme numarası (FFID) olan M97-012A kodlu hatta ait sismik yansıma verisi.....20

Şekil 3.4: SEGD formatında olan ve atış düzeni formatı arazi dosya belirleme numarası (FFID) olan M97-029 kodlu hatta ait sismik yansıma verisi.....21

Şekil 3.5: Arazi dosya belirleme numaraları ile toplanan M97-012A kodlu hatta ait verilerin atış ortamına geçirilmesi.....22

Şekil 3.6: Arazi dosya belirleme numaraları ile toplanan M97-029 kodlu hatta ait verilerin atış ortamına geçirilmesi.....23

Şekil 3.7: M97-012A kodlu hatta ait yakın ofset görünümü ve 826 numaralı atıştan sonra yaklaşık 4 km boyunca yapılmayan atışın veri üzerindeki etkisinin gösterimi.....24

Şekil 3.8: M97-012A kodlu hatta ait yakın ofset görünümüve 826 numaralı atıştan sonra yaklaşık 4 km boyunca yapılmayan atışın veri üzerindeki etkisinin yakınlaştırılmış gösterimi. 25

Şekil 3.9: M97-029 kodlu sismik yansıma verisine ait sorunlu ve bozuk olan ilk 8 atış grubundaki izler.....27

Şekil 3.10: M97-029 kodlu sismik yansıma verisine ait sorunlu olan ilk 8 atış grubundan bir tanesinin tam kesit hali. 28

Şekil 3.11: Solda M97-012A kodlu hattın ham hali, sağda ise hattın Bant geçişli süzgeç sonrasındaki hali. 31

Şekil 3.12: Solda M97-012A kodlu hattın Bant geçişli süzgeç öncesindeki Spektral Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Bant geçişli süzgeç sonrasındaki Spektral Analizi verilmiştir. Veriden Bant geçişli süzgeç sonrası silinen gürültüler mavi kutular içerisinde gösterilmiştir. 32

Şekil 3.13: Solda M97-012A kodlu hattın Bant geçişli süzgeç öncesindeki Zaman-Frekans Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Bant geçişli süzgeç sonrasındaki Zaman-Frekans Analizi verilmiştir. Veriden Bant geçişli süzgeç sonrası silinen gürültüler kırmızı kutular içerisinde gösterilmiştir. 33

Şekil 3.14: Solda M97-012A kodlu hattın Bant geçişli süzgeç öncesindeki Frekans-Dalga boyu Spektrum Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Bant geçişli süzgeç sonrasındaki Frekans-Dalga boyu Spektrum Analizi verilmiştir. Veriden Bant geçişli süzgeç sonrası silinen gürültüler kırmızı kutular içerisinde gösterilmiştir. 34

Şekil 3.15: Solda M97-029 kodlu hattın ham hali, sağda ise hattın Bant geçişli süzgeç sonrasındaki hali. 35

Şekil 3.16: Solda M97-029 kodlu hattın Bant geçişli süzgeç öncesindeki Spektral Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Bant geçişli süzgeç sonrasındaki Spektral Analizi verilmiştir. Veriden Bant geçişli süzgeç sonrası silinen gürültüler mavi kutular içerisinde gösterilmiştir. 36

Şekil 3.17: Solda M97-029 kodlu hattın Bant geçişli süzgeç öncesindeki Zaman-Frekans Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Bant geçişli süzgeç sonrasındaki Zaman-Frekans Analizi verilmiştir. Veriden Bant geçişli süzgeç sonrası silinen gürültüler kırmızı kutular içerisinde gösterilmiştir. 37

Şekil 3.18: Solda M97-029 kodlu hattın Bant geçişli süzgeç öncesindeki Frekans-Dalga boyu Spektrum Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Bant geçişli süzgeç sonrasındaki Frekans-Dalga boyu Spektrum Analizi verilmiştir. Veriden Bant geçişli süzgeç sonrası silinen gürültüler kırmızı kutular içerisinde gösterilmiştir. 38

Şekil 3.19: Solda M97-012A kodlu hattın ham hali, sağda ise hattın Kesme işlemi sonrasındaki hali. 41

Şekil 3.20: Solda M97-012A kodlu hattın Kesme işlemi öncesindeki Zaman-Frekans Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Kesme işlemi sonrasındaki Zaman-Frekans Analizi verilmiştir. Veriden Kesme işlemi sonrası silinen gürültüler kırmızı kutular içerisinde gösterilmiştir. 42

Şekil 3.21: Solda M97-012A kodlu hattın Kesme işlemi öncesindeki Frekans-Dalga Boyu Spektrum Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Kesme işlemi sonrasındaki Frekans-Dalga Boyu Spektrum Analizi verilmiştir. Veriden Kesme işlemi sonrası silinen gürültüler kırmızı kutular içerisinde gösterilmiştir. 43

Şekil 3.22: Solda M97-012A kodlu hattın ham hali, sağda ise hattın Genlik kazancı işlemi sonrasındaki hali. 46

Şekil 3.23: Solda M97-012A kodlu hattın Genlik kazancı uygulaması öncesindeki Spektral Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Genlik kazancı uygulaması sonrasındaki Spektral Analizi verilmiştir. 47

Şekil 3.24: Solda M97-012A kodlu hattın Genlik kazancı uygulaması öncesindeki Zaman-Frekans Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Genlik kazancı uygulaması sonrasındaki Zaman-Frekans Analizi verilmiştir. 48

Şekil 3.25: Solda M97-012A kodlu hattın Genlik kazancı uygulaması öncesindeki Genlik Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Genlik kazancı uygulaması sonrasındaki Genlik Analizi verilmiştir. 49

Şekil 3.26: Solda M97-029 kodlu hattın ham hali, sağda ise hattın Genlik kazancı işlemi sonrasındaki hali. 50

Şekil 3.27: Solda M97-029 kodlu hattın Genlik kazancı uygulaması öncesindeki Spektral Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Genlik kazancı uygulaması sonrasındaki Spektral Analizi verilmiştir. 51

Şekil 3.28: Solda M97-029 kodlu hattın Genlik kazancı uygulaması öncesindeki Zaman-Frekans Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Genlik kazancı uygulaması sonrasındaki Zaman-Frekans Analizi verilmiştir. 52

Şekil 3.29: Solda M97-029 kodlu hattın Genlik kazancı uygulaması öncesindeki Genlik Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Genlik kazancı uygulaması sonrasındaki Genlik Analizi verilmiştir. 53

Şekil 3.30: M97-012A kodlu hat için yapılan geometri ve statik düzeltme işlemi. 55

Şekil 3.31: M97-029 kodlu hat için yapılan geometri ve statik düzeltme işlemi. 56

Şekil 3.32: Atış veri grubu ve CMP veri grup düzeni (Ocakoğlu, 2004). 57

Şekil 3.33: M97-012A kodlu hattın ilk kısmına ait ortak yansıma düzenindeki maksimum katlanma sayısı. 59

Şekil 3.34: M97-012A kodlu hattın ikinci kısmına ait ortak yansıma düzenindeki maksimum katlanma sayısı. 60

Şekil 3.35: M97-029 kodlu hatta ait ortak yansıma düzenindeki maksimum katlanma sayısı. 61

Şekil 3.36: M97-012A kodlu hattın 1.kısmı için sismik veri işlem programında oluşturulan 2 boyutlu hız modeli. 66

Şekil 3.37: M97-012A kodlu hattın 2.kısmı için sismik veri işlem programında oluşturulan 2 boyutlu hız modeli. 67

Şekil 3.38: M97-029 kodlu hat için sismik veri işlem programında benzerlik (coherency) fonksiyonları olan semblans eğrileri üzerinden işaretlenen hızlar ile oluşturulan 2 boyutlu hız modeli. 68

Şekil 3.39: M97-012A kodlu hattın ilk kısmına ait örnek olarak NMO düzeltmesi öncesi ve sonrası. 69

Şekil 3.40: M97-012A kodlu hattın ilk kısmına ait örnek olarak NMO düzeltmesinden sonra açığa çıkan gerilme etkisi ve etkinin veriden atılmış hali. 70

Şekil 3.41: M97-012A kodlu hattın 1. kısmı için yığma kesiti. 72

Şekil 3.42: M97-012A kodlu hattın 2. kısmı için yığma kesiti. 73

Şekil 3.43: M97-029 kodlu hattın yığma kesiti. 74

Şekil 3.44: Yansıma sinyalinin geometrisi ve bu geometri sonucunda yansıma katsayılarının eldesi. (Demirbağ, 2013)..... 76

Şekil 3.45: Sismik izin konvolüsyonel modeli (Demirbağ, 2013). 77

Şekil 3.46: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına ait sismik izin kestirim dekonvolüsyonu öncesi ve sonrasındaki öz ilişki sonucu. 79

Şekil 3.47: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına ait sismik izin kestirim dekonvolüsyonu öncesi ve sonrasındaki öz ilişki sonucu. 80

Şekil 3.48: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına uygulanan kestirim dekonvolüsyonu öncesi ve sonrası. 81

Şekil 3.49: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına uygulanan kestirim dekonvolüsyonu öncesi ve sonrası. 82

Şekil 3.50: M97-029 kodlu hatta ait sismik izin kestirim dekonvolüsyonu öncesi ve sonrasındaki öz ilişki sonucu. 83

Şekil 3.51: M97-029 kodlu hatta uygulanan kestirim dekonvolüsyonu öncesi ve sonrası. 84

Şekil 3.52: (x,z) düzleminde bulunmakta olan P noktasının (x,t) düzlemine göre olan görüntüsü (Gardner ve diğ., 1974)'den düzenlenerek alınmıştır. 85

Şekil 3.53: x düzleminde ve z derinliğinde bulunan bir yansıtıcı noktanın sismik tepkisi (Stolt ve Benson, 1986)..... 86

Şekil 3.54: (a) Derinlik ortamında atış noktalarından çıkıp yer altından yansıyan sismik izlerin yansıma noktaları ve ışın yolları gösterilmiş olup (b) Derinlik ortamında yansıyan sinyallerin zaman ortamındaki yansıma izleri (McQuilin ve diğ., 1984)'den düzenlenerek alınmıştır. 89

Şekil 3.55: (a) Yer altında bulunan CD ara yüzeyi, (b) C'D' ara yüzeyinin sismik kesitteki görünen hali ve migrasyon işlemi sonunda doğru yeri olan CD noktasına taşınması gösterilmiştir (Chun ve Jacewitz, 1981). 90

Şekil 3.56: AB doğrusunun migrasyon sonucunda A'B' ye ve C noktasının migrasyon sonucunda C' noktasına taşınması gösterilmiştir. (Yılmaz, 1987)..... 91

Şekil 3.57: Sonlu farklar migrasyon yöntemi kullanılarak alıcıların yansıtıcı yüzeyine yakınlaştırma işlemi (Yılmaz, 1987). 93

Şekil 3.58: Derinlik değerinin (z) 0 olduğu (x,t) düzleminde bulunan sismik kesitin z yönünde aşağı uzanım tekniği ile olan yakınlaştırması. (x,z) düzleminde t=0 anında sismik kesit migrasyona uğramış şekli ile görülmektedir (Yılmaz, 1987). 95

Şekil 3.59: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına ait sonlu farklar zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 97

Şekil 3.60: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına ait sonlu farklar zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 97

Şekil 3.61: M97-029 kodlu hatta ait sonlu farklar zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 98

Şekil 3.62: (a) (x,z) düzleminde bulunan bir nokta kaynağının, (b) (x,t) düzlemindeki görüntüsü (Yılmaz, 1987)..... 99

Şekil 3.63: (a) (x,z) düzleminde bulunan birçok nokta kaynağının, (b) (x,t) düzlemindeki görüntüsü (Yılmaz, 1987). 99

Şekil 3.64: (a) (x,z) düzleminde bulunan birçok yansıtıcı nokta kaynağının, (b) (x,t) düzlemindeki görüntüsü (Yılmaz, 1987). 99

Şekil 3.65: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına ait Kirchhoff (Migtx) zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 102

Şekil 3.66: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına ait Kirchhoff (KMig2D) zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 103

Şekil 3.67: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına ait Kirchhoff (Migtx) zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 103

Şekil 3.68: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına ait Kirchhoff (KMig2D) zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 104

Şekil 3.69: M97-029 kodlu hatta ait Kirchhoff (Migtx) zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 104

Şekil 3.70: M97-029 kodlu hatta ait Kirchhoff (KMig2D) zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 105

Şekil 3.71: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına ait Kirchhoff (KMig2D) derinlik migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 106

Şekil 3.72: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına ait Kirchhoff (KMig2D) derinlik migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 107

Şekil 3.73: M97-029 kodlu hatta ait Kirchhoff (KMig2D) derinlik migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 107

Şekil 3.74: Yüzeyde izlenmekte olan sismik izin zaman-derinlik ortamında görünümü (Sheriff, 1978'den değiştirilerek alınmıştır). 109

Şekil 3.75: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına ait Dalga Denklemi zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 110

Şekil 3.76: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına ait Dalga Denklemi zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 110

Şekil 3.77: M97-029 kodlu hatta ait Dalga Denklemi zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 111

Şekil 3.78: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına ait Açık Sonlu Farklar zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 112

Şekil 3.79: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına ait Açık Sonlu Farklar zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 112

Şekil 3.80: M97-029 kodlu hatta ait Açık Sonlu Farklar zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali. 113

Şekil 3.81: Çalışma için seçilmiş olan M97-012A ve M97-029 kodlu sismik yansıma hatlarına yığma öncesi derinlik migrasyonu için uygulanmış olan veri işlem aşamaları. 115

Şekil 3.82: Kesitlerin yığma sonrası zaman migrasyonunda kullanılmış olan RMS hızlarının dönüştürülmesi ile elde edilen ara hızlar. 116

Şekil 3.83: Hesaplanan yapısal nitelikler doğrultusunda kesit üzerindeki süreklilik niteliklerinin işaretlenmesi. 118

Şekil 3.84: Hesaplanan yapısal nitelikler doğrultusunda kesit üzerindeki eğim niteliklerinin işaretlenmesi. 119

Şekil 3.85: Kesit üzerinde bulunan yapıların eğim ve süreklilik niteliklerinin hesaplanarak kalemler olarak kaydedilmesi ardından bu niteliklerin ilksel ortak yansıma noktaları (CRP Gathers) üzerine, 2B Yığma öncesi otomatik seçim işlemi (2D PreStack AutoPicker) ile yerleştirilmesi. 122

Şekil 3.86: (a) M97-029 kodlu hatta ait olan ortak yansıma noktalarının 1. yineleme sonucu ve (b) 3. yineleme sonucu. 123

Şekil 3.87: (a) M97-029 kodlu hatta uygulanan yığma öncesi derinlik migrasyon sonucu elde edilen kesit ve (b) yakınlaştırılmış hali. 124

Şekil 4.1: Marmara Denizi'nin çok ışınlı batimetri haritası, TH: Tekirdağ Havzası, BS: Batı Sırtı, OH: Orta Havza, OS: Orta Sırt, KH: Kumburgaz Havzası, ÇH: Çınarcık Havzası. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 126

Şekil 4.2: Marmara Denizi'nde yer alan Orta Havza'nın çok ışınlı batimetri haritası. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 129

Şekil 4.3: Marmara Denizi'nde yer alan Orta Havza'nın çok ışınlı batimetri haritasının 3B'lu görüntüsü. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 130

Şekil 4.4: Marmara Denizi'nde yer alan Orta Havza'nın çok ışınlı batimetri haritasının yakınlaştırılmış hali. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 131

Şekil 4.5: Marmara Denizi'nde yer alan Orta Havza'nın, (a) saçılma verisi (Backscattering/Reflectivity) (b) yandan taramalı sonar verileri (Saçılma ve yandan taramalı sonar verileri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 132

Şekil 4.6: Bölgede 1971 yılından bu yana Orta Havza üzerinde gerçekleşmiş olan depremlerin episantırlarının dağılımlarını (turuncu noktalar) gösteren sismisite haritası. Deprem episantır dağılımları, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi'nden (BÜ KRDAE BDTİM) alınmıştır. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 134

Şekil 4.7: Bölgede 1971 yılından bu yana gerçekleşmiş olan ve büyüklükleri $M_w \geq 4.0$ olan depremlerin (kırmızı noktalar) odak mekanizma çözümleri. (Faylar, Le Pichon ve diğ., 2001; Emre, Ö. ve diğ., 2013, Odak mekanizması, Kalafat, 2020'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 135

Şekil 4.8: Göreceli Akustik Empedans (Relative Acoustic Impedance-RAI) nitelik işleminin (a) öncesi ve (b) sonrasına ait örnek bir görüntü. 136

Şekil 4.9: M97-012A kodlu hattın birinci kısmının yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin (a) yorumlanmamış hali ve (b) yorumlanmış hali. DA:5. 138

Şekil 4.10: M97-012A kodlu hattın ikinci kısmının yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin (a) yorumlanmamış hali ve (b) yorumlanmış hali. DA:5. 139

Şekil 4.11: M97-012A kodlu hattın birinci kısmının (1-881 CDP'ler arasında kalan kısmın) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F1-N, F2-N, F3-N ve F4-N normal faylardır. 140

Şekil 4.12: M97-012A kodlu hattın birinci kısmının (641-1681 CDP'ler arasında kalan kısmın) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F4-N ve F5-N normal faylardır. 141

Şekil 4.13: M97-012A kodlu hattın ikinci kısmının (1-1141 CDP'ler arasında kalan kısmının) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F7-D doğrultu atım bileşenine sahip bir fay olup, F6-O ve F8-O oblik atım bileşenine sahip faylardır. 143

Şekil 4.14: M97-012A kodlu hattın ikinci kısmının (1441-3201 CDP'ler arasında kalan kısmının) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F9-D, F10-D ve F11-D doğrultu atım bileşenine sahip faylar olup, F12-N ve F13-N normal faylardır. 144

Şekil 4.15: Marmara Denizi'nde yer alan Çınarcık Havzası'nın çok ışınlı batimetri haritası. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 145

Şekil 4.16: Marmara Denizi'nde yer alan Çınarcık Havzası'nın çok ışınlı batimetri haritasının 3B'lu görüntüsü. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 146

Şekil 4.17: Marmara Denizi'nde yer alan Çınarcık Havzası'nın çok ışınlı batimetri haritası. (Faylar, Le Pichon ve diğ., 2001; Emre, Ö. ve diğ., 2013, Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 147

Şekil 4.18: Marmara Denizi'nde yer alan Çınarcık Havzası'nın saçılma verisi, (Backscattering/Reflectivity) (Saçılma verisi, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 148

Şekil 4.19: Bölgede 1957 yılından bu yana Çınarcık Havzası üzerinde gerçekleşmiş olan depremlerin episantırlarının dağılımlarını (beyaz noktalar) gösteren sismisite haritası. Deprem episantır dağılımları, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi'nden (BÜ KRDAE BDTİM) alınmıştır. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 149

Şekil 4.20: Bölgede 1963 yılından bu yana gerçekleşmiş olan ve büyüklükleri $M_w \geq 3.8$ olan depremlerin (kırmızı noktalar) odak mekanizma çözümleri. (Faylar, Le Pichon ve diğ., 2001; Emre, Ö. ve diğ., 2013, Odak mekanizması, Kalafat, 2020'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 150

Şekil 4.21: M97-029 kodlu hatta ait yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali. DA:5. 152

Şekil 4.22: M97-029 kodlu hatta ait yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali. DA:5. 153

Şekil 4.23: M97-029 kodlu hattın Ana Marmara Fayı'nın güney kolunu içeren kısmının (1-2081 CDP'ler arasında kalan kısmının) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F14-D ve F15-D doğrultu atım bileşenine sahip faylardır. 154

Şekil 4.24: M97-029 kodlu hatta ait havza kısmının (2241-4161 CDP'ler arasında kalan kısmının) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Siyah kesik çizgili kutular ile havza içerisindeki sıkışan alanlar belirtilmiştir. 155

Şekil 4.25: M97-029 kodlu hattın Ana Marmara Fayı'nın kuzey kolunu içeren kısmının (2081-4321 CDP'ler arasında kalan kısmının) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F16-D, F17-D, F18-D ve F19-D doğrultu atım bileşenine sahip faylardır. 156

Şekil 4.26: M97-029 kodlu hattın kuzey sırt içeren kısmının (3841-5601 CDP'ler arasında kalan kısmının) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F20-N, F21-N, F22-N, F23-N ve F24-N normal faylardır. 157

Şekil 5.1: M97-012A kodlu hattın birinci kısmının yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali ve 3 boyutlu batimetri haritasının bütünleşik görünümü (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F1-N, F2-N, F3-N, F4-N ve F5-N normal faylardır. Hattın konumu şeklin sağ alt kısmında verilmiştir. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 164

Şekil 5.2: M97-012A kodlu hattın ikinci kısmının yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali ve 3 boyutlu batimetri haritasının bütünleşik görünümü (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F6-O ve F8-O oblik atım bileşenine, F7-D, F9-D, F10-D ve F11-D doğrultu atım bileşenine sahip faylar olup, F12-N ve F13-N normal faylardır. Hattın konumu şeklin sağ alt kısmında verilmiştir. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 165

Şekil 5.3: M97-029 kodlu hatta ait yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali ve 3 boyutlu batimetri haritası ile bütünleşik görünümü (da:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F14-D, F15-D, F16-D, F17-D, F18-D ve F19-D doğrultu atım bileşenine sahip faylar olup, F20-N, F21-N, F22-N, F23-N ve F24-N normal faylardır. Hattın konumu şeklin sağ alt kısmında verilmiştir. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 168

Şekil 5.4: Yapılan incelemeler sonucunda, Orta Havza içerisinde bundan önceki çalışmalarda tespiti yapılan faylar (Le Pichon ve diğ., 2001; Emre, Ö. ve diğ., 2013) beyaz renkli çizgiler ile verilirken, bu tez çalışması kapsamında tespiti yapılan faylar ve olası uzanımları kırmızı renkli çizgiler ile gösterilmiştir. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır). 171

Şekil 5.5: Yapılan incelemeler sonucunda, Çınarcık Havzası içerisinde bundan önceki çalışmalarda tespiti yapılan faylar (Le Pichon ve diğ., 2001; Emre, Ö. ve diğ., 2013) beyaz renkli çizgiler ile verilirken, bu tez çalışması kapsamında tespiti yapılan faylar ve olası uzanımları kırmızı renkli çizgiler ile gösterilmiştir. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır)..... 172

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 3.1: MTA Sismik-1 Araştırma Gemisi tarafından 1997 yılında toplanmış olan ve tez çalışması için seçilmiş olan sismik hatların toplama parametreleri. 17

Tablo 3.2: Katlanma Sayılarına karşılık gelen S/G Oranları. 58

Tablo 3.3: Sismik migrasyon türleri (Yılmaz, 1987) 87

SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

Simgeler	Açıklama
k	: Katlanma Sayısı
V	: Hız
π	: Pi sayısı
°	: Derece
t	: Zaman
λ	: Dalga Boyu
f	: Frekans

Kısaltmalar	Açıklama
CDP	: Ortak Derinlik Noktası
CMP	: Orta Orta Nokta
CRP	: Ortak Yansıma Noktaları
MTA	: Maden Tetkik ve Arama
km	: Kilometre
m	: Metre
ms	: Milisaniye
sn	: Saniye
Hz	: Hertz
Db	: Decibel
S/G	: Sinyal / Gürültü
NMO	: Normal Move Out (Dik Yola Kaydırma Düzeltmesi)
RMS	: Root Mean Square (Kök Ortalama Kare Hız)
DA	: Düşey Abartma
M_w	: Moment Magnetüd
CVI	: Constrained Velocity Inversion (Hızın Ters Çözümlenmesi)
F-N	: Normal Fay
F-D	: Doğrultu Atımlı Fay
F-O	: Oblik Atımlı Fay]

ÖZET

DOKTORA TEZİ

SİSMİK MİGRASYON YÖNTEMLERİNİN MARMARA DENİZİ YANSIMA SİSMİĞİ VERİLERİNE UYGULANMASI ve AKTİF TEKTONİK YORUMU

Mehmet Ali ÜGE

İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Ali İsmet KANLI

Tez çalışması kapsamında, öncelikli olarak Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü'ne (MTA) ait Sismik-1 Araştırma Gemisi tarafından 1997 yılında toplanmış olan iki adet çok kanallı sismik yansıma hatları rutin ve rutin olmayan veri işlem basamakları kullanılarak işlenmiştir. Sismik yansıma hatlarının belirtilen veri işlem aşamaları, İstanbul Üniversitesi – Cerrahpaşa Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde bulunmakta olan Sismik Veri İşleme ve Yorumlama Laboratuvarı'nda yapılmıştır. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü'ne (MTA) ait Sismik-1 Araştırma Gemisi tarafından 1997 yılında toplanmış olan iki adet çok kanallı sismik yansıma verisi, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümüne Emerson E&P ve Schlumberger firmalarının eğitim lisansı ile kullanıma sunduğu Emerson-Paradigm Echos & GeoDepth sismik veri-işlem yazılım paketi ve Schlumberger Petrel sismik yorumlama yazılım paketi kullanılarak işlenmiş ve yorumlanmıştır. Tez çalışması kapsamında kullanılan ve 66,137 km uzunluğa sahip olan iki adet çok kanallı sismik yansıma verisi öncelikle rutin veri işlem aşamaları kullanılarak işlenmiştir. Bu aşamalar sırasıyla, ham verilerin sisteme girilmesi ve atış ortamına geçirilmesi, verilerde bulunan istenmeyen izlerin tespiti ve kaldırılması, verilerde bulunan gürültülerin giderilmesi için süzgeç uygulaması, verilerdeki istenmeyen alanların atılması için kesme işlemi, genlik kazancı uygulaması, atış-alıcı düzeni geometri bilgisinin siteme tanıtılması, atış düzeninde bulunan verilerin ortak yansıma noktası düzenine geçirilmesi, hız analizi, NMO düzeltmesi ve kesme işlemi, yığma işlemi, yığma öncesi ve sonrası tekrarlı yansımaların giderilmesi, yığma sonrası zaman ve derinlik ortamı migrasyon işlemi şeklindedir.

Tez çalışması kapsamında işlenen iki adet çok kanallı sismik yansıma verilerden Marmara Denizi Orta Havza bölgesinde toplanan M97-012A kodlu sismik yansıma verisi, verinin toplanma aşamasında yaklaşık olarak 4 km'lik bir atış kaybına uğradığı için M97-012A kodlu sismik yansıma verisi iki parçaya ayrılmış ve iki parça olarak ayrı ayrı veri işlem aşamalarına tabi tutulmuştur. Verilerin 1997 yılında eski bir teknoloji ile toplanması sonucu yapılan veri işlem aşamalarında büyük zorluklar çekilmiştir; fakat gelişen teknoloji ile bu zorlukların üstesinden gelinip başarılı ve yeni sonuçlar ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Çalışma kapsamında kullanılan iki adet çok kanallı sismik yansıma hattına rutin olan veri işlem aşamalarından sonra rutin olmayan veri işlem aşamaları (yığma öncesi derinlik migrasyonu) uygulanmıştır. İlk aşamada yapılan rutin veri işlem aşamaları ile elde edilen yığma sonrası zaman ve derinlik migrasyonu kesitlerine ek olarak, rutin olmayan veri işlem aşamaları ile yığma öncesi derinlik migrasyonu kesitleri elde edilmiştir. Yığma öncesi derinlik migrasyonu işlemi gerek akademik çalışmalarda gerekse doğalgaz ve petrol sektöründe öncül yöntem olarak kullanılmaktadır. Rutin olmayan veri işlem aşamalarında ise rutin veri işlem aşamalarından ilave olarak yığma hız analizi sonucunda elde edilen RMS hızları, yığma öncesi derinlik migrasyonunda kullanılacak olan ara hızlara dönüştürülmüş ve sisteme başlangıç hız modeli olarak tanımlanmıştır. Elde edilen kesitlerde bulunan ortak yansıma noktaları (CRP-Common Reflection Points) istenilen düz forma ulaşana kadar işlem sürdürülmüştür. Tez çalışması kapsamında kullanılan kesitlere uygulanan bu işlemler sonucunda M97-029 kodlu hat için üç yineleme M97-012A kodlu hattın her iki parçası içinde dört yineleme de ortak yansıma noktaları (CRP) yeteri kadar düz hale getirilmiş ve her hat için yığma öncesi derinlik migrasyon kesitleri elde edilmiştir.

Yapılan incelemeler sonucunda, Orta Havza içerisinde bundan önceki çalışmalarda tespiti yapılan faylara ek olarak (Tchalenko, 1970; Wilcox ve diğ., 1973; Barka, A. A. ve diğ., 1988; Sylvester, 1988; Şengör, 1995; Barka, A. A. ve diğ., 1997; Armijo ve diğ., 1999; Okay, A. I. ve diğ., 1999; Parke ve diğ., 1999; İmren ve diğ., 2001; Le Pichon ve diğ., 2001; Rangin ve diğ., 2001; Armijo ve diğ., 2002; Gökaşan ve diğ., 2002; Parke ve diğ., 2002; Yaltırak, 2002a; Yaltırak ve Alpar, 2002b; Le Pichon ve diğ., 2003; Demirbağ ve diğ., 2003; İmren, 2003; Becel ve diğ., 2009; Becel ve diğ., 2010; Kurt ve diğ., 2011; Sorlien ve diğ., 2012; Shillington ve diğ., 2012; Bayrakçı G. ve diğ., 2013; Kurt ve diğ., 2013) yeni faylar tespit edilmiş ve bu fayların bölgenin tektonik özellikleri ile uyum içerisinde olduğu gözlemlenmiştir. Kalafat (2020)'e ait olan odak mekanizma çözümlemeleri, veri işlemi ve yorumlaması tez çalışması kapsamında yapılmış olan kesitler ile uyum içerisindedir. Orta Havza gerek ötelenme alanını barındırması gerek havza içerisinde yüzeye kadar çıkan fayları ile, gerekse de bölgede ve çevresinde açığa çıkan depremler ile halen faal bir hareket içerisinde olduğu söylenebilmektedir.

Yapılan incelemeler sonucunda, Çınarcık Havzası içerisinde de bundan önceki çalışmalarda tespiti yapılan faylara ek olarak (Tchalenko, 1970; Wilcox ve diğ., 1973; Barka, A. A. ve diğ., 1988; Sylvester, 1988; Şengör, 1995; Barka, A. A. ve diğ., 1997; Armijo ve diğ., 1999; Okay, A. I. ve diğ., 1999; Parke ve diğ., 1999; İmren ve diğ., 2001; Le Pichon ve diğ., 2001; Rangin ve diğ., 2001; Armijo ve diğ., 2002; Gökaşan ve diğ., 2002; Parke ve diğ., 2002; Yaltırak, 2002a; Yaltırak ve Alpar, 2002b; Le Pichon ve diğ., 2003; Demirbağ ve diğ., 2003; İmren, 2003; Becel ve diğ., 2009; Becel ve diğ., 2010; Kurt ve diğ., 2011; Sorlien ve diğ., 2012; Shillington ve diğ., 2012; Bayrakçı G. ve diğ., 2013; Kurt ve diğ., 2013) yeni faylar tespit edilmiş ve bu fayların bölgenin tektonik özellikleri ile uyum içerisinde olduğu gözlemlenmiştir. Kalafat (2020)'e ait olan odak mekanizma çözümlemeleri, veri işlemi ve yorumlaması tez çalışması kapsamında yapılmış olan kesitler ile uyum içerisindedir. Çınarcık Havzası gerek havza içerisinde yüzeye kadar çıkan fayları ile, gerekse de bölgede ve çevresinde açığa çıkan

depremler ile halen faal bir hareket içerisinde olduğu söylenebilmektedir. Her iki bölgede de açığa çıkan depremlerin genel olarak odak mekanizmaları incelendiğinde ana depremlerin genellikle doğrultu atım bileşenine sahip olduğu açıkça görülmektedir. Bildiğimiz gibi Çınarcık Havzası'nın doğu kısmında havzaya giriş yapan Ana Marmara Fayı da doğrultu atım bileşeni içermektedir (İmren ve diğ., 2001; İmren, 2003; Le Pichon ve diğ., 2001; 2003).

Kasım 2021, 204 sayfa.

Anahtar kelimeler: Sismik Migrasyon, Sismik Yorumlama, Sismik Veri İşlem, Marmara Denizi, Kuzey Anadolu Fay Sistemi, Çok Işınlı Batimetri Verisi, Çok Kanallı Deniz Sismiği Yansıma Verisi, Aktif Tektonik

SUMMARY

Ph.D. THESIS

APPLICATION OF SEISMIC MIGRATION METHODS TO MARMARA SEA REFLECTION DATA and INTERPRETATION OF ACTIVE TECTONICS

Mehmet Ali ÜGE

Istanbul University-Cerrahpasa

Institute of Graduate Studies

Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Ali İsmet KANLI

The scope of the thesis is to evaluate, two multi-channel seismic reflection lines collected by the Seismic-1 Research Vessel of General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) in 1997 using conventional and unconventional processing steps. Data processing and interpretation steps for the seismic reflection data are realized in the Geophysical Engineering Department of Istanbul University-Cerrahpaşa Engineering Faculty Seismic Data Processing and Interpretation Laboratory using Emerson-Paradigm Echos & GeoDepth and Schlumberger Petrel softwares, which are granted by Emerson E&P and Schlumberger companies. Two multi-channel seismic reflection data used in this thesis, which has 66,137 km length, are initially processed using conventional data processing steps. These steps are respectively given as follows; input of the raw data to the system and sorting them as shot domain, editting the undesired traces, filtering, muting, spherical gain correction, defining the shot-receiver geometry, sorting the data from shot gathers to common depth point (CDP) gathers, velocity analysis, NMO correction, NMO mute, stacking, removing the multiple reflections before and after stacking, post-stack time and depth migration. One of lines, M97-012A, which is located at the Central Basin at the Marmara Sea, is seperated and processed in two parts because of the misfire for 4 km length.

Many difficulties were experienced during the data processing due to the technological limits at the time in 1997; however, many of these difficulties have been overcome and improved results have been obtained successfully.

After the conventional data processing, unconventional data processing steps (pre-stack depth migration) are applied to the multi-channel seismic reflection data. Correspondingly, post-stacking time and depth migration sections are obtained with the conventional data processing steps in the first stage, and pre-stack depth migration sections are obtained with the unconventional data processing steps. The pre-stack depth migration is primarily used in both academic, and oil and gas sectors. In the unconventional data processing stages, in addition to the conventional data processing steps, the RMS velocities which are obtained as a result of the stacking velocity analysis are converted to interval velocities, to be used in the pre-stack depth migration and these interval velocities are defined as the initial velocitiy model to the system. As a result of the initial processing steps, if the Common Reflection Points (CRP) of the cross-section did not become necessarily flat, the mentioned operations are repeated until the CRP gathers become flat enough. For the lines processed within the scope of the thesis, the CRP gathers became flat in three iterations for the line M97-029 and in four iterations for both parts of the line M97-012A. The results of pre-stack depth migration sections are found to be successful for both multi-channel seismic reflection lines.

In the thesis study, active tectonic interpretation of the region is realized considering the results of data processing and the focal mechanism solutions. In the recovered sections, several previously unknown faults are identified in the Central Basin, which are compatible with the known faults (Tchalenko, 1970; Wilcox et al., 1973; Barka, A. A. et al., 1988; Sylvester, 1988; Şengör, 1995; Barka, A. A. et al., 1997; Armijo et al., 1999; Okay, A. I. et al., 1999; Parke et al., 1999; İmren et al., 2001; Le Pichon et al., 2001; Rangin et al., 2001; Armijo et al., 2002; Gökaşan et al., 2002; Parke et al., 2002; Yaltırak, 2002a; Yaltırak and Alpar, 2002b; Le Pichon et al., 2003; Demirbağ et al., 2003; İmren, 2003; Becel et al., 2009; Becel et al., 2010; Kurt et al., 2011; Sorlien et al., 2012; Shillington et al., 2012; Bayrakçı G. et al., 2013; Kurt et al., 2013) and other tectonic features. The focal mechanism solutions of Kalafat (2020) are also observed to be compatible with the interpreted sections. Considering the displacement area of the basin, the faults that reach to the surface, and the earthquakes that occurred in the region and its surrounding area, it can be concluded that the Central Basin is still under active deformation.

Similarly, several previously non-identified faults are also determined in the Çınarcık Basin and the earthquakes occured in the region are found to be compatible with the presence (Tchalenko, 1970; Wilcox et al., 1973; Barka, A. A. et al., 1988; Sylvester, 1988; Şengör, 1995; Barka, A. A. et al., 1997; Armijo et al., 1999; Okay, A. I. et al., 1999; Parke et al., 1999; İmren et al., 2001; Le Pichon et al., 2001; Rangin et al., 2001; Armijo et al., 2002; Gökaşan et al., 2002; Parke et al., 2002; Yaltırak, 2002a; Yaltırak and Alpar, 2002b; Le Pichon et al., 2003; Demirbağ et al., 2003; İmren, 2003; Becel et al., 2009; Becel et al., 2010; Kurt et al., 2011; Sorlien et al., 2012; Shillington et al., 2012; Bayrakçı G. et al., 2013; Kurt et al., 2013) of these faults and other tectonic features. The focal mechanism solutions of Kalafat (2020) are also observed to be compatible with the interpreted sections. Considering the faults that reach to the surface, and the earthquakes that occurred in the region and its surrounding area, it can be concluded that the Çınarcık Basin is still under active deformation. When the focal mechanisms of the earthquakes around the interpreted lines are investigated, it is clearly seen that the main earthquakes generally have strike-slip components similar to the Main Marmara Fault, which enters the Basin in the eastern part of the Çınarcık Basin (İmren et al., 2001; Le Pichon et al., 2001; İmren, 2003; Le Pichon et al., 2003).

November 2021, [204] pages.

Keywords: [Seismic Migration, Seismic Interpretation, Seismic Data Processing, Marmara Sea, North Anatolian Fault System, Multibeam Bathymetry, Multi-Channel Marine Seismic Reflection Data, Active Tectonics]

1. GİRİŞ

Marmara Denizi, konumu itibari ile jeolojinin karmaşık olduğu bir bölgede yer almaktadır. Marmara Denizi'nin oluşumu Akdeniz ve Karadeniz'e göre çok daha sonra olmuştur. Marmara Denizi'nin oluşumu, Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizine Miyosen-Pliyosen jeolojik zamanında ulaşması ile başlamıştır. Marmara Denizi içerisinde doğudan batıya, sıralanmış şekilde ve derinlikleri de 1000 metreyi aşan 3 adet ana çukurluk yapısı ve bu çukurluk yapılarını kuşatan şelfler bulunmaktadır. Marmara Denizi'nin gerek oluşumu gerek içerisinde barındırmakta olduğu havza ve sırt yapıları, gerekse halen bölgede açığa çıkan depremler nedeni ile, araştırmacıların yoğun ilgisini çeken gözde bir çalışma sahasıdır. Bu anlamda Marmara Denizi'nde geçmişten günümüze yapılmış olan çalışmalar son yıllarda artarak devam etmektedir. Teknolojinin gelişimine paralel olarak yapılan çalışmalar sonucunda bölge hakkında daha detaylı bilgiler ortaya konmaktadır.

Bu tez çalışması kapsamında 1997 yılında MTA-Sismik 1 Araştırma Gemisi tarafından Marmara Denizi'nde toplanan ve toplamdaki uzunlukları 66,137 km olan iki adet çok kanallı deniz sismiği hattı incelenmiştir. Çalışma kapsamında incelenen iki adet çok kanallı deniz sismiği hatlarında bulunan çok kanallı sismik yansıma verilerine, sırasıyla rutin ve rutin olmayan sismik veri işlem aşamaları uygulanıp hem yığma öncesi derinlik hem de yığma sonrası zaman ve derinlik ortamlarında migrasyon kesitleri elde edilmiştir. Uygulanan migrasyon işlemi sonuçlarından en iyi sonucu ortaya koyan yığma öncesi derinlik migrasyon sonuçları, toplanmış oldukları yerlerin çok ışınlı batimetrik, saçılma (Backscattering/Reflectivity) ve yandan taramalı sonar verileri, jeolojik özellikleri, bölgede açığa çıkan depremler ışığında incelenmiş, günümüz teknolojisi kullanılarak tekrardan işlenerek yorumlanmış ve güncel önemli bulgular ortaya konmuştur. Bu tez çalışmasının amaçlarından ilki olan sismik migrasyon yöntemlerinin Marmara Denizi yansıma sismiği verilerine uygulanması, çalışma bölgesine ait olan çok kanallı sismik yansıma verilerinin, gelişen teknoloji ile birlikte daha sağlıklı ve doğru bir şekilde yorumlanmasına olanak sağlamaktadır. Gelişen teknoloji ile elde edilen gerek yığma öncesi derinlik migrasyonu kesitleri, gerekse yığma sonrası zaman ve derinlik migrasyonu kesitleri bugüne kadar yapılmış olan çalışmalara ve de bundan sonra yapılacak olan çalışmalar için önemli bir katkı ve fayda sağlayacaktır.

Gelişen teknoloji kullanılarak (Emerson-Paradigm Echos & GeoDepth sismik veri-işlem yazılımı, Schlumberger Petrel sismik yorumlama yazılımı ve güçlü iş istasyonları) elde edilen gerek yığma öncesi derinlik migrasyonu kesitleri ile yığma sonrası zaman ve derinlik migrasyonu kesitleri, gerek çalışma bölgesinde bundan önce toplanmış olan batimetri, saçılma ve yandan taramalı sonar verileri gerekse bölgede gerçekleşmiş olan depremlerin odak mekanizma çözümleri yardımı ile bölgenin aktif tektonik yorumuna katkı sağlayacak bulgular elde edilmiştir.

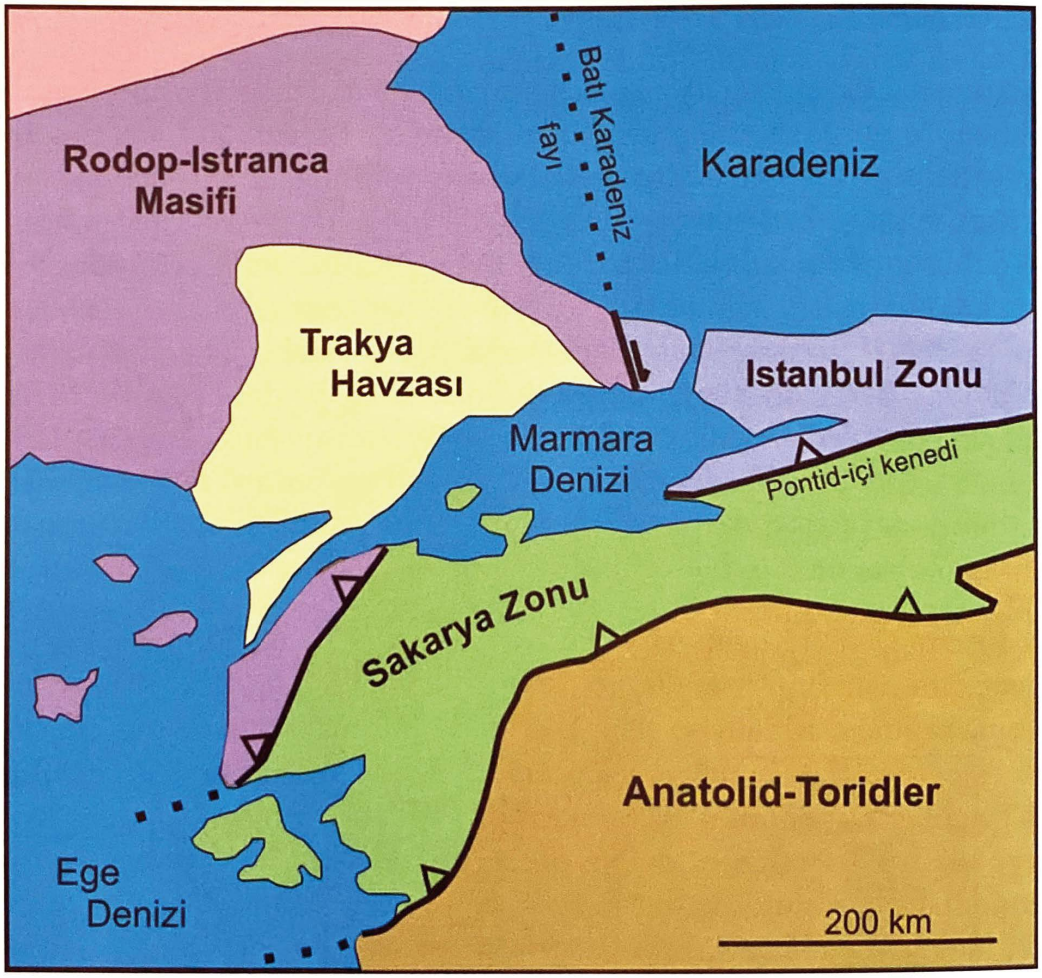
Tez çalışması kapsamında, çalışma bölgesi ve çevresinin jeolojik, tektonik ve morfolojik açıdan değerlendirilmesi, kullanılan sismik veriler ve özellikleri ile detaylı veri işlem aşamaları, Marmara Denizi'nin batimetrik verileri ışığında değerlendirilmesi, Marmara Denizi içerisinde yer alan sırtlar ve çukurlar, Orta Havza ve Çınarcık Havzası'nın aktif tektoniğinin batimetrik, saçılma, yandan taramalı sonar ve çok kanallı deniz sismiği yansıma verileri ile değerlendirilmesi, ve elde edilen bilgiler ışığında yapılan tartışma, sonuç ve önerileri sunulacaktır.]

2. GENEL KISIMLAR

2.1. MARMARA DENİZİ VE ÇEVRESİNİN JEOLOJİK AÇIDAN DEĞERLENDİRİLMESİ

Marmara Denizi, konumu itibari ile jeolojinin karmaşık olduğu bir bölgede yer almaktadır. Marmara Denizi'nin oluşumu Akdeniz ve Karadeniz'e göre çok daha sonra olmuştur. Marmara Denizi'nin oluşumu, Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi'ne Miyosen-Pliyosen jeolojik zamanında ulaşması ile başlamıştır (Okay ve diğ., 1999). Marmara Denizi içerisinde doğudan batıya, sıralanmış şekilde ve derinlikleri de 1000 metreyi aşan 3 adet ana çukurluk yapısı ve bu çukurluk yapılarını kuşatan şelfler bulunmaktadır (Şekil 3.1). Marmara Denizi'nde bulunmakta olan bu çukurlar yapılarında kilometrelerce kalınlıkta Pliyo-Kuvaterner çökelleri içermektedirler. Marmara Denizi içerisinde bulunmakta olan bu çukurlar, Kuzey Anadolu Fayı tarafından kesilmekte ve fayın hareketine bağlı olarak da derinleşmekte ve dolmaktadır. Marmara Denizi içerinde dar olarak bulunan kuzey şelfi, Kuzey Anadolu Fayı'nın hareketine bağlı bir şekilde yükselmektedir. Bölgede bulunan ve geniş bir yapıya sahip olan güney şelfi, kuzey şelfinden farklı olarak normal faylar tarafından şekillendirilmektedir. Bölgede bulunmakta olan aktif normal fay taban bloklarının oluşumu yine bölgede bulunmakta olan Kapıdağı ve Marmara Adası gibi yükselimlerin gelişmesine neden olmuştur (Artüz ve diğ., 2007).

Marmara Denizi, Kuzey Anadolu Fayı'nın bölgeye ulaşması ile gelişmeye başlayan ve jeolojik açıdan da çok genç olan bir iç denizdir. Karadeniz ve Doğu Akdeniz'in oluşumları jeolojik olarak 80 milyon yıl öncesine dayanmakta olmasına rağmen, Marmara Denizi'nin oluşumu jeolojik olarak 10 milyon sene öncesine kadar ulaşmaktadır (Görür ve diğ., 1997a; Sakınç ve diğ., 1999). Marmara Denizi'nin bulunduğu yer oluşumundan önce, göller ve nehirler tarafından kaplı karasal bir alandı. Bu durum bölgeye ulaşan Kuzey Anadolu Fayı ile birlikte bozulmuş ve bölgede fay hattı boyunca ortaya çıkan düşey hareketler sonucunda çukurluklar oluşmuştur. Bu çukurlukların deniz istilası sonucunda Marmara Denizi meydana gelmiştir (Artüz ve diğ., 2007). Marmara denizi bulunduğu bölge gereği çok karmaşık bir jeolojiye sahip olmakla birlikte birbirinden farklı olan 4 tektonik birliğin yan yana geldiği bir konumda yer almaktadır. Bu 4 tektonik birlik; Rodop-Istranca Masifi, İstanbul Zonu, Sakarya Zonu ve Trakya Havzasıdır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1: Marmara Denizi çevresinde yer alan tektonik birimler (Okay ve Tüysüz, 1999).

2.1.1. Rodop-Istranca Masifi

Karadeniz sahil şeridi, Istranca Dağlarını oluşturan ve Bulgaristan'dan Çatalca bölgesine kadar uzanan aynı zamanda içerisinde metamorfik kayalar bulunduran bir sahil şeridir. Sahil şeridi boyunca bulunan ve Istranca masifine dahil edilmiş olan bu metamorfik kayalar, Bulgaristan'da ve Yunanistan'ın doğu kısmında geniş alanlara yayılmış olan Rodop ve Sırp-Makedonya masiflerinin doğu yönüne doğru olan devamlılığını oluşturmaktadır (Şekil 2.1) (Artüz ve diğ., 2007). Istranca masifi, jeolojik olarak Hersiniyen ve daha sonrasında erken Alpin dönemlerinde deformasyona ve metamorfizma geçirmiştir (Aydın, 1988; Çağlayan ve Yurtsever, 1998; Okay ve diğ., 2001; Sunal ve diğ., 2006). Geçirilen metamorfizma olaylarından sonra yükselmiş olan metamorfik kayalar, Alt Kretase yaşında olan çökeller tarafından uyumsuzlukla örtülmüştür. Istranca Masifinde bulunan metamorfik kayalar, Geç Kretase döneminde Granodiyorit

sokulumlar, Demirköy sokulumu, dayklar, ufak magmatik kütleler ve siller tarafından kesilmiştir (Artüz ve diğ., 2007).

2.1.2. İstanbul Zonu

İstanbul şehrinin bulunmuş olduğu bölge; sürekli, kalın ve düzenli bir şekilde Paleozoik sedimanter istiflerden ve bunları uyumsuzlukla örtmekte olan Mezozoik ve Tersiyer çökellerden meydana gelmektedir (Ketin 1983; Görür ve diğ., 1997b; Tüysüz ve diğ., 2004). Mesozoyik ve Tersiyer çökelleri Çatalca bölgesinden Zonguldak bölgesine kadar uzanmaktadır. Zonguldak'ta bulunmakta olan kömür sahaları İstanbul Zonu'nun doğu sınır kısmını oluşturmaktadır. Istranca Masifi ile İstanbul Zonu'nun ayıran sınır Çatalca bölgesinin doğusundan geçmektedir. KKB-GGD uzanımlı sağ yanal atımlı Batı Karadeniz Fayı (Okay ve diğ., 1994) olarak bilinen ve Hadımköy ilçesinin çevresinde mostra vermiş olan Karbonifer yaşta bulunan kum taşları ile Çatalca bölgesinde mostra vermiş olan Istranca Masifine ait olan metamorfik kayalar arasında uzanmakta olan bu tektonik sınır, Eosen-Oligosen çökelleri ile kaplı bir şekilde bulunmaktadır (Artüz ve diğ., 2007).

2.1.3. Sakarya Zonu

Sakarya Zonu, İstanbul Zonu'ndan farklı olarak yapısında düzenli bir Paleozoik istif bulundurmamaktadır. Üst Paleozoik sınıfında bulunmakta olan kayalar bloklar şeklinde Permo-Triyas jeolojik yaşta bulunan çökel ve volkanik kayalar içinde bulunmaktadır. İstanbul Zonu'nda gözlemlenmemiş olan, Geç Triyas yaşta (Kimmerid) metamorfizma ve deformasyonu içeren orojenik faaliyet Sakarya Zonu'nda saptanmıştır (Okay ve Göncüoğlu, 2004). Sakarya Zonu'nun karmaşık bulunan temeli üzerinde Jura jeolojik zamanından başlayan düzenli yapıda sedimanter-volkanik bir istif yapısı yer almaktadır. İstanbul ve Sakarya Zonlarının, Paleozoik / Mesozoyik jeolojik zamanlarında, okyanus ile birbirlerinden ayrıldıkları düşünülmektedir. İki zonun birbirinden ayrılmasına sebep olan bu okyanus Pontid-İçi kenedi olarak adlandırılmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bahsedilen Pontid-İçi kenedi Kuzey Anadolu Fay Zonu tarafından büyük bir ölçüde takip edilmektedir.

2.1.4. Trakya Havzası

Trakya Havzası, Rodop-Istranca Masifinin, İstanbul ve Sakarya Zonlarının tektonik olarak birleşmelerinden sonra oluşan, jeolojik olarak Eosen-Oligosen yaşında olan ve yapısında klasik sedimanter kayaları bulunduran bir havzadır.

Trakya Havzası genel olarak Trakya düzlüğü olarak da adlandırılmaktadır. Trakya Havzası'nın yapısında bulundurduğu petrol ve doğal gaz zenginliğinden ötürü stratigrafik olarak iyi bilinmektedir (Turgut ve diğ.,1983,1991). Trakya Havzası içerisindeki depolama, Orta Eosen jeolojik devrine ait olan kireçtaşları ile birlikte başlayıp, Oligosen jeolojik döneminde havzanın sığlaşarak linyit ara katkılı kumtaşı ve çamur-taşı depolaması ile devam etmektedir. Havzanın orta kısımlarında Eosen-Oligosen jeolojik devir aralığına ait olan istifin kalınlığı 8 km'yi geçmektedir. Oligosen devrine doğru havza yükselip aşınım alanı haline gelmiştir. Belirli bir zaman sonrasında Orta-Üst Miyosen devrinde karasal çökeller uyumsuz olarak Eosen-Oligosen devrinde oluşmuş olan istiflerin üzerlerini kapamıştır (Artüz ve diğ., 2007).

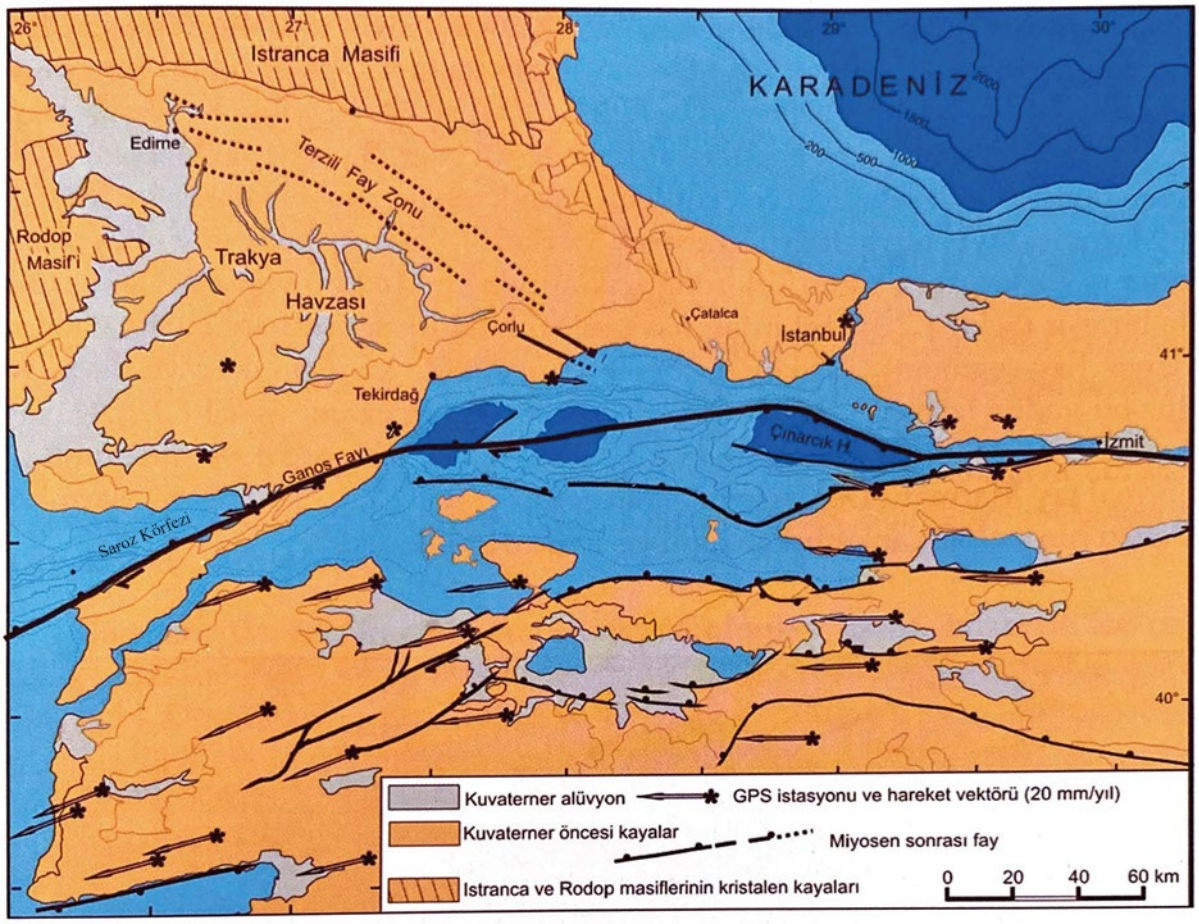
2.2.MARMARA DENİZİ'NİN GENEL TEKTONİK YAPISI, MORFOLOJİSİ VE JEOLOJİSİ

Türkiye'nin bölgesel olarak büyük bir parçasına sahip olan Anadolu levhası Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca yılda 2 santimetre batıya doğru hareket etmektedir. Anadolu levhasının bu hareketi yapılan Küresel Konumlandırma Sistemleri (GPS) ile hassas olarak tespit edilmektedir (Straub ve Kahle, 1995; Reilinger ve diğ., 2006). Marmara Denizi'nin oluşumunda Kuzey Anadolu Fayı'nın büyük bir rolü vardır.

Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara denizi içerisindeki varlığı uzun bir süre boyunca bilinirliğini korumaktadır (Pınar, 1943; Pfannenstiel, 1944). Kuzey Anadolu Fayı, Marmara Denizi'nin doğu kısmında bulunmakta olan İzmit Körfezinden başlayıp, batıda Tekirdağ'ın güney batısında bulunan Gaziköy'ün kuzey kısmından karaya doğru çıkmaktadır (Şekil 2.2). Kuzey Anadolu Fayının fay geometrisi su örtüsü sebebi ile uzun bir süre boyunca haritalanamamıştır. 1997 yılından önce, Marmara Denizi fay haritaları genel olarak batimetrik verilere göre çizilmeye çalışılmıştır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Wong ve diğ.,1995; Barka, 1997). 1990'lı yılların sonlarına doğru Maden Tetkik Arama Kurumuna ait MTA Sismik-1 Araştırma Gemisi ve yurt dışından gelen araştırma gemilerinin yapmış olduğu jeofiziksel çalışmalar sonucunda Marmara Denizi içerisindeki Kuzey Anadolu Fayı'nın geometrisi açığa çıkarılmıştır.

Marmara Denizi'nin sahip olduğu aktif fayların haritası bu tez kapsamında da kullanılmakta olan MTA Sismik-1 gemisinin toplamış olduğu verilere dayanarak Şekil 2.2 ve Şekil 2.3 gösterilmiştir. MTA Sismik-1 gemisinin yapmış olduğu araştırmalara ek olarak yurtdışından

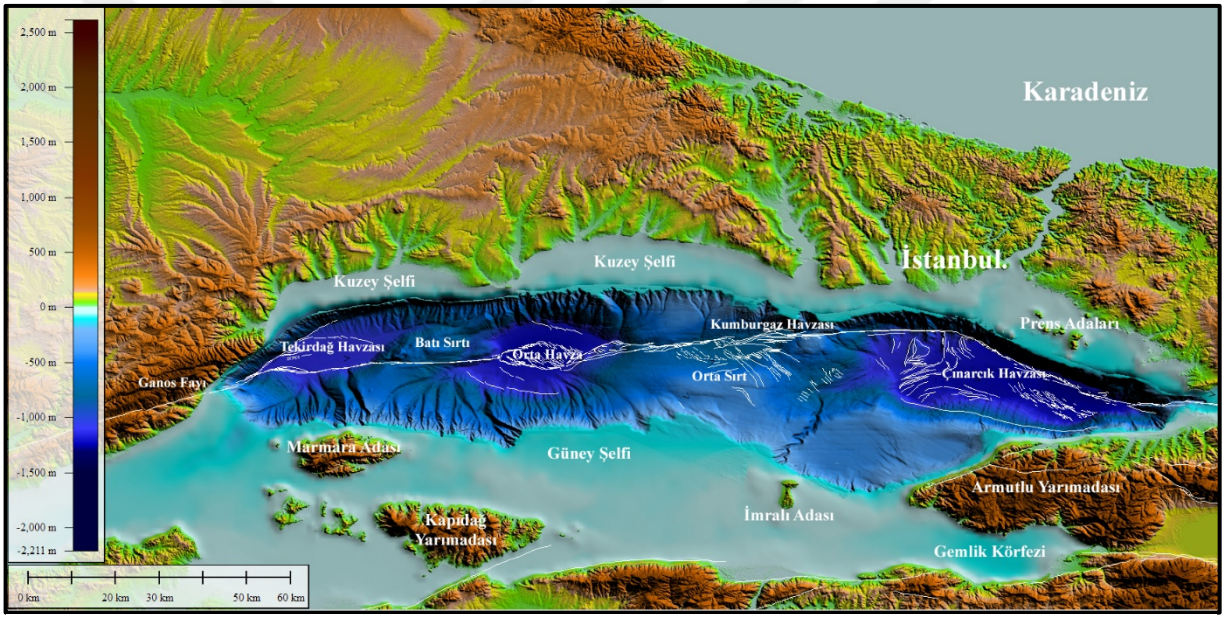
gelen araştırmacıların yapmış olduğu çalışmalar sonucunda fay geometrisi ve karakteristiği hakkında bir değişiklik olmamıştır. (Parke ve diğ., 1999, 2002; Le Pichon ve diğ., 2001, 2003; İmren ve diğ., 2001; Armijo ve diğ., 2002; Demirbağ ve diğ., 2003).



Şekil 2.2: Marmara Denizi ve çevresinin aktif tektonik haritası (Artüz ve diğ., 2007).

Genel olarak belirlenmiş olan Kuzey Anadolu Fayı'nın geometrisine göre, fayın ana kolunun bir bölümünü temsil eden ve 17 Ağustos 1999 yılında gerçeklemiş olan deprem sonucunda yırtılan doğu batı uzantılı, İzmit fay segmenti Tuzla açıklarında iki kola ayrılmaktadır (Şekil 2.3). Ana fay kolu kuzeybatı yönüne doğru uzanan 45 km'lik uzunluğa sahip olan Adalar fay segmentini takip etmektedir. Adalar fay segmenti Marmara Denizi'nin en derin çukuru olarak bilinen Çınarcık Havzası'nın kuzey sınırını oluşturmaktadır. Bunun yanında Adalar fay segmenti Bakırköy açıklarında sıkışmalı bir büklüm yaparak Merkezi Marmara Fayına katılmaktadır. Merkezi Marmara Fayı 105 km uzunluğa sahiptir ve 1766 yılında olan İstanbul depreminden bu yana kırılmamıştır (Ambrasays ve Finkel, 1991).

Ve hali hazırda 20. Yüzyılda Kuzey Anadolu Fayı'nın kırılmamış olan en büyük parçasını temsil etmektedir ve bu da İstanbul için ciddi bir sismik tehlike riskini barındırmaktadır. Merkezi Marmara Fayı batıya doğru ilerleyerek Orta Havza'nın ortasından keser ve Tekirdağ açıkları yakınlarında bir büklüm yaparak Ganos fayına katılmaktadır (Şekil 2.3). Tekirdağ açıkları yakınlarda bir büklüm yapan Merkezi Marmara Fayı burada Tekirdağ Havzası'nın oluşmasına sebep olmaktadır. Ganos Fay segmenti Gaziköy bölgesinin hemen kuzey kısmında karaya çıkarak, düz ve derin bir vadi boyunca yaklaşık olarak 45 km uzunlukla birlikte Saroz Körfezine kadar uzanmaktadır (Şekil 2.2). Kuzey Anadolu Fayı, ana kolu haricinde Marmara Denizi içerisinde birçok doğru atımlı ve normal fay kollarına ayrılmaktadır (Şekil 2.3).



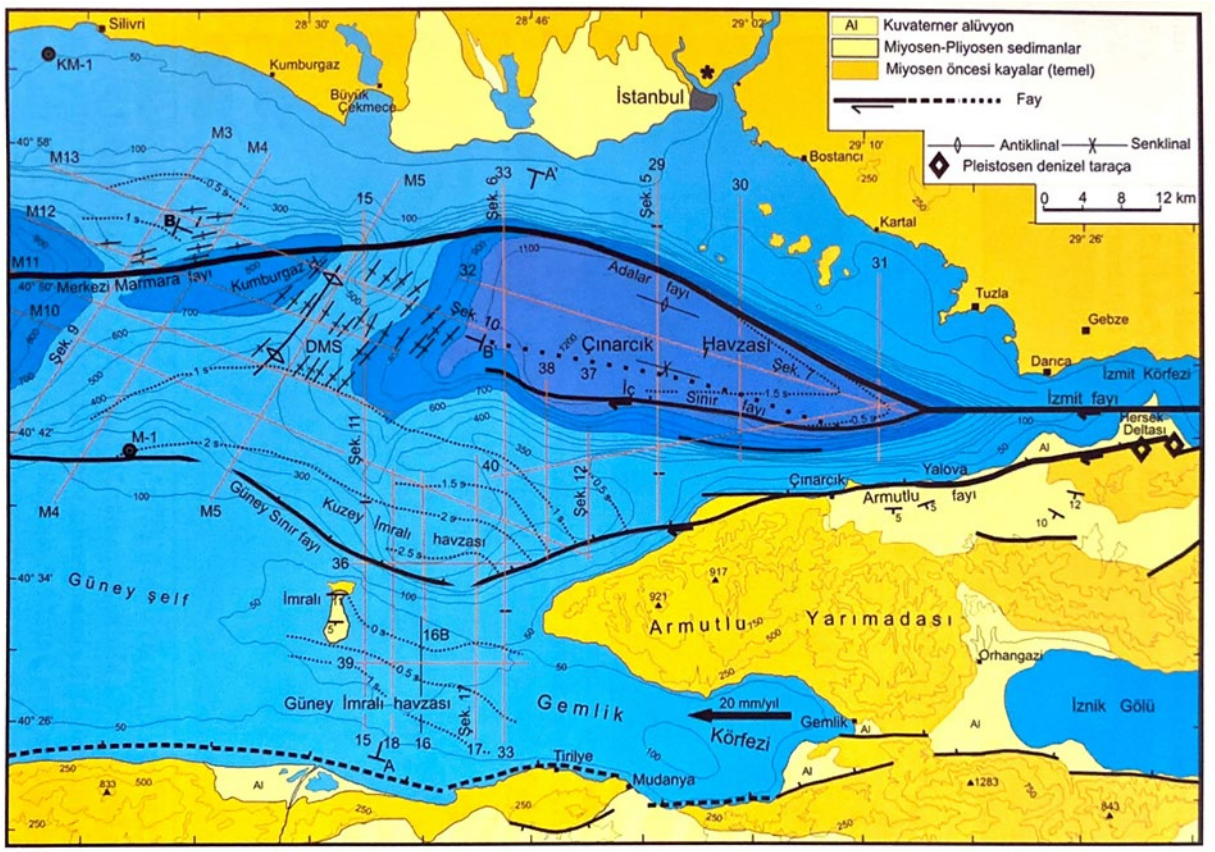
Şekil 2.3: Marmara Denizi'nde yer alan faylar. (Faylar, Le Pichon ve diğ., 2001; Emre, Ö. ve diğ., 2013, Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

2.2.1. Marmara Denizi'nin Jeolojisi

Bu çalışma kapsamında incelenecek olan iki adet çok kanallı deniz sismiği yansıma hatları Marmara Denizi'nin Orta Marmara Havzası ve Çınarcık Havzasında yer almaktadır. Bu yüzden Marmara Denizi'nin Jeolojisi kısmında ağırlıklı olarak Orta Havza ve Çınarcık Havzası kısımları ele alınacaktır.

2.2.2. Çınarcık Havzası

Marmara Denizi'nin doğu tarafında yer alan Çınarcık Havzası, kama şekline sahip ve doğu yönde kapanan, yaklaşık 545 km2'lik bir alana sahip olan sedimanter bir havzadır (Şekil 2.4). Çınarcık Havzası yapısı gereği düz ve engebesiz bir yüzeye sahiptir. Havzanın en derin noktası Prens adalarının hemen güney ucunda bulunmaktadır ve yaklaşık olarak 1275 m derinliğe sahiptir. Havzanın derinliği doğudan batıya doğru olacak şekilde bir artış göstermektedir. Çınarcık Havzası batı yönünden Doğu Marmara sırtı ile sınırlandırılırken, kuzey ve güney yönde ise dik eğimli faylar tarafından sınırlandırılmaktadır (Seeber ve diğ., 2006).



Şekil 2.4: Marmara Denizi'nin doğu kesimine ait ayrıntılı batimetrik ve jeolojik haritası (Artüz ve diğ., 2007).

Çınarcık Havzası'nın kuzey yönünde bulunan denizaltı yamacı yaklaşık olarak 3 km genişliğe sahiptir ve bu yamacın güney yöne doğru ortalama 17 derecelik bir eğimi bulunmaktadır. Çınarcık Havzası'nı güney yönden sınırlamakta olan İç Marmara yamacı yaklaşık olarak 4-6 km arası genişlikte olup kuzey yönüne doğru ise 7-10 derece bir eğime sahiptir.

Çınarcık Havzası'nın doğu yönünde İzmit körfezine doğru, Kuzey ve İç denizaltı yamaçlarının birbirlerine olan yaklaşımları sonucunda derin kazılmış bir denizaltı kanyonu ortaya çıkmaktadır (Cormier ve diğ., 2006).

İzmit körfezinde yapılmış olan sismik yansıma araştırmaları ile birlikte (Özhan ve Bayrak, 1998; Cormier ve diğ., 2006) Körfezin sahip olduğu morfolojisi, Kuzey Anadolu Fayı'nın İzmit körfezinin ortasından geçtiğini göstermektedir (Emre ve diğ., 1998). Körfezin batı çıkış noktasında Kuzey Anadolu Fayı, Adalar ve İç sınır fayları olarak ayrılmaktadır (Şekil 2.4).

Çınarcık Havzası, Adalar ve İç sınırlar fayları tarafından sınırlanan, yapısında kalın bir çökel istif barındıran graben yapısına sahip bir havzadır. Bu çalışma kapsamında da incelenmiş ve yorumlanmış olan M97-029 kodlu sismik yansıma hattında da görüleceği üzere düşeye yakın olan Adalar fayı ile kuzey yönde dik eğime sahip İç Sınır fayı arasında çok geniş dalga boylu kıvrımlanmış olan Pliyo-Kuvaterner çökeller bulunmaktadır. Hattın batısına doğru gidildikçe birbirlerinden ayrılarak daha dik bir eğime sahip olan Adalar ve İç sınır fayları daha simetrik bir graben yapısı şekli oluşturmaktadır. Kuzey Anadolu Fayı, İzmit segmentinin batı yönüne doğru 272 derecelik bir çizgisellikte ilerlemektedir (Şekil 2.3). Çınarcık Havzası'nın kuzey tarafında bulunmakta olan Adalar fayı doğudan batıya doğru yaklaşık 299 dereceden 287 dereceye doğru hafifçe değişen bir kavisli iz sunmaktadır. İç sınır fayı ise, batıya doğru 274 derece dalga bir yönelimi olup, İzmit fay segmentine paralel olarak bulunmaktadır.

Çınarcık Havzası içerisinde gözlemlenmekte olan yataya yakın ve konumlu deformasyona uğramamış kalın çökel paket, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun içerisinde çökelmiştir. Bu çökelen kalın çökel paket ile fayın eş yaşlara sahip olduğu düşünülmektedir. Fayın bölgede ortaya çıkış zamanı genellikle Pliyosen olarak düşünüldüğü için, Çınarcık Havzası'nda bulunan sedimanlarında Pliyosen ve Kuvaterner yaşta olduğu düşünülmektedir. Havzada bulunan çökellerin batı yönüne doğru kalınlaştığı ve havzanın merkezinde yaklaşık olarak 2 km'lik bir kalınlığa ulaşmakta olduğu tespit edilmiştir. Havza kalınlığının yapılan araştırmalar sonucunda 5 km'yi geçtiği tespit edilmiştir. Havzada bulunan transform faylar ile eş yaşta bulunmakta olan çökeller doğuya doğru 3 derece eğimle bulunmaktadırlar (Okay ve diğ., 2000).

Çökeller havzanın merkezine doğru geniş dalga boylu, D-KD yönlü bir antiklinal-senklinal çifti oluşturmaktadırlar (Şekil 2.4). Çınarcık Havzasında içinde bulunan çökeller alt ve üst istif olacak şekilde ikiye ayrılabilirler.

Alt kısımda bulunan istif, doğuya doğru kalınlaşmakta olup düşük eğimli faylar tarafından kesilmektedir, üst kısımda bulunan istifin ise kalınlığı yine doğuya doğru artmakta fakat; düşük açılı faya yakınlaştığı noktalarda tekrardan istifin kalınlığının inceldiği görülmektedir. Bu tespitler, alt istifin Adalar ve İç Sınır faylarının derin bir noktada birleşmelerinden önce çökeldiğini, üst istifin ise günümüzdeki fay sistemi içerisinde çökeldiğine işaret etmektedir (Artüz ve diğ., 2007). Çınarcık Havzasında bulunan kumlardaki ağır mineraller, havzanın İzmit körfezi denizaltı kanyonu tarafından gelen türbidit sistemi ve buna ek olarak güney Marmara'da bulunan Kocasu deltası ile beslendiğini ortaya koymaktadır (Okay ve Ergün, 2005).

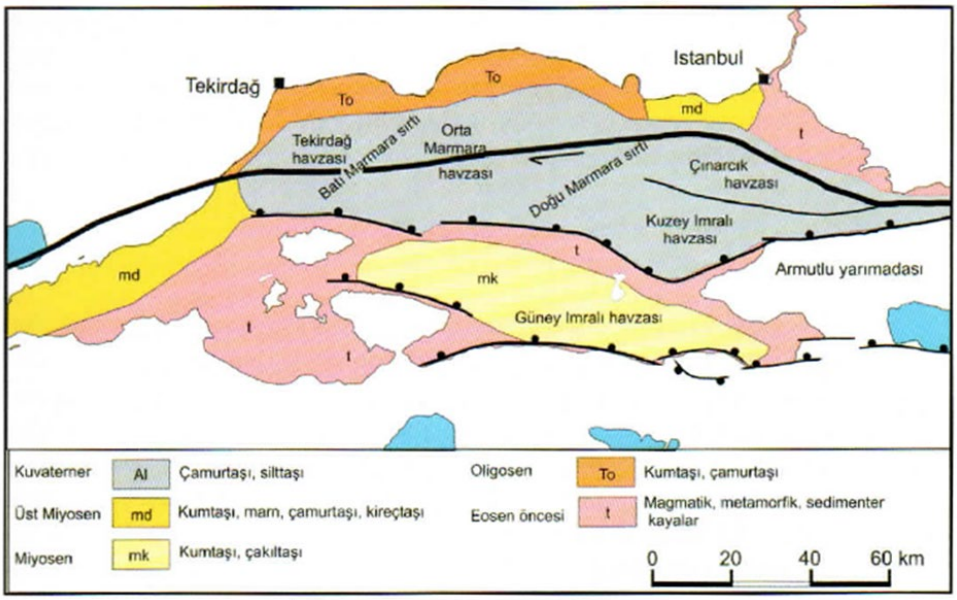
2.2.3. Orta Marmara Havzası

Orta Marmara Havzası, Doğu Marmara sırtı ve Kumburgaz Havzası'nın batısında yer almaktadır. Orta Marmara Havzası'nın jeolojisi Marmara Denizi'nde bulunmakta olan diğer çukurlukların jeolojik bilgisine oranla daha az bilinmektedir. Orta Marmara Havzası yapısında, bölgede bulunan diğer çukurlar gibi kalın bir Pliyo-Kuvaterner çökel istifi bulundurmaktadır. Diğer çukurlardan farklı olarak bulunduğu yer gereği Kuzey Anadolu Fayı havzayı orta yerinden keser ve ötelemektedir (Şekil 2.3 ve 1.5). Orta Marmara Havzası simetrik bir yapıya sahiptir. Bölgeden geçen Merkezi Marmara Fayı iki kol olarak havzadaki genç çökelleri kesmektedir (Artüz ve diğ., 2007). Orta Marmara havzasından alınan karotlardan elde edilen bilgiler doğrultusunda havzada gözlemlenen ağır minerallerin Doğu ve Güney Marmara sahilleri tarafından doğru beslenildiği gözlemlenmiştir (Okay ve Ergün, 2005). Bu bilgiye ek olarak, havzadan alınan karotlarda gözlemlenen ağır minerallerin dağılımlarındaki farklılaşma kumların kimi zaman kuzeyden doğru gelmekte olan türbiditler tarafından beslendiği düşünülmektedir.

Sonuç olarak, Marmara Denizi jeolojik olarak karmaşık ve dört önemli tektonik birliğin bir araya geldiği bir bölgede yer almaktadır. Akdeniz ve Karadeniz'e kıyasla çok daha genç bir deniz olan Marmara Denizi'nin oluşumunun başlangıcı Miyosen-Pliyosen devrinde ve Kuzey Anadolu Fayının bölgeye gelişi ile başlamaktadır. Marmara Denizi, Kuzey Anadolu fayı ile bağlantılı bir şekilde derinleşen 3 büyük çukurluğu ve bu çukurlukları kuşatan şelflerden meydana gelmiştir. Marmara Denizi'nde bulunmakta olan derin çukurlar yapılarında Pliyo-Kuvaterner çökeller bulundurmaktadırlar. Bölgede yapılan ilk çok kanallı sismik yansıma çalışması MTA Sismik-1 araştırma gemisi ile 1997 yılında yapılmış ve Marmara Denizi'nin çukurlarının aktif olarak gelişen havzalar olduğunu göstermiştir.

Marmara Denizi'nde bulunan ve çok dar bir alana sahip olan kuzey şelfi Kuzey Anadolu Fayı'nın hareketine bağlı olarak yükselim göstermektedir. Bu durumun tam tersi olan ve daha geniş bir alan sahip olan güney şelfi ise bölgede bulunan normal faylar tarafından şekillenmiştir. Bölgedeki Marmara Adası ve Kapıdağı gibi yükselimlerin taban blokları aktif normal faylar tarafından oluşturulmaktadır (Artüz ve diğ., 2007).

Marmara Denizi'nde son 12 bin yılda çökelen sedimanların genellikle çamur, silt ve ince kum olduğu tespit edilmiştir (Çağatay ve diğ., 2000). Marmara Denizi havzalarından alınan örnekler sonucunda havza içerisinde bulunan ağır minerallerin analizleri sonucundan tespit edilen klastik malzemenin güney bölgeden geldiği tespit edilmiştir (Okay ve Ergün, 2005). Bölgede zamanında açılmış olan Marmara-1 kuyusu sonuçları ve bölgeye ait olan paleocoğrafya bilgileri doğrultusunda Miyosen-Pliyosen çökellerinin karasal kaynaklı olduğu ve göllerde çökeldikleri söylenebilmektedir. Marmara Denizi jeolojisinin karmaşık olması nedeniyle karada yapılan jeolojik harita gibi bir harita yapılması çok zordur. Bu duruma istinaden bölgede açılmış olan sondajdan, yapılmış olan çok kanallı sismik yansıma çalışmalarından ve çevresinin jeolojisinden Marmara Denizi için kabaca bir jeoloji haritası çizilebilir. Şekil 2.5'te kalınlığı 100 metreden düşük olan Pliyo-Kuvaterner örtü yok kabul edilmiştir. Şekil 2.5'e göre Marmara Denizi'nin ortasında geniş bir Pliyo-Kuvaterner istifinin mevcut olduğu görülmektedir. Bulunmakta olan bu Pliyo-Kuvaterner istifi her iki tarafından Miyosen ve temel kayalar tarafından sarılmaktadır (Artüz ve diğ., 2007).



Şekil 2.5: Marmara Denizi'nin jeolojik haritası (Artüz ve diğ., 2007)

2.3.BÖLGEDE YAPILAN BAZI ÖNCÜ ÇALIŞMALAR

Tez çalışmasının yapıldığı bölgede 17 Ağustos 1999 yılında Gölcük'te gerçekleşen M_w=7,4 büyüklüğündeki depremden sonra, Marmara bölgesi birçok bilim insanının ilgisini çekerek araştırma odağına yerleşmiştir. Bölgede o tarihlerden bu yana birçok jeolojik ve jeofiziksel çalışma yapılmış olup, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) karakteristiği, Marmara Denizi içindeki devamlılığı, bölgenin yapısal özellikleri ve depremselliği ile ilgili bulgular ortaya konulmuştur (İmren ve diğ., 2001; Armijo ve diğ., 1999; 2002; Gökaşan ve diğ., 2002; Yaltırak ve Alpar, 2002b; Demirbağ ve diğ., 2003, Le Pichon ve diğ., 2001; 2003; Yaltırak, 2002).

Çalışma bölgesinin gerek jeofizik gerekse jeolojik bilgileri ile ortaya konan çalışmada Okay ve diğ. (1999), Tekirdağ Basen'inin eşkenar bir dörtgen şekline sahip olduğu ve Kuzey Anadolu Fayının ilgili bölgede oluşturmuş olduğu doğrultu atımlı faylar ve Tekirdağ Basen'inin Kuzey Anadolu Fayı'nın kıvrımının serbestlenmesi sonucu oluştuğunu jeolojik ve jeofizik bulgularla ortaya koymuşlardır.

Çalışma bölgesinde Okay ve diğ. (2000)'e ait olan çalışmada, bölgede bulunan Kuzey Anadolu Fayı'nın oluşturmuş olduğu aktif fayların ve doğrultu atımla oluşan basenlerin varlıkları çok kanallı yansıma sismiği verilerinin incelenmesi ile ortaya konulmuştur.

Çalışma bölgesinde yapılan öncü çalışmalardan biri olan Le Pichon ve diğ. (2001)'e aittir ve yüksek çözünürlüklü batimetrik veriler, sparker ve deniz tabanı kablo kullanarak aktif Marmara Fayı'nın ortaya çıkarılmasında büyük katkıda bulunmuşlardır.

Bölgede gerçekleştirilen bir diğer çalışma ise İmren ve diğ. (2001)'e ait olup, bu çalışmada Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi'ndeki varlığının çok kanallı sismik yansıma verileri ve çok ışınlı batimetrik verilerle birlikte incelenerek yorumlanmasına dayanmaktadır.

Başka bir çalışma ise Parke ve diğ. (2002)'ye ait olup, Marmara Denizi'nde bulunmakta olan faylanmaların sedimantasyon ile ilişkilerinin incelenmesidir.

Çalışma bölgesinde yapılmış diğer bir çalışma ise Demirbağ ve diğ. (2003)'e ait olup, çok ışınlı batimetrik verilerle ve deniz tabanından çekilen kablo yardımı ile yüksek çözünürlüklü sismik verilerin toplanıp, Marmara Fayındaki deformasyon zonlarının tektonik olarak incelenmesidir.

Çalışma bölgesinde 2009 ve 2010 yıllarında Becel ve diğ., tarafından yapılan çalışmalarda ise deniz tabanına yerleştirilen sismometreler ve alınan çok kanallı sismik veriler ile Kuzey Marmara çukurluğunu, bölgedeki basenleri, oluşan fayları, Kuzey Marmara Denizi'nin gelişimini ve denizin altındaki kabuk yapısının belirlenmesi önem taşımaktadır.

Genel anlamda yapılan çalışmalarda bölgenin tektonik özelliklerinin, depremselliğinin, Marmara Denizi içinde uzanan Kuzey Anadolu Fay Zonu ve bölgede bulanan basenlerin oluşumu hakkında bulgular ortaya konulmuştur. Yapılan çalışmalarda kullanılan ve bölgeye ait olan çok kanallı sismik yansıma verilerinin genel olarak aynı veri işlem basamaklarına tabii tutulması ve sonucunda ise elde edilen yığma sonrası zaman ve derinlik ortamlarındaki sismik migrasyon kesitlerinin gerek bugüne kadar yapılmış olan ve gerekse de bundan sonra yapılacak çalışmalarda kullanılmasının güncel veri işlem basamaklarına göre işlenip elde edilecek sonuçlara oranla çok da sağlıklı olmadığı ortadadır.

3. MALZEME VE YÖNTEM

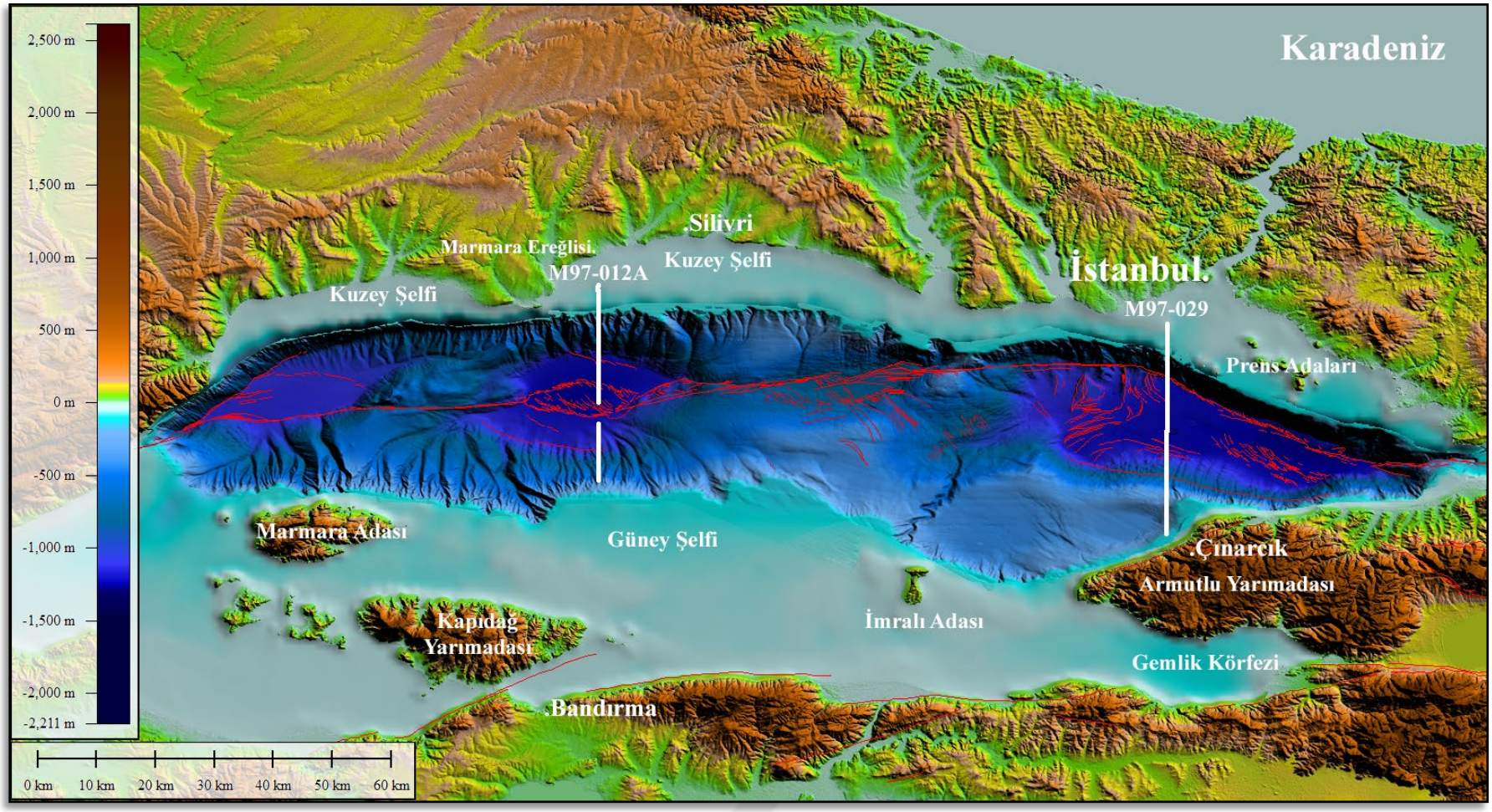
3.1. ÇOK KANALLI DENİZ SİSMİĞİ YANSIMA VERİLERİ VE VERİ İŞLEM AŞAMALARI

3.1.1. Çok Kanallı Deniz Sismiği Yansıma Verilerinin Özellikleri

Tez çalışması kapsamında kullanılan çok kanallı sismik yansıma hatları, 1997 yılında MTA-Sismik 1 gemisi tarafından Marmara Denizi'nde toplanmış olup konumları Şekil 3.1'de, verilerin toplanma anında belirlenmiş olan toplanma parametreleri ise Tablo 3.1'de verilmiştir. Hatlar boyunca toplanan sismik yansıma verileri, 1500 psi basınç değerine sahip hava tabancaları ve 84 ve 96 kanal olmak üzere her hat için değişkenlik gösteren kayıtçılar ile toplanmış olup, veri kayıt süreleri de her hat için değişkenlik göstererek 6000 ve 8000 ms sürelere sahiptir. Verilerin toplanma esnasında, örnekleme aralığı 2 ms, atış aralığı 50 m, ofset 40 m ve alıcı aralıkları 12,5 m olarak belirlenmiş olup verilerin Nyquist frekansı örnekleme aralığına bağlı olarak 250 Hz'dir. Çalışmada kullanılan M97-012A kodlu hatta bulunan sismik yansıma verisi için katlanma sayısı 12 fold iken, M97-029 kodlu hatta bulunan sismik yansıma verisi için katlanma sayısı 11'dir. Çalışmada kapsamında kullanılmış olan M97-012A ve M97-029 kodlu hatların toplam uzunlukları 66,137 km'dir. Tez çalışması kapsamında kullanılan çok kanallı sismik yansıma hatlarının ayrımlılıkları verinin yorumlanma aşamasında büyük bir önem teşkil etmektedir. Düşey ayrımlılık, veride bulunan sismik yansıma dalgacığının boyu ve tabaka kalınlığı ile tanımlanmaktadır. Sismik yansıma dalgacığının boyu, ortamdaki P dalgası yayınım hızı olan V ve verinin baskın frekans değeri f ile ilişkilidir (Yılmaz, 1987). Düşey ayrımlılığa ait olan bağıntı Denklem 3.1'de verilmiştir.

$$\lambda = \frac{V}{f} \tag{3.1}$$

Ayrımlılık sınırı, sismik dalganın boyu $\lambda/4$'ü kadar tanımlanmaktadır. Verilen bu bilgiler doğrultusunda, çalışma kapsamında incelenen Orta Havza ve Çınarcık Havzasında bulunan çok kanallı deniz sismiği yansıma verilerindeki iki ara yüzeyin birbirlerinden ayırt edilebilmeleri için aralarında en az 18,75 metre derinlik farkı olması gerektiği hesaplanmıştır.



Şekil 3.1: MTA Kurumuna ait olan Sismik-1 Araştırma Gemisi tarafından 1997 yılında toplanmış olan sismik yansıma hatlarının konumlarını ve çalışma bölgesini gösteren yer buldur haritası (Faylar, Le Pichon ve diğ., 2001; Emre, Ö. ve diğ., 2013, Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

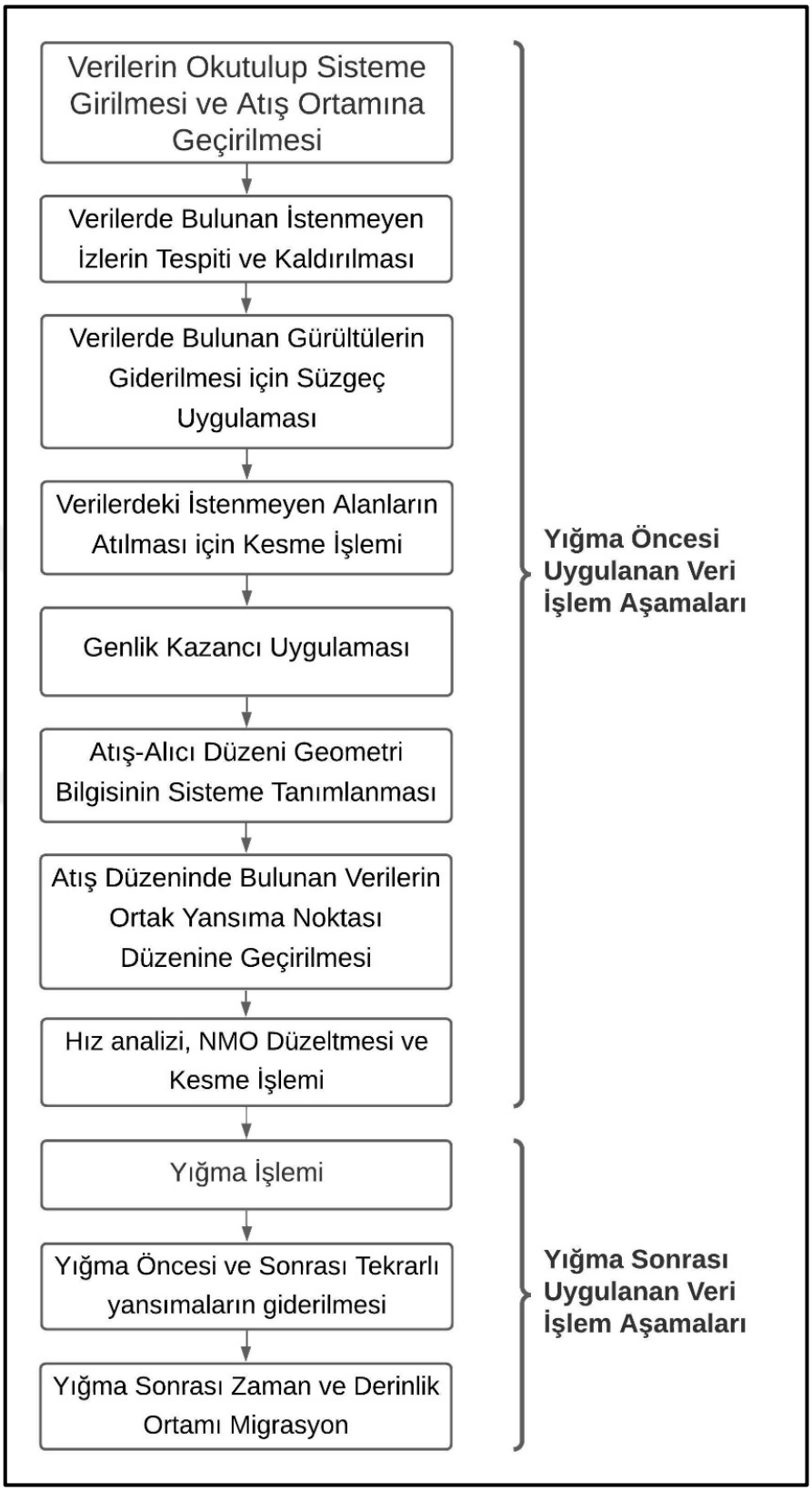
Tablo 3.1: MTA Sismik-1 Araştırma Gemisi tarafından 1997 yılında toplanmış olan ve tez çalışması için seçilmiş olan sismik hatların toplama parametreleri.

Sismik Yansıma Verileri	Kaynak Tipi	Kanal Sayısı	Atış Aralığı	Alıcı Grup Aralığı	Ofset	Kayıt Uzunluğu	Örnekleme Aralığı	Katlanma Sayısı
M97-012A	AirGun	96	50 m	12,5 m	40 m	8 sn	2 ms	12
M97-029	AirGun	84	50 m	12,5 m	40 m	6 sn	2 ms	11

3.1.2. Çok Kanallı Deniz Sismiği Yansıma Verilerinin Rutin Veri İşlem Aşamaları

Çok kanallı sismik yansıma verileri herhangi bir işleme sokulmadan yorumlanması ve ilgili ortamın jeolojisi ile ilişkilendirilmesi mümkün olmayan verilerdir. Bu tip çok kanallı sismik yansıma verilerinin sağlıklı bir şekilde yorumlanması ve ilgili bölgenin jeolojisi ile ilişkilendirilebilmesi için çeşitli düzeltme ve işlem aşamalarından geçmesi gerekmektedir. Bu yapılan düzeltme ve işlemlerin geneline sismik veri işlem denir. Çalışma kapsamında kullanılan çok kanallı deniz sismiği yansıma verileri, İstanbul Üniversitesi – Cerrahpaşa Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde bulunmakta olan Sismik Veri İşleme ve Yorumlama Laboratuvarında, EMERSON E&P firmasının lisanslı kullanımı ile sunduğu PARADIGM-ECHOS & GEODEPTH sismik veri-işlem yazılım paketi kullanılarak işlenmiştir. Çalışma kapsamında seçilmiş olan çok kanallı sismik yansıma verilerine sırasıyla, SEGD formatında olan ve atış düzeni formatı Arazi Dosya Belirleme Numarası (FFID) başlıklı verilerin okutulup sisteme girilmesi ve Atış ortamına geçirilmesi, verilerde bulunan istenmeyen izlerin tespiti ve bunların kaldırılması, verilerde bulunan gürültülerin giderilmesi için süzgeç uygulaması, verilerdeki istenmeyen alanların atılması için kesme uygulaması, genlik kazancı uygulaması, atış-alıcı düzeni geometri bilgisinin sisteme tanımlanması, atış düzeninde bulunan verilerin Ortak Yansıma Noktası düzenine geçirilmesi, hız analizi, NMO düzeltmesi ve kesme işlemi, yığma işlemi, veride bulunan tekrarlı yansımaların giderilmesi, zaman ve derinlik ortamında migrasyon uygulamaları ve elde edilen migrasyon kesitlerinde bulunmakta olan migrasyon sonrası ortaya çıkan gürültülerin kesitlerden kaldırılması işlemleri uygulanmıştır.

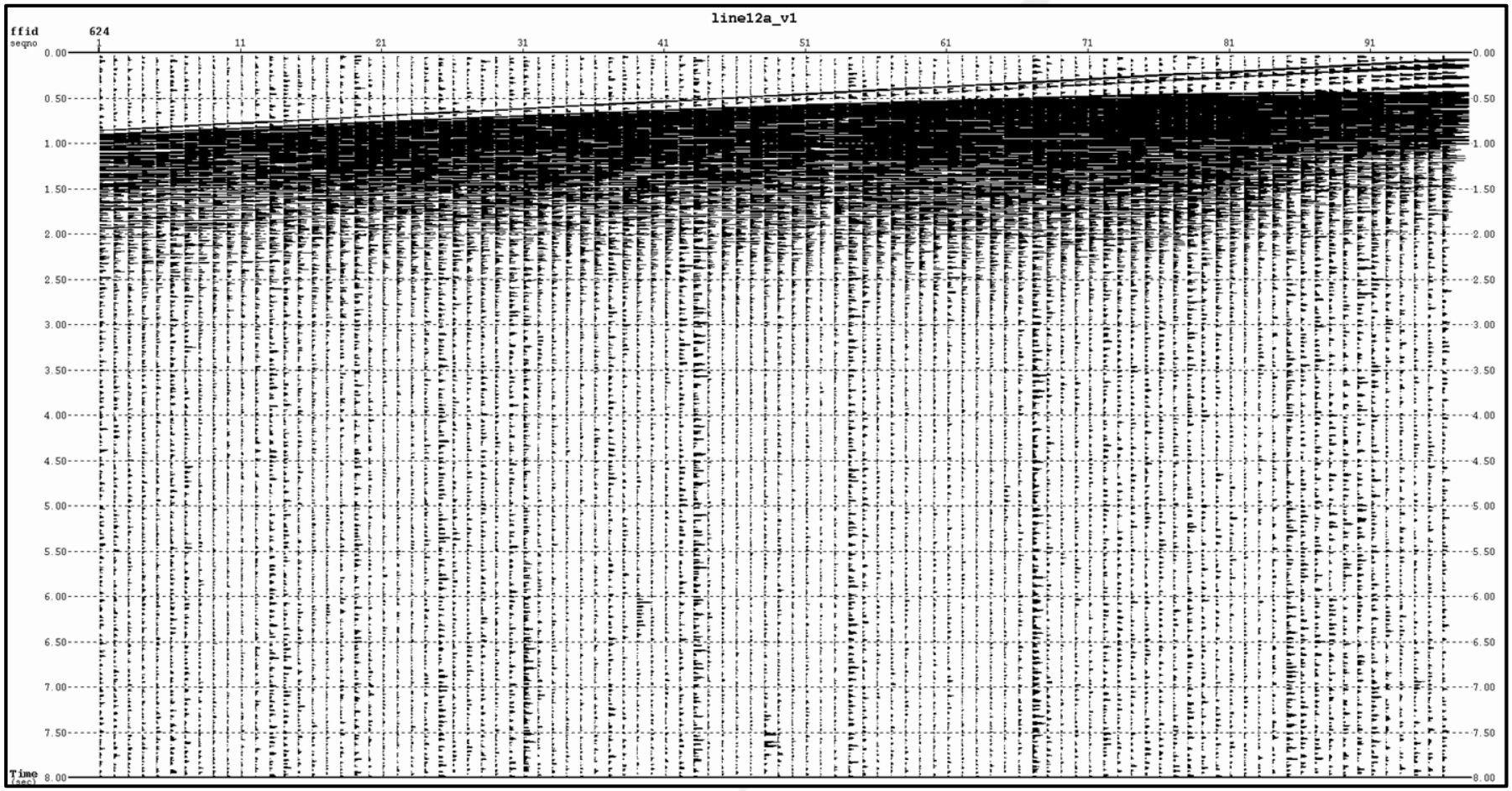
Çalışma için seçilmiş olan çok kanallı sismik yansıma hatlarından M97-012A ve M97-029 kodlu hatlar aşağıda bulunan veri işlem akış şemasına tabi tutulmuştur (Şekil 3.2).



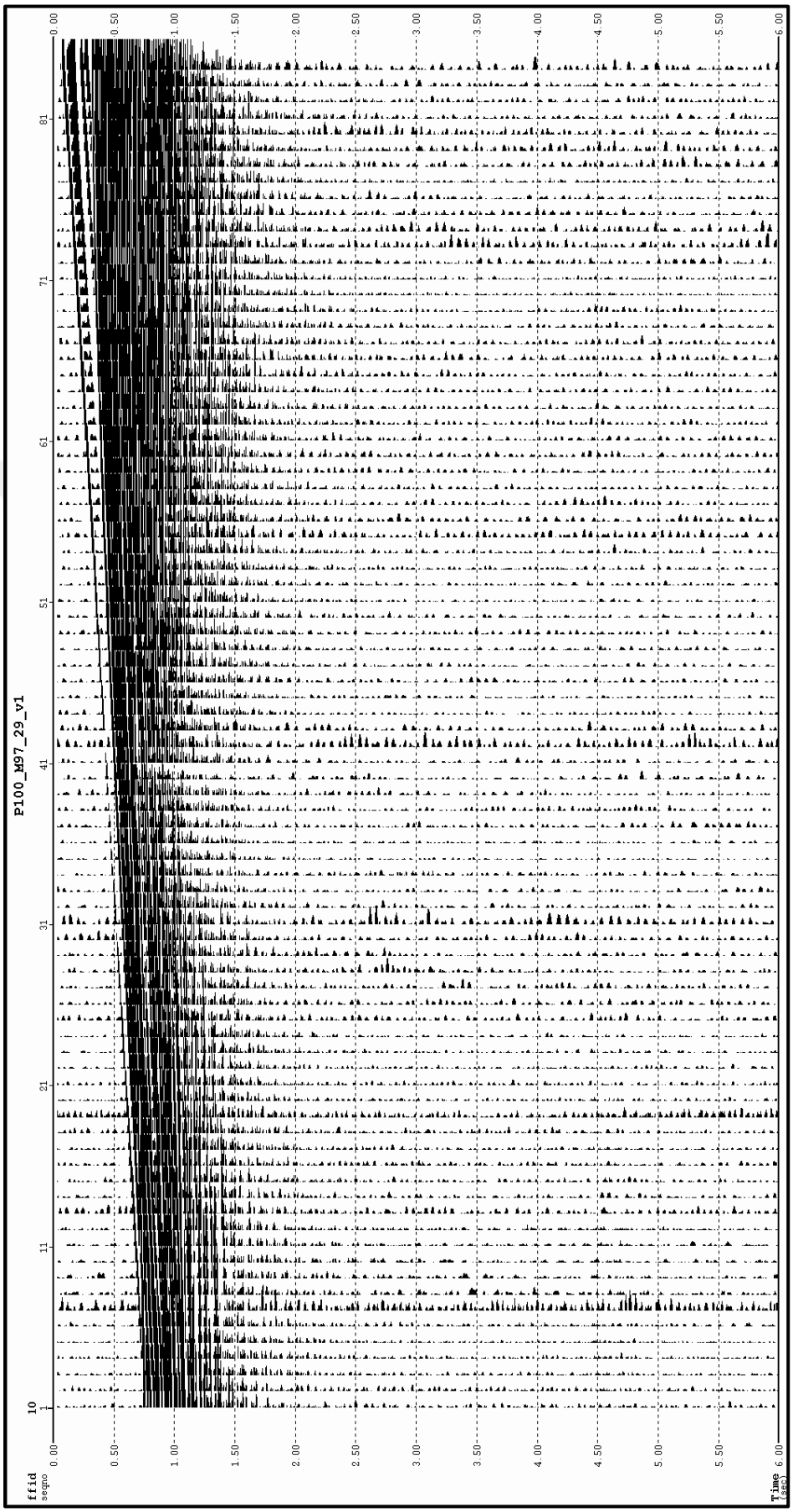
Şekil 3.2: Çalışma için seçilmiş olan M97-012A ve M97-029 kodlu sismik yansıma hatlarına uygulanan veri işlem aşamaları.

3.1.2.1.Verilerin Okutulup Sisteme Girilmesi ve Atış Ortamına Geçirilmesi

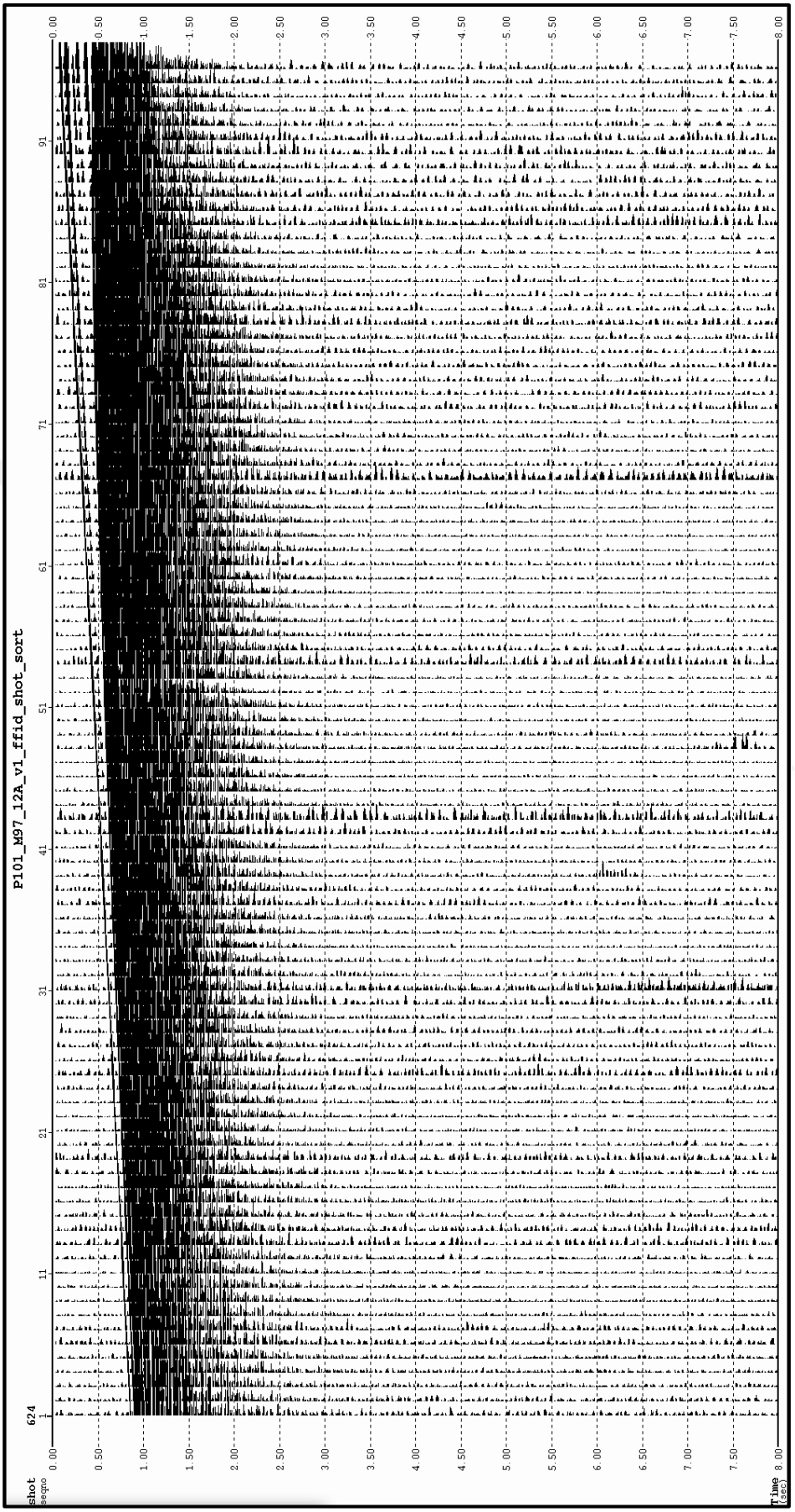
Çalışma bölgesinden toplanmış olan çok kanallı sismik yansıma verileri arazi ortamında toplanırken SEGD formatında toplanmış ve kasetlere kaydedilmiştir. Arazi ortamında toplanan her sismik yansıma verisine, kendisine özgü bir arazi dosya belirleme numarası denilen FFID numarası atanır. Bu numara ile kaç numaralı atış olduğu ve bu gibi benzer bilgilerin eldesi sağlanmaktadır. Bu tez çalışmasında, arazi ortamında SEGD formatı ve arazi dosya belirleme numaraları ile toplanmış olan verilerin sisteme girişleri ve ardından verilerin atış ortamına geçirilmesi ile veri işlem aşamalarına başlanılmıştır. Arazi ortamında toplanmış olan bu çok kanallı deniz sismiği yansıma verilerinin girişleri Şekil 3.3 ve Şekil 3.4'te gösterilmiştir. Arazi dosya belirleme numaraları ile toplanan verilerin sisteme girilmesi sonrasında atış ortamına geçirilen veriler Şekil 3.5 ve Şekil 3.6'da gösterilmiştir. Şekil 3.7'de gözükmekte olan M97-012A kodlu sismik yansıma hattına ait yakın ofset kesitinde 826 numaralı atışın bitip 827 numaralı atışın başladığı konumda yaklaşık olarak 4 km'lik bir atış kaybı olduğu için M97-012A kodlu hat atış-alıcı geometrisinin uygulanması aşamasında iki parçaya ayrılmıştır. Şekil 3.8'de M97-012A kodlu hatta ait yakın ofset görünümü ve 826 numaralı atıştan sonra yaklaşık 4 km boyunca yapılmayan atışın veri üzerindeki etkisinin yakınlaştırılmış hali gösterilmiştir.



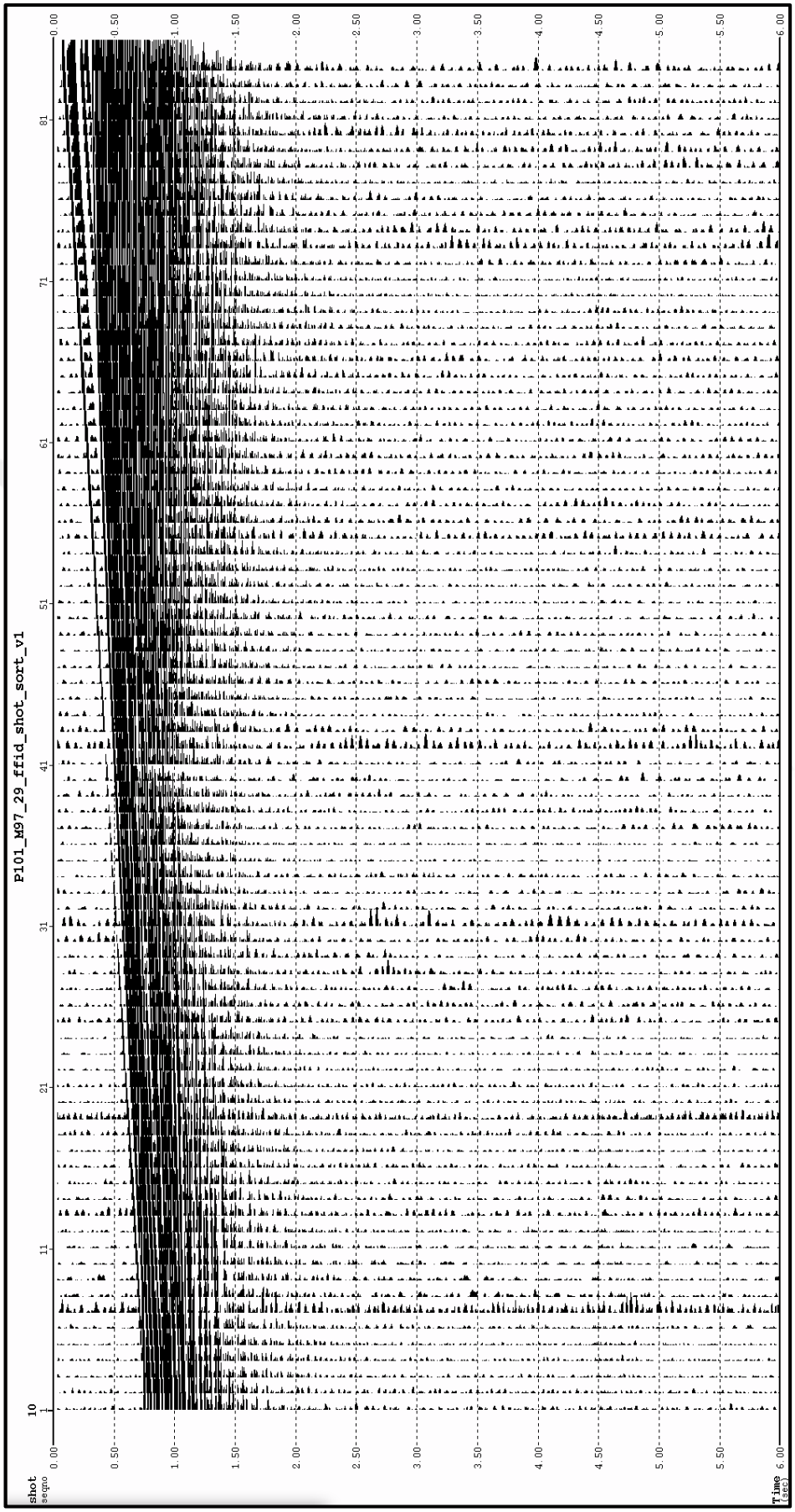
Şekil 3.3: SEGD formatında olan ve atış düzeni formatı arazi dosya belirleme numarası (FFID) olan M97-012A kodlu hatta ait sismik yansıma verisi.



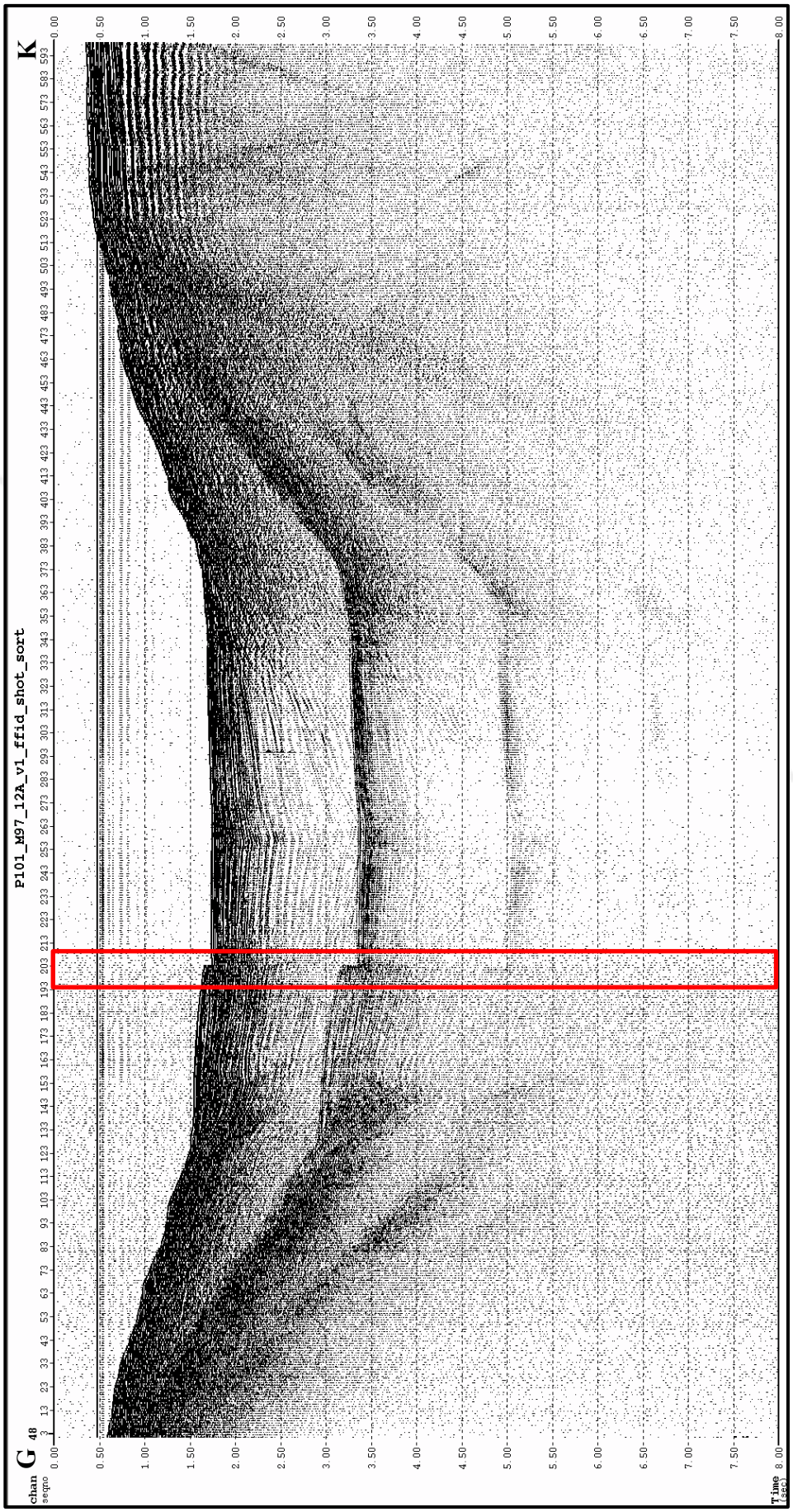
Şekil 3.4: SEGD formatında olan ve atış düzeni formatı arazi dosya belirleme numarası (FFID) olan M97-029 kodlu hatta ait sismik yansıma verisi



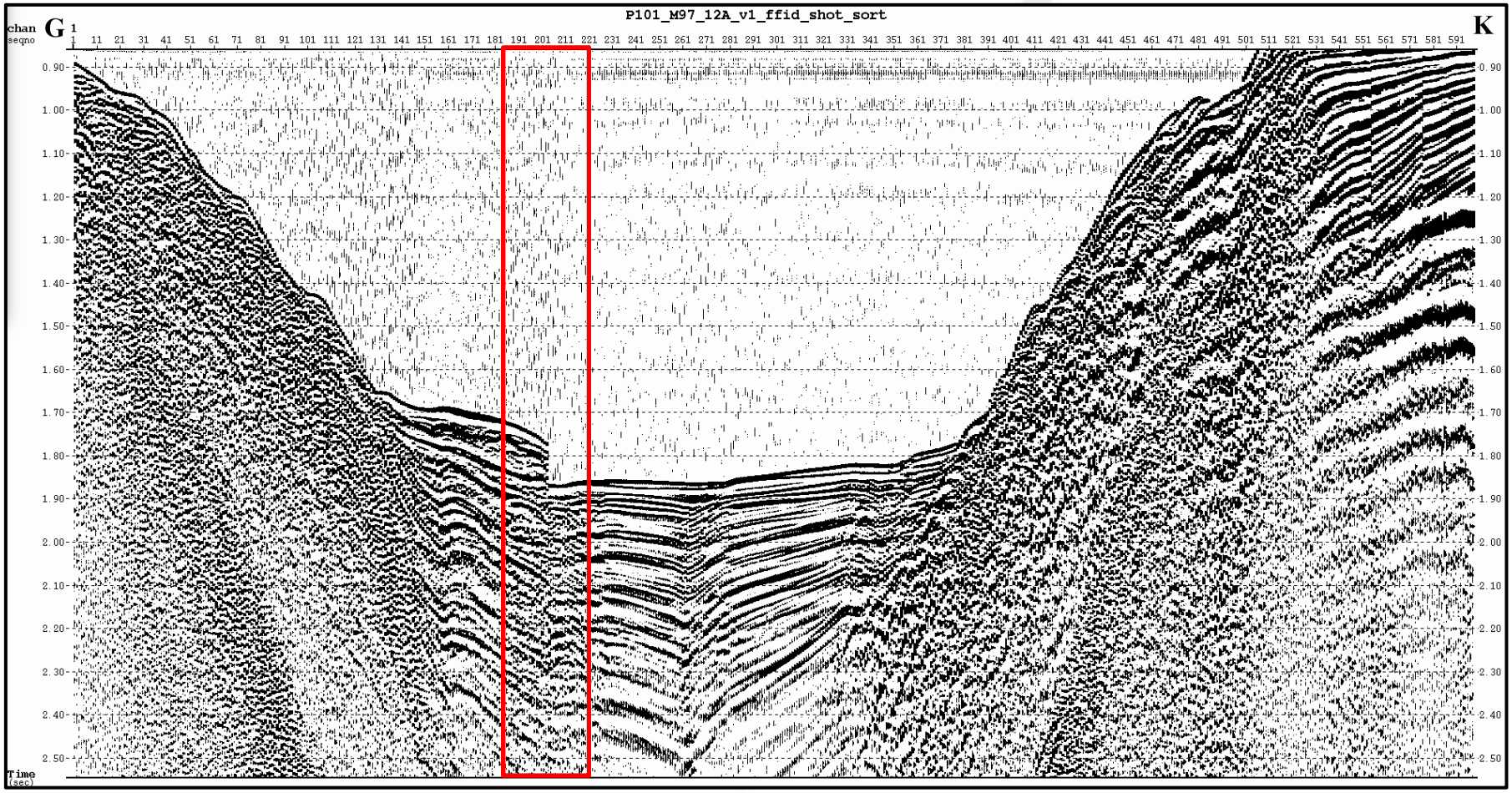
Şekil 3.5: Arazi dosya belirleme numaraları ile toplanan M97-012A kodlu hatta ait verilerin atış ortamına geçirilmesi



Şekil 3.6: Arazi dosya belirleme numaraları ile toplanan M97-029 kodlu hatta ait verilerin atış ortamına geçirilmesi



Şekil 3.7: M97-012A kodlu hatta ait yakın ofset görünümü ve 826 numaralı atıştan sonra yaklaşık 4 km boyunca yapılmayan atışın veri üzerindeki etkisinin gösterimi.

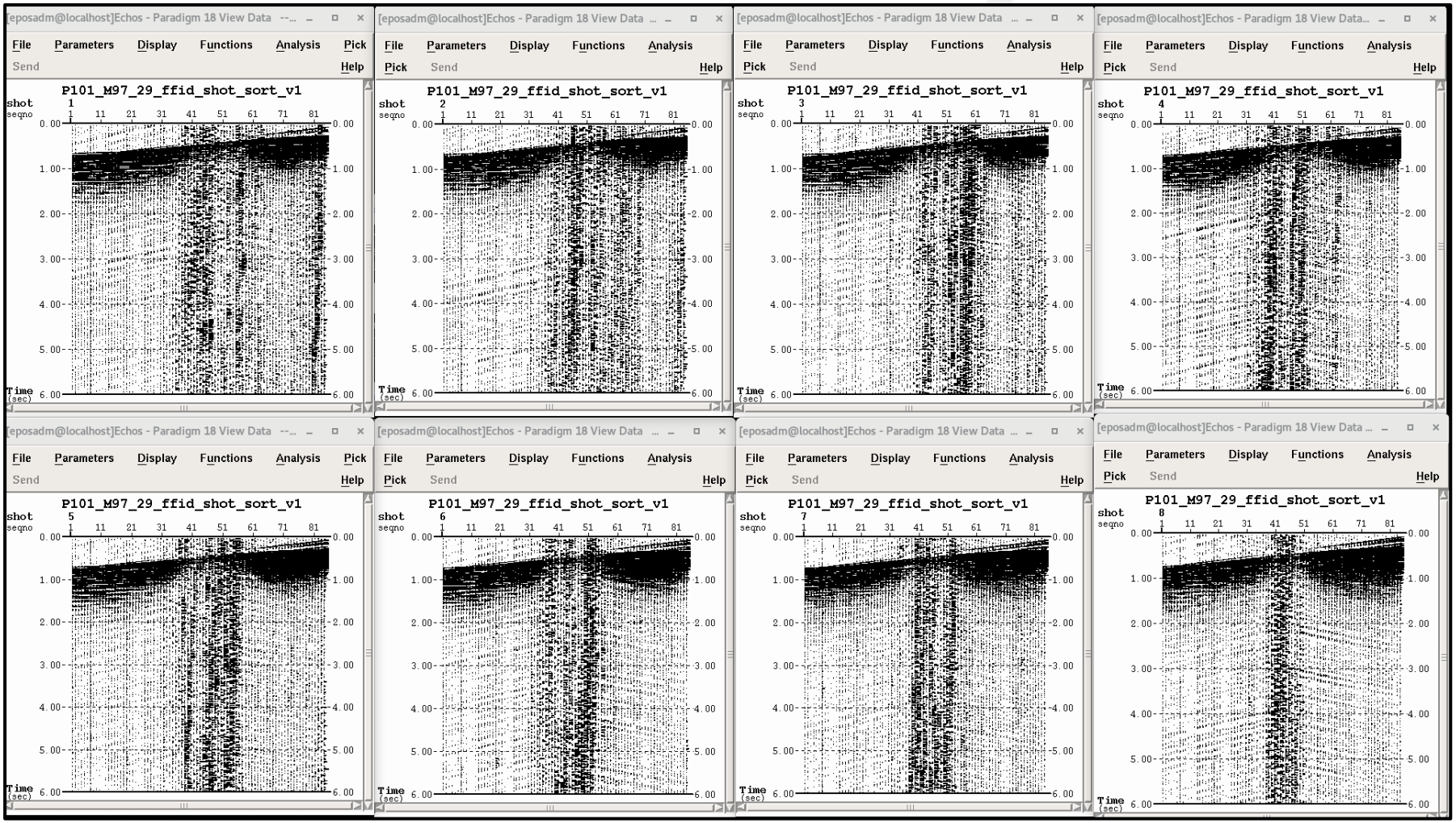


Şekil 3.8: M97-012A kodlu hatta ait yakın ofset görünümüve 826 numaralı atıştan sonra yaklaşık 4 km boyunca yapılmayan atışın veri üzerindeki etkisinin yakınlaştırılmış gösterimi.

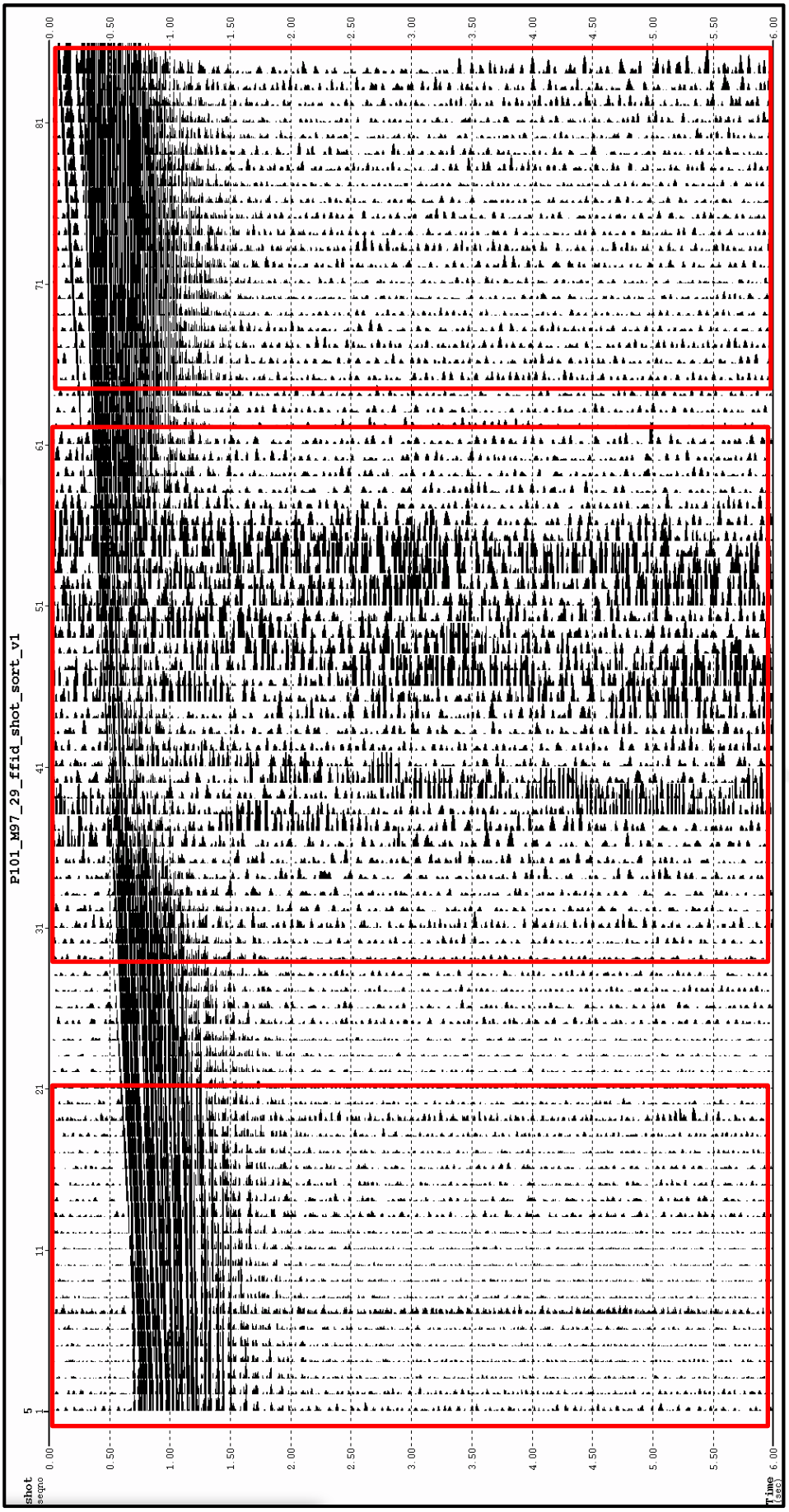
3.1.2.2.Verilerde Bulunan İstenmeyen İzlerin Tespiti ve Kaldırılması

Çok kanallı sismik yansıma verileri, arazi ortamında toplanırken toplanma esnasında yaşanan kaynak/alıcı tarafından oluşan sorunlardan veya çevresel gürültülerden ötürü kayıt esnasında hatalı olarak toplanabilirler. Bu durumda sismik yansıma kesitlerinde sorunlu ve bozuk izler bulunabilir. Sorunlu ve hasarlı izlerin kaydedilmesi, sismik verilerdeki tüm izlerin kullanılabilirliğini azaltmaktadır. Sismik veri gruplarında bulunmakta olan bu tip sorunlu ve bozuk olan izler ilerleyen aşamalarda elde edilecek olan yığma kesitlerinin kalitesini de düşürmektedir (Dondurur, 2009). Bu sorunun giderilmesi için sismik verideki sorunlu ve bozuk izlerin veri grubundan kaldırılması gerekmektedir. Bu kaldırma işlemi sismik veri işlem programlarında iz ayıklama komutu (edit) kullanılarak yapılmaktadır. Sismik yansıma verilerinde bulunan sorunlu ve hasarlı izlerin kaldırılmasında 2 tip yol izlenebilir. Bunlardan birincisi, sorunlu ve bozuk olan izlerin bütünüyle veri grubundan kaldırılması yani OMIT işlemi, ikinci olan yöntem ise, sorunlu ve bozuk olan izlerin genliklerinin 0 ile çarpılması yani KILL işlemidir. KILL ve OMIT işlemleri veri gruplarının Sinyal/Gürültü oranlarını yükseltmeye yönelik aynı işlemi yapsalar da KILL işlemi sorunlu ve bozuk kanallarda bulunan izlerin genliklerini sıfır ile çarpıp verinin atış-alıcı geometri bilgisinde bir değişiklik yapmaz. OMIT işlemi ise sorunlu ve bozuk izleri veri grubundan bütünüyle kaldırdığı için, bu işlem sonrasında atış-alıcı geometri bilgisi değişmektedir. Bu sebepten ötürü tez çalışmasında veri gruplarında bulunan sorunlu ve bozuk izlerin kaldırılması konusunda KILL işlemi kullanılmış olup, hem verilerin atış-alıcı geometri bilgisi değişmemiş hem de verilerin Sinyal/Gürültü oranları yükseltilmiştir.

Şekil 3.9'da M97-029 kodlu sismik yansıma verisine ait ilk 8 atıştaki sorunlu ve bozuk olan izler, Şekil 3.10'da ise bu atış gruplarından bir tanesinin tam kesit hali görülmektedir. M97-029 kodlu sismik yansıma verisinin ilk 8 atış grubunda bulunan sorunlu ve bozuk olan izler tüm kanallarda olduğundan ötürü, izlerin genlikleri 0 ile çarpılıp kaldırılması sağlanmıştır. İşlem sonucunda genlikleri 0 ile çarpılan izler veri grubunda halen bulunmakta olduğu için veri grubunun atış-alıcı geometrisinde herhangi bir sıkıntı olmamıştır. M97-012A kodlu sismik yansıma verisinin atıp gruplarında herhangi bir sorunlu ve bozuk iz bulunmadığından ötürü bu hat için iz ayıklama (edit) işlemi yapılmamıştır.



Şekil 3.9: M97-029 kodlu sismik yansıma verisine ait sorunlu ve bozuk olan ilk 8 atış grubundaki izler.



Şekil 3.10: M97-029 kodlu sismik yansıma verisine ait sorunlu olan ilk 8 atış grubundan bir tanesinin tam kesit hali

3.1.2.3.Verilerde Bulunan Gürültülerin Giderilmesi için Süzgeç Uygulaması

Çok kanallı sismik yansıma çalışmalarında kaydedilen sismik izler, sinyal ve gürültülerden oluşur. Sismik yansıma çalışmalarında gürültü, birincil yansımaların dışında tüm açığa çıkan olaylara denir. Çalışma esnasında kaydedilen bu gürültüler; kaynak tarafından üretilen veya çevresel kaynaklı olabilir. Bu kaydedilen gürültü, sismik yansıma izlerinde periyodik olarak izden ize takibi yapılabilirken bazı durumlarda ise sürekliliği olmayan gelişi güzel şekilde de bulunabilir (Dondurur, 2009). Sismik yansıma verilerinde amaç Sinyal/Gürültü oranının 1'den büyük olmasını sağlayarak birincil yansımaları, gürültülerden ayırıp, açığa çıkarmaktır. Gürültüler genel olarak 2 tipte bulunmaktadırlar.

- Düzenli Gürültüler
- Düzensiz Gürültüler

Deniz sismiğinde yer alan düzenli gürültüler; tekrarlı yansımalar, kırılarak gelen sismik yansıma sinyalleri, doğrudan gelen sismik yansıma sinyalleri, hava tabancası kabarcık etkisi ve de verilerin toplanırken ki araştırma gemisinin oluşturmuş olduğu motor gürültüsü düzenli gürültüler olarak tanımlanabilir. Düzensiz gürültüler ise, çevresel gürültüler, hidrofon gürültüsü ve kuyruk şamandırası gürültüsü olarak tanımlanabilir. Verilerde kayıt esnasında birincil sinyaller ile kaydedilen bu gürültülerin veriden giderilip Sinyal/Gürültü oranının arttırılmasına yönelik yapılan işlemlerin geneline süzgeç (filtre) işlemi adı verilir. Süzgeç uygulamasının sonunda veride bulunmakta olan düzenli ve düzensiz gürültülerin büyük bir çoğunluğu bastırılmaktadır. Düzenli gürültüler veri gruplarında zamanla değişen bir tutumda bulundukları için bu tip gürültülerin içerikleri frekansa bağlı olarak değişmektedir. Bu durumdan ötürü frekansı değişkenlik gösterebilen bu gürültülerin ortadan kaldırılmasında birçok süzgeç tipi bulunmaktadır. Bu süzgeçler,

- Belirli bir frekans değerinin altını geçiren alçak geçişli süzgeçler
- Belirli bir frekans değerinin üzerini geçiren yüksek geçişli süzgeçler
- Belirli bir frekans aralığını geçiren bant geçişli süzgeçler
- Tek bir frekansı kesen çentik bantlı süzgeçlerdir.

Her süzgeç uygulanacağı veri grubuna özel bir frekans değerine sahip olmalıdır. Bu sebepten ötürü, farklı veri gruplarına aynı süzgeç değerleri uygulanamamaktadır.

Bu tez çalışmasında, M97-012A kodlu sismik yansıma hattı için kullanılan Bant geçişli süzgeç parametreleri, 0-8000 ms boyunca verinin özelliklerine bağlı kalınarak, 15-20 / 100-140 Hz arasında uygulanarak veri setinde bulunmakta olan gürültüler büyük bir çoğunlukla temizlenmiştir.

M97-029 kodlu sismik yansıma hattı için ise, Bant geçişli süzgeç parametreleri 0-6000 ms boyunca verinin özelliklerine bağlı kalarak, 3-5 / 140-150 Hz arasında uygulanarak veri setinde bulunmakta olan gürültüler de aynı şekilde büyük bir çoğunlukla temizlenmiştir.

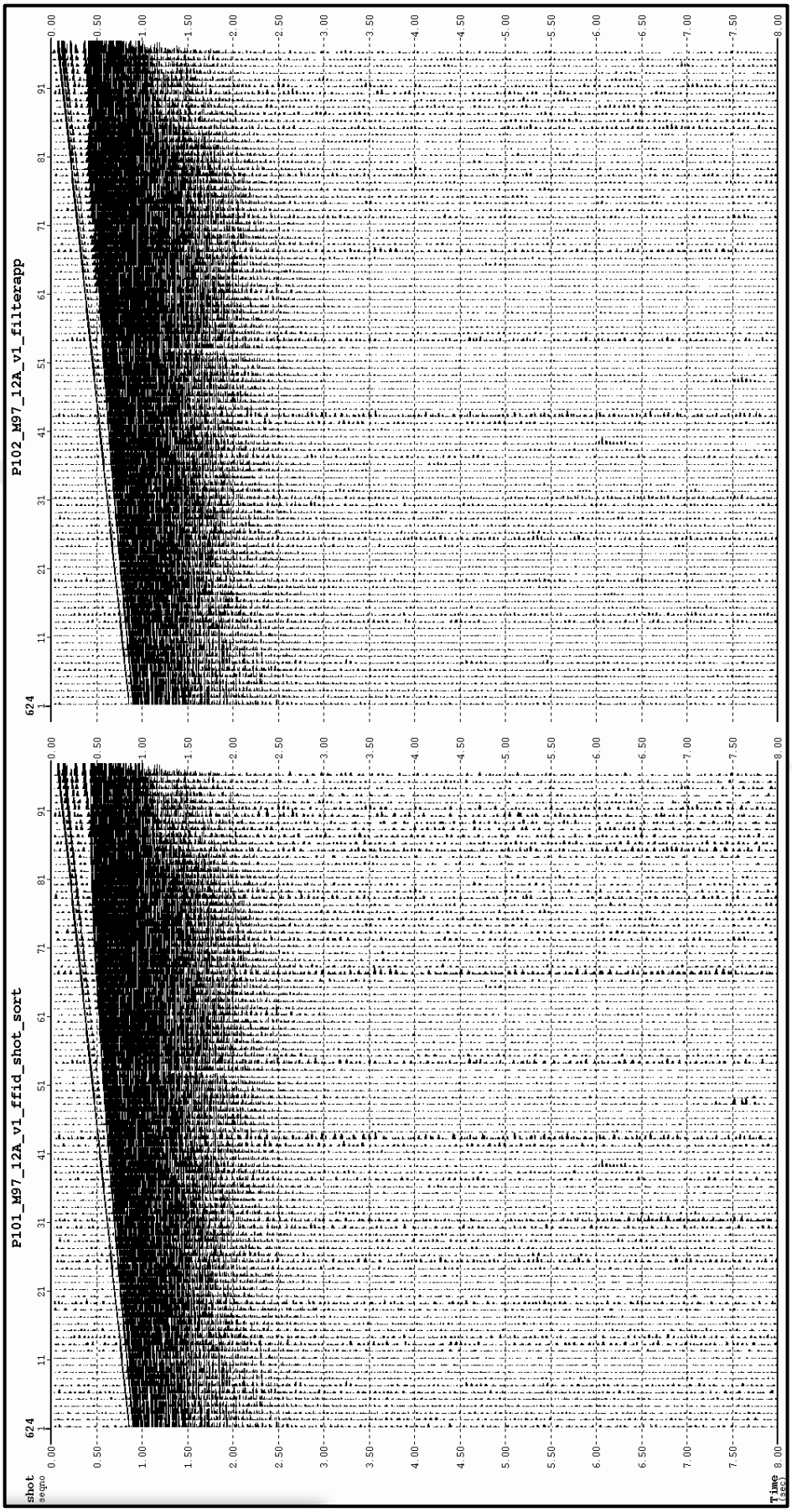
Verilere uygulanan süzgeçlerde pencere fonksiyonu olarak, frekans çözünürlüğünün yüksek olduğu ve gelişigüzel gelen gürültülerin bastırılmasında etkili olan Hanning penceresi kullanılmıştır. Hanning penceresi fonksiyonu, Denklem 3.2'de görülmektedir.

$$w(n) = 0.5\left(1 - \cos\left(\frac{2\pi n}{n-1}\right)\right) \tag{3.2}$$

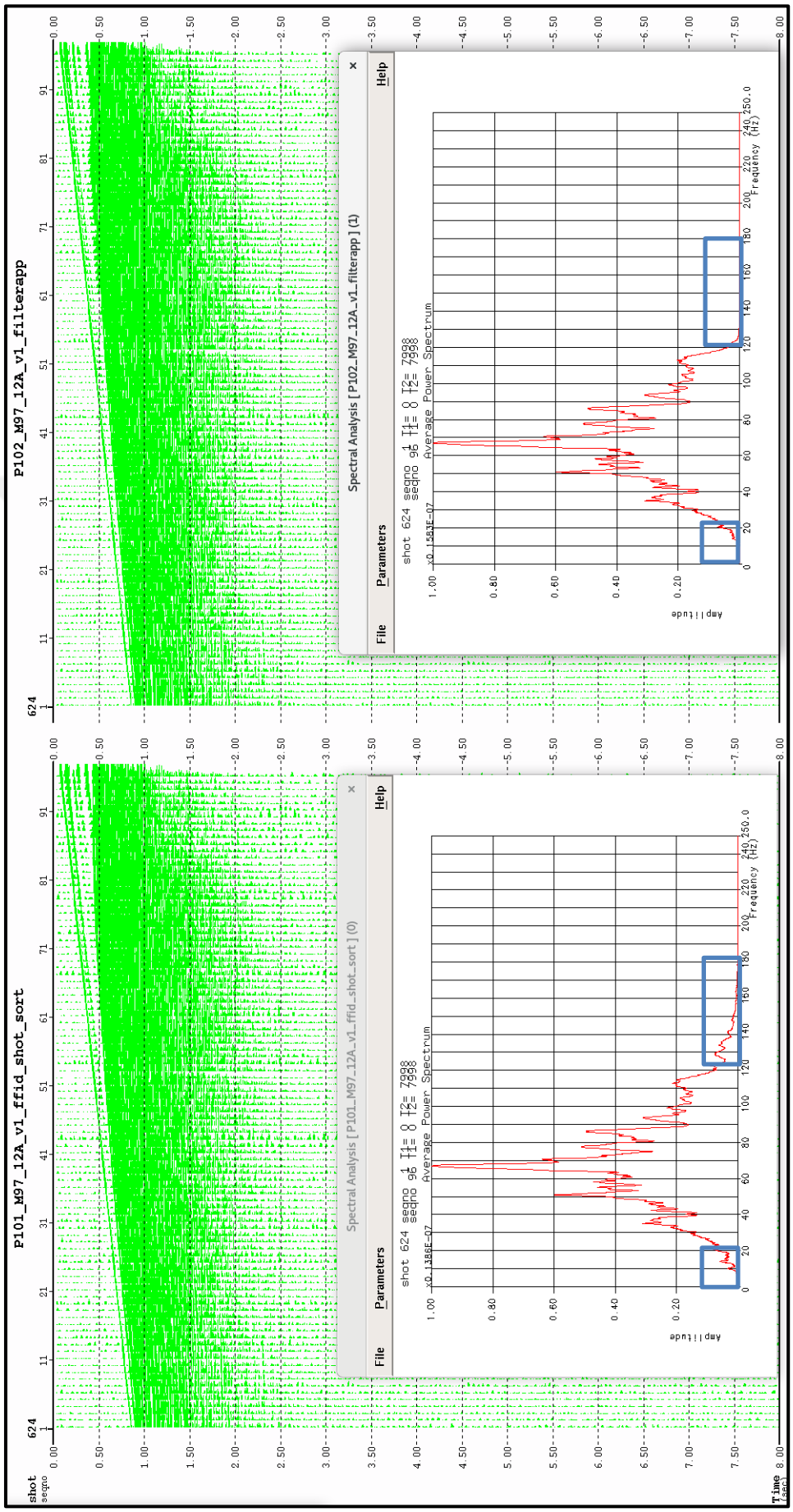
Çalışmada kullanılan sismik yansıma verilerine yukarıda belirtildiği gibi her veriye ait özgün süzgeç parametreleri belirlenip uygulanmıştır.

M97-012A kodlu sismik hattın süzgeç uygulamasından önce ve sonrası Şekil 3.11'de, süzgeç uygulamasından önce ve sonrasında görülen Spektral Analiz farklılıkları Şekil 3.12'de, süzgeç uygulamasından önce ve sonrasında görülen Zaman-Frekans Analizi farklılıkları Şekil 3.13'te ve son olarak süzgeç uygulamasından önce ve sonrasında görülen Frekans-Dalga Boyu Spektrum Analizi farklılıkları Şekil 3.14'te detaylı olarak verilmiştir.

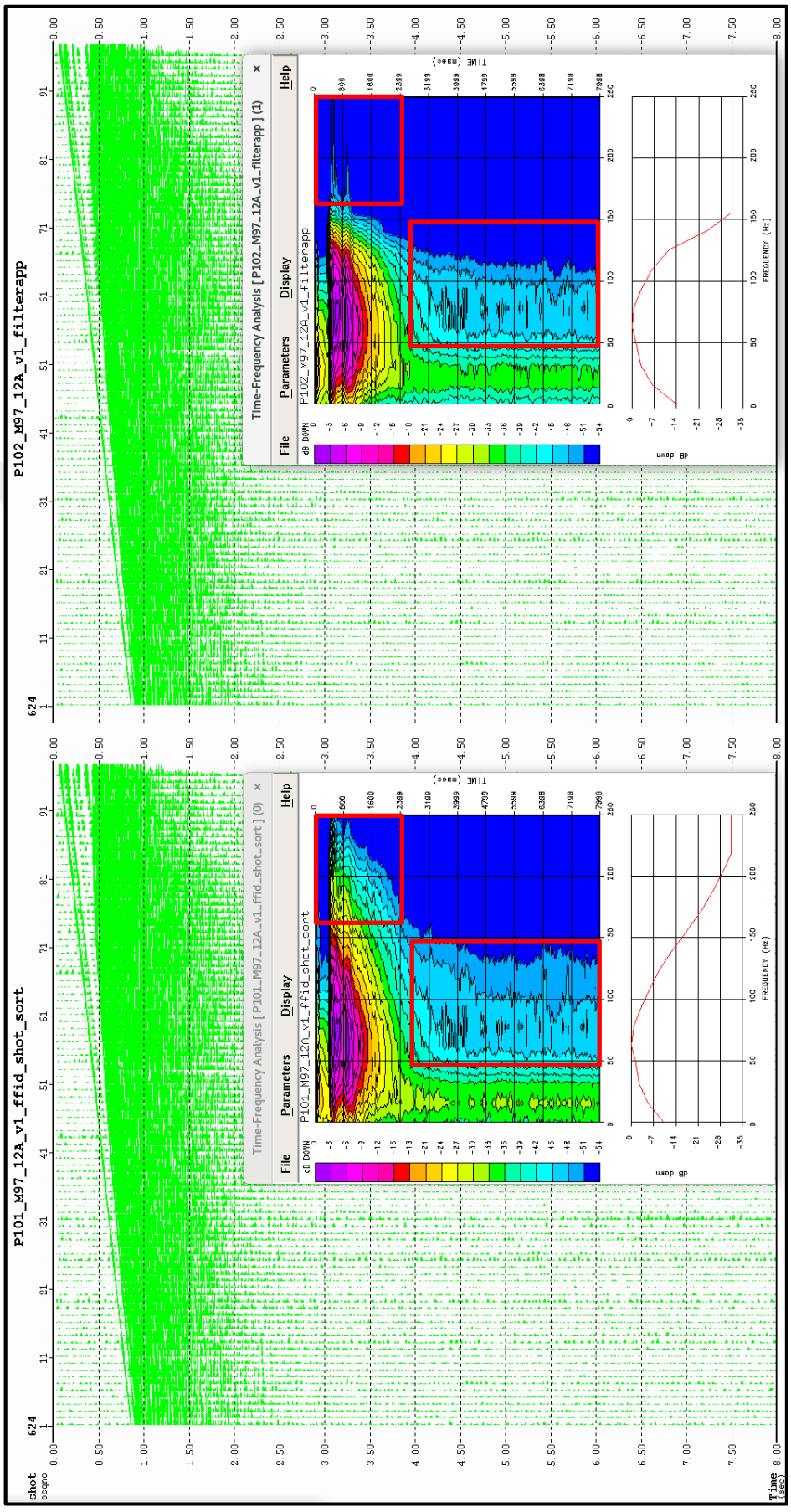
M97-029 kodlu sismik hattın süzgeç uygulamasından önce ve sonrası Şekil 3.15'te, süzgeç uygulamasından önce ve sonrasında görülen Spektral Analiz farklılıkları Şekil 3.16'da süzgeç uygulamasından önce ve sonrasında görülen Zaman-Frekans Analizi farklılıkları Şekil 3.17'de ve son olarak süzgeç uygulamasından önce ve sonrasında görülen Frekans-Dalga Boyu Spektrum Analizi farklılıkları Şekil 3.18'de detaylı olarak verilmiştir.



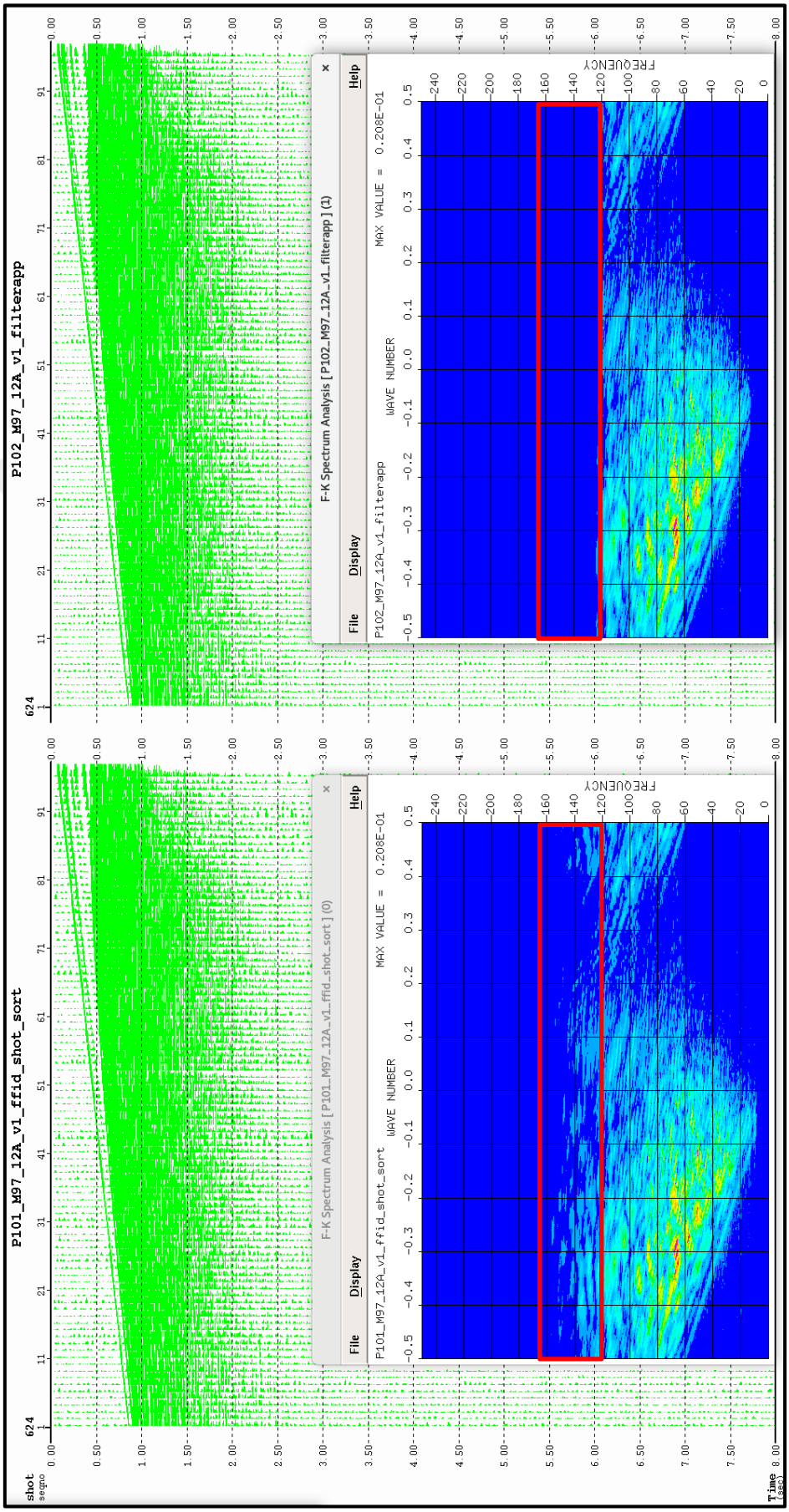
Şekil 3.11: Solda M97-012A kodlu hattın ham hali, sağda ise hattın Bant geçişli süzgeç sonrasındaki hali.



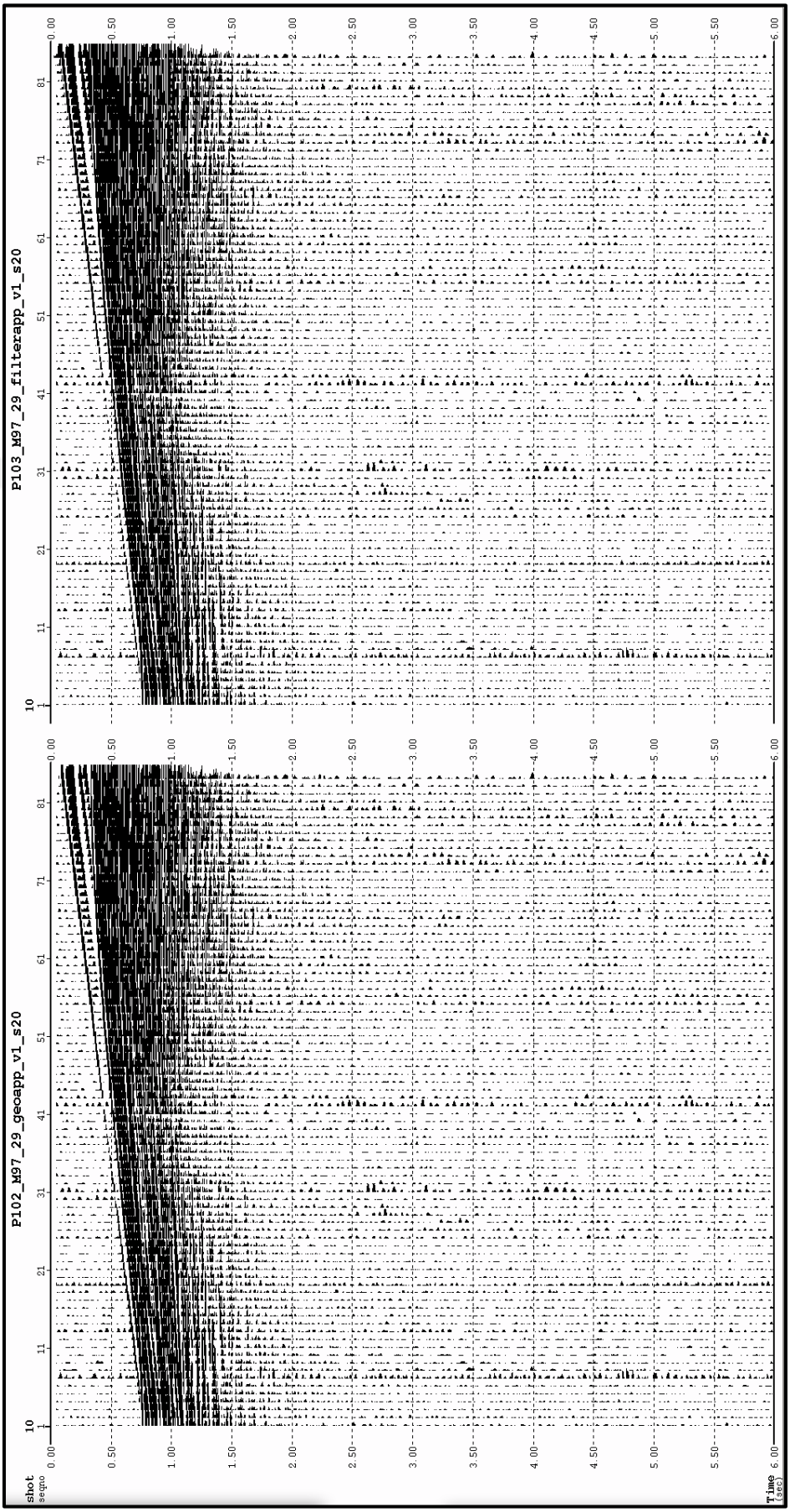
Şekil 3.12: Solda M97-012A kodlu hattın Bant geçişli süzgeç öncesindeki Spektral Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Bant geçişli süzgeç sonrasındaki Spektral Analizi verilmiştir. Veriden Bant geçişli süzgeç sonrası silinen gürültüler mavi kutular içerisinde gösterilmiştir.



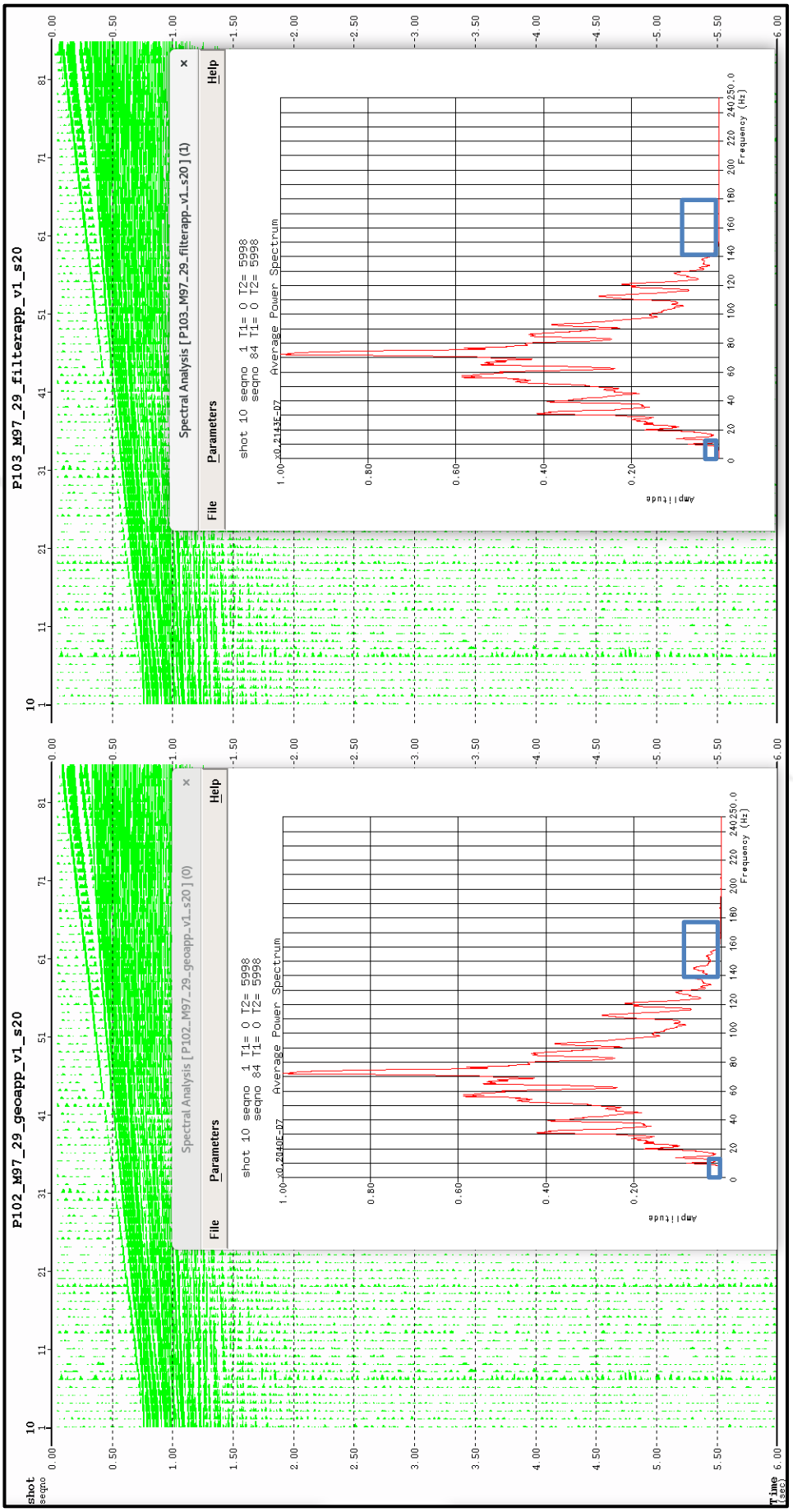
Şekil 3.13: Solda M97-012A kodlu hattın Bant geçişli süzgeç öncesindeki Zaman-Frekans Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Bant geçişli süzgeç sonrasındaki Zaman-Frekans Analizi verilmiştir. Veriden Bant geçişli süzgeç sonrası silinen gürültüler kırmızı kutular içerisinde gösterilmiştir.



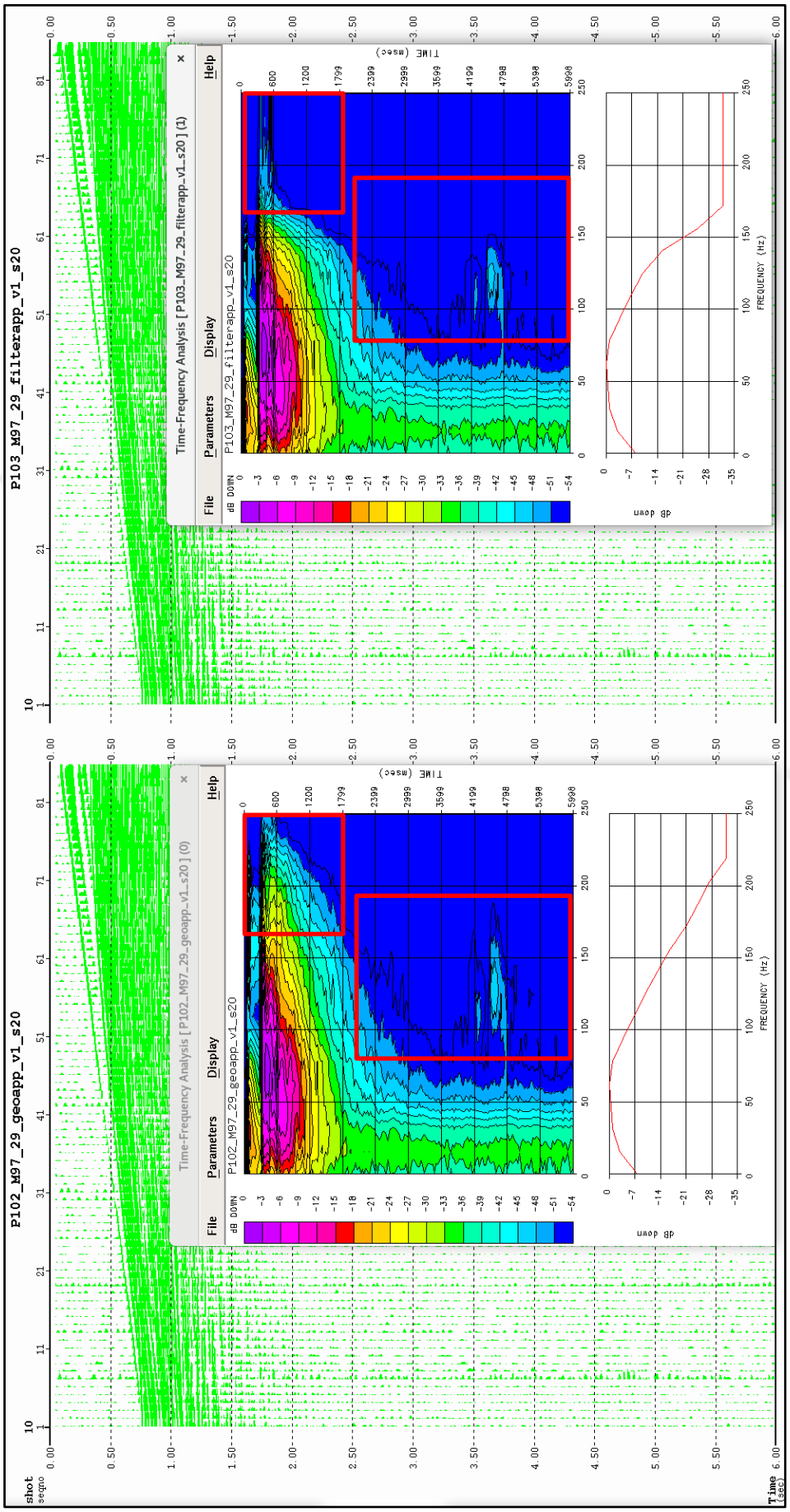
Şekil 3.14: Solda M97-012A kodlu hattın Bant geçişli süzgeç öncesindeki Frekans-Dalga boyu Spektrum Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Bant geçişli süzgeç sonrasındaki Frekans-Dalga boyu Spektrum Analizi verilmiştir. Veriden Bant geçişli süzgeç sonrası silinen gürültüler kırmızı kutular içerisinde gösterilmiştir.



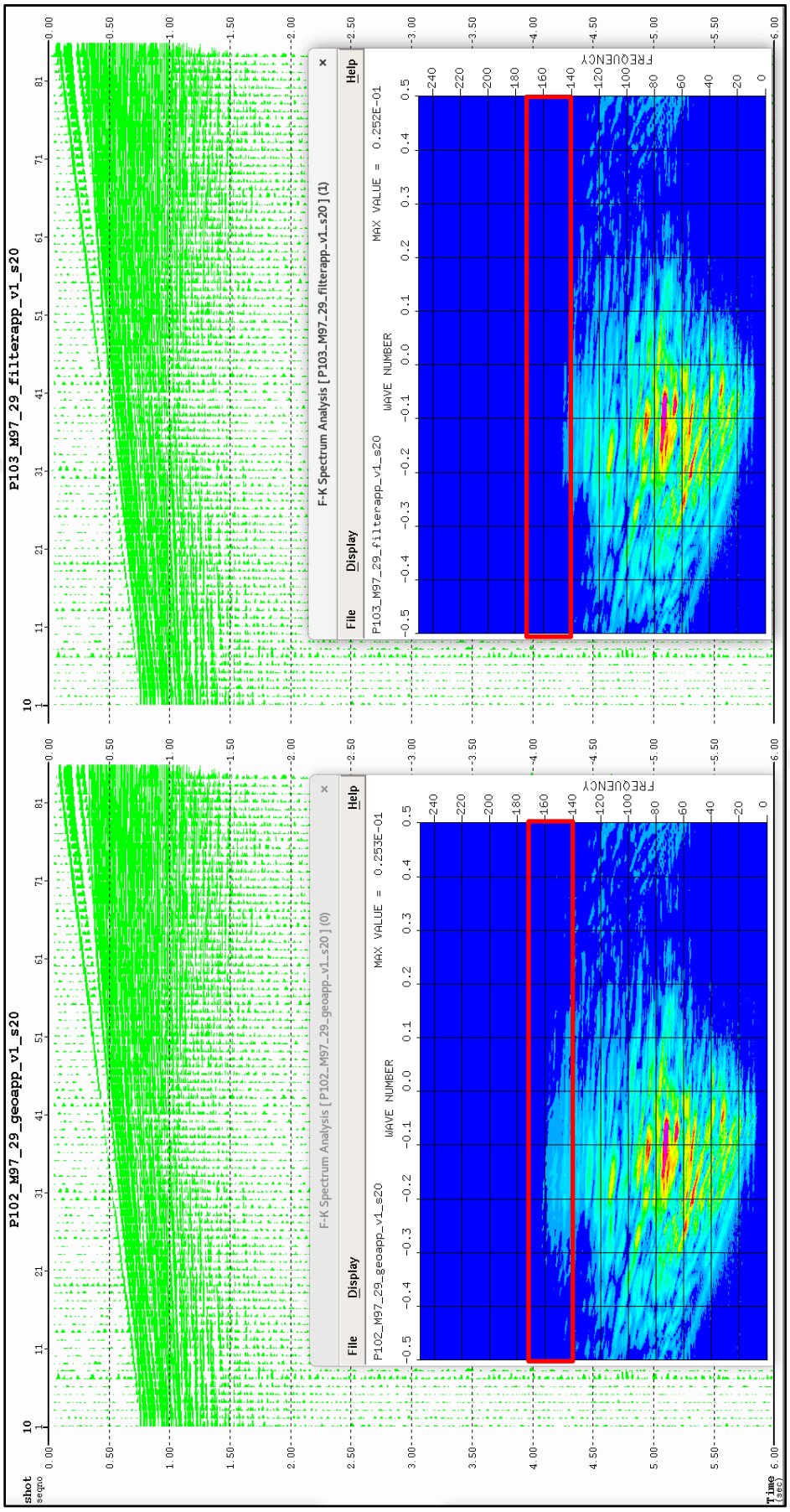
Şekil 3.15: Solda M97-029 kodlu hattın ham hali, sağda ise hattın Bant geçişli süzgeç sonrasındaki hali.



Şekil 3.16: Solda M97-029 kodlu hattın Bant geçişli süzgeç öncesindeki Spektral Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Bant geçişli süzgeç sonrasındaki Spektral Analizi verilmiştir. Veriden Bant geçişli süzgeç sonrası silinen gürültüler mavi kutular içerisinde gösterilmiştir.



Şekil 3.17: Solda M97-029 kodlu hattın Bant geçişli süzgeç öncesindeki Zaman-Frekans Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Bant geçişli süzgeç sonrasındaki Zaman-Frekans Analizi verilmiştir. Veriden Bant geçişli süzgeç sonrası silinen gürültüler kırmızı kutular içerisinde gösterilmiştir.



Şekil 3.18: Solda M97-029 kodlu hattın Bant geçişli süzgeç öncesindeki Frekans-Dalga boyu Spektrum Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Bant geçişli süzgeç sonrasındaki Frekans-Dalga boyu Spektrum Analizi verilmiştir. Veriden Bant geçişli süzgeç sonrası silinen gürültüler kırmızı kutular içerisinde gösterilmiştir.

3.1.2.4.Verilerdeki İstenmeyen Alanların Atılması için Kesme İşlemi

Doğrusal dalgalar, enerji kaynağından çıktıktan sonra su kolonu boyunca yayınan ve doğrudan sismik alıcılara ulaşıp kaydedilen dalgalardır. Bu tür dalgalar,

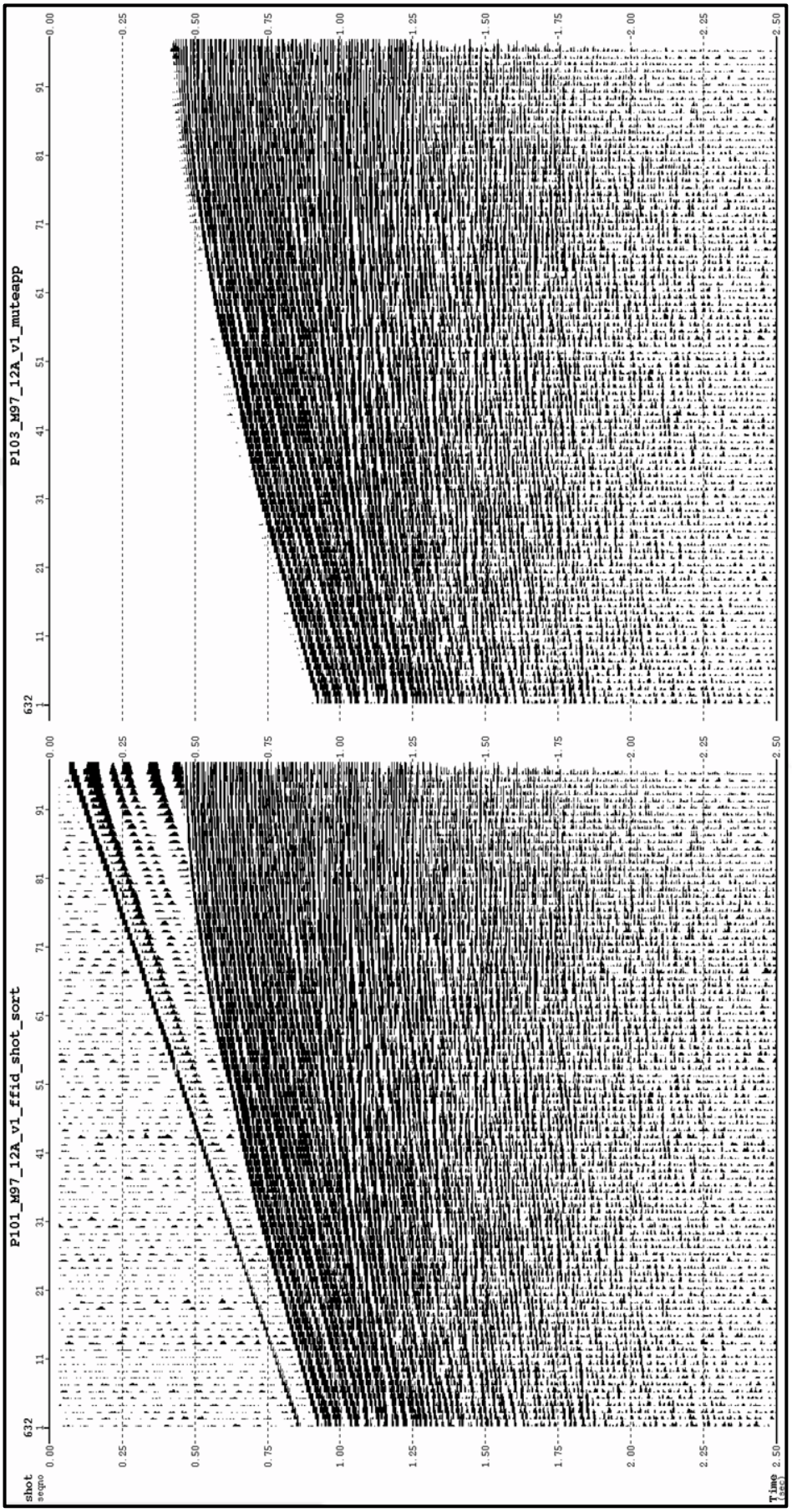
- Doğrudan gelen direkt dalgalar (direct waves)
- Deniz tabanından kırılarak gelen baş dalgaları (head waves)
- Dispersif yönlenmiş dalgalar (guided waves) şeklinde sıralanabilir.

Sismik yansıma verileri kaydedilirken, yansıyan dalgalar haricinde gelen bu tip dalgalar veri bütünlüğündeki Sinyal/Gürültü oranında azalmaya sebep olmaktadır. Bu da verinin kalitesini düşüreceğinden ötürü verinin işlenmesini ve sonucunda yorumlanmasını güçleştirmektedir. Sismik veri işlem basamaklarından biri olan Kesme (Mute) işlemi, veri setine kaydolan birincil yansımalarla ilgisi olmayan doğrudan gelen dalgalardan ve kırılma dalgaları gibi olan veri setine herhangi bir katkısı olmayan dalgalardan kurtulmaya yardımcı olan bir aşamadır. Kesme (Mute) işlemi veriye yığma öncesi, hız seçimi aşamasında ve de yığma sonrası aşamalarında da kullanılabilir. Kesme (Mute) işlemi veri setinde 4 farklı şekilde kullanılabilir.

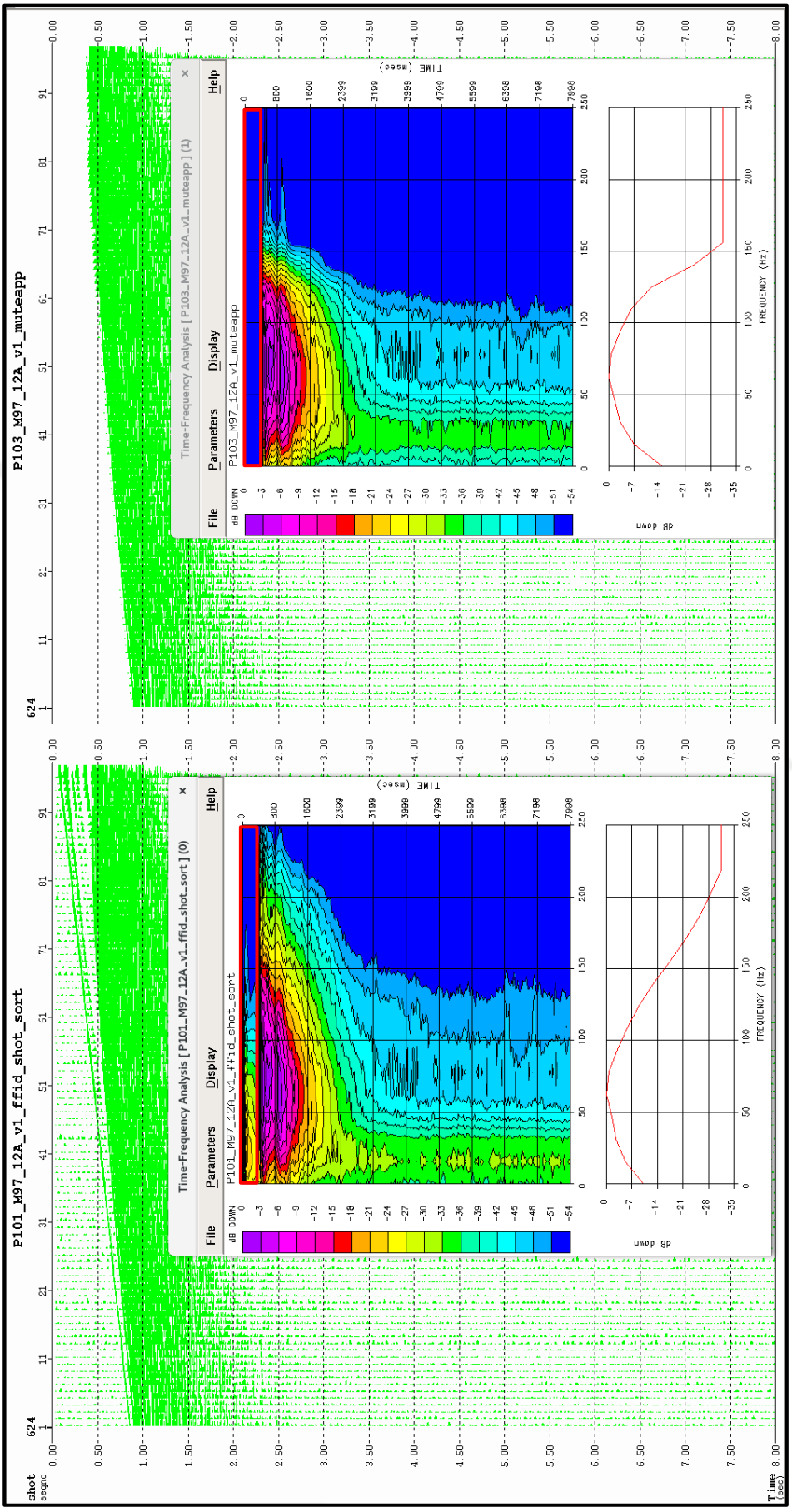
- Üst Kısımların Atılması (Top Mute): Doğrudan gelen, kırılarak gelen ve de birincil deniz tabanı yansımasından önce alıcılara ulaşan dalgaların kayıttan silinmesine yardımcı olur.
- Alt Kısımların Atılması (Bottom Mute): Atış grubunda en son bulunmakta olan düşük Sinyal/Gürültü oranına sahip olan 50 ms'lik kısmın atılması işleminde yardımcı olur.
- İç Kısımların Atılması (Surgical Mute): Atış grubunun iç kısımlarında herhangi bir alanda bulunmakta olan bozulma veya yüksek frekanslı gürültü alanlarının temizlenmesinde yardımcı olur.
- NMO Gerilme Alanının Atılması (NMO-Stretch Mute): NMO düzeltmesi ile uzak ofsetlere gelen dalgaların alıcılara erken varışlarından ötürü çok düşük frekanslı gürültü bölgesinin veriden atılmasına yardımcı olur.

Çalışmada kullanılan hatlardan olan M97-012A kodlu sismik yansıma verisi için Kesme (Mute) işlemlerinden yığma öncesinde Üst Kısımların Atılması (Top Mute) işlemi yapılmış olup Şekil 3.19'da veri setine uygulanan kesme işlemi öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali, Şekil 3.20'de veri setine uygulanan kesme işlemi öncesi ve sonrasındaki Zaman-Frekans Analizi karşılaştırması ve Şekil 3.21'de ise veri setine uygulanan kesme işlemi öncesi ve sonrasındaki

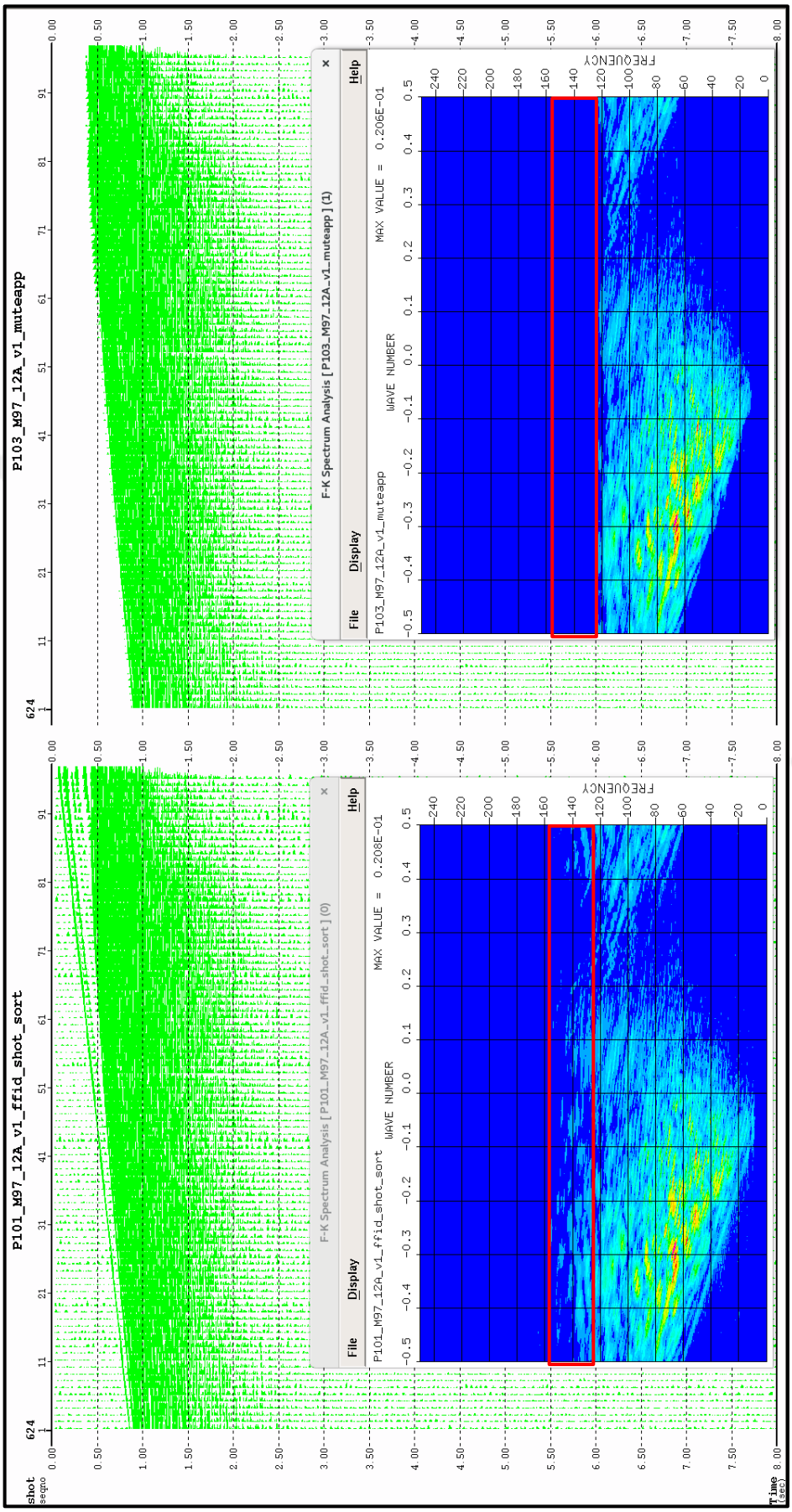
Frekans-Dalga Boyu Spektrum Analizi karşılaştırması gösterilmiştir. M97-029 kodlu sismik yansıma verisi için yansıyan dalgalar ile direkt ve kırılıp gelen dalgalar uzak ofsetli atışlarda iç içe girdikleri için M97-029 kodlu sismik yansıma verisi için tam Kesme (Mute) işlemi hız seçimi aşamasında kullanılmıştır.



Şekil 3.19: Solda M97-012A kodlu hattın ham hali, sağda ise hattın Kesme işlemi sonrasındaki hali.



Şekil 3.20: Solda M97-012A kodlu hattın Kesme işlemi öncesindeki Zaman-Frekans Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Kesme işlemi sonrasındaki Zaman-Frekans Analizi verilmiştir. Veriden Kesme işlemi sonrası silinen gürültüler kırmızı kutular içerisinde gösterilmiştir.



Şekil 3.21: Solda M97-012A kodlu hattın Kesme işlemi öncesindeki Frekans-Dalga Boyu Spektrum Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Kesme işlemi sonrasındaki Frekans-Dalga Boyu Spektrum Analizi verilmiştir. Veriden Kesme işlemi sonrası silinen gürültüler kırmızı kutular içerisinde gösterilmiştir.

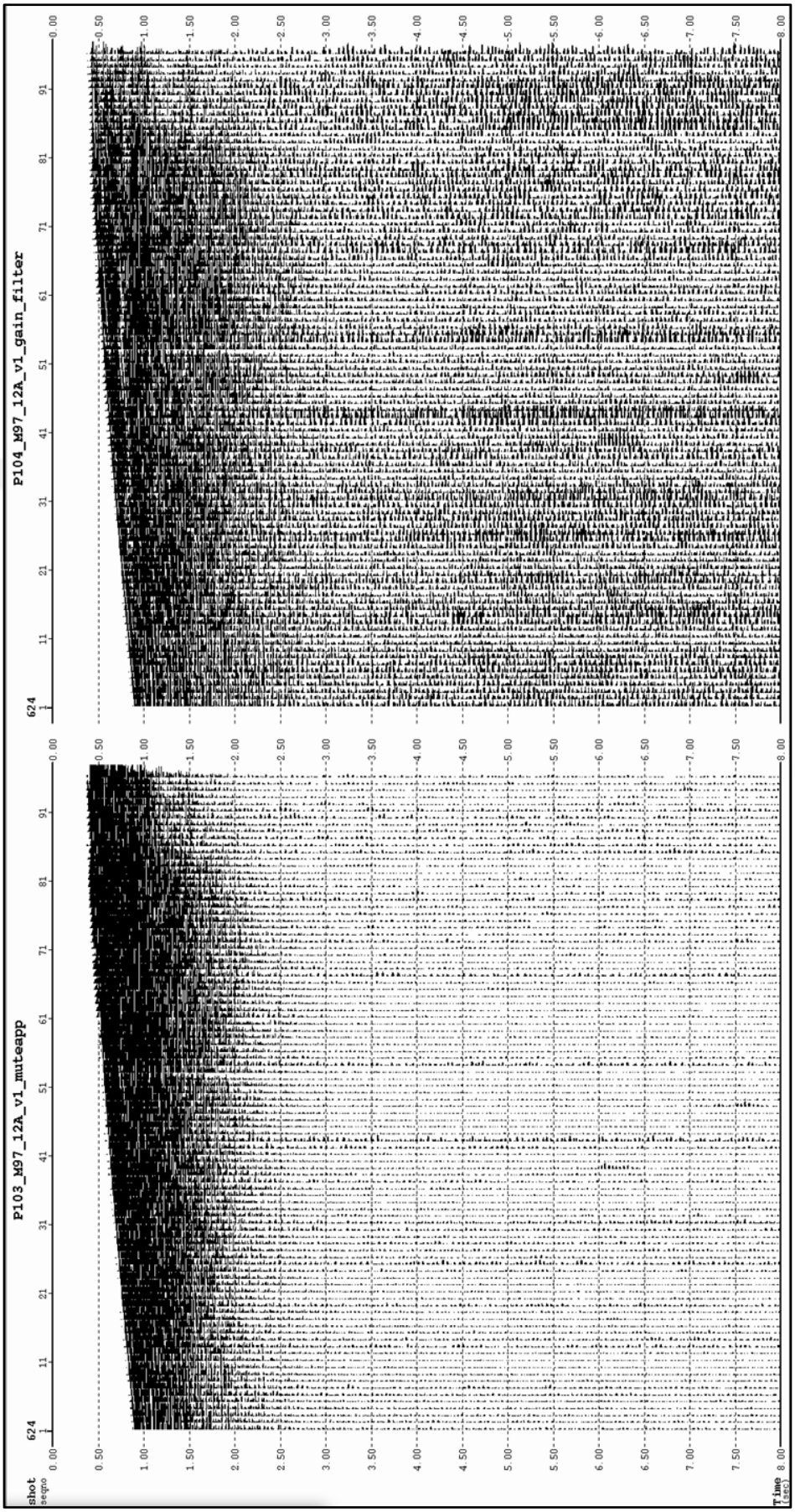
3.1.2.5.Genlik Kazancı Uygulaması

Sismik sinyal, enerji kaynağından çıktıktan sonra yer altına doğru küresel bir şekilde yayılım izleyerek devam eder. Bu izlediği küresel yayınım şekli ile sismik sinyallerin enerjilerinde derinlere ve uzak ofsetlere doğru ilerledikçe bir azılım görülmektedir. Bu azalım sismik sinyalin üzerinde bulunmakta olan izlerdeki genliklerin enerjilerinin azalması ile ilişkilidir. Sismik sinyallerin derinlere ve uzak ofsetlere doğru ilerlenmesi sonucu azalan enerjilerinin geri kazanılması gerekmektedir. Geri kazanılmayan enerji, ilerleyen veri işlem basamaklarında yapılacak olan hız analizi aşamasında hız seçiminde problem yaratacak olup elde edilecek olan yığma kesitlerin kalitesini düşürecektir. Bu duruma ek olarak, azalan enerji ile sismik sinyallerin derinlerden ve uzak ofsetlerden bilgi getirmemesi verinin yorumlanmasını da zorlaştıracaktır. Bu duruma engel olunup uzak ofsetlerdeki ve derinlerdeki bilgilerin elde edilmesi için küresel genlik kazancı uygulaması yapılmaktadır (Yılmaz, 1987).

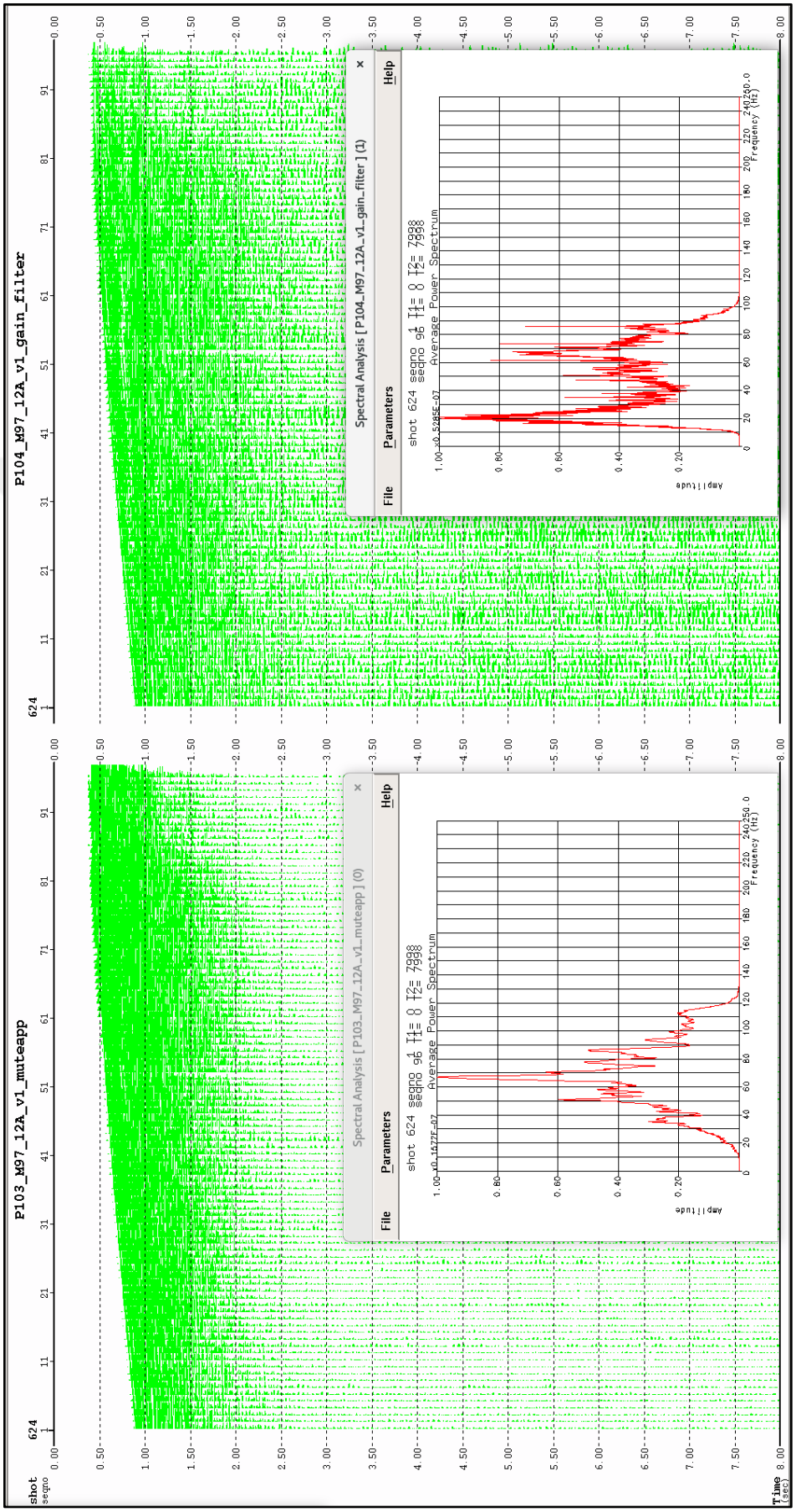
Genlik kazancı işleminin yapılabilmesi için, sismik yansıma verisinde bulunmakta olan atış topluluklarının derinliğe oranla genliklerinin değişiminin ne oranda olduğunun analiz edilip bu değişim değerlerine uygun parametrelerin seçilmesi gerekmektedir. Yanlış seçilen parametreler sonucu sismik yansıma verisindeki birincil yansımaların kaybolması söz konusu olabilir. Genlik kazanımı işlemi, deniz tabanı derinliğinin sabit kaldığı yerlerde, her 50 atış grubunda bir tekrarlanarak, değişkenlik gösterdiği yerlerde ise daha az atış gruplarında tekrarlanacak şekilde belirlenen pencere boylarına göre parametreler belirlenip uygulanmıştır. Genlik kazanımı işleminde belirlenmiş olan atış topluluklarının genlik desibel değerleri istenilen 5-10 desibel değer aralıklarına çekilerek sismik yansıma verilerinde genlik kazanımı uygulaması yapılmış olup, derinlerden ve uzak ofsetlerden gelen sismik yansıma sinyallerinin azalan enerjileri tekrardan veriye geri kazandırılmıştır.

M97-012A kodlu hat için, Şekil 3.22'de genlik kazancı uygulamasından önce ve sonrasındaki hali, Şekil 3.23'te genlik kazancı uygulamasından önce ve sonrasında görülen Spektral Analiz farklılıkları, Şekil 3.24'te genlik kazancı uygulamasından önce ve sonrasında görülen Zaman-Frekans Analizi farklılıkları ve son olarak Şekil 3.25'te genlik kazancı uygulamasından önce ve sonrasında görülen Genlik Analizi farklılıkları detaylı olarak verilmiştir.

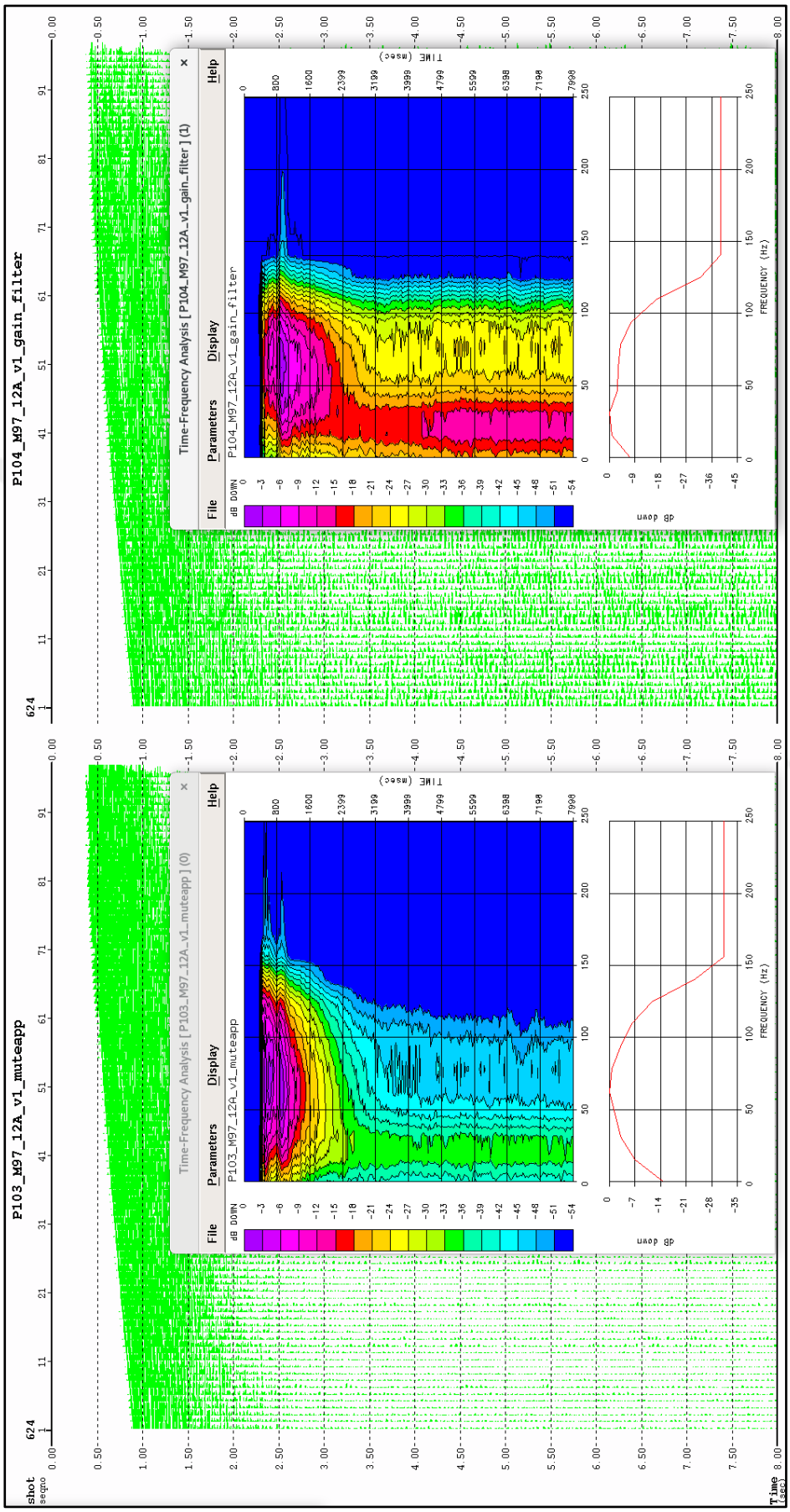
M97-029 kodlu hat için de aynı şekilde, Şekil 3.26'da genlik kazancı uygulamasından önce ve sonrasındaki hali, Şekli 3.27'de genlik kazancı uygulamasından önce ve sonrasında görülen Spektral Analiz farklılıkları, Şekil 3.28'de genlik kazancı uygulamasından önce ve sonrasında görülen Zaman-Frekans Analizi farklılıkları ve son olarak Şekil 3.29'da genlik kazancı uygulamasından önce ve sonrasında görülen Genlik Analizi farklılıkları detaylı olarak verilmiştir.



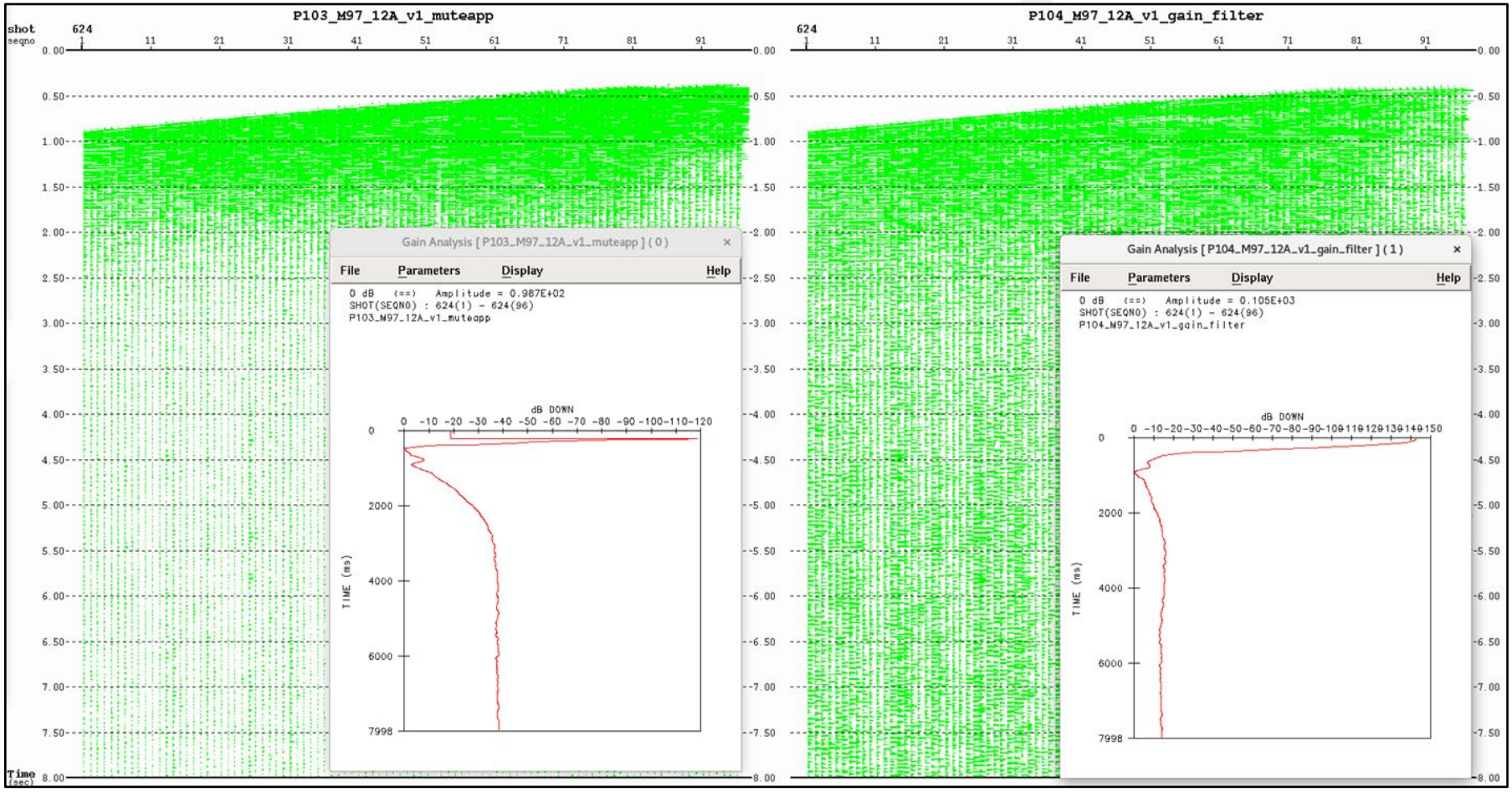
Şekil 3.22: Solda M97-012A kodlu hattın ham hali, sağda ise hattın Genlik kazancı işlemi sonrasındaki hali.



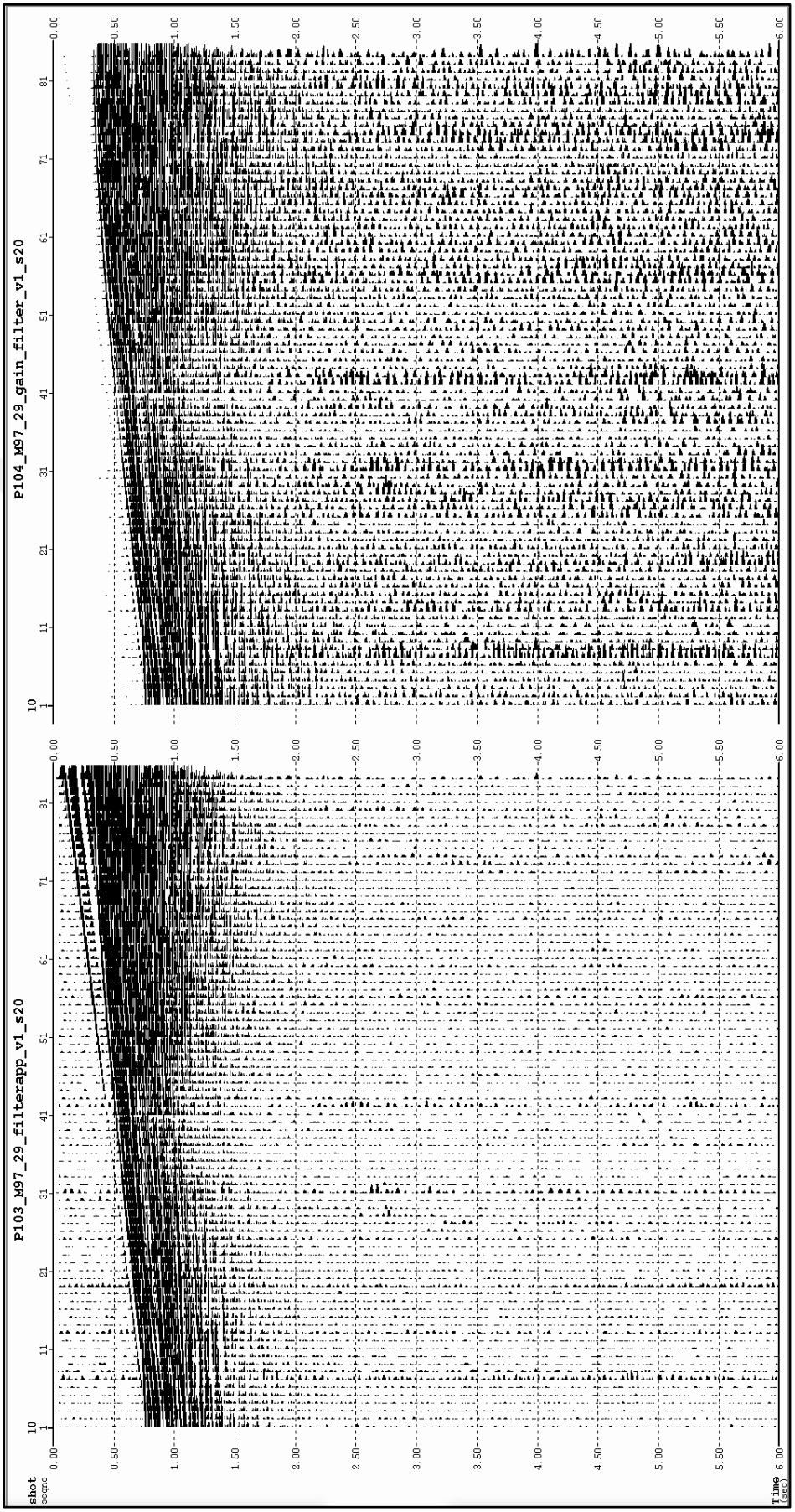
Şekil 3.23: Solda M97-012A kodlu hattın Genlik kazancı uygulaması öncesindeki Spektral Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Genlik kazancı uygulaması sonrasındaki Spektral Analizi verilmiştir.



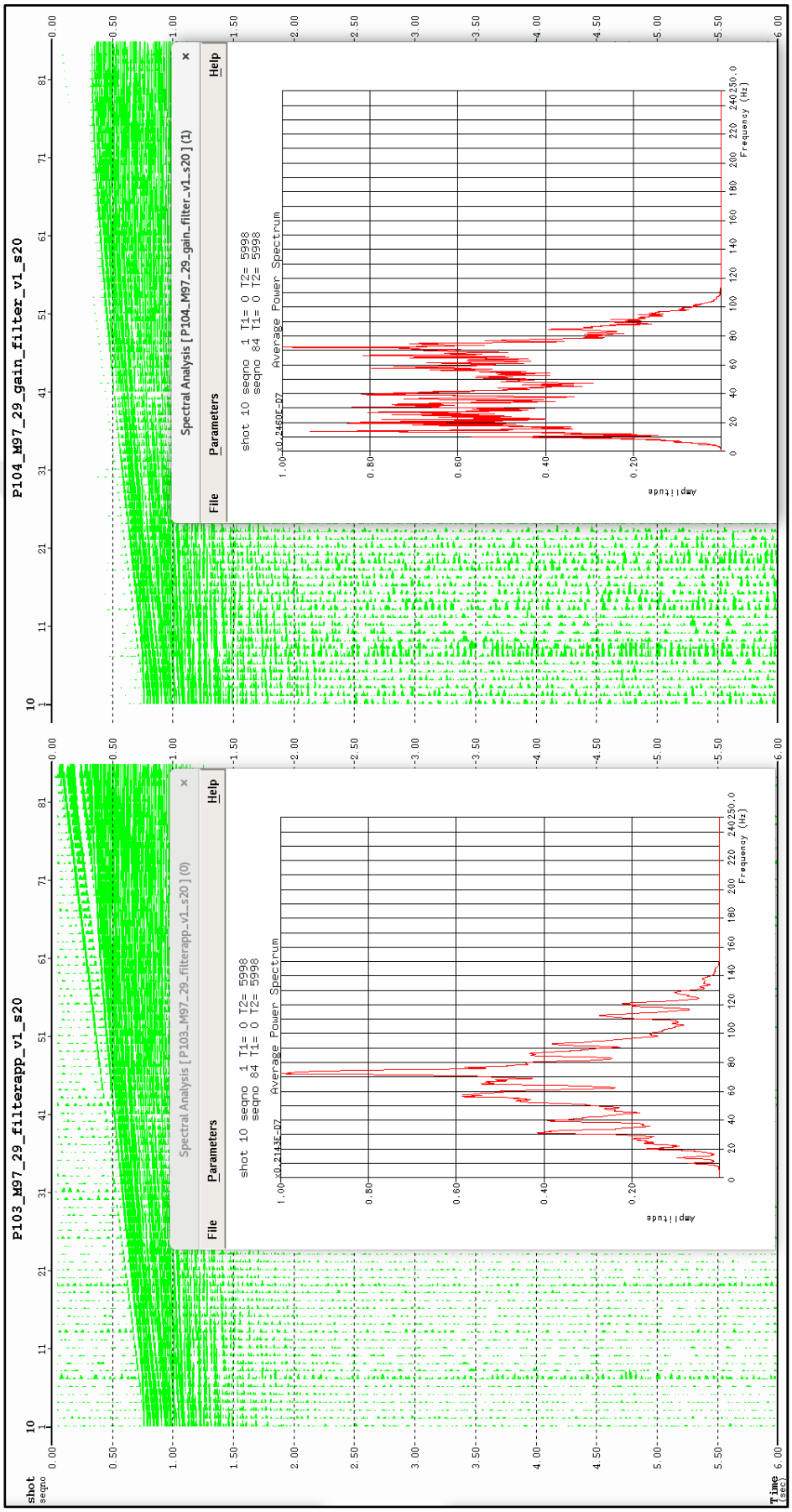
Şekil 3.24: Solda M97-012A kodlu hattın Genlik kazancı uygulaması öncesindeki Zaman-Frekans Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Genlik kazancı uygulaması sonrasındaki Zaman-Frekans Analizi verilmiştir.



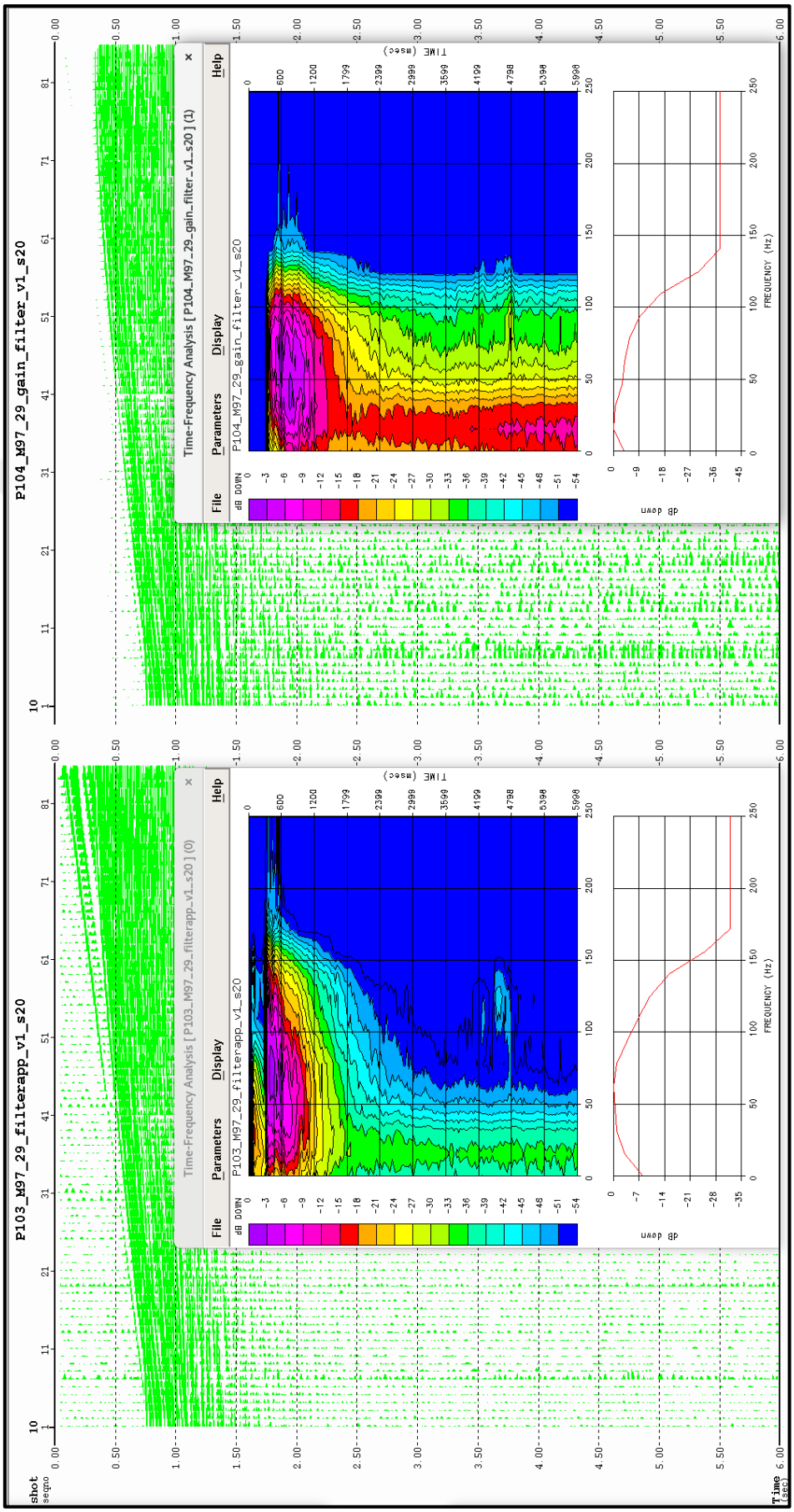
Şekil 3.25: Solda M97-012A kodlu hattın Genlik kazancı uygulaması öncesindeki Genlik Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Genlik kazancı uygulaması sonrasındaki Genlik Analizi verilmiştir.



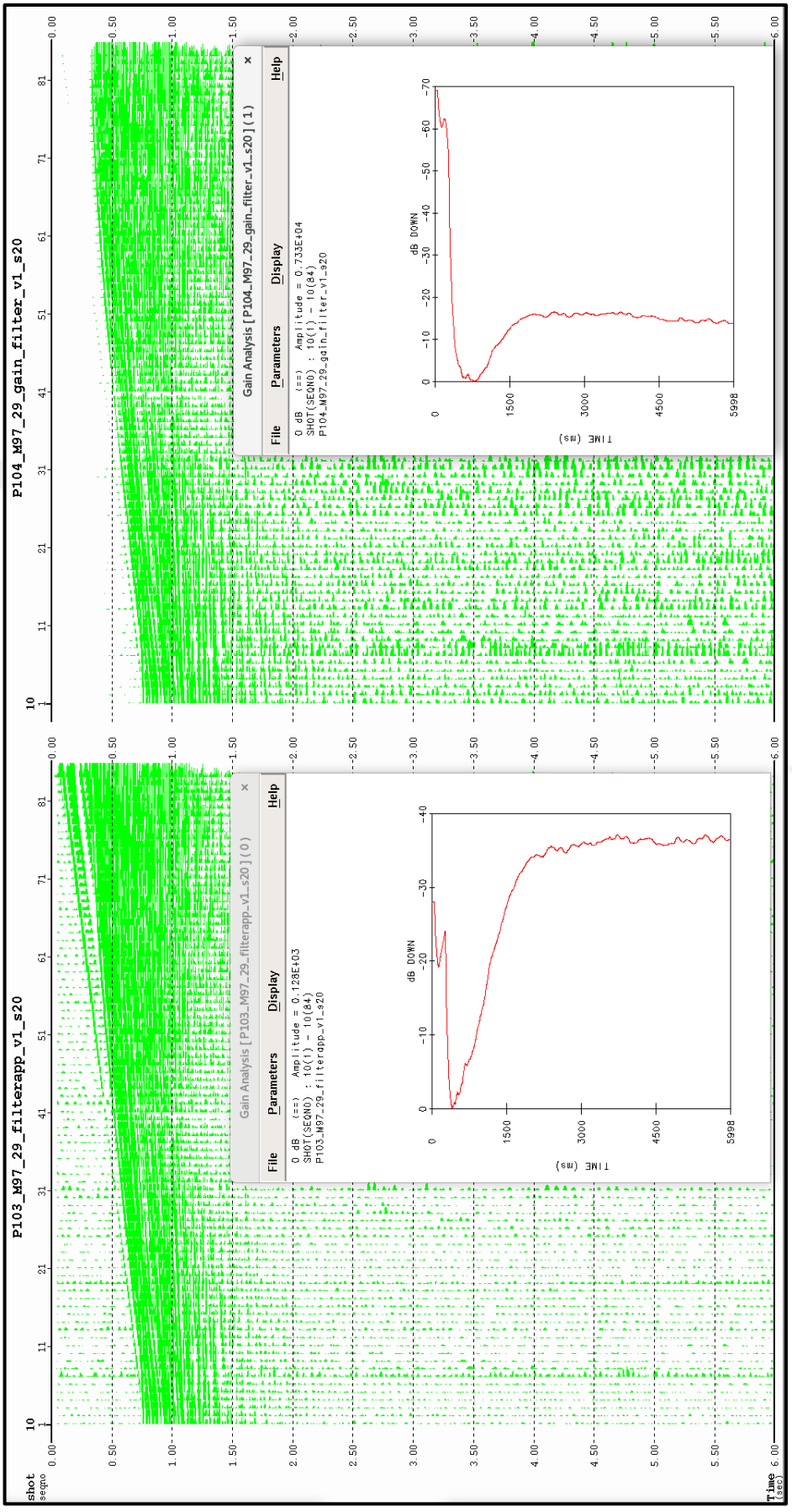
Şekil 3.26: Solda M97-029 kodlu hattın ham hali, sağda ise hattın Genlik kazancı işlemi sonrasındaki hali]



Şekil 3.27: Solda M97-029 kodlu hattın Genlik kazancı uygulaması öncesindeki Spektral Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Genlik kazancı uygulaması sonrasındaki Spektral Analizi verilmiştir.



Şekil 3.28: Solda M97-029 kodlu hattın Genlik kazancı uygulaması öncesindeki Zaman-Frekans Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Genlik kazancı uygulaması sonrasındaki Zaman-Frekans Analizi verilmiştir.



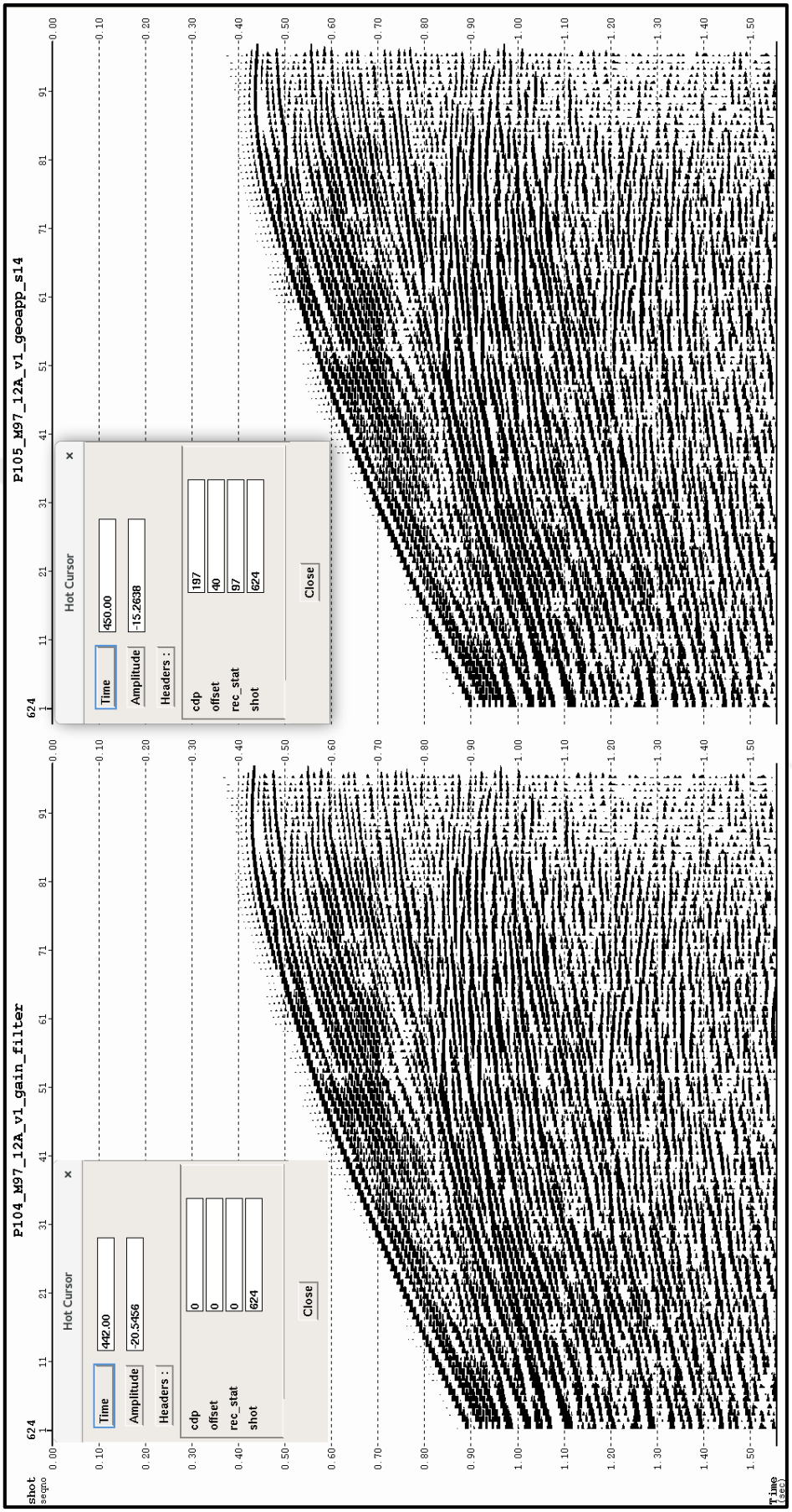
Şekil 3.29: Solda M97-029 kodlu hattın Genlik kazancı uygulaması öncesindeki Genlik Analizi, sağda ise veriye uygulanmış olan Genlik kazancı uygulaması sonrasındaki Genlik Analizi verilmiştir.

3.1.2.6.Atış-Alıcı Düzeni Geometri Bilgisinin Sisteme Tanımlanması

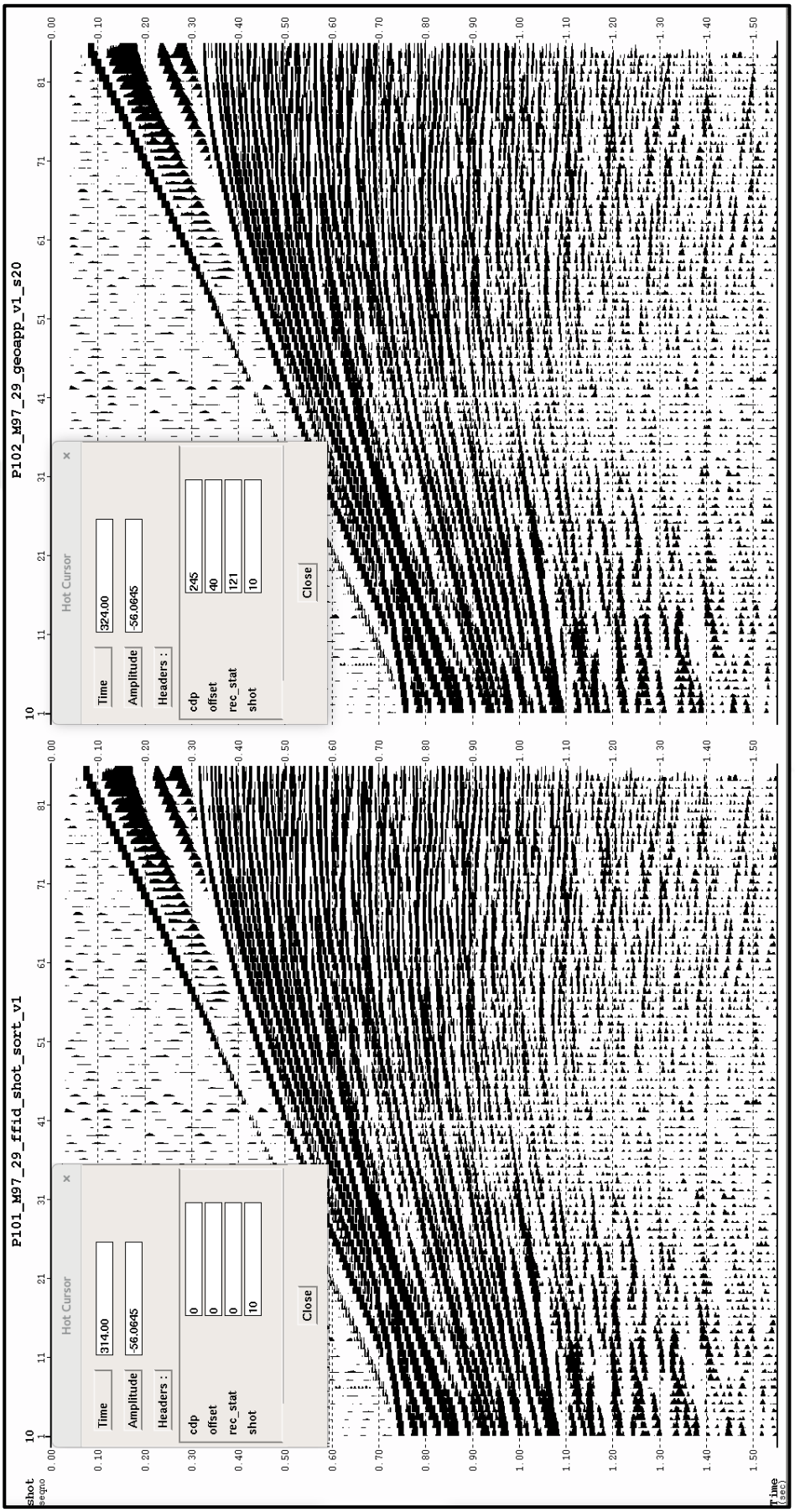
Sismik yansıma verilerinde, geometri bilgisinin tanımlanıp sisteme girilmesi veri işlemin en önemli aşamalardan biridir. Sismik yansıma verileri, araziye uygun parametrelerin seçilmesi ve uygun geometrinin oluşturulması ile maksimum katlanma sayısının ve Sinyal/Gürültü oranının belirlenmesi ile toplanır. Atış-alıcı geometrisi bilgisinin sisteme tanıtılması ile birlikte sismik yansıma verilerinde kullanılan alıcıların ve enerji kaynaklarının konumlarının belirlenmesi önemli bir role sahiptir. Atış-alıcı geometrisinin tanıtılmaması verinin çeşitli geometrik özelliklerinin ve veride bulunmakta olan sismik izlerin başlıklarındaki gerekli olan bilgilerin eksikliğine sebep olmaktadır (Yılmaz, 1987). Çalışma alanında toplanmış olan sismik yansıma verilerinin atış-alıcı sistemlerinin kontrolü çalışma boyunca alınan iki adet log dosyası bulunmaktadır. Bu log dosyalarından ilki atışların deniz ortamında hava tabancalarının patlatılması zamanına göre sıralanmış olduğu atış log'u dosyasıdır. Bu dosyanın içeriğinde hangi atışın yapılıp yapılmadığı bilgisi barınmaktadır. Diğer log dosyası ise atışların hangi tarih, saat, dakika ve saniyede yapıldığını, hangi koordinatlarda yapıldığını ve bunlara ek olarak, her atışa ait arazi dosya belirleme numaralarını gösteren, kayıt logudur. Bu çalışmada M97-012A ve M97-029 kodlu hatlar için, Tablo 3.1'de verilen toplanma parametreleri baz alınarak Atış-Alıcı düzeni geometri bilgisi sisteme girilmiştir. Atış alıcı geometrisinin oluşturulup sisteme girilmesinden sonra, sismik yansıma çalışmalarında veri toplanırken, yapılan her atış için yer altındaki tabakalardan gelen sinyallerin varış zamanlarının deniz yüzeyine indirgenmesi gerekmektedir. Bu indirgenme işlemine statik düzeltme denir (Yılmaz, 1987). Varış zamanlarının deniz yüzeyine indirgenebilmesi için sinyalin; kaynak derinliğini, alıcı derinliğini ve 1500 m/s su hızı ile sinyalin kaç saniye de aldığı bilinmelidir. Denklem 3.3'te statik düzeltmenin yapılması için gerekli olan formül verilmiştir.

$$Statik\ Düzeltme = \frac{Kaynağın\ Derinliği + Alıcı\ Kablosunun\ Derinliği}{1500\ m/sn}\ x1000 \qquad (3.3)$$

Uygulanan hesaplamalar sonucunda çalışmada kullanılan M97-012A kodlu hat için statik düzeltme değeri 7 ms olarak hesaplanırken, M97-029 kodlu hat için statik düzeltme değeri 10 ms olarak hesaplanmış ve her iki hatta için de statik düzeltmeler uygulanmıştır. Şekil 3.30 ve Şekil 3.31'de sırasıyla M97-012A ve M97-029 kodlu hatlar için yapılan geometri ve statik düzeltme işlemleri gösterilmiştir.



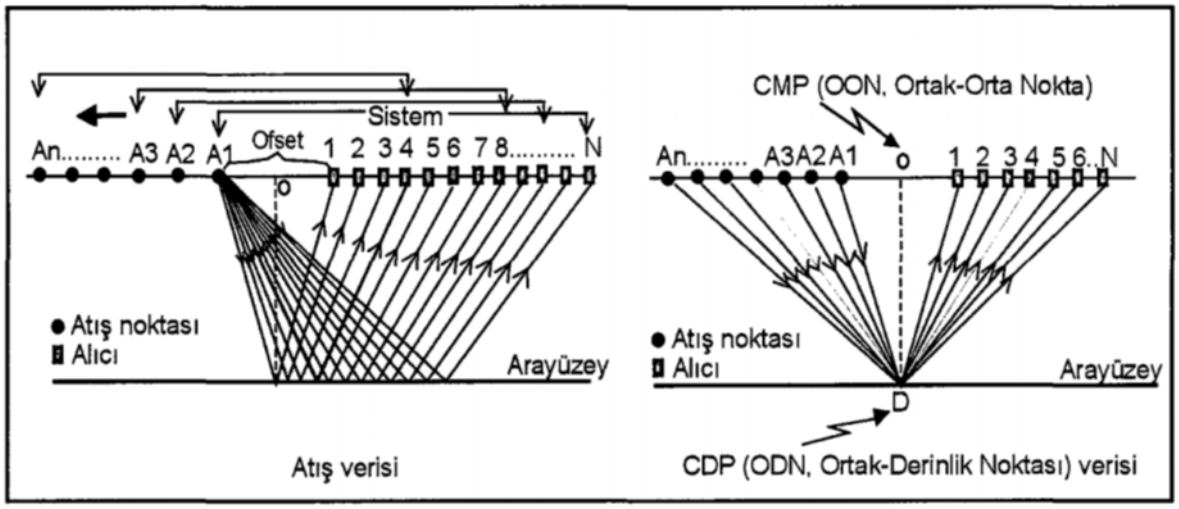
Şekil 3.30: M97-012A kodlu hat için yapılan geometri ve statik düzeltme işlemi.



Şekil 3.31: M97-029 kodlu hat için yapılan geometri ve statik düzeltme işlemi.

3.1.2.7.Atış Düzeninde Bulunan Verilerin Ortak Yansıma Noktası Düzenine Geçirilmesi

Atış düzeninde bulunmakta olan sismik yansıma verilerinin ortak yansıma düzenine geçirilmesi ile sismik yansıma izleri atış-alıcı aralığının tam olarak orta noktasına atanır ve bu işlem sonucunda aynı noktadan yansımış olan sismik yansıma izleri bir araya gelerek toplanır. İzlerin bir araya gelinerek toplanılması işlemi sonucunda veri setinin Sinyal/Gürültü oranında artış sağlanır. Bu işlem sonucunda atış düzeninde bulunan izler artık ortak yansıma noktasında bulunurlar. Çalışma ortamında bulunan yer altı jeolojisine göre tabakaların eğimsiz ve yanal hız değişimlerin az olması durumu ortak orta noktası topluluğunun, ortak derinlik noktası topluluğuna eşit olması "CMP=CDP" anlamına gelir (Şekil 3.32).



Şekil 3.32: Atış veri grubu ve CMP veri grup düzeni (Ocakoğlu, 2004).

Ortak yansıma noktası düzenine geçilmesi, sismik verilerin Sinyal/Gürültü oranlarının arttırılmasını sağlayan bir işlem olup, ortak yansıma noktası düzeninde aynı noktadan yansıyan sinyallerin adedi "Katlanma Sayıları (Fold)" Denklem 3.4 ile hesaplanır.

Katlanma sayısı; Tablo 3.1 de bahsedilmiş olan toplanma parametrelerinden olan,

- Alıcı grup aralığı
- Atış aralığı
- Kanal Sayısı, parametrelerine bağlı olarak Denklem 3.4 ile hesaplanmaktadır.

$$Katlanma\ Sayısı\ (k) = \frac{Alıcı\ Aralığı\ x\ Kanal\ Sayısı}{2\ x\ Atış\ Aralığı} \qquad (3.4)$$

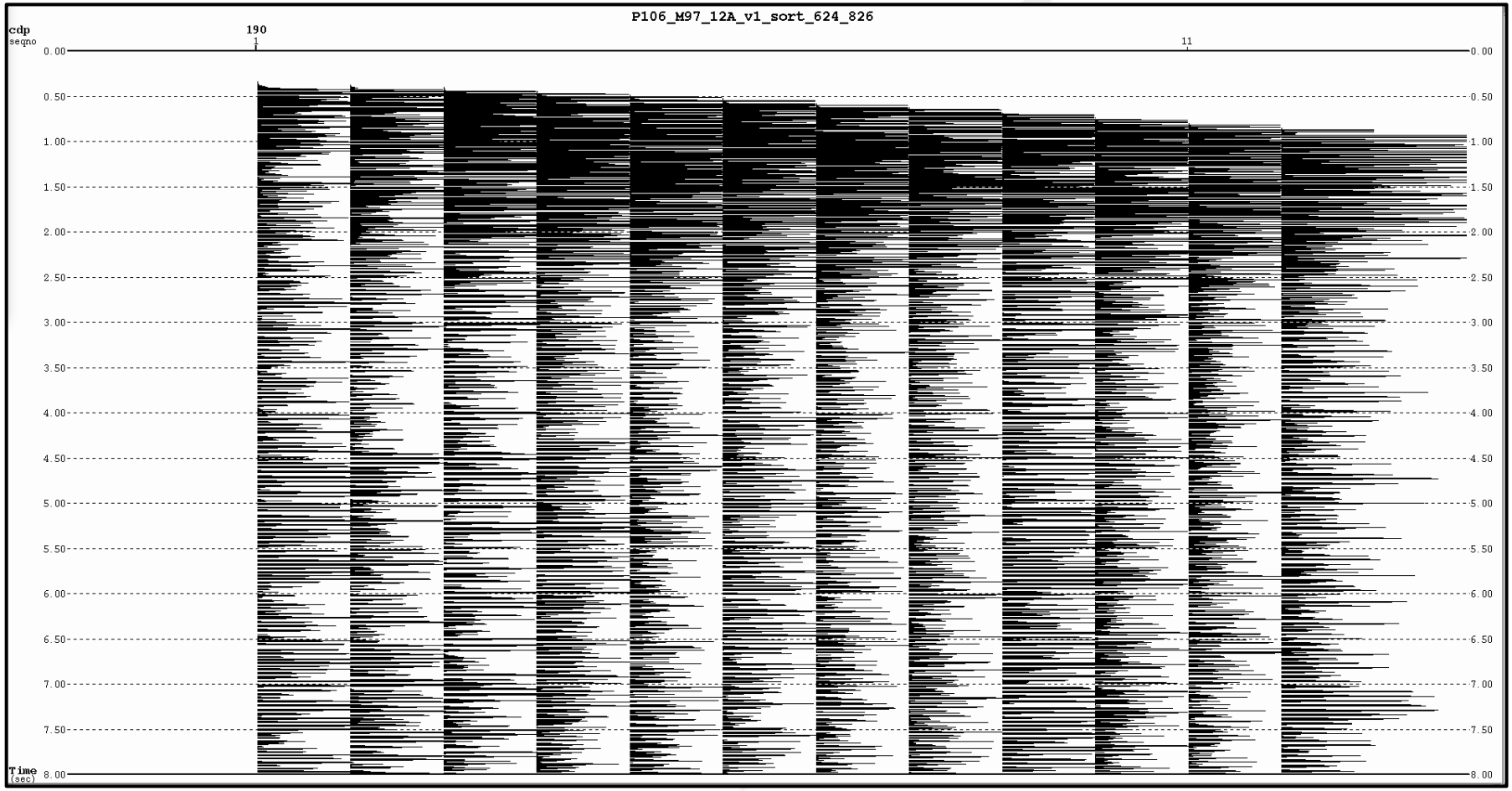
Arazi ortamında sismik verilerin toplanma parametrelerine göre (Tablo 3.1) elde edilen katlanma sayıları, M97-012A kodlu hat için12 fold iken, M97-029 kodlu hat için 11'dir. Sismik yansıma hattının ilk ve son atışlarının ait olduğu konumlarda bulunan ortak yansıma noktasından yansıyan iz adedi, hattın orta noktalarından yapılan atışlardaki ortak yansıma noktasından yansıyan iz adedine göre daha azdır. Katlanma sayısının yüksek oluşu sismik yansıma verilerinin kalitelerinin artışlarında büyük bir rol oynamaktadır (Yılmaz, 1987). Tablo 3.2'de örnek olarak sismik yansıma verilerindeki katlanma sayısının veri kalitesindeki etkisi verilmiştir.

Tablo 3.2: Katlanma Sayılarına karşılık gelen S/G Oranları.

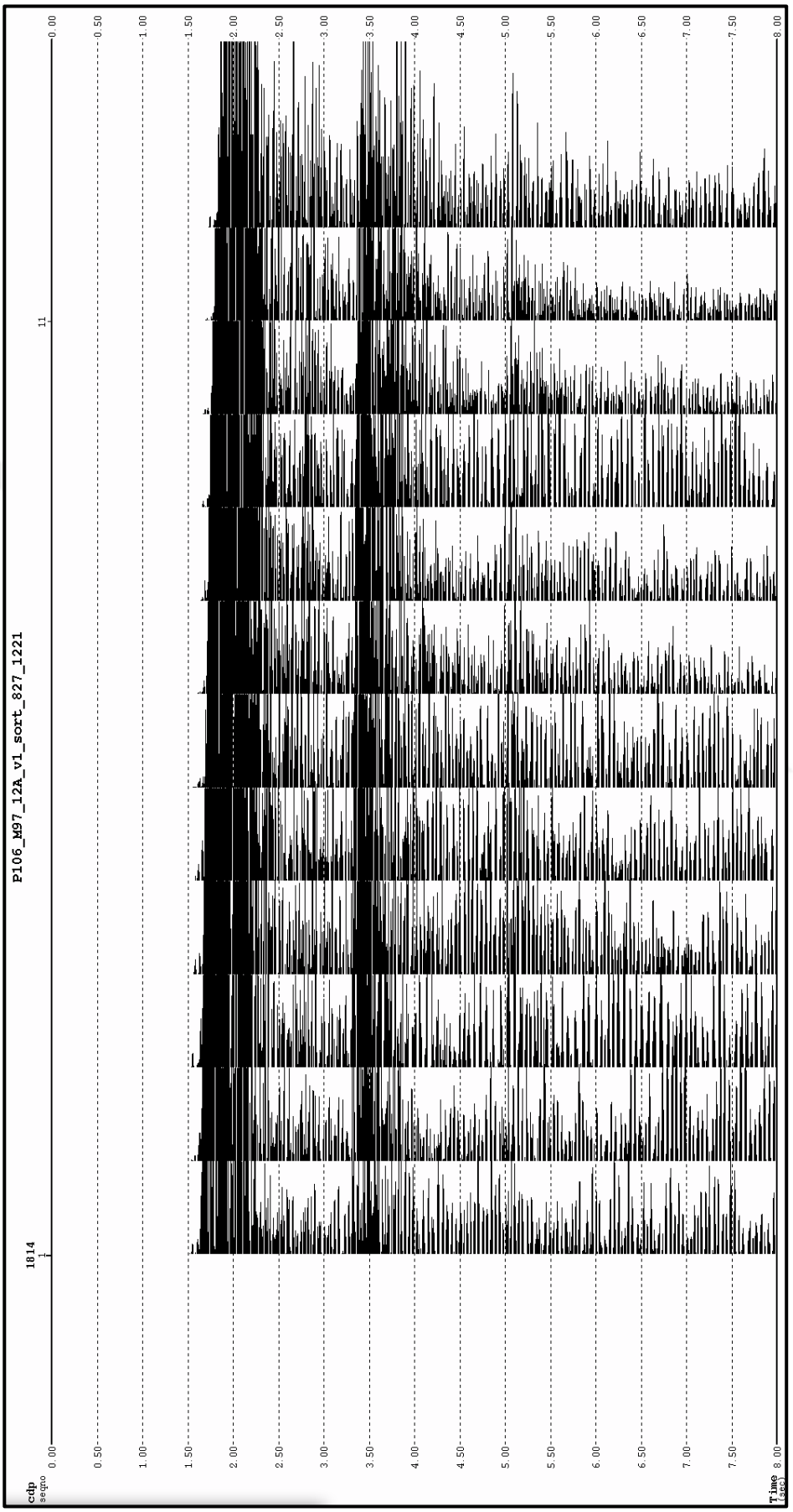
Katlanma Sayısı (Fold)	9	16	25	36	49	64	81	100
Sinyal/Gürültü Oranı	3	4	5	6	7	8	9	10

Tablo 3.2'de görüldüğü üzere Katlanma sayısındaki artış doğrudan Sinyal/Gürültü oranını karekök oranında etkilemektedir. Katlanma sayısındaki her artış çalışma için ekstra bir maliyet ve süre artışına sebep olmaktadır. Bu çalışmada M97-012A kodlu hat için hesaplanan 12 fold katlanma sayısının verinin Sinyal/Gürültü oranında yaklaşık 3,4 kat artış, M97-029 kodlu hat için ise hesaplanan 11 fold katlanma sayısı verinin Sinyal/Gürültü oranında yaklaşık 3,31 kat artış sağlamıştır.

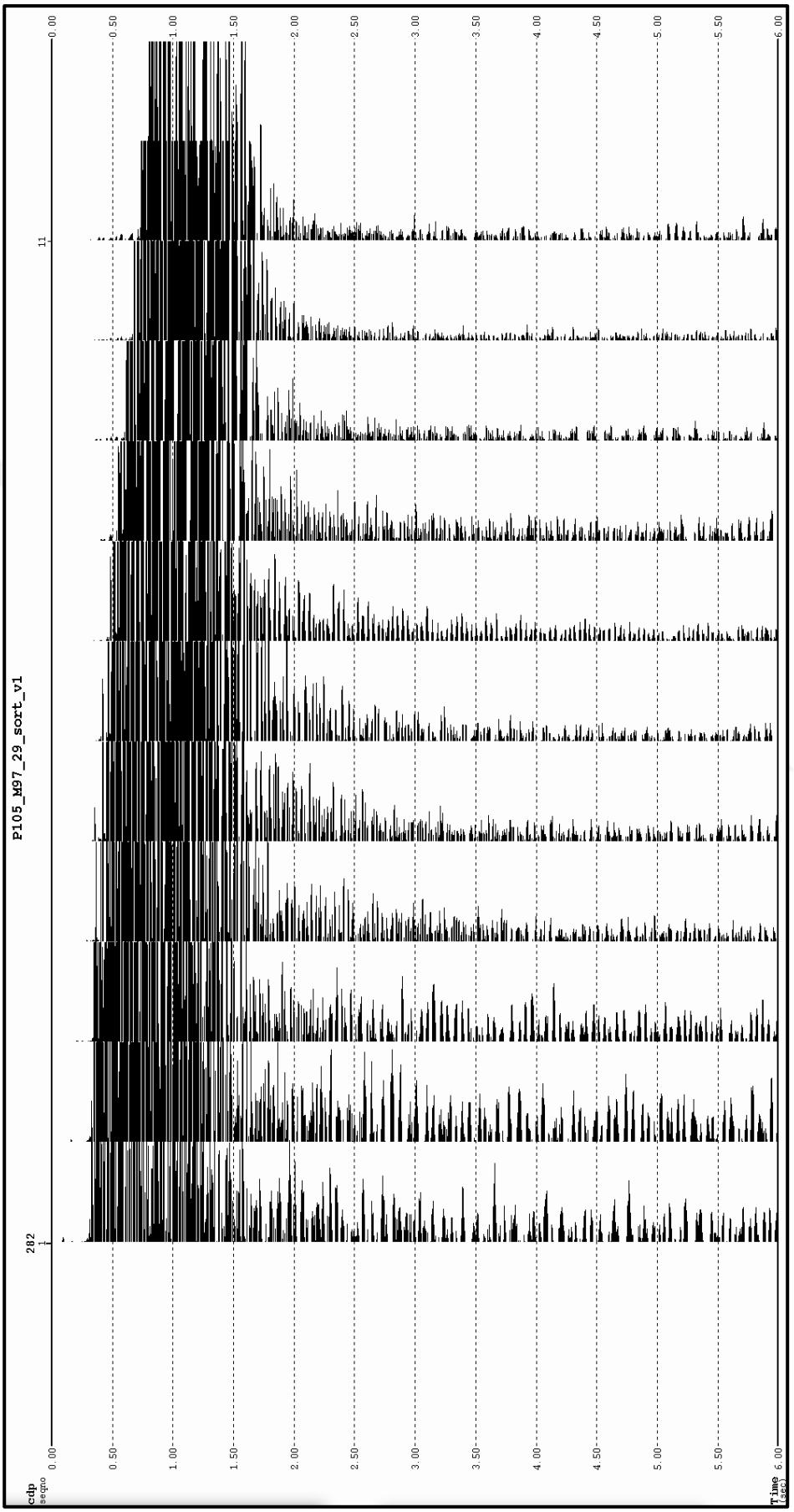
M97-012A kodlu hat için Şekil 3.33 ve 3.34'te ayrılmış olan hatta ait ortak yansıma düzenindeki maksimum katlanma sayıları gösterilmiştir. M97-029 kodlu hat için Şekil 3.35'te ortak yansıma düzenindeki maksimum katlanma sayısı verilmiştir.



Şekil 3.33: M97-012A kodlu hattın ilk kısmına ait ortak yansıma düzenindeki maksimum katlanma sayısı



Şekil 3.34: M97-012A kodlu hattın ikinci kısmına ait ortak yansıma düzenindeki maksimum katlanma sayısı.



Şekil 3.35: M97-029 kodlu hatta ait ortak yansıma düzenindeki maksimum katlanma sayısı

3.1.2.8.Hız Analizi, NMO Düzeltmesi ve Kesme İşlemi

Sismik veri işlem aşamalarında önemli olan bir diğer basamak ise hız analizidir. Hız analizi aşamasında, belirlenen hız bilgisi, diğer veri işlem basamaklarında kullanılabileceği gibi, tüm işlemler sonucunda elde edilecek olan kesitlerinde doğru bir şekilde yorumlanabilmesi için büyük önem teşkil etmektedir. Çalışma konusu ve sismik veri işlem aşamalarının en önemli ve belirleyici aşamalarından biri olan sismik migrasyon işlemi içinde hız analizi çok büyük önem taşımaktadır. Sismik stratigrafi ve jeolojik yorumlamaların sağlıklı yapılabilmesi için elde edilecek olan sismik migrasyon sonuçları oldukça önemlidir. Sismik dalgaların hızları, yer altındaki kayaçların fiziksel özelliklerine bağlı olarak değişir (Doherty, 1975). Genel olarak yer altındaki kayaçlar için, P dalgası yayınım hızı yaklaşık 350 m/sn ile 6400m/sn arasında değişiklik göstermektedir (Fitch, 1976).

Yer altında derinlere doğru indikçe sismik P dalgası yayınım hızında bir atış ortaya çıkar. Bu artan P dalgası yayınım hızı, yer altında bulunmakta olan tabakaların yerlerinin doğru tespit edilmesi açısında çok önemlidir; çünkü yayınım hızlarının yanlış olması, verilere uygulanacak olan sismik migrasyon işlemi sonucunda tabakaların olması gereken doğru yerlerine taşınamamasına sebep olacaktır. Sismik yansıma verilerine uygulanan hız analizi sonucunda elde edilecek olan yığma kesitlerinin Sinyal/Gürültü oranı da artacaktır. Sismik yansıma dalgalarının yayınım hızlarının bilinmesi, ilerleyen aşamalarda uygulanacak olan NMO düzeltmesi için ve migrasyon işlemleri için de önemlidir. Sismik yansıma verilerinin hız analizi sonucunda elde edilen yer altı tabaka hızlarının tespiti, ofsetli ve ortak yansıma noktasından yansıyan izlerin (CDP) gruplanması ile bunlar üzerinden yapılan işlem sonucunda sağlanır. Bu aşamada en dikkat edilmesi gereken nokta, sismik yansıma verilerinin yığma işlemi için kullanılan sismik hızlar ile, sismik yansıma verilerine uygulanacak olan migrasyon işlemi için kullanılacak olan hızların birbirinden farklı olmasıdır (Yılmaz ve Chambers, 1984). Yığma işlemi için, ara yüzey eğimine duyarlılık gösteren hızlar kullanılırken (Levin, 1971), sismik migrasyon işlemi için ise ara yüzey eğimine duyarlılık göstermeyen hızlar kullanılır (Hubral ve Krey, 1980).

Hız analizi işlemi sismik yansıma verilerinde 3 farklı yöntem kullanılarak uygulanabilir.

- Benzerlik (Coherency) Fonksiyonu
- Ortak Yansıma Noktası (CDP) gruplarına sabit hızlar ile NMO düzeltmesinin uygulanması ve sabit hızda yığma kesitleri oluşturulması (CVS- Constant Velocity Stack Gathers Panel)

- Kullanıcının tanımlamış olduğu hızlar (User Defined Velocity Model)

Bu çalışmada ise;

- Çalışma bölgesinde bundan önce toplanmış olan deniz dibi sismometrelerinden elde edilen P dalgası hızları (Becel ve diğ., 2009; Becel ve diğ., 2010; Bayrakçı ve diğ., 2011)
- Benzerlik fonksiyonlardan (Semblanslardan) işaretlenen hızlar kullanılmıştır.

Çalışma bölgesinde 2009 ve 2010 yıllarında Becel ve diğ., tarafından yapılan çalışmalarda deniz tabanına yerleştirilen sismometreler ve alınan çok kanallı sismik veriler ile Kuzey Marmara Çukurluğu, bölgedeki basenleri oluşturan faylar, Kuzey Marmara Denizi'nin gelişimi ve denizin altı kabuk yapısı ortaya konulmuştur. Bu çalışmalarda deniz tabanına yerleştirilen sismometrelerden elde edilen P dalgası ara hızlarının modellenmesi ile ortama ait gerçek hız bilgisi ortaya konmuştur. Bu çalışmalarda Marmara Denizi boyunca (Batı-Doğu uzanımlı) deniz dibi sismometrelerinden elde edilen P dalgasının yayınım hızına ait model, bu tez çalışması kapsamında incelenen hatlara denk gelen kısımları için tekrar modellenmiş ve kullanılmıştır.

Becel ve diğ. (2010) ait olan çalışmadaki P dalgası yayınım hızı modelinin, tez çalışması kapsamında incelenen Marmara Denizi'nin orta baseninde yer alan M97-012A kodlu hatta denk gelen kısmı için model de bulanan ara hızların karekök ortalama hızlara (RMS) dönüştürülmesi Denklem 3.5 kullanılarak gerçekleşmiş ve model yenilenmiştir (Şekil 3.36 ve Şekil 3.37).

$$V_{RMS}^2 = \frac{V_{1ara}^2 t_{1tekyolseyahatzamanı} + V_{2ara}^2 t_{2tekyolseyahatzamanı} + .. + V_{nara}^2 t_{ntekyolseyahatzamanı}}{t_{1tekyolseyahatzamanı} + t_{2tekyolseyahatzamanı} + .. + t_{ntekseyahatyolzamanı}} \quad (3.5)$$

M97-012A kodlu hat için Denklem 3.5 kullanılarak elde edilmiş olan karekök ortalama hızları (RMS), programın Hız Tanımlama Modülü olan VFNDEF modülü ile sisteme tanımlanmıştır. Becel ve diğ. (2010) ait olan çalışmadaki P dalgası yayınım hızı modeli baz alınarak oluşturulmuş olan hız modeli yaklaşık olarak 50 ve 100 CDP de bir oluşturulmuştur.

Hız analizi ardından uygulanan NMO düzeltmesi sonucunda ortak yansıma noktası (CDP) ortamında bulunan sismik yansıma izleri aynı düşey zamana çekilmiştir. NMO düzeltmesi ile verinin uzak ofsetlerinde meydana gelen NMO gerilmeleri veriden kesilerek (Streching-Mute) atılmıştır. Veride bulunan kayıt hatasından ötürü 2 parçada incelenen M97-012A kodlu hat için sismik veri işlem programında oluşturulan 2 boyutlu hız modelleri Şekil 3.36 ve Şekil 3.37'de gösterilmiştir.

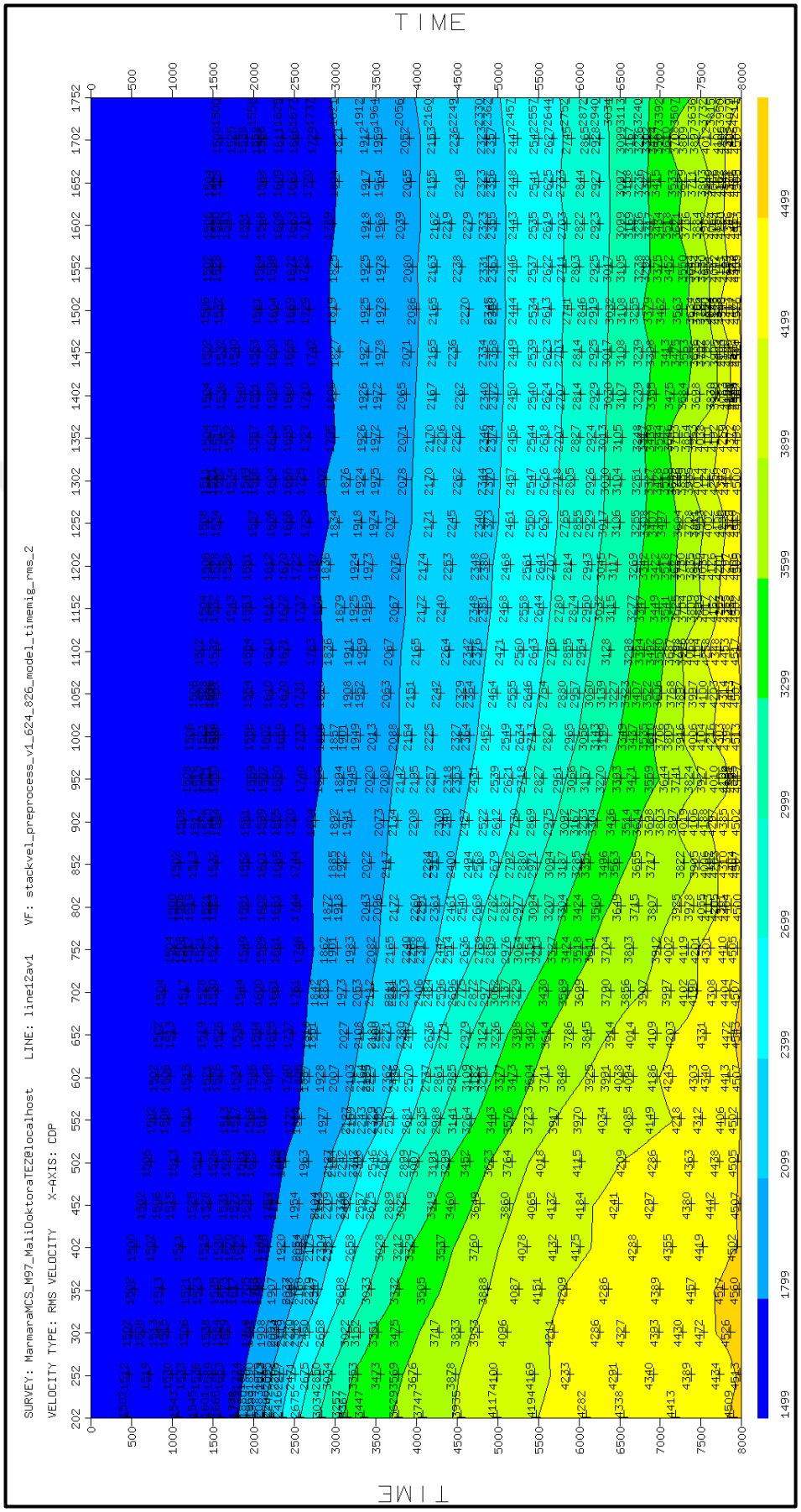
M97-029 kodlu sismik yansıma hattına Becel ve diğ. (2010) ait olan çalışmadaki P dalgası yayınım hızı modeli tam olarak denk gelmediği için bu hat, sismik veri işlem programının benzerlik (coherency) fonksiyonları olan semblans eğrileri üzerinden işaretlenen hızlar ile modellenmiş ve kullanılmıştır (Şekil 3.38). Benzerlik fonksiyonu (coherency) semblans eğrileri, belirlenen ortak yansıma noktası (CDP) ortamında bulanan sismik izlerin belirli bir zaman aralığı boyunca birbirleri ile olan benzerliklerinden hesaplanmaktadır (Neidell ve Taner, 1971). Semblans eğrileri üzerinden seçilen hızlar ile oluşturulan hız modeli yaklaşık olarak 100 CDP de bir oluşturulmuş ve uygulanan NMO düzeltmesi ile ortak yansıma noktası (CDP) ortamında bulunan sismik yansıma izleri aynı düşey zamana çekilmiştir. NMO düzeltmesi ile verinin uzak ofsetlerinde meydana gelen NMO gerilmeleri veriden kesilerek (Streching-Mute) atılmıştır. Seçilen hızlara karşılık gelen 2 boyutlu hız modeli Şekil 3.38'de gösterilmiştir.

Hız analizi işlemi tamamlandıktan sonra, verilere uygulanan hızlar sonucunda yakın ofsetten gelen sismik izler ile uzak ofsetlerden gelen sismik izler arasında zaman farkı açığa çıkmaktadır. Bu yer altında seyahat eden sismik yansıma sinyallerinin aldığı mesafeden kaynaklanmaktadır. Bu farkın sismik yansıma verilerinde giderilip yakın ve uzak ofsetlerden gelen sismik yansıma sinyallerinin aynı varış zamanlı olarak gelmeleri sağlanmalıdır. Bu düzenleme işlemine dik yola kaydırma düzeltmesi yani NMO düzeltmesi denir. Castle (1994), yatay ve eğimli ara yüzeylere sahip olan tabakalardan alınan sismik yansıma sinyallerinin aralarında oluşan zaman farkının giderilmesinde Denklem 3.6'da bulunan eşitliği uygulamıştır. Dik yola kaydırma düzeltmesi olan NMO düzeltmesinin doğru olarak çalışabilmesi için veride bulanan sinyallerinin hızlarının doğru seçilmesi çok büyük önem taşır (Castle, 1994).

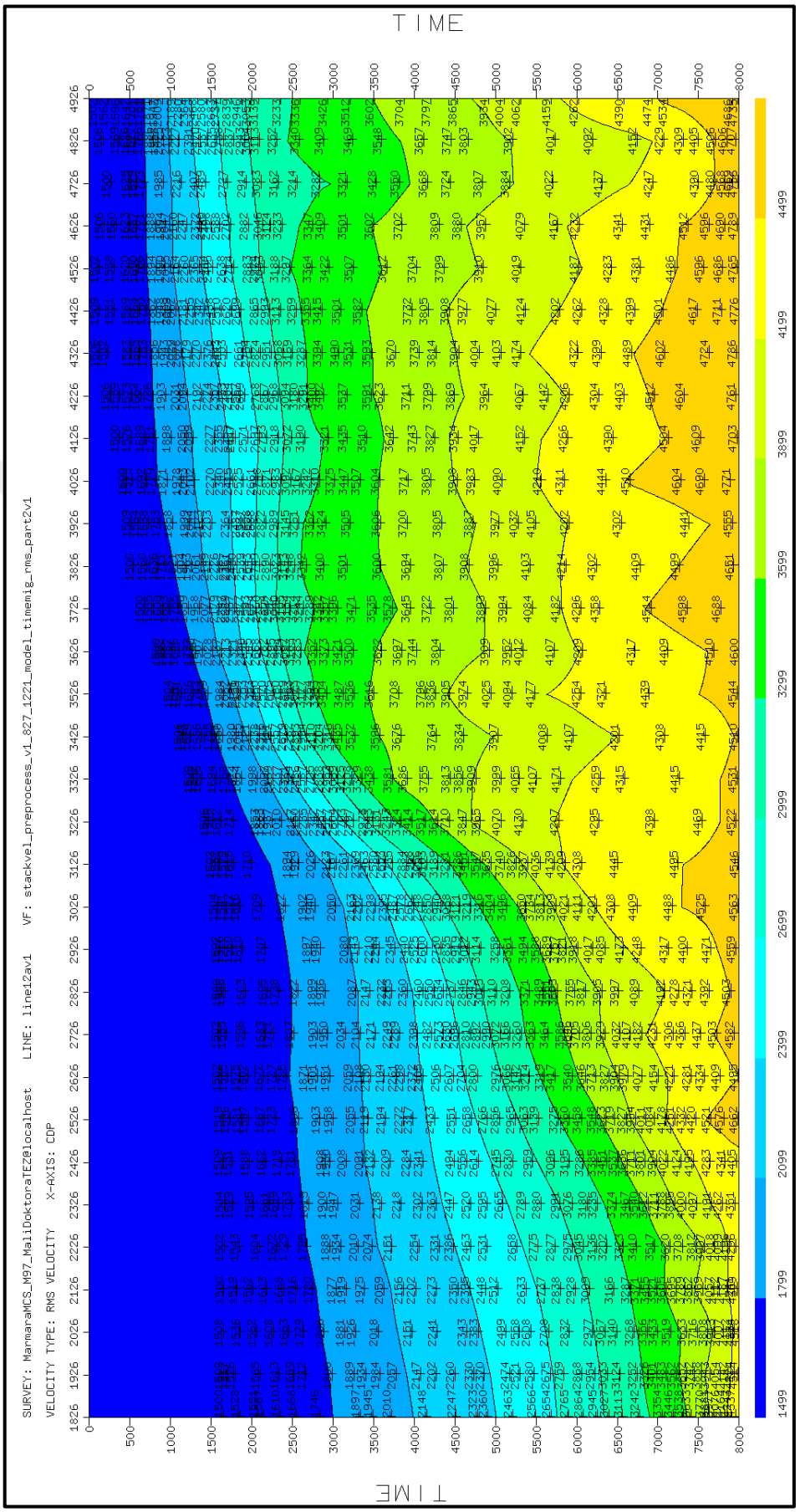
$$t^2\Delta t = t_x - t_0 = \frac{x^2}{2t_0 V_{stack}^2} \tag{3.6}$$

NMO düzeltmesi direkt olarak hız analizi ile ilişkili olduğundan, verinin Sinyal/Gürültü oranı ile de ilişkilidir. NMO düzeltmesi yapılan ortak yansıma noktasında (CDP) bulanan sismik izlerde sığ ve uzak ofsetlerde frekans bozulması olur. Bu frekans bozulmasından ötürü NMO gerilmesi meydana gelir. Bu gerilme olayı verinin S/G oranında düşüşe sebep olmasından dolayı veriye kesme işlemi ile uygulanır. Bu kesme işlemi ile veriden temizlenen gerilme etkisi ve bu etki ile açığa çıkan gürültüler atılarak yüksek kaliteli yığma kesitinin eldesi sağlanmış olmaktadır.

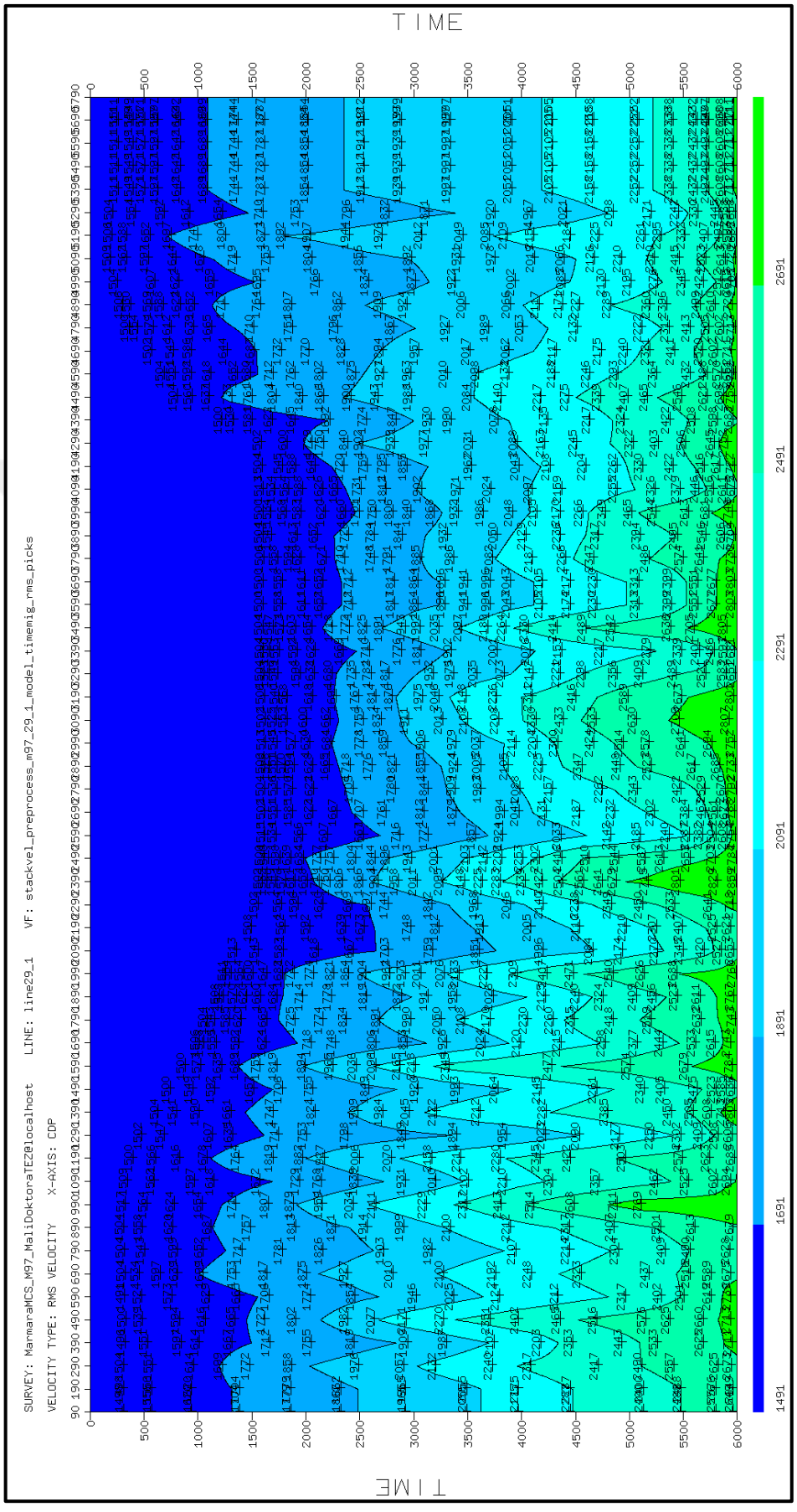
Şekil 3.39’da M97-012A kodlu hattın ilk kısmına ait örnek olarak NMO düzeltmesi öncesi ve sonrası, Şekil 3.40’ta ise yine aynı hatta ait NMO düzeltmesinden sonra açığa çıkan gerilme etkisi ve etkinin veriden atılmış hali gösterilmiştir.



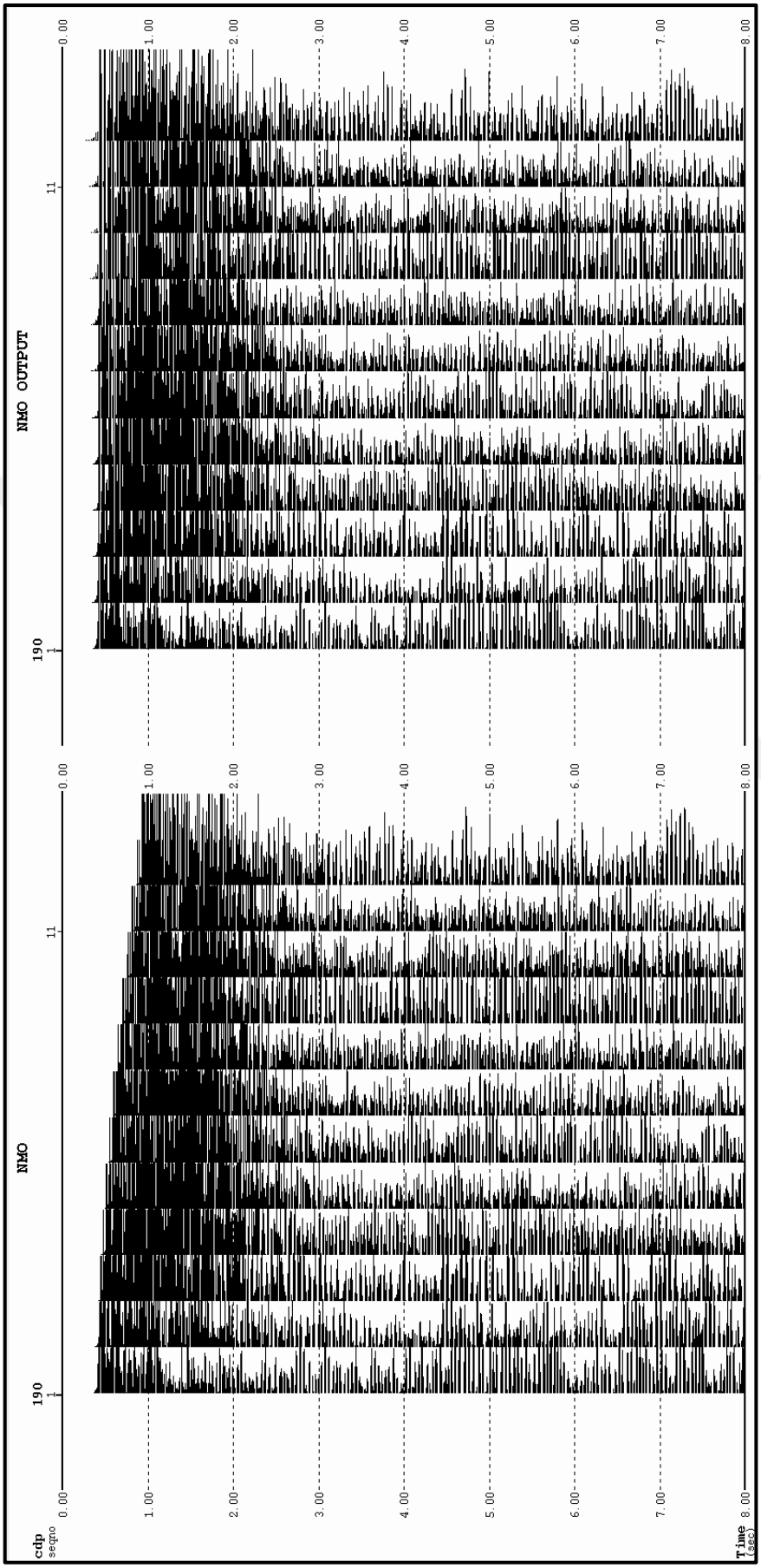
Şekil 3.36: M97-012A kodlu hattın 1.kısmı için sismik veri işlem programında oluşturulan 2 boyutlu hız modeli



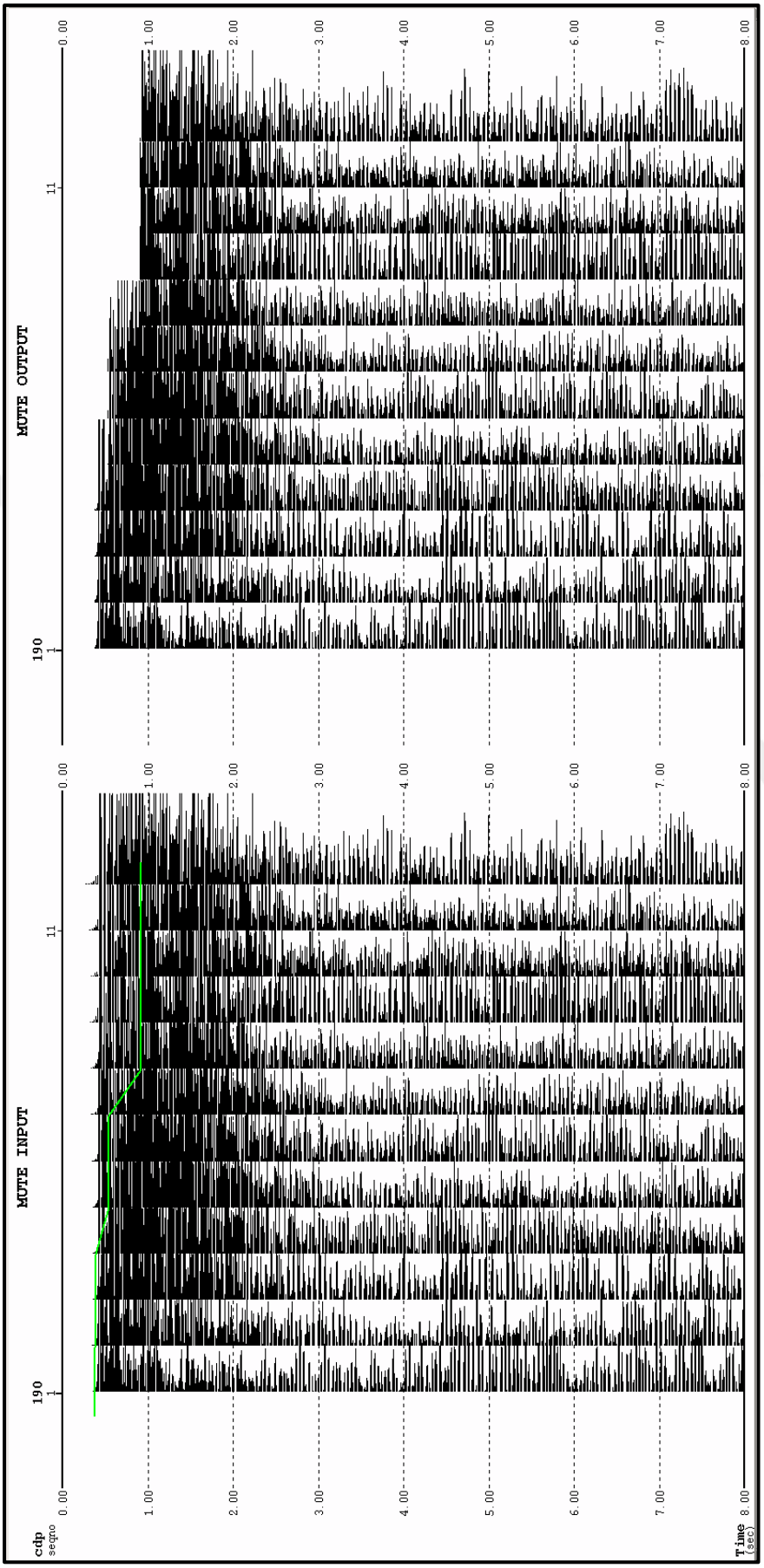
Şekil 3.37: M97-012A kodlu hattın 2.kısmı için sismik veri işlem programında oluşturulan 2 boyutlu hız modeli



Şekil 3.38: M97-029 kodlu hat için sismik veri işlem programında benzerlik (coherency) fonksiyonları olan semblans eğrileri üzerinden işaretlenen hızlar ile oluşturulan 2 boyutlu hız modeli.



Şekil 3.39: M97-012A kodlu hattın ilk kısmına ait örnek olarak NMO düzeltmesi öncesi ve sonrası



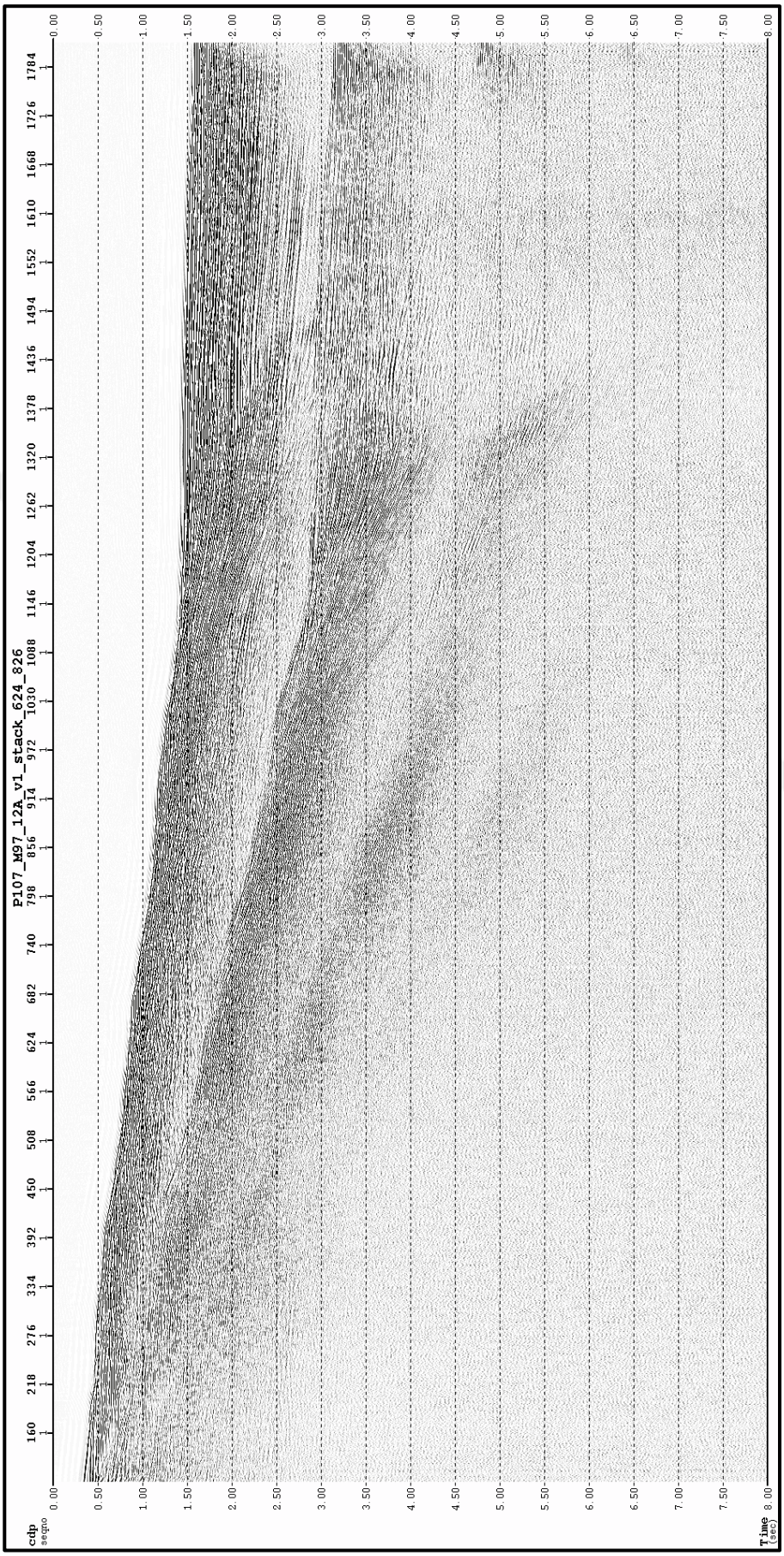
Şekil 3.40: M97-012A kodlu hattın ilk kısmına ait örnek olarak NMO düzeltmesinden sonra açığa çıkan gerilme etkisi ve etkinin veriden atılmış hali.

3.1.2.9.Yığma İşlemi

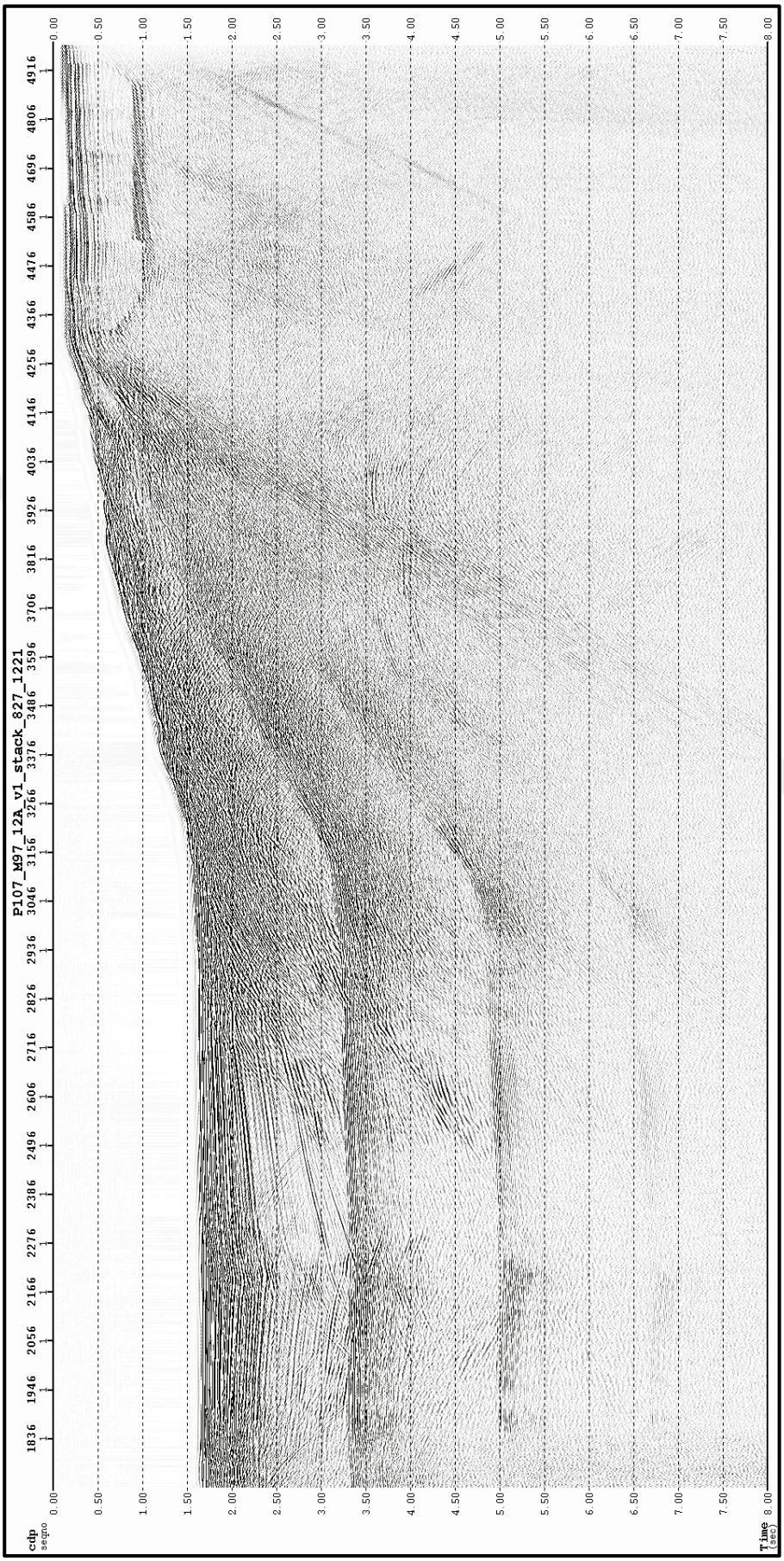
Hız seçimi ve gerekli olan NMO düzeltmeleri ile CDP gruplarında bulunan birincil yansıma hiperbolleri yatay hale gelmektedir. Yatay hale gelen bu birincil yansımalar yığma işlemi ile toplanır ve tek bir iz halini alır. Klasik yığma işlemi Denklem 3.7'de görülmektedir (Dondurur, 2009).

$$y_k = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} S_i \qquad (3.7)$$

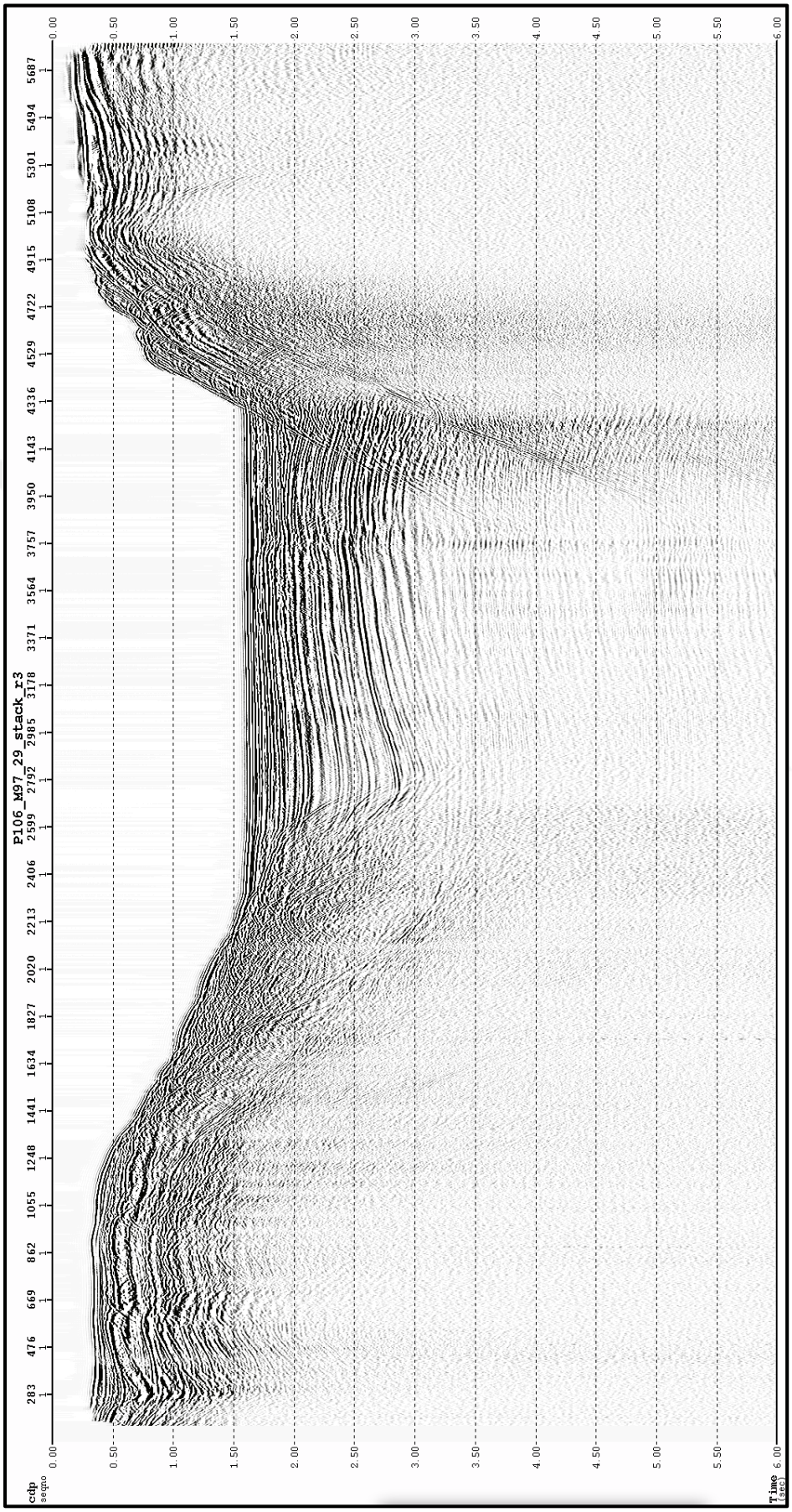
Denklem 3.7'de N, yığmaya giren iz sayısını, S_i ise NMO düzeltmesi uygulanmış verideki genlik değerini temsil eder. Yığma işlemi ile toplanan sinyaller tek bir izde görüntülenir. Elde edilen yığma verisinde açığa çıkacak olan toplam iz sayısı, sismik yansıma verisindeki toplam CDP sayısına eşit olmalıdır (Dondurur, 2009). Yığma işlemi sonucunda verinin S/G kalitesinde artış sağlanırken, verinin ilk toplanma parametrelerine göre hesaplanan katlanma sayısının karekökü kadar da veride iyileşme söz konusudur. Yığma işlemi ile yapılan NMO düzeltmesi sayesinde birincil yansıma hiperbolleri yatay hale gelir ve yakın ve uzak ofsetlerde bulunan sinyallerin arasında bir gecikme yaşanmaz. Yatay hale gelen sinyallerin aynı fazda olanları toplanırken birbirlerini güçlendirirken, farklı fazlarda olan sinyaller toplanma işlemi sonrası birbirlerini bastırırlar. Yığma işlemi ile birlikte az da olsa tekrarlı yansımalar bastırılabilir. Yapılan yığma işlemi sonucunda, M97-012A kodlu hattın 1. kısmı için yığma kesiti Şekil 3.41'de 2. kısmın yığma kesiti Şekil 3.42'de ve M97-029 kodlu hattın yığma kesiti ise Şekil 3.43'te verilmiştir.



Şekil 3.41: M97-012A kodlu hattın 1. kısmı için yığma kesiti.



Şekil 3.42: M97-012A kodlu hattın 2. kısmı için yığma kesiti.



Şekil 3.43: M97-029 kodlu hattın yığma kesiti

3.1.2.10.Yığma Öncesi ve Sonrası Tekrarlı Yansımaların Giderilmesi

Sismik verilerde açığa çıkan tekrarlı yansımalar, sismik yansıma sinyallerinin aynı yolu birden fazla kez kat ederek alıcılara ulaşması ile oluşan ve sismik yansıma kesitlerinde kendilerini periyodik olarak tekrarlayan olaylardır. Deniz tabanı kaynaklı olan bu olaylar özellikle çalışma bölgesinin sığ olan kesimlerinde meydana gelmektedir. Deniz tabanının güçlü bir yansıtıcı yüzey olarak görev üstlenmesi sonucu tabana gelen sismik sinyallerin büyük bir çoğunluğunu geri yansıtır. Bu deniz tabanından geri yansıyan sismik sinyaller yüzeye doğru ilerlerken tekrardan güçlü bir yansıtıcı görev gören su-hava yüzeyinden yansıyarak tekrardan deniz tabanına doğru iner. Sismik yansıma yönteminde, tekrarlı yansımalar su derinliğine, verinin kaydedilme süresine ve çalışmada kullanılan kaynak gücüne bağlı olarak sismik kesitler üzerinde kendilerini bir veya birden fazla olacak şekilde gösterebilirler (Dondurur, 2009). Kendilerini tekrarlayan sismik sinyallerin sahip oldukları genlikler ve polaritelerindeki değişimler, yansıdıkları iki kuvvetli ara yüzeyin sahip olduğu yansıma katsayıları ile doğrudan ilişkilidir. Deniz tabanı altında bulunan ara yüzeylerden gelen birincil yansıma sinyalleri, kendilerini tekrarlayan sinyaller tarafından maskelenir ve bozunuma uğratılır (Backus, 1959).

Verinin arazi ortamında toplanırken, tekrarlı yansımaların kaydedilmemesi gibi bir durum söz konusu değildir. Bu yüzden veri toplandıktan sonra ya yığma öncesi atış veya ortak yansıma düzeni (CDP) ortamında ya da yığma sonrası bu tekrarlı yansımalardan kurtulmak gerekmektedir. Bu tip tekrarlı yansımalardan kurtulmak için 3 ana temel yöntem geliştirilmiştir (Peacock ve Treitel, 1969).

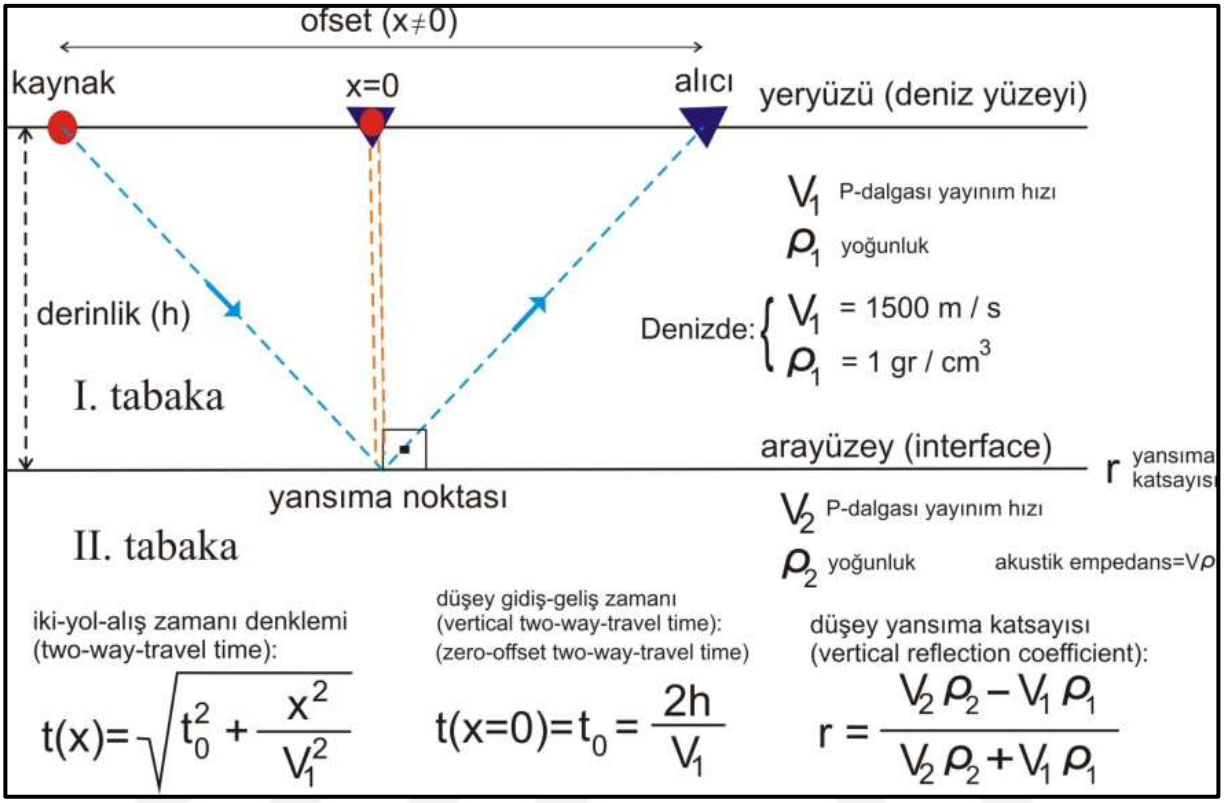
Bunlar;

- Radon Dönüşümü
- Dalga Denklemi yöntemini baz alan Wave Equation Multiple Rejection
- Kestirim Dekonvolüsyonu (Predictive Deconvolution)'dur.

Dekonvolüsyon işleminin sağlıklı bir şekilde anlaşılması açısından, sıfır ofsetli olan kesitlerin 1B konvolüsyonel modellerinin bilinmesi çok önemlidir. Yer altında birçok tabaka bulunmakta ve yansımalar bu tabakaların sınırlarından alınmaktadır.

Bu tip tabakaların sınırlarından yansımaların alınabilmesi için iki tabaka arası akustik empedans farklılığının olması gerekmektedir.

Tabakalardan alınan yansımaların katsayıları akustik empedans formülü ile elde edilir ve elde edilen katsayı dizisine yansıma katsayıları serisi denir (Şekil 3.44).

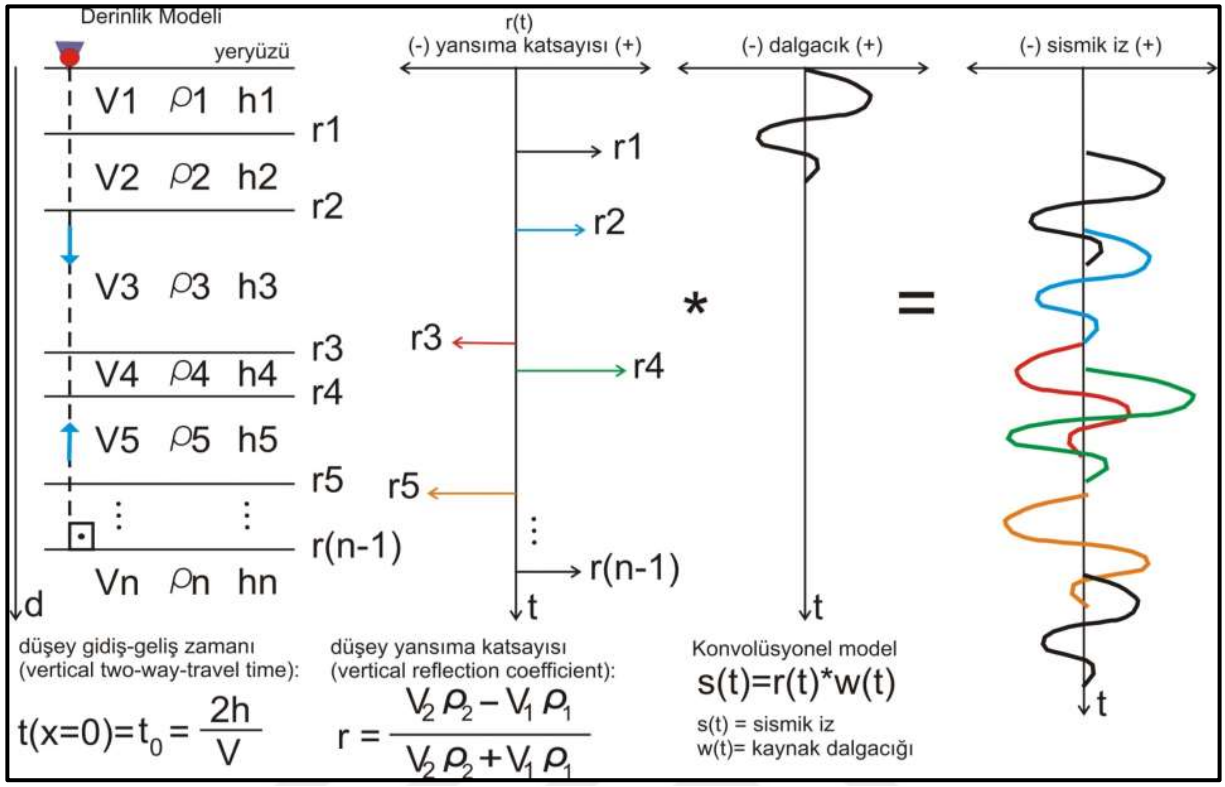


Şekil 3.44: Yansıma sinyalinin geometrisi ve bu geometri sonucunda yansıma katsayılarının eldesi. (Demirbağ, 2013).

Konvolüsyonel modelde, yer altındaki tabakaların sınırlarından yansıyarak gelen yansıma katsayılarının oluşturdukları seri ile sismik dalgacığın konvolüsyonu sonucunda sentetik sismogram elde edilir (Şekil 3.45). Elde edilen sismogramlardan yola çıkarak yansıma katsayılarının eldesine dekonvolüsyon adı verilir (Dondurur, 2009). Dekonvolüsyon işlemi, kaydedilen sismogramda bulanan kaynak dalgacığının etkisini yok ederek, yansıma katsayısı serilerini tekrar elde etmeyi amaçlar. Kaydedilen sismogramın konvolüsyonel modeli Şekil 3.45'te de görüldüğü üzere Denklem 3.8'de gösterilmiştir.

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t) \tag{3.8}$$

Bu denklemde; x(t) kaydedilen sismogram, e(t) yansıma katsayıları serisi, w(t) temel sismik dalgacık, n(t) ise veride bulunan gelişigüzel gürültüleri simgelemektedir.



Şekil 3.45: Sismik izin konvolüsyonel modeli (Demirbağ, 2013).

Çalışmada kullanılan kestirim dekonvolüsyonu, giriş izinin zaman ortamındaki ilerlemiş halinin elde edilmesi için kullanılır. Kestirim dekonvolüsyonun kullanılması ile Denklem 3.8'de gösterildiği gibi x(t) giriş izinin, gelecek zaman ortamındaki x(t+a) değeri kestirilmeye çalışılmaktadır. Burada a ile belirtilmiş olan değer, kestirim uzaklığı olarak tanımlanmaktadır (Peacock ve Treitel, 1969). Kestirim dekonvolüsyonu ile sismik yansıma verisinde kestirilebilir olan bileşen yani tekrarlı yansımalar ortaya konurken, kestirilemeyen kısım ise hata serisi olarak adlandırılan halbuki birincil yansıma serileridir. Kestirim dekonvolüsyonunda tasarlanan süzgeç sadece giriş verisinin kendisi ile olan ilişkisine yani öz ilişkisine ihtiyaç duyar (Yılmaz, 1987).

Kestirim dekonvolüsyonunu kısaca özetleyecek olursak,

- (n+a) kadar uzunluğundaki bir giriş dalgacığını a uzunluğundaki dalgacığa kısaltır.
- Dalganın ne kadar sıkıştırılacağına karar verir
- Ayrımlılık miktarını kontrol eder (Peacock ve Treitel, 1969).

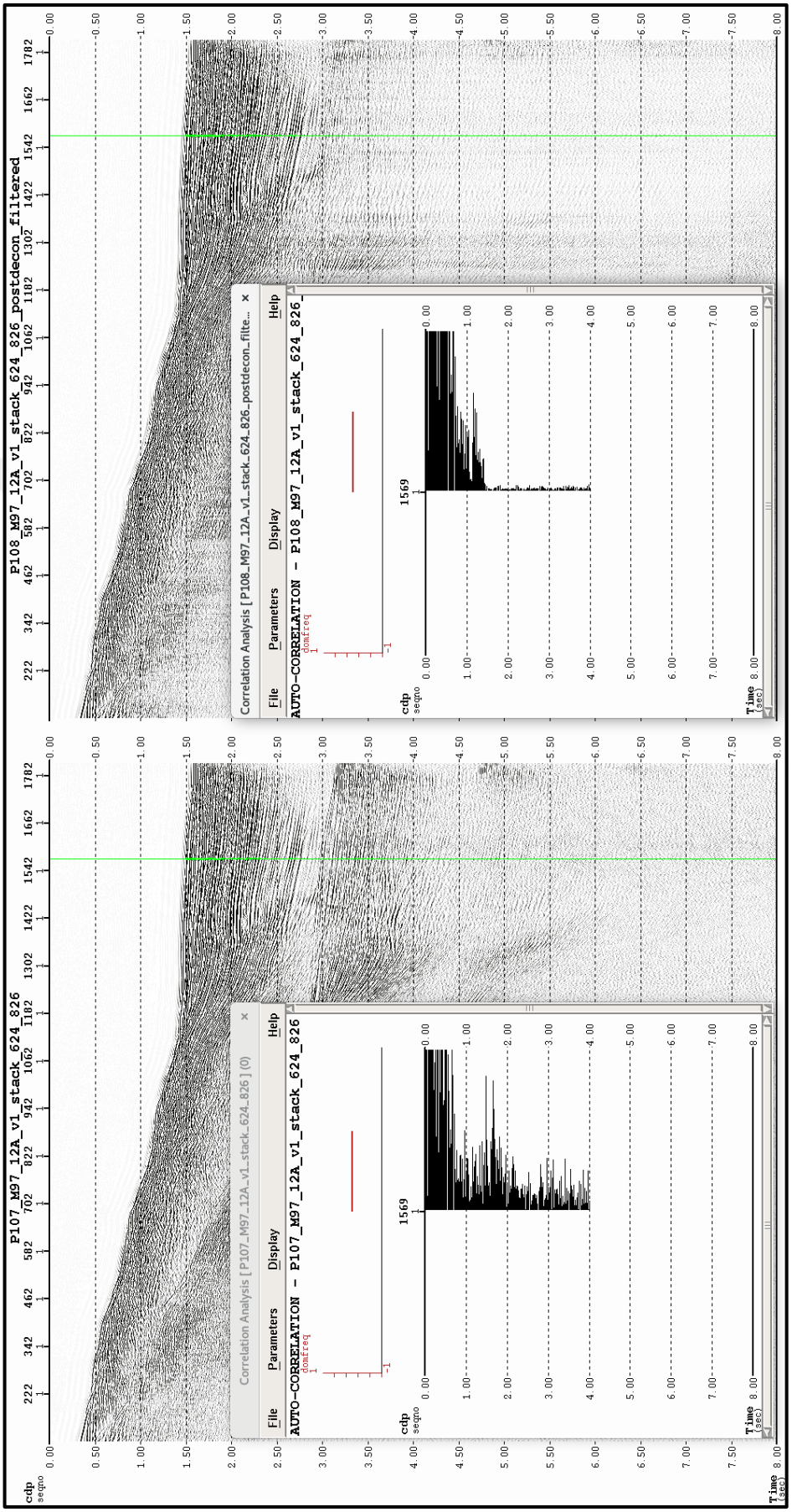
Kestirim dekonvolüsyonunun sağlıklı uygulanabilmesi için çeşitli parametrelerin doğru belirlenip kullanılması gerekmektedir.

Bunlar;

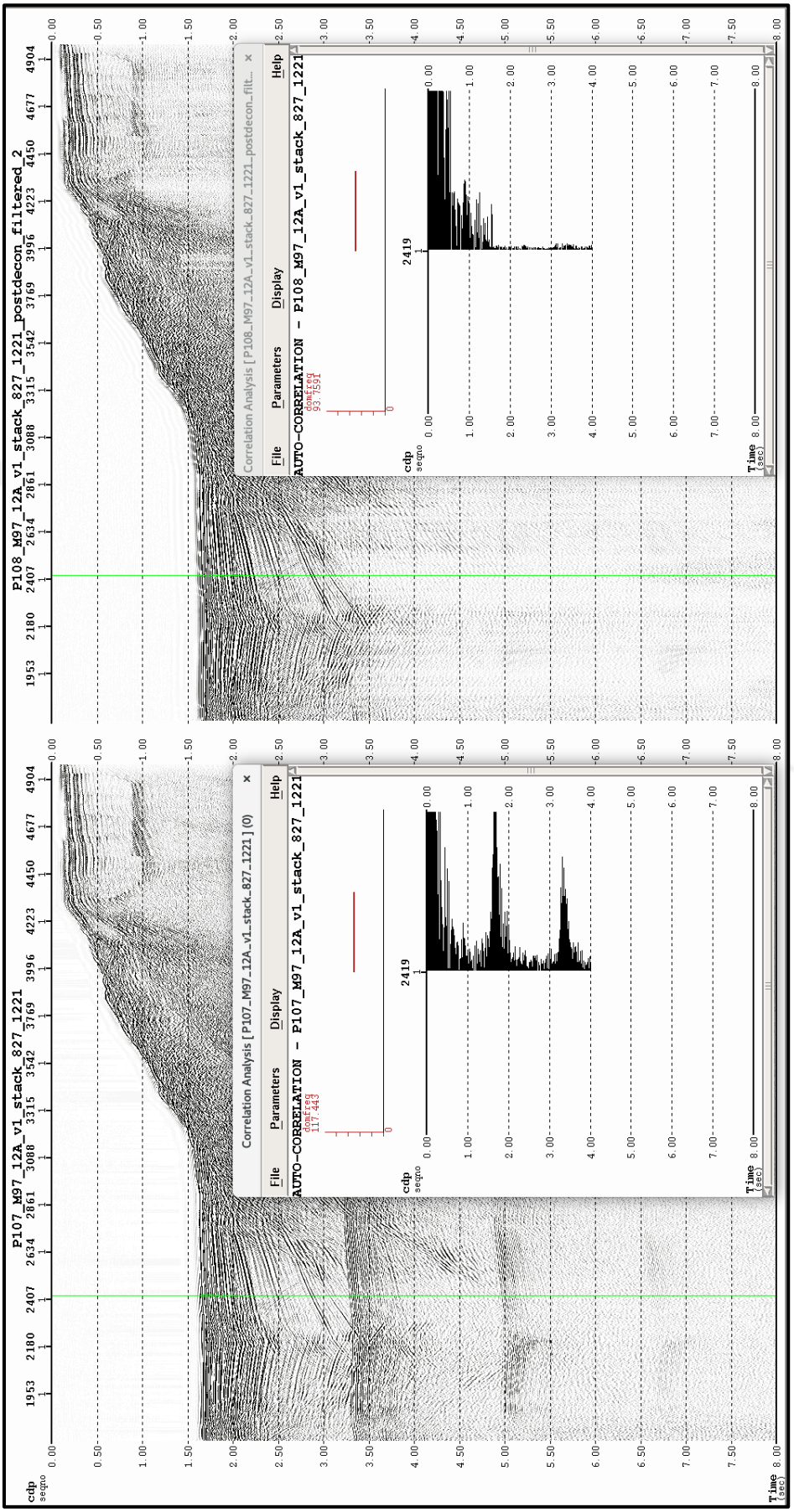
- Operatör Uzunluğu (Operator Length)
- Kestirim Uzaklığı (Prediction Length)'dır.

Operatör uzunluğu, sismik yansıma izinin öz ilişkisinin, dalgacığın öz ilişkisine eşit olduğu kısmın zaman uzunluğudur. Operatör uzunluğu, dekonvolüsyonunu en önemli aşamalarından biridir. Operatör uzunluğunun doğru seçilmesi veriye uygulanacak olan dekonvolüsyonu işleminin doğruluğunu belirler. Uygun operatör uzunluğunun belirlenmesi için sismik dalgacığın öz ilişkisinin boyu incelenmektedir. Giriş izinin öz ilişkisi sismik dalgacığın öz ilişkisinin özelliklerini taşımaktadır (Dondurur, 2009). Bu sebepten ötürü operatör uzunluğu sismik izin öz ilişkisinin ilk geçici dalga paketini içerecek şekilde seçilmelidir.

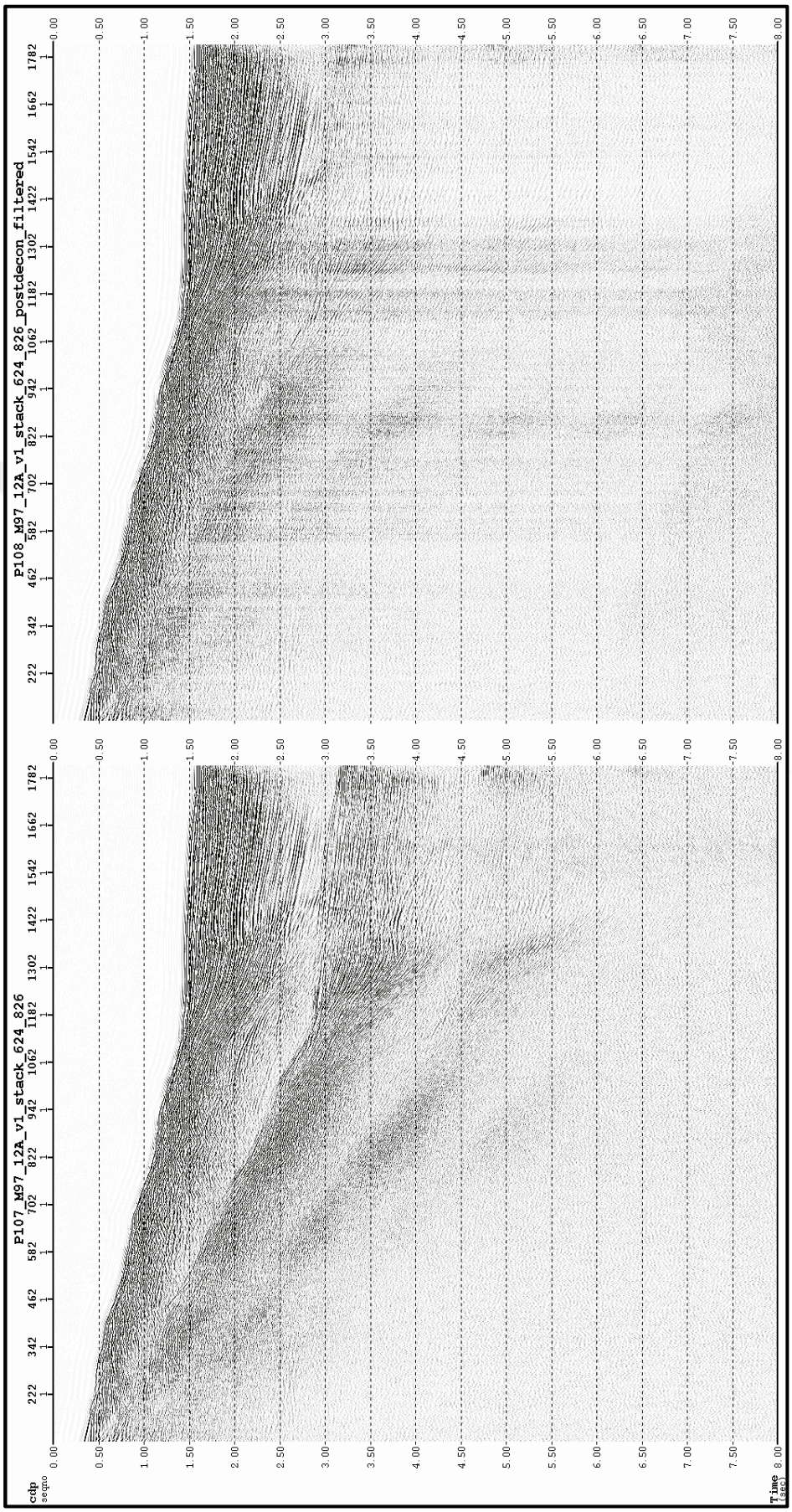
Kestirim uzaklığı da operatör uzunluğu kadar dekonvolüsyon için önemli olan parametrelerden biridir. Uygun kestirim uzaklığının belirlenmesi, hem sismik kesitin zamansal ayrımlılığını arttırırken hem de tekrarlı yansımaların bastırılmasında büyük bir görev görmektedir. Kestirim uzaklığı, sismik verinin zamansal ayrımlılığını arttırmaya yönelik seçiliyor ise, kestirim uzaklığının boyu sismik izin öz ilişkisinin sıfır eksenini ilk veya ikinci kesen dalganın zamanının uzunluğu kadar seçilmelidir. Kestirim uzaklığı, sismik verinin üzerindeki tekrarlı yansımaların kaldırılması için seçiliyorsa, verinin öz ilişkisinde tekrarlı yansımaların gelmeye başladığı zaman uzunluğu kadar seçilmelidir. Bu çalışmada her iki hat içinde Kestirim Dekonvolüsyonu yöntemi kullanılmıştır. M97-012A kodlu hat için yığma sonrası kestirim dekonvolüsyonu kullanılırken, M97-029 kodlu hat için ise yığma öncesi kestirim dekonvolüsyonu kullanılmıştır. M97-012A kodlu hattın ayrılan her 2 kısmı içinde deniz tabanı işaretlemesi yapılarak, işaretlenen noktaya denk gelecek yerlerdeki tekrarlı yansımaların, sismik izin öz ilişki fonksiyonundan yerleri tespit edilmiştir (Şekil 3.46 ve Şekil 3.47). Tespit edildikten sonra veriye kestirim dekonvolüsyonu, parametreleri belirlenerek, uygulanmış ve tekrarlı yansımalar kaldırılmıştır (Şekil 3.48 ve Şekil 3.49). M97-029 kodlu hat için yığma öncesi atış ortamında tekrarlı yansımaların sismik izin öz ilişki fonksiyonundan yerleri tespit edilip tekrarlı yansımalardan temizlenmiştir (Şekil 3.50 ve Şekil 3.51).



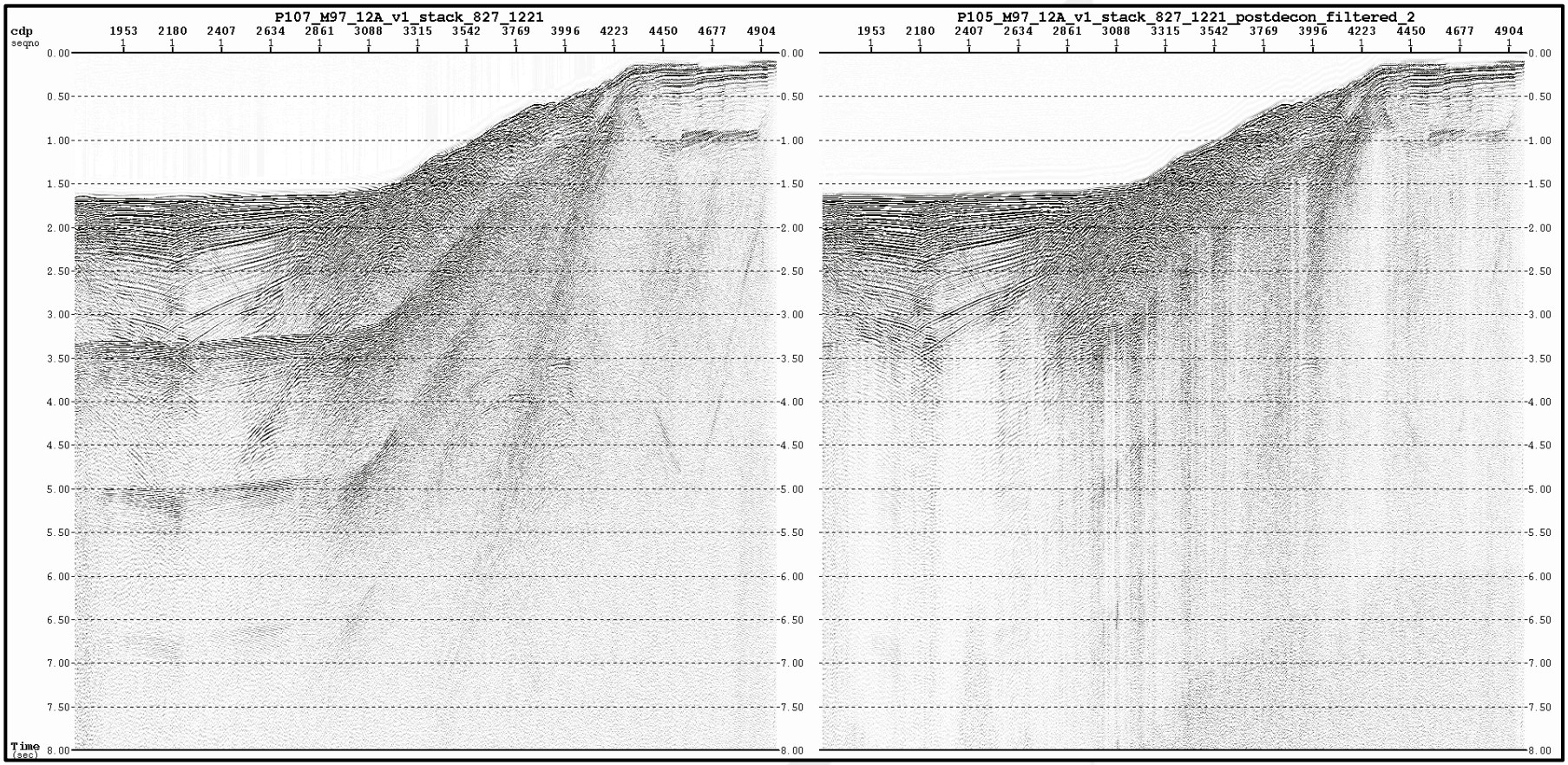
Şekil 3.46: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına ait sismik izin kestirim dekonvolüsyonu öncesi ve sonrasındaki öz ilişki sonucu.



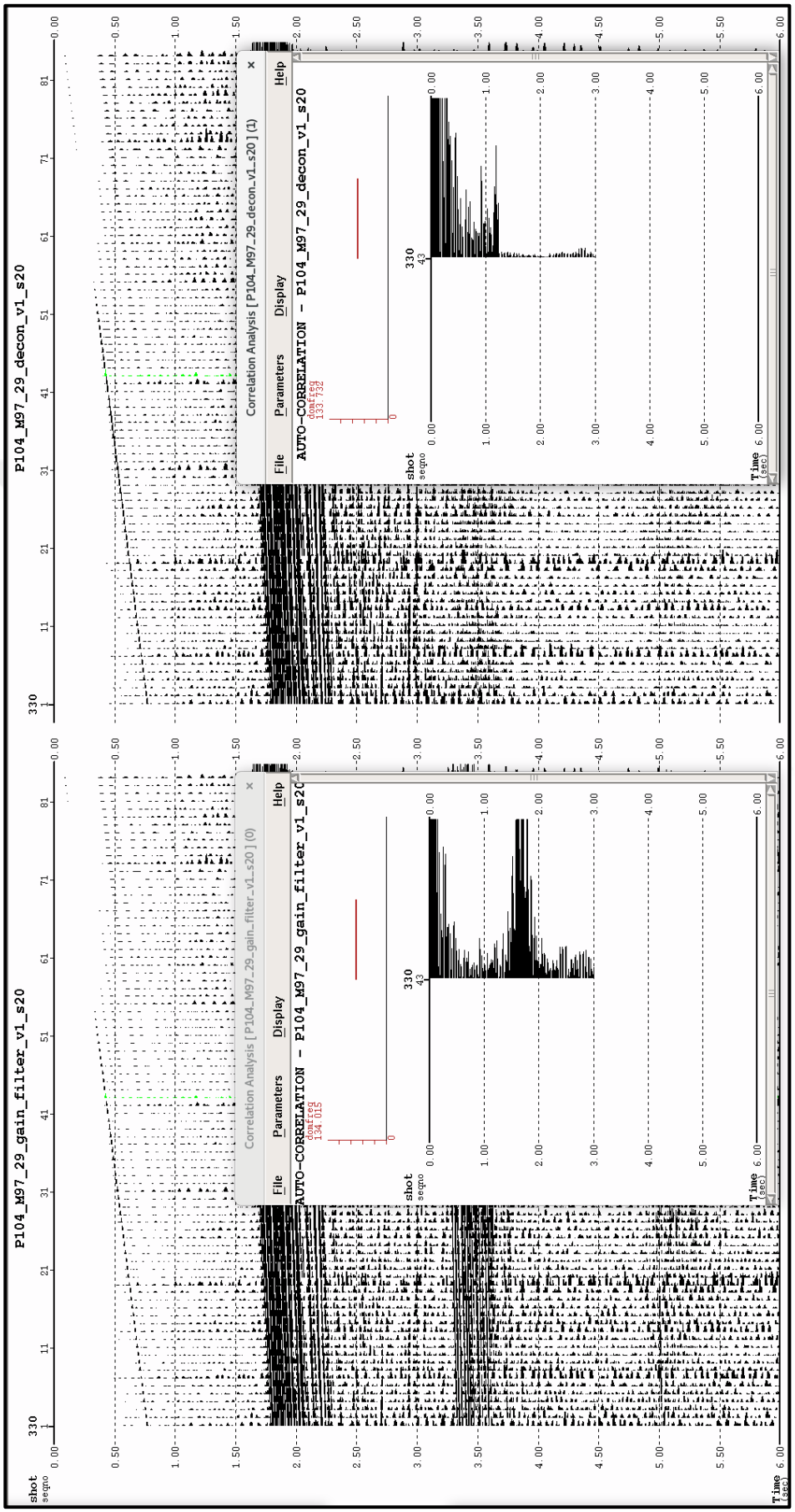
Şekil 3.47: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına ait sismik izin kestirim dekonvolüsyonu öncesi ve sonrasındaki öz ilişki sonucu.



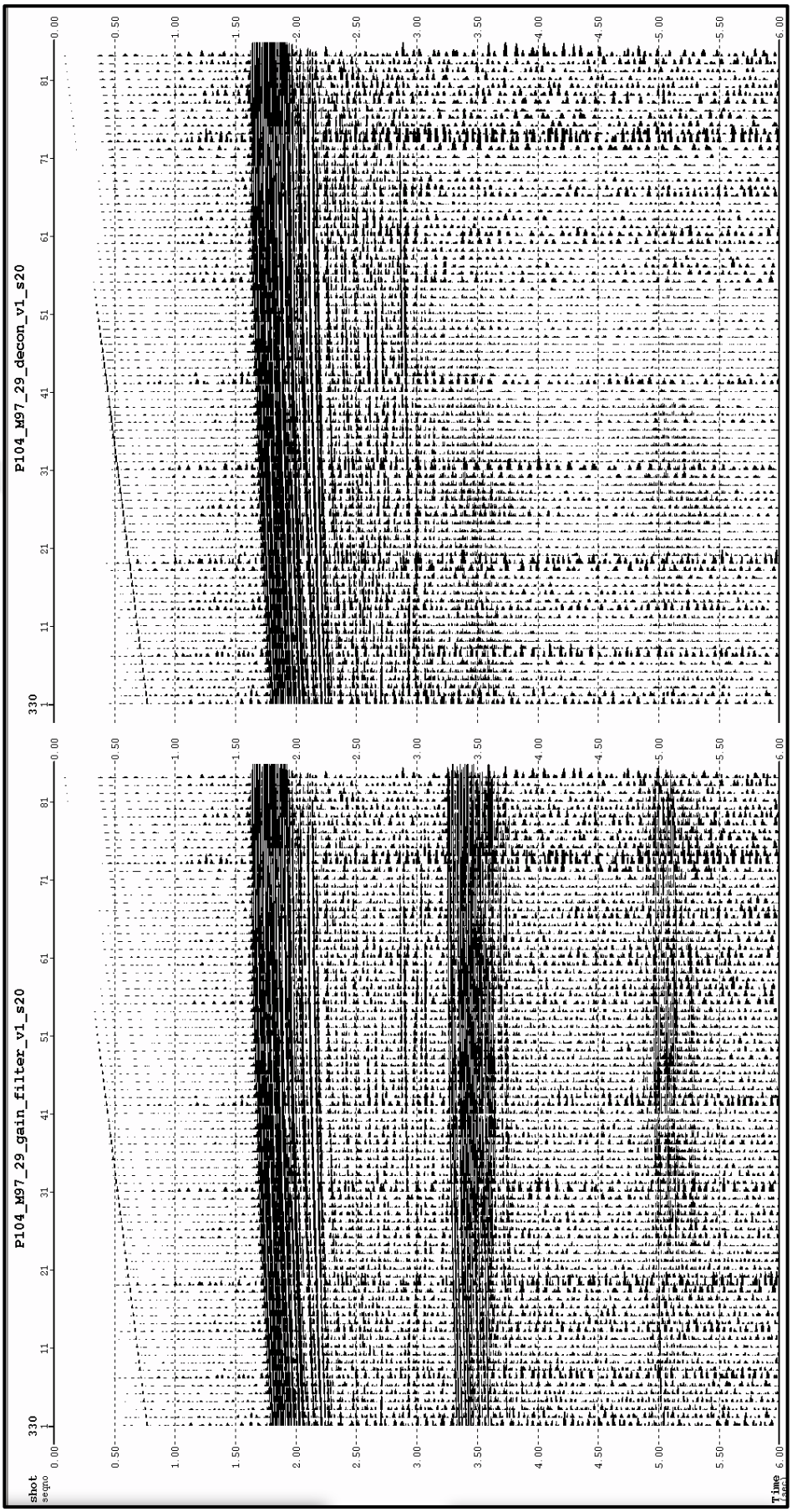
Şekil 3.48: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına uygulanan kestirim dekonvolüsyonu öncesi ve sonrası



Şekil 3.49: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına uygulanan kestirim dekonvolüsyonu öncesi ve sonrası.



Şekil 3.50: M97-029 kodlu hatta ait sismik izin kestirim dekonvolüsyonu öncesi ve sonrasındaki öz ilişki sonucu.

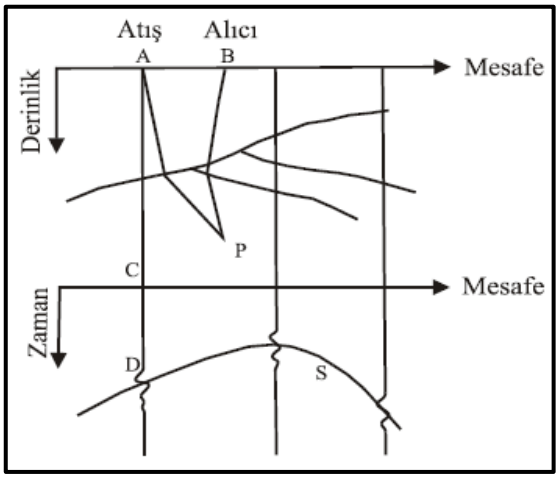


Şekil 3.51: M97-029 kodlu hatta uygulanan kestirim dekonvolüsyonu öncesi ve sonrası]

3.1.2.11.Sismik Migrasyon Teknikleri

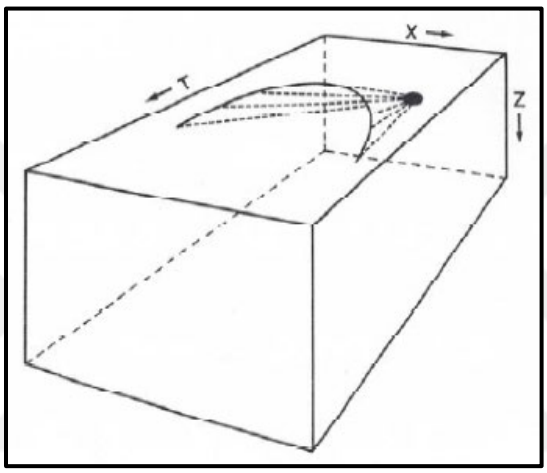
Migrasyon işlemi, sismik yansıma kesitlerinde bulunmakta olan dalımlı yer altı yapılarını olmaları gerektiği yerlerine taşır ve yer altında bulunan süreksizlik noktalarının oluşturmuş olduğu saçınım enerjisini ortadan kaldırır. Bunlara ek olarak sismik migrasyon yöntemi, fay düzlemleri gibi yer altında bulunan yapıları belirgin hale getirir. Migrasyon işlemi sonucunda herhangi bir şekilde yanal yönde bir yer değişim olmaz. Yapılan migrasyon işlemi sonucunda yukarı eğimli bir yer değiştirme olur ve süreksizlik noktalarının oluşturmuş olduğu saçılmalar hiperbolün tepe noktasında toplanırlar.

Migrasyon işleminin asıl amacı, veri işlem basamaklarından sırasıyla geçmiş ve elde edilen sismik yığma kesitinin jeolojik kesite benzer bir hale getirmektir. Eğimli yapıların yüzeylerinden ve süreksizlik noktalarından kaynaklı ortaya çıkan saçılmalar sismik yansıma kesitinin ortamın jeolojik yapısına göre daha karmaşık hale gelmesine sebep olur. Bu durum ile, üst üste gelen ve yığılan saçılmalar yansıma seviyelerini kapatır bu da sismik yansıma kesitlerinin yorumlanmasında zorluğa sebep olmaktadır (Yılmaz, 1987). Sismik yansıma kesitlerinde bulunmakta olan yanal süreksizliklerin ve yanal hız değişimlerinin çok fazla olması durumunda, zaman ortamında uygulanacak olan sismik migrasyon çok işe yaramayacak olup ortamdaki gerçek jeolojik yapının belirlenmesini de zorlaştıracaktır. (x,z) düzleminde bulunmakta olan P noktasının (x,t) düzlemine göre olan görüntüsü Şekil 3.52'de gösterilmiştir (Gardner ve diğ., 1974). Fakat (x,t) düzlemindeki P noktasının hiperbol yansıması düzgün görünmemektedir. Bu tip olaylarda sismik yansıma verilerinde bulunmakta olan yanal süreksizliklerin doğru yerlerine taşınması için, zaman ortamında migrasyon işlemi yerine derinlik ortamı migrasyon işlemine tabi tutulmaları gerekmektedir.



Şekil 3.52: (x,z) düzleminde bulunmakta olan P noktasının (x,t) düzlemine göre olan görüntüsü (Gardner ve diğ., 1974)'den düzenlenerek alınmıştır.

Yer altında bulunan jeolojik bir birimin zaman ortamında x profili boyunca olan hali Şekil 3.53'te gösterilmektedir. X profili boyunca ve z derinliğinde bulunan bir yansıtıcı noktanın zaman ortamındaki sismik tepkisi bir hiperbol eğrisidir. Ortam 1 boyutlu ise sismik yansıma kesiti direkt olarak ortamın jeolojisi ile ilişkilendirilebilir. Fakat veride eğer yanal yönde bir değişim söz konusu ise, bu değişimin açığa çıktığı ortamlarda derinlik ve zamanın ilişkisinden söz etmek neredeyse imkansızdır (Stolt ve Benson, 1986). Bulunulmakta olan ortam eğer 2 boyutlu ise sismik migrasyon işleminin yapılması esnasında, migrasyonun yapılacağı sismik yığma kesitlerinde 3. boyuttan gelecek olan etkinin varlığı dikkate alınmamaktadır.



Şekil 3.53: x düzleminde ve z derinliğinde bulunan bir yansıtıcı noktanın sismik tepkisi (Stolt ve Benson, 1986).

Günümüze kadar çeşitli sismik migrasyon yöntemleri geliştirilmiş olup uygulanmaktadır. Tablo 3.3'te farklı sismik migrasyon türleri ve bunlara ait kısa açıklamalar bulunmaktadır. Migrasyon yöntemlerinde ilk geliştirilen yöntem, yarım daire yığma metodu olmuştur. Yarım daire yığma metodundan sonra geliştirilen yöntem, veride bulunan saçılma hiperbolleri boyunca sismik yansıma genliklerinin toplanması metodudur. Bu uygulamaları, saçılmalar boyunca sismik yansıma genliklerinin toplanması metodunu baz olarak geliştiren, Kirchhoff toplama tekniği izlemiştir (Schneider, 1978). Başka bir migrasyon çeşidi ise sıfır açılımlı (kaynak ve alıcının bir olduğu) yukarı doğru yayılmakta olan dalga alanlarının modellendiği yığılan kesit fikrine dayalıdır (Claerbout ve Doherty, 1972). Dalga yayınımının bu sefer aşağıya doğru olan uzanımı, sonlu farklar çözümüne bağlı kalınarak, skaler dalga denkleminden çözülebilmektedir. Bu yöntem ile yapılan migrasyon işlemlerine sonlu farklar migrasyon yöntemi adı verilir (Clearbout, 1985).

Diğer bir yöntem olan Fourier dönüşümünü temel alan migrasyon Stolt (1978) tarafından geliştirilmiştir. Fourier dönüşümü ile yapılan migrasyonda, zamandan frekansa ve derinlikten ise dalga sayısına dönüşüm yapılmaktadır. Stolt (1978) tarafından geliştirilen bu yöntemde sabit hız yaklaşımı baz alınmaktadır. Geliştirilen bir diğer migrasyon yöntemi ise, frekans dalga sayısı ortamını temel alan, faz öteleme yöntemidir (Gazdag, 1978).

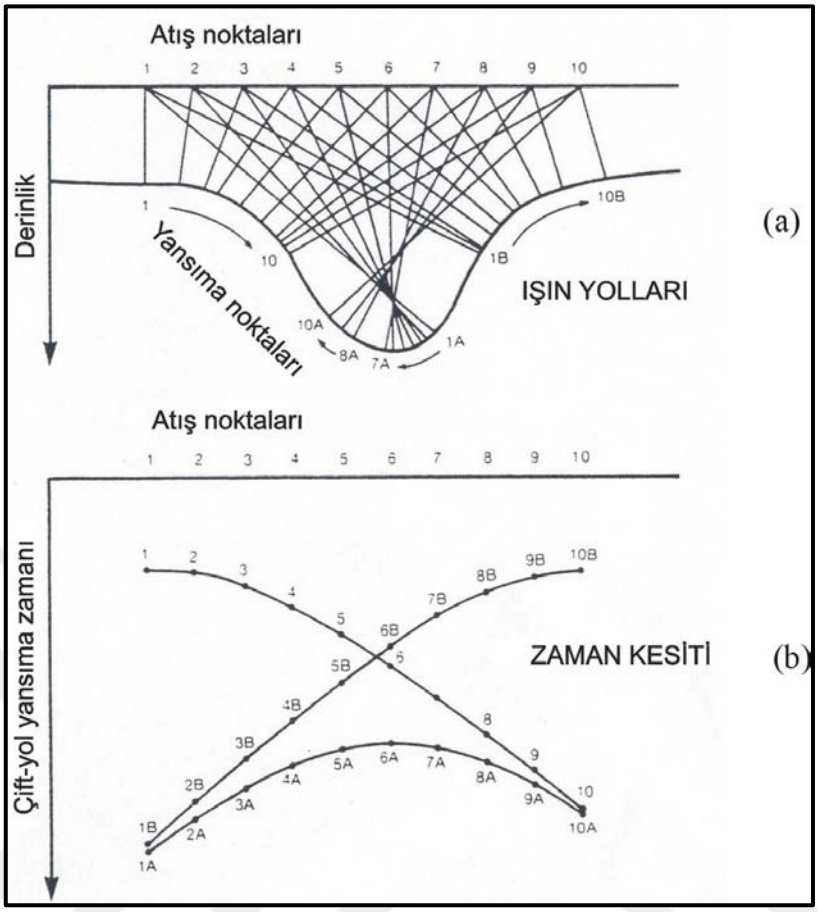
Tablo 3.3: Sismik migrasyon türleri (Yılmaz, 1987).

Migrasyon Türü	Migrasyon Türünü Ait Kısa Açıklamalar
Yığma Kesiti	Veri işlem basamaklarından biri olan hız analizinden sonra ortak yansıma noktası grubu ortamına toplanan izlerin yığılması ile elde edilen kesit.
Düşey ışın yolu boyunca derinlik dönüşümü	Derinliğin hıza bağlı olarak değiştiği ve yapısal eğimin söz konusu olmadığı ortamlarda uygulanır.
2B Zaman Migrasyonu	Yığma kesitlerinde bulunan saçılmaların yok edilmesinde ve yapıların doğru yer ve eğimlerine taşınmasında uygulanmaktadır. Kesitte bulunan düşey hız değişimlerine duyarlı olup, yanal hız değişimlerine duyarlı değildir.
2B Derinlik Migrasyonu	Yığılmış kesit üzerinde yapısal eğimlerin ve yanal hız değişimlerinin fazla olması durumunda kullanılır.
Yığma öncesi kısmi migrasyon	Sıfır ofset açılımlı kesitin yığma sonrası durumunda kullanılabilir. Yanal hız değişimlerinin olduğu yerlerde kullanılmaz. Her ne kadar dalımlı yapıları ve yanal hız değişimlerinin üstesinden gelse de tekrardan bir migrasyon işlemine sokulabilir.
Yığma öncesi 2B zaman migrasyonu	Dalımlı yapıların ve az da olsa yanal hız değişimlerinin üstesinden gelebilmektedir.
Yığma öncesi 2B derinlik migrasyonu	Yığma sonucunda elde edilen yığma kesitinde görülmekte olan güçlü yanal değişimlerinin üstesinden gelir.
Yığma sonrası 3B zaman migrasyonu	Kesit düzleminin dışında bulunan dalım sorunlarının halledilmesinde kullanılır.
Yığma sonrası 3B derinlik migrasyonu	Çalışan ortamda bulunan karmaşık 3b yapıların neden olduğu yanal hız değişimlerinin varlığında kullanılır.
Yığma öncesi 3B zaman migrasyonu	Yığma öncesi kısmi migrasyonun üstesinden gelemediği zamanlarda kullanılır.
Yığma öncesi 3B derinlik migrasyonu	En çok elde edinilmek istenen 3B yapıların iyi ve doğru bilinmesi durumunda kullanılan migrasyon türüdür.

Günümüze kadar geliştirilmiş olan migrasyon yöntemlerinin doğru çalışabilmesi için ya ortamın gerçek hızlarına ya da sismik veri işlem aşamalarından olan hız analizi aşamasında gerçeğe yakın olan hızların elde edilmesi gerekmektedir. Gerçek veya gerçeğe yakın olarak elde edilemeyen hızların yani yanlış hızların sismik migrasyonda kullanılması sonucu, veride bulunan saçılmalar toplanamaz ve eğimli yansıtıcı yüzeyler olmaları gerektiği yerlerde ve açılarda olamazlar. Bir diğer yönden migrasyon işleminin sağlıklı yapılabilmesi için, sismik verinin Sinyal/Gürültü oranının yüksek olması gerekmektedir. Bu iki önemli madde sağlandığı zaman sismik kesit üzerinde migrasyon çok rahat bir şekilde uygulanabilir ve veri uygulama sonrasında yorumlanmaya hazır hale gelebilir. Migrasyon işleminin sağlıklı bir şekilde uygulanması sonucunda yer altında bulunmakta olan eğimli yansıtıcı yüzeyler bulunmaları gereken yerlerine taşınırlar. Bu durum sonucunda ortama ait jeoloji sismik kesit üzerinden elde edilebilir.

Migrasyon işlemi sonucunda,

- Yer altında bulunmakta olan dalımlı yapıların eğimleri artar.
- Yer altında bulunmakta olan yansıtıcı yüzeylerin üzerinde bulanan eğim kaynaklı etkiler giderilir.
- Antiklinal yapılar daralır, senklinal yapılar genişler.
- Veride bulunmakta olan ve süreksizlik noktalarının oluşturmuş olduğu saçılmalar toplanır ve yer altında bulunan fay düzlemi belirgin olarak ortaya çıkar.
- Papyon kravat etkisini ortadan kaldırır (Şekil 3.54).
- Fresnel zonu daralır ve yatay yönde çözünürlük artar.
- Eğim, saçılma ve kavislerin veri üzerinden kaldırılması ve düzeltilmesi ile verinin S/G kalitesinde artış gözlenir.
- Veri çözünürlüğü artar.
- Faz ve genlik bozulması düzelir.
- Sismik veriler ortamdaki jeolojik yapılara benzer.



Şekil 3.54: (a) Derinlik ortamında atış noktalarından çıkıp yer altından yansıyan sismik izlerin yansıma noktaları ve ışın yolları gösterilmiş olup (b) Derinlik ortamında yansıyan sinyallerin zaman ortamındaki yansıma izleri (McQuilin ve diğ., 1984)'den düzenlenerek alınmıştır.

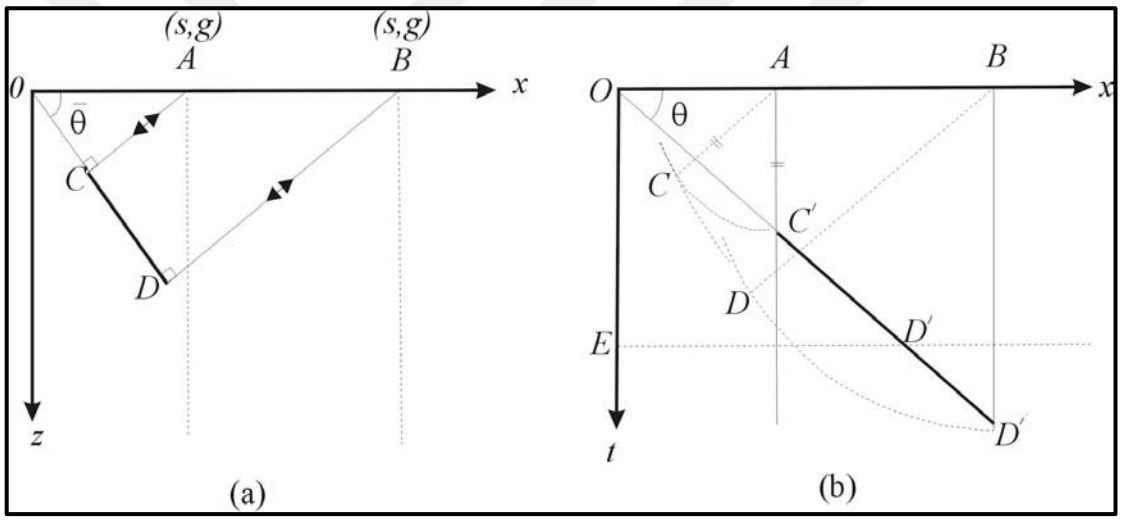
- ***Migrasyon Teknikleri;***

Zaman ortamından derinlik ortamına geçiş $2X = V * t$ bağıntısı ile verilir. Şekil 3.55'te, C'D' nin CD'ye migrasyonu sonucu, dikey ve yatay yer değişiminin nasıl olduğu gösterilmiştir. Şekil 3.56'da AB doğrusunun migrasyon sonucunda A'B' ye taşınması ve AB doğrusu üzerinde bulunan C noktasının da C' ye taşınması gösterilmiştir. Migrasyon sonucu oluşan eğim açısı $\overline{\theta_t}$, düşey yer değiştirme d_t, yatay yer değiştirme d_x , seyahat zamanı t, ortamın sahip olduğu hız V, migrasyona uğramamış ve zaman ortamında bulunan kesitteki eğim açısı θ_t ile gösterilebilir. Chun ve Jacewitz (1981) tarafından aşağıda sırasıyla gösterilen denklemler kullanılmıştır.

- $d_x = \frac{(V^2 * tan\theta_t)}{4}$ (3.9)

- $d_t = t * \left[1 - (1 - \left(\frac{V^2 * tan^2\theta_t}{4}\right))^{\frac{1}{2}}\right]$ (3.10)
- $tan\ \overline{\theta}\ = tan\ \theta_t * [\ 1 - (\frac{V^2 * tan^2\theta_t}{4})]^{\frac{1}{2}}$ (3.11)

Denklemlerde bulunmakta olan $\theta_t = \frac{\Delta t}{\Delta X}$ migrasyona uğramamış zaman ortamında bulunan kesitlerden elde edilmiştir. Migrasyon işlemi sonucunda, açığa çıkan eğim, migrasyon öncesindeki eğimden daha fazladır. Denklem 3.9'da d_x yani yatay yer değiştirme, t ile artmaktadır. Yer değiştirme d_x , ortam hızının karesi ile bağlantılıdır. Migrasyon işleminde kullanılan hızın hata oranı %20 ise migrasyonda oluşacak olan hata oranı %44 olacaktır. Düşey yer değiştirme olan d_t ise zaman ile ilişkili olup, zaman ile birlikte artış göstermektedir (Yılmaz, 1987).

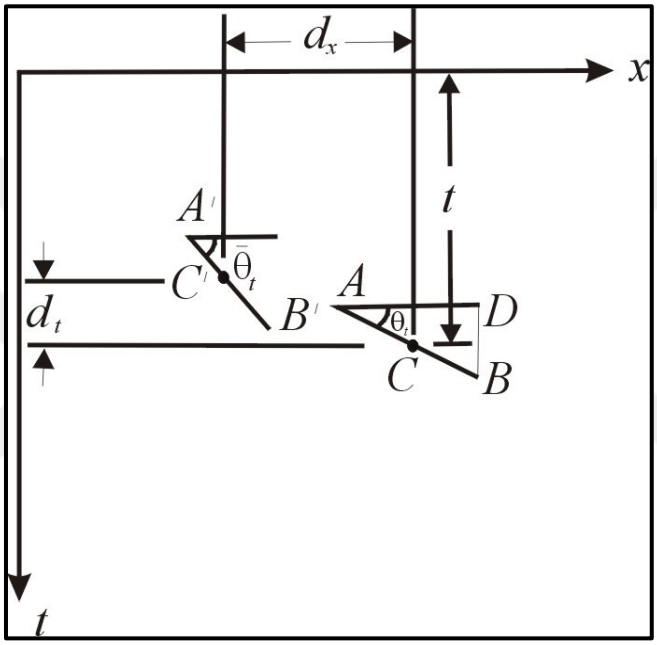


Şekil 3.55: (a) Yer altında bulunan CD ara yüzeyi, (b) C'D' ara yüzeyinin sismik kesitteki görünen hali ve migrasyon işlemi sonunda doğru yeri olan CD noktasına taşınması gösterilmiştir (Chun ve Jacewitz, 1981).

Şekil 3.55'te görüldüğü gibi A-B noktalarının arasında alınan sıfır ofset açılım kaydı sonucunda, C'D' yansıması kayıt alınan kesitin dışında kalmıştır. Bu durum sonucunda, zaman ortamında yığılmış olan sismik kesit üzerindeki yapılar, ölçüm alınan hattın altında bulunan yapılar ile uyumlu olmayabilir. Böylelikle de ölçüm alınan hattın altında bulunan yapılar kaydedilemeyebilir. Bu kaydedilememe ve uyumsuzluk durumlarının oluşmaması için ölçüm yapılacak olan yerdeki sismik hattın yerinin ve uzunluğunun doğru olacak şekilde hesaplanarak seçilmesi gerekmektedir. Bu duruma ek olarak düşey yönde görüntülenmesi istenen yapının tam olarak belirlenebilmesi için kayıt uzunluğunda doğru şekilde hesaplanarak yeterli düzeyde seçilmesi gerekmektedir. Migrasyonda kullanılacak olan hızlarında doğru kullanılması gerekmektedir, çünkü hızlar yer altında bulanan yapılar ile doğrudan ilişkilidir.

Yüksek hızların seçilmesi durumunda yanlış migrasyon sonuçları elde edilebileceği gibi yer altında bulunmakta olan antiklinal yapıların boyları olmaları gerektiğinden daha küçük gözükmesine sebep olur. Şekil 3.55 sonucunda aşağıdaki yaklaşımlar çıkarılabilir.

- Migrasyon sonucu, yığma kesitlerinde bulunan yansıtıcı yüzeylerin eğimi artar.
- Migrasyon sonucunda yansıtıcı yüzeylerin boyu kısalır.
- Migrasyon, yansıtıcı yüzeyleri eğim yukarı hareket ettirir.



Şekil 3.56: AB doğrusunun migrasyon sonucunda A'B' ye ve C noktasının migrasyon sonucunda C' noktasına taşınması gösterilmiştir. (Yılmaz, 1987).

Saçılma türü olan migrasyon işlemleri istatistiksel olarak sınıflandırılırlar. Dik eğimli yapıların migrasyonlarında başarılıdır. Fakat uygulanacak olan verinin S/G oranının düşük olması elde edilecek olan sonucu kötü yönde etkiler. Sonlu farklar yöntemini baz alan migrasyonlar deterministik yaklaşıma sahiptirler (Claerbout, 1976). Migrasyon işlemi dalga denklemine bağlı şekilde yapılmaktadır. Sonlu farklar yöntemini baz alan migrasyonlar, verideki düşük S/G oranlarında da iyi sonuçlar üretebilmektedir; fakat sonlu farklar yöntemi, uzun hesaplama süresi isteyen ve veride bulunan aşırı eğimli yapılarda güçlük çekmektedir. Frekans ortamında yapılan migrasyon işlemlerinde ise dalga denklemi temel alınır. Deterministik bir yaklaşıma sahiptir (Stolt, 1978). Bu yöntem tipinde veride bulunan düşük S/G oranında iyi ve hızlı bir hesaplama süresi ile aşırı eğimli yapılar için doğru sonuçlar üretebilmektedir.

Veride bulunan yapıların, güçlü bir hız ve yanal değişimleri var ise, zaman ortamında uygulanacak olan migrasyon yetersiz kalacaktır. Bu durumdan ötürü, bu durumlar için derinlik ortamı migrasyonunun seçilmesi ve kullanılması doğru olacaktır. Zaman ortamında uygulanacak migrasyon sonucunda kesit yine zaman ortamında olurken, derinlik migrasyonu sonucu kesit derinlik ortamına taşınmaktadır. Derinlik migrasyonu sonucu elde edilen kesitin derinlik ortamında olması, jeoloji ile daha kolay ilişkilendirilmesine olanak sağlamaktadır. Veride bulunmakta olan, sokulum yapıları, düzensiz deniz tabanı morfolojisi, karmaşık örtü tabakalı yapılar, bindirme zonları yüzünden yanal hız değişimleri meydana gelir. Meydana gelen yanal hız değişimleri genel olarak verilerde bulunan aşırı eğimli yapılar ile ilişkilendirilir (Yılmaz, 1987). İyi bir derinlik migrasyonunun yapılabilmesi için doğru hızlarla yığılmış iyi bir yığma kesiti kullanılmalıdır (Yılmaz, 1987). Derinlik-hız modelinin doğru olması elde edilecek olan derinlik migrasyon sonuçlarını iyi yönde etkiler. Yığma sonrasında yapılacak olan derinlik migrasyonu işlemi için doğru bir derinlik-hız modelinin olması gerekmektedir. Eğer istenilen doğrulukta yığılmış kesit elde edilemiyorsa, derinlik migrasyonunun yığma öncesi ortamda uygulanması gerekmektedir.

Derinlik migrasyonunun gerçekleştirilebilmesi için,

- Yığılmış kesite zaman migrasyonu uygulanır.
- Zaman ortamında bulunan kesitlerden doğruya en yakın hız-derinlik modeli oluşturulur.
- Oluşturulan hız-derinlik modeli ile derinlik migrasyonu uygulaması yapılır.
- Elde edilen derinlik migrasyonu kesitlerine bağlı kalınarak oluşturulmuş olan hız-derinlik modelleri güncellenir.
- Güncellenen hız-derinlik modeli ile tekrar derinlik migrasyonu uygulaması yapılır.

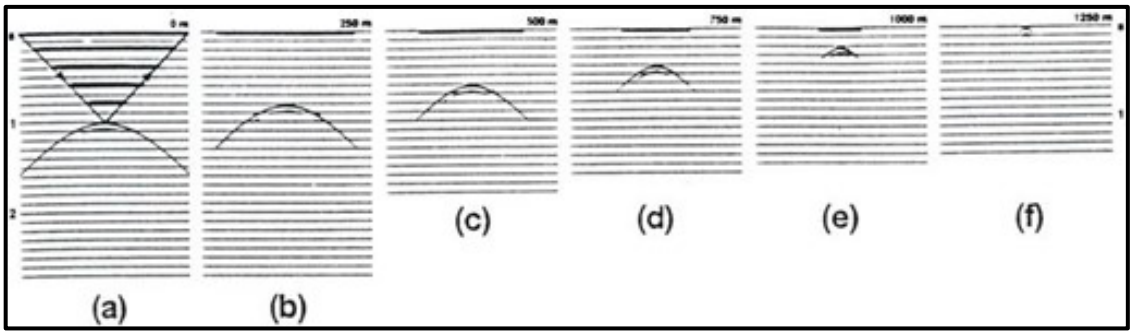
Derinlik migrasyonunun kalitesi verinin,

- S/G oranına
- Verideki en yüksek eğime
- Ortak orta noktasındaki iz aralığına
- Örnekleme aralığına
- Frekans içeriğine
- Kayıt süresi gibi parametrelere bağlıdır (Larner ve diğ., 1981).

Veride eğer ki, karmaşık yapılar hâkim ise doğru bir hız-derinlik modelinin elde edilebilmesi için çalışma bölgesinde açılan bir kuyu varsa bu kuyu bilgisinden yararlanılmalıdır. Yığma öncesi migrasyon için ise yer altından yansıyan izlerin ortak aynı nokta olanlarının bir araya getirilmesi sonucu ortaya çıkan ortak yansıma noktası (CMP), yer altının yatay olması durumu kabulü yapıldığında ortak derinlik noktası (CDP) ortak yansıma noktasının (CMP) tam altına düşer ve yığma işlemi için gereken şartlar sağlanmış olur. Bu durum sonucunda yer altından gelen yansıma sinyallerinin tamamı aynı noktaya ait olur. Fakat yer altında eğimli bir yapının bulunması sonucunda yansıma sinyalleri yatay tabakadaki tek bir noktadan değil, bir yüzeyden gelecektir. Ortak orta noktası grubunda bulunan yansıma izlerini yığma işleminden önce migrasyon işlemine tabi tutmak mümkündür. Bu tip migrasyon türlerinde, yer altına ait derinlik-hız modelinin çok iyi bilinmesi gerekmektedir. Yığma öncesi yapılacak olan migrasyon yığma sonrası yapılacak olan migrasyona göre daha maliyetli ve zaman alıcıdır. Bunun yanında elde edilecek olan sonuçlar daha doğru ve yüksek ayrımlılığa sahip olacaktır. Yığma öncesi migrasyon yöntemlerinde baz alınan migrasyon türleri ise sonlu farklar ve Kirchhoff migrasyon yöntemleridir.

- ***Omega-X Sonlu Farklar Migrasyon Yöntemi (Paradigm Echos Modülünün Adı: Migfx)***

Sonlu farklar migrasyon yöntemi ile aşağı uzanım sayesinde yansıtıcı yüzeye yakınlaşma işlemi yapılmaktadır (Şekil 3.57). Aşamalı olarak alıcıların yansıtıcı yüzeye yakınlaştırma işlemi gerçekleştirilir. Alıcıların yansıtıcı yüzeye doğru ulaşmaları sonucunda hiperbol eğrisi üzerine denk gelmekte olan en erken varış süresi kaydedilecektir. Bu yakınlaştırma işlemi sonucunda hiperbol tepe noktasında toplanılmış bir şekil almaktadır. Bu işlemin sonucunda kesit migrasyona uğramış olmaktadır. Aşağı uzanım yöntemi ile kullanılan sonlu farklar migrasyonu, skaler dalga denklemini esas alır.



Şekil 3.57: Sonlu farklar migrasyon yöntemi kullanılarak alıcıların yansıtıcı yüzeyine yakınlaştırma işlemi (Yılmaz, 1987).

Sonlu farklar migrasyon yönteminin esas aldığı skaler dalga denkleminin çözümü oldukça zordur. Bu çözüm zorluğunun sebebi ise denklemde bulunmakta olan uzay, derinlik ve zamana göre dalga alanının 2. dereceden türevini barındırmasıdır. Denklem 3.12'de bu skaler dalga denklemi gösterilmiştir.

$$\frac{\partial^2 Q}{\partial_\tau \partial_t} = \frac{v^2}{8}\frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} \tag{3.12}$$

Bu skaler dalga denkleminde bulunmakta olan t giriş zamanını, Q gecikmiş olan dalga alanını τ çıkış zamanını ve x orta nokta koordinatının bilgisini vermektedir. Yukarıda gösterilmiş olan Denklem 3.12, 15° sonlu farklar zaman migrasyonunu temsil etmektedir. Dispersiyon ile ilişkilendirilen bu denklem hız değerinin düşey olarak değiştiğini esas alır. Fakat yöntem sadece düşey hız değişimleri barındıran ortamlardan ziyade yanal yönde de hafif değişimlerin olduğu ortamlarda da kullanılabilir. Denklemin bir diğer özelliği ise saçılma hiperbollerinin tepe noktalarına toplanmasını sağlamasıdır (Yılmaz, 1987). Veride herhangi bir şekilde yanal yönde hız değişimi olduğu zaman saçılma eğrilerinin toplanmış oldukları tepe noktaları yana doğru ötelenmiş bir hiperbole döner. Yana doğru ötelenen hiperbol Denklem 3.12 ile migrasyon işlemine sokulduğu zaman, saçılma eğrileri tepe noktalarına toplandığı anda yana doğru saçılmış bir hal alır. Yanal yönde yaşanan bu bozulma etkisi (thin-lens) denilen ince mercek yöntemi ile veri üzerinden giderilmektedir. Bu yöntemin Denklem 3.12'ye eklenmesi ile elde edilecek olan Denklem 3.13 aşağıda gösterilmiştir.

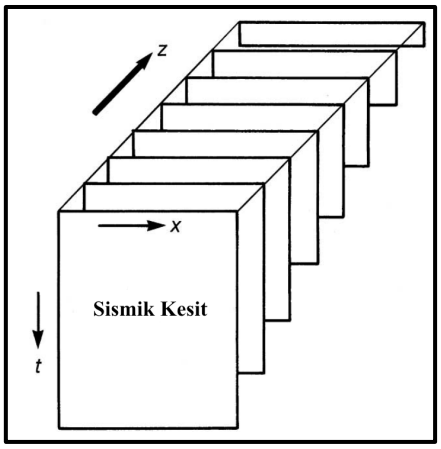
$$\frac{\partial Q}{\partial z} = 2\left[\frac{1}{v(z)} - \frac{1}{v(x,z)}\right]\frac{\partial Q}{\partial t} \tag{3.13}$$

Denklem 3.13'te verilmekte olan denklem, veride bulunmakta olan yanal hız değişimlerinin ve saçılmaların olduğu noktalara karşı duyarlı olup, 2 adımda veride bulunmakta olan bozucu etkileri ortadan kaldırmaktadır. Bu adımlardan ilki bulunan dalga alanının, Q'ya saçılma terimini ikinci adım olarak ise ince mercek yönteminin uygulanması ile gerçekleşmektedir. Denklem 3.13, 45° sonlu farklar zaman migrasyonunu temsil etmektedir. Denklem 3.12 pratikte veride bulunmakta olan 35° ye kadar bulunan eğimli yapıları migrasyona tabi tutabilmektedir. Fakat eğimli olarak bulunan yapıların 35°daha dik olmaları sonucunda Denklem 3.12 sağlıklı sonuçlar üretemeyecek olup Denklem 3.13 kullanılmaktadır. Sonlu farklar migrasyonu 2 kabule dayanır.

Bunlar,

- Yığılmış olan sismik yansıma kesitleri sıfır açılım kesitlere denk gelmektedir.
- Sıfır açılım kesitlerde bulunan kaynaklar yansıtıcı yüzeye indirgenir ve modellenir. Bu durum sonucunda varış zamanı, çift yol varış zamanı, tek yol varış zamanı olacak şekilde indirgenmektedir (Kjarttansson ve Rocca, 1979).

Migrasyon çözümünün gerçekleştirilebilmesi, başlangıç ve sınır koşullarının bilinmesine dayanmaktadır. Çözüm aşamasında başlangıç koşulu olarak derinlik değerinin (z) 0 olduğu yüzeyde kaydedilmiş olan dalga alanı kabulü yapılır. Migrasyon işlemi esnasında da maksimum gözlem zamanı sonrasında dalga alanının 0 kabulü yapılır. Bu durumda kaydedilen sismik izin sonunu göstermektedir. (x,z,t) lokasyonundaki sismik yansıma izi (x,t) düzleminde bulunmaktadır. Yerin altındaki düzlem (x,t) olarak verilmektedir. Yapılacak olan sonlu farklar migrasyon yöntemi ile z derinliğinin sınırlı bulunduğu (x,t) düzlemini yakınlaşmaktadır. Bu durum ile birlikte dalga alanı, başlangıç zamanında ortaya çıkmaktadır (Şekil 3.58). Denklem 3.12'de gösterilmekte olan 15° sonlu farklar migrasyonu, teorik olarak sismik yansıma verisinde bulunmakta olan yapıları 15° ye kadar migrasyona uğratmakta fakat uygulamada ise 35°ye kadar migrasyona uğratabilmektedir.



Şekil 3.58: Derinlik değerinin (z) 0 olduğu (x,t) düzleminde bulunan sismik kesitin z yönünde aşağı uzanım tekniği ile olan yakınlaştırması. (x,z) düzleminde t=0 anında sismik kesit migrasyona uğramış şekli ile görülmektedir (Yılmaz, 1987).

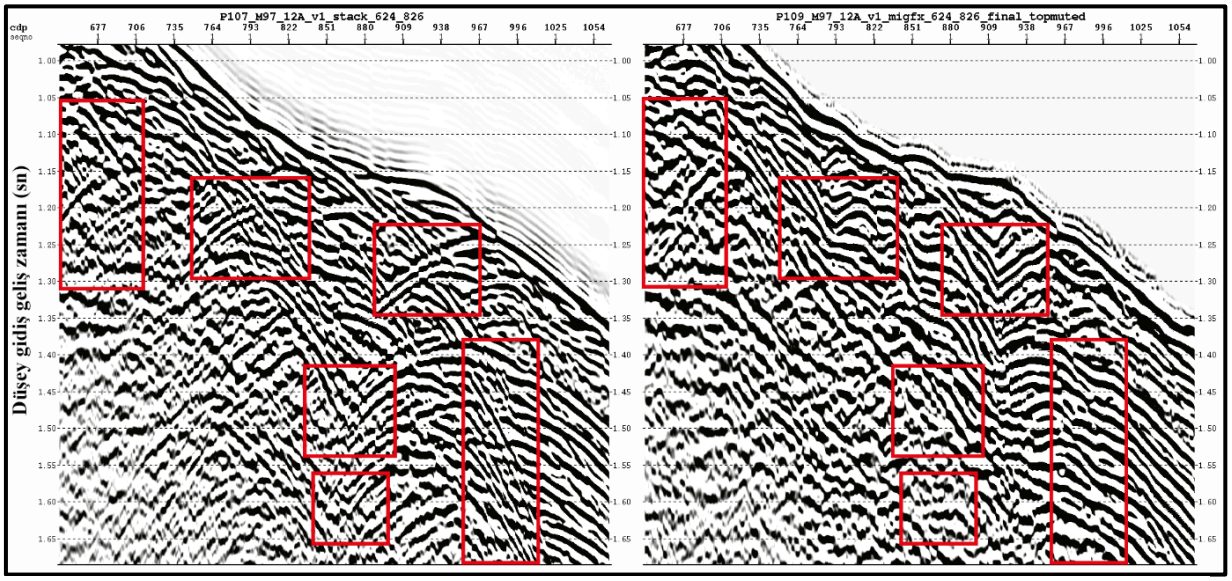
Migrasyon işlemini gerçekleştirmemizde önemli bir rol oynayan derinlik adımı parametresinin seçimi migrasyonun doğru uygulanması açısından çok büyük önem teşkil etmektedir. Derinlik adım değerinin ideale yakın seçilmesi elde edilecek olan migrasyon kesitinin de doğruluğu açısından çok önemlidir.

Derinlik adımı değerinin doğru ve ideal olarak seçilmesi sismik yansıma kesitinde bulunmakta olan dispersiyon etkisini ortadan kaldırır ve yeteri miktarda olması gereken migrasyonun gerçekleşmesine olanak tanır. Migrasyon işlemi sırasında seçilecek olan derinlik adımı parametresi genel olarak, verinin migrasyona tabi tutulurken ki kullanılan hız modeline, verinin sahip olduğu örnekleme aralığına, verinin hâkim olduğu frekans içeriğine ve veride bulunmakta olan eğimli yapılara bağlıdır. Derinlik adım değeri, verinin hâkim periyodu ile hâkim periyodun yarısı arasında bir değer olarak seçilmelidir. Sonlu farklar migrasyonunda kullanılacak olan hızların doğru olması yine de yöntemin uygulayacağı migrasyonun yetersiz olmasına sebep olabilir. Bu yüzden uygulanacak olan migrasyon işlemi esnasında kullanılan hızlar kadar kullanılacak olan diğer parametrelerde önem arz etmektedir (Yılmaz, 1987).

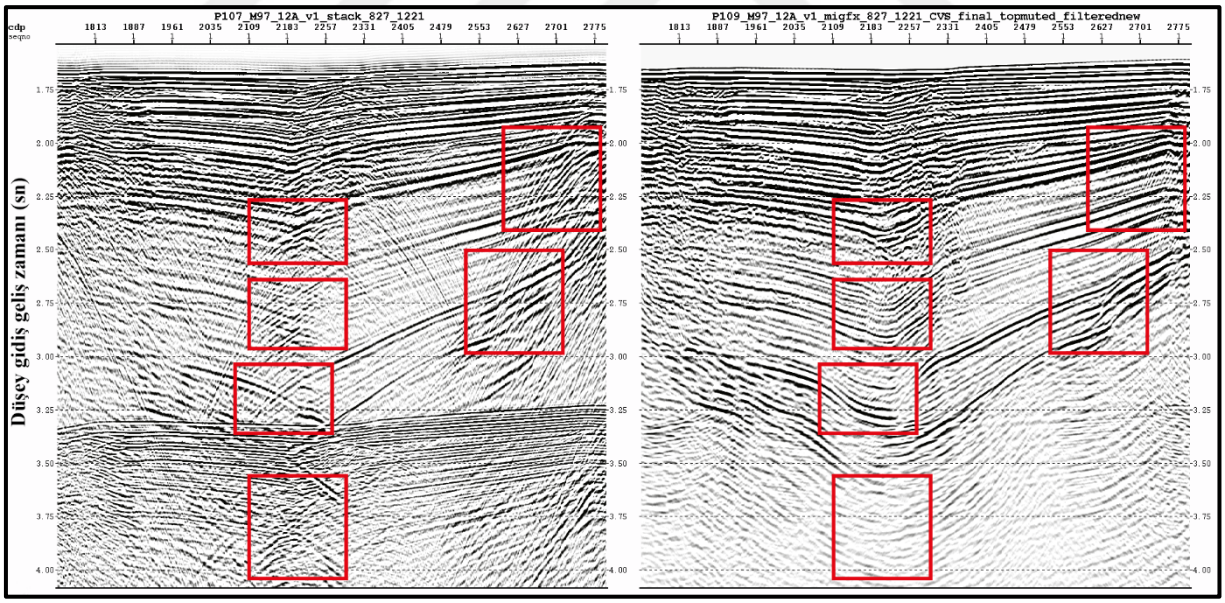
Sonlu farklar migrasyonunun sahip olduğu dezavantaj, tek yol dalga denkleminin hatalı bulunduracağı dispersiyon etkisinden ötürü veride bulunan yüksek eğimli yapıların tam olarak çözülememesinden kaynaklanmaktadır. Dispersiyon etkisinden açığa çıkan bu hata dalga denklemi çözümlerinde bulunan yüksek dereceli terimlerin göz önünde bulundurulmamasından kaynaklanmaktadır (Lee ve Suh, 1985).

M97-012A kodlu hattın 1. kısmına ait olan sonlu farklar migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış halleri Şekil 3.59'da M97-012A kodlu hattın 2. kısmına ait olan sonlu farklar migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış halleri Şekil 3.60'da ve M97-029 kodlu hatta ait olan sonlu farklar migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış halleri ise Şekil 3.61'de verilmiştir.

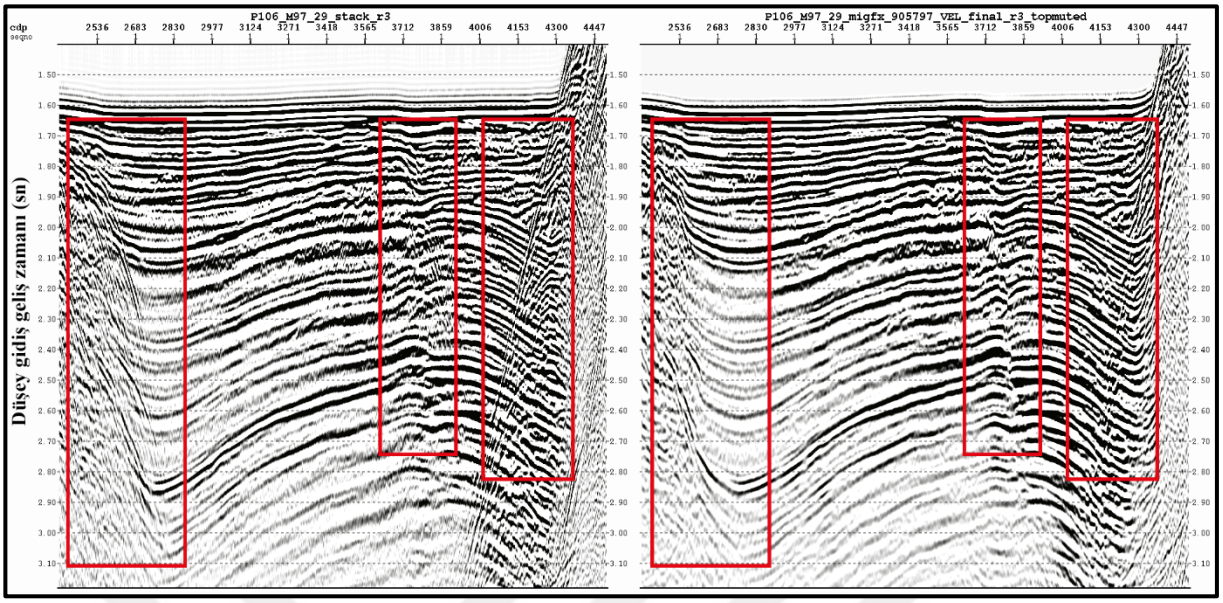
Sonlu farklar migrasyonu sonucunda elde edilen sonuçlarda, kesitler üzerinde bulunan difraksiyona uğramış saçılmalar toplanmış, yanlış yer ve açılarda bulunan jeolojik yapılar olması gereken doğru açılarla yerlerine taşınmaya çalışılmıştır. Kesit üzerindeki antiklinal ve senklinal yapılar birbirlerinden ayrılarak daha seçilebilir bir hal almıştır. Yapıların eğimleri eğim yukarı arttırılarak taşınmıştır. Sonlu farklar migrasyonu her ne kadar iyi sonuçlar üretmiş olsa da veri üzerinde bulunan yüksek eğimli yapıların doğru açı ve yerlerine taşıma işlemlerini çok sağlıklı yapamamıştır. Örneğin Şekil 3.61'de M97-029 kodlu hatta bulunan yüksek eğimli yapılar her ne kadar migrasyon sonucunda düzeltilmeye çalışıldıysa da yine de başarılı bir migrasyon sonucu elde edilememiştir.



Şekil 3.59: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına ait sonlu farklar zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.



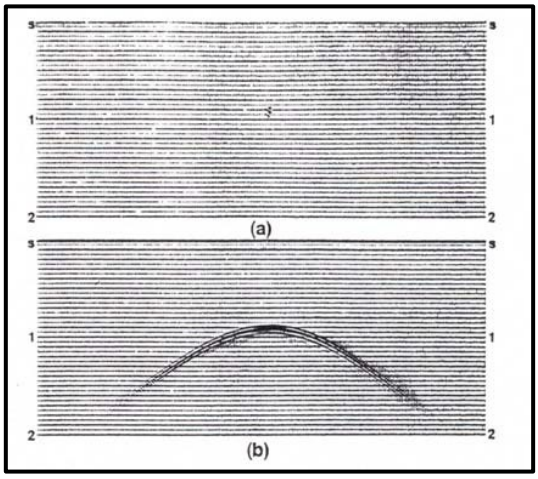
Şekil 3.60: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına ait sonlu farklar zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.



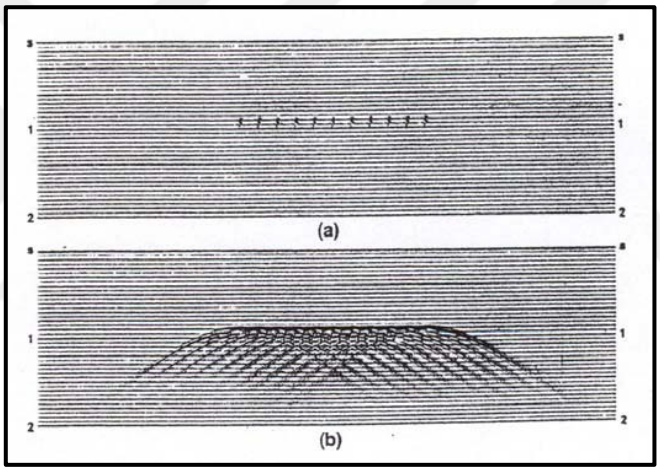
Şekil 3.61: M97-029 kodlu hatta ait sonlu farklar zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.

- ***Kirchhoff Migrasyon Yöntemi (Paradigm Echos Modüllerinin Adları: Migtx & KMig2D)***

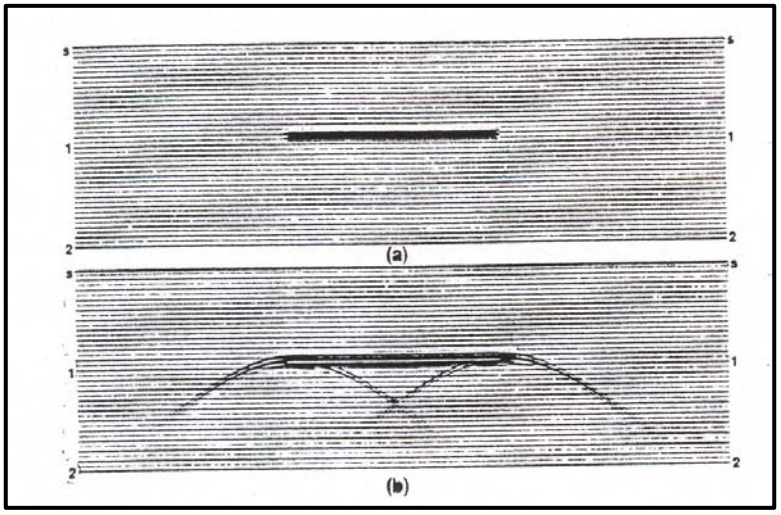
Huygens prensibinde titreşen her bir nokta ikinci bir kaynak görevi görmektedir. Titreşen ve ikinci bir kaynak oluşturan noktanın konik biçimde hareket etmesi sonucu (x,z) düzlemi içerisinde yarım daire biçiminde dalga cephesi oluşmaya başlar ve yeryüzü seviyesine ulaştığı zaman alıcılar tarafından kaydedilip, (x,t) düzleminde görülür (Şekil 3.62). Yerin altında bulunmakta olan noktaların yaydıkları dalgalar (x,t) düzlemindeki görüntüleri Şekil 3.63'de ki gibidir. Bu yer altında bulunmakta olan noktaların daha fazla olduğu göz önünde bulundurulursa, durum Şekil 3.64'te ki gibi görülecektir. Bu durumun sonucunda açığa çıkan görüntü ise yerin altında bulunmakta olan jeolojik ara yüzeylerden elde edilen sismik ize eş olacaktır. Açığa çıkan sınırdaki süreksizlikler sismik yığma kesitlerinde bulunan fay süreksizliklerine benzeyecektir.



Şekil 3.62: (a) (x,z) düzleminde bulunan bir nokta kaynağının, (b) (x,t) düzlemindeki görüntüsü (Yılmaz, 1987).



Şekil 3.63: (a) (x,z) düzleminde bulunan birçok nokta kaynağının, (b) (x,t) düzlemindeki görüntüsü (Yılmaz, 1987).



Şekil 3.64: (a) (x,z) düzleminde bulunan birçok yansıtıcı nokta kaynağının, (b) (x,t) düzlemindeki görüntüsü (Yılmaz, 1987).

Huygens prensibinin ikincil kaynak varsayımına göre, yer altı küçük noktalar yardımı ile görüntülenebilmekte ve buna ek olarak süreksizlik noktalarında bulunmakta olan saçılmalarda gözlenebilmektedir. Huygens prensibine göre yer altında bulunan ikincil kaynak görüntüsü (x,t) düzlemi üzerinde hiperbol gibi gözükmektedir. Bu süreksizlik noktalarında bulunmakta olan saçılmaların görülen hiperbol eğrisinin tepe noktasına toplanması Kirchhoff migrasyon tekniği ile gerçekleşmektedir. Hiperbolik eğriye ait olan fonksiyon Denklem 3.14 ile gösterilmiştir.

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{4x^2}{v_{rms}^2} \tag{3.14}$$

Saçılmış olan hiperbolik dalganın yansımada, genlik ve faz davranışlarının belirlenmesinde üç ana unsur vardır,

- Genliğin açısal bağımlılığının eğim etkisi tarafından tanımlanması ve yayılma doğrultusunun z düşey ekseni arasındaki açının kosinüsü
- Küresel açılım etkisi
- Frekansın karekökü ile bağlantılı olan genlik spektrumu ile açığa çıkan dalgacık etkisi ve 45 derece de oluşan sabit faz spektrumu etkisidir.

Bu etkilerin oluşturduğu saçılmaların, hiperbolün tepe noktasına taşınması işlemi Kirchhoff Migrasyonu olarak adlandırılmaktadır (Yılmaz, 1987). Kirchhoff migrasyon tekniğinde karekök ortalama hız olan RMS hızları kullanılmaktadır. Bu hızların kullanılması yatay yönde oluşabilecek hız değişimlerine karşı etkilidir. Kirchhoff dalga denklemi skaler dalga denkleminin integrali sonucu elde edilebilir. Kirchhoff dalga denklemi Denklem 3.15'te gösterilmiştir.

$$P_{çıktı}(x,z,t) = \frac{1}{2z}\int dx \left[\frac{cos\theta}{r^2} P_{girdi}\left(x_{girdi}, z=0, t-\frac{r}{v}\right) + \frac{cos\theta}{vr}\frac{\partial}{\partial t} P_{girdi}\left(x_{girdi}, z=0, t-\frac{r}{v}\right)\right] \tag{3.15}$$

Denklem 3.16'da görülen, r giren ve çıkan verinin arasındaki uzaklığı, v ise RMS hızını temsil etmektedir. Giren ve çıkan veri arasındaki uzaklığı temsil eden denklem, Denklem 3.16'da gösterilmiştir.

$$r = \left[\left(x_{girdi} - x\right)^2 + z^2\right] \tag{3.16}$$

Denklem 3.15'te gösterilmekte olan Kirchhoff dalga denklemi herhangi bir z derinliğinde bulunmakta olan dalga alanının hesaplanmasına olanak sağlar.

Bu denklemin uygulanması sonucunda migrasyon işlemi gerçekleşmiş olan kesit migrasyonlu kesit halini alır. Bu uygulanan migrasyon işleminin sonucunda migrasyonlu kesite filtre uygulanarak, hiperbol boyunca veride bulunan genlikler bu hiperbolün tepe noktasında toplanır (Yılmaz,1987). Veride bulunan S/G oranın yüksek olması ile Kirchhoff dalga denklemi çok iyi sonuçlar üretmektedir (Gardner ve diğ., 1974). Veride bulunan bu saçılmış hiperboller teorik olarak zaman ve uzaklık anlamında sonsuzdur. Teoride geçerli olan bu bilgi pratikte geçerli değildir. Pratikte saçılma hiperbolleri sonsuz zaman ve uzaklığa erişemezler ve belirli bir zamanda kesilirler. Saçılma hiperbollerinin toplanacak olduğu açıklığa migrasyon aralığı (migration aperture) denmektedir. Bu migrasyon aralığının genişliği hiperbol eğrisi üzerindeki sismik iz sayısına bağlıdır. Verideki saçılma hiperbollerinin eğimi sismik iz ile ilişkilidir. Sismik yansıma hızı ile bağlantılı olan saçılma hiperbolleri, düşük hızlarda daha dar aralığa sahipken yüksek hızlarda ise daha geniş bir aralığa sahiptir. Bu durumun sonucunda ise yüksek hız barındıran sismik yansıma kesitlerindeki yansımalar migrasyon sonucunda daha fazla yer değiştirmeye uğrarlar. Hızın genel olarak derinlik ile arttığı göz önünde bulundurulursa, sığ kesimlerde kalan kısımların düşük hıza sahip olmalarından ötürü daha dar bir migrasyon aralığı, derin kısımlarda ise daha geniş bir migrasyon aralığı söz konusu olacaktır.

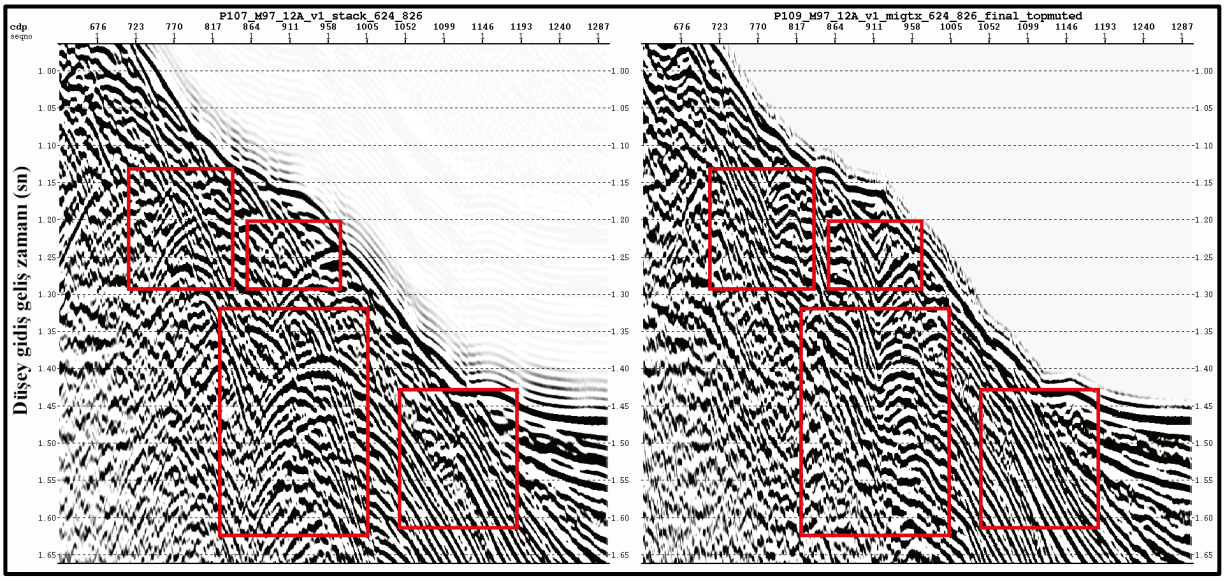
Bu durumun sonucunda derin kısımlarda bulunan yansıma sinyalleri daha fazla migrasyona uğramaktadırlar. Migrasyon aralığının dar olması migrasyon işleminin kalitesini negatif yönde etkilemektedir. Migrasyon aralık boyunun sismik yansıma kesitinde bulunmakta olan iz sayısına eşit olarak alınması migrasyon işleminin kalitesini ise pozitif yönde etkilemektedir. Migrasyon işlemi sırasında, migrasyon işleminin uygulanacağı en yüksek eğim tanımlaması yapılabilir. Bu eğimin doğru olarak tanımlanması sonucunda veri setinde bulunmakta olan aşırı eğimli gürültüler veriden atılabilir. Bu işlemin yanında eğim değerlerinin belirlenmesi ve sınırlandırılması ile birlikte migrasyonun hesaplama süresinde de iyileştirmeler meydana gelir. Migrasyon aralık genişliği ve eğim parametrelerinin değerleri, migrasyon işleminin etkin olan aralık (aperture) değerini belirlemektedir.

Sismik yansıma kesitinde kullanılacak olan hızın yetersiz veya fazla olması durumda sismik kesitte istenilen migrasyon çıktıları elde edilmeyebilir ve bu durumların sonucunda kesitte yetersiz migrasyon veya aşırı migrasyon etkisi gözlemlenir.

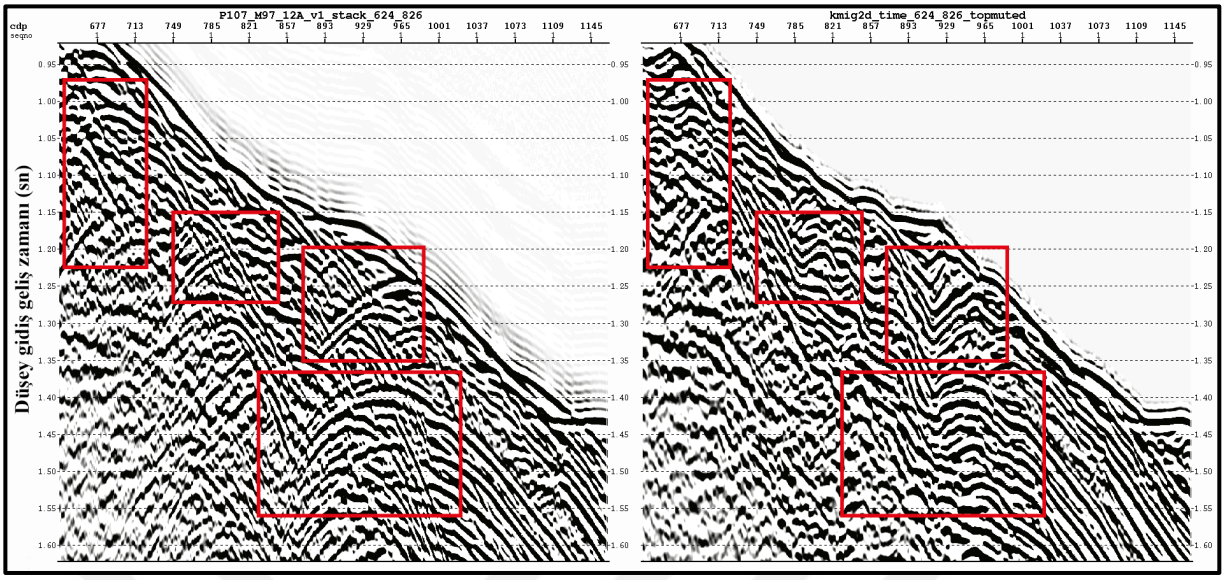
Uygulanacak olan hızların hassasiyeti sismik yansıtıcı yüzeyden kaynaklanan eğimli yapıların eğimine bağlıdır (Yılmaz, 1987).

Kirchhoff migrasyon yönteminde, veri üzerinde bulunan saçılmalar migrasyon işlemi sonucunda hiperbolün tepe noktası olan “apex” noktasına taşınır. Kirchhoff migrasyonun sağlıklı bir şekilde uygulanabilmesi için yöntemde 2 parametrenin doğru belirlenmesi gerekmektedir. Bu parametreler; aralık (aperture) genişliği ve veri üzerinde bulunan en yüksek eğim değeridir. Kirchhoff migrasyon yöntemi, tez kapsamında kullanılmış olan sismik veri işlem programı içerisinde bulunan 2 farklı komut (Migtx&KMig2D) ile kullanılmaktadır. Her ne kadar iki komut da özlerinde aynı algoritma ve denklemlere bağlı kalarak işlem yapsalar da çözüm güçlerinin farklılığından ötürü her iki komuttan da elde edilen sonuçlar birbirlerinden farklı olacaktır. Bu farklılık yapılacak olan yorumlama işlemini de doğrudan etkilemektedir. Migtx komutu kullanılarak elde edilmiş olan migrasyon sonuçlarında her ne kadar migrasyon işlemi başarılı bir sonuç vermiş olsa da yine de kesit üzerinde doğru şekilde migrasyona uğramayan kısımlar bulunmaktadır. Aynı kesit üzerinde KMig2D komutu kullanılarak gerçekleştirilen migrasyon işlemi sonucunda daha doğru sonuçlar elde edilerek yapılar gerçek konum ve eğimlerine taşınarak veri üzerinde bulunan saçılmalar kaybolmuştur.

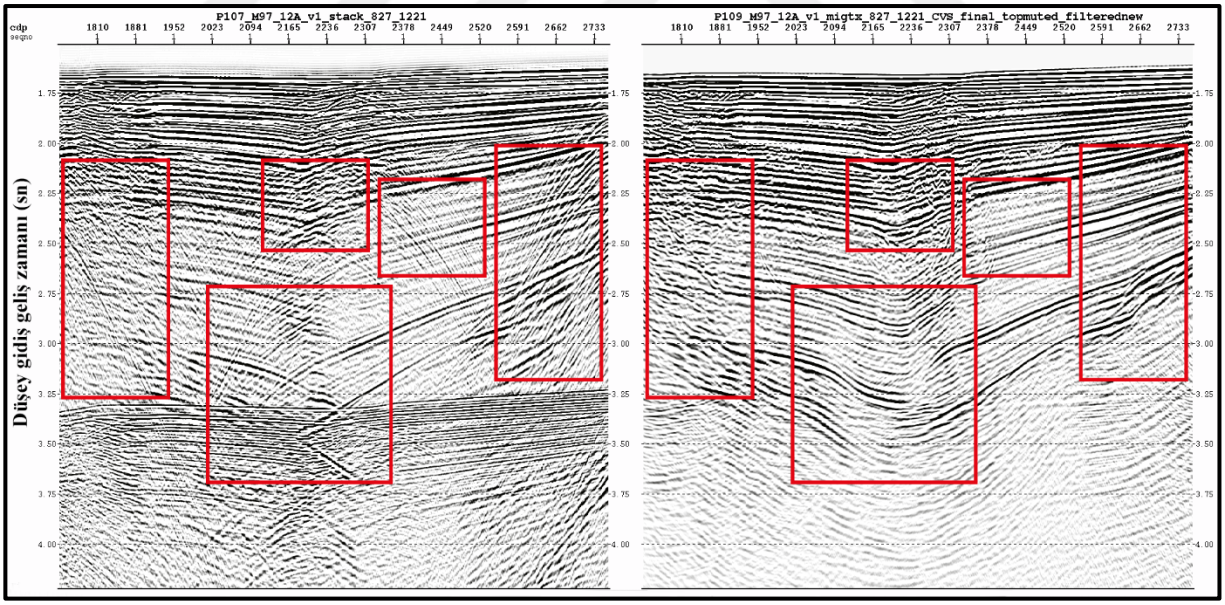
M97-012A kodlu hattın 1. kısmına ait olan Kirchhoff migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış halleri Şekil 3.65 ve 3.66, M97-012A kodlu hattın 2. kısmına ait olan Kirchhoff migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış halleri Şekil 3.67 ve Şekil 3.68, M97-029 kodlu hatta ait olan Kirchhoff migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış halleri ise Şekil 3.69 ve Şekil 3.70’te verilmiştir.



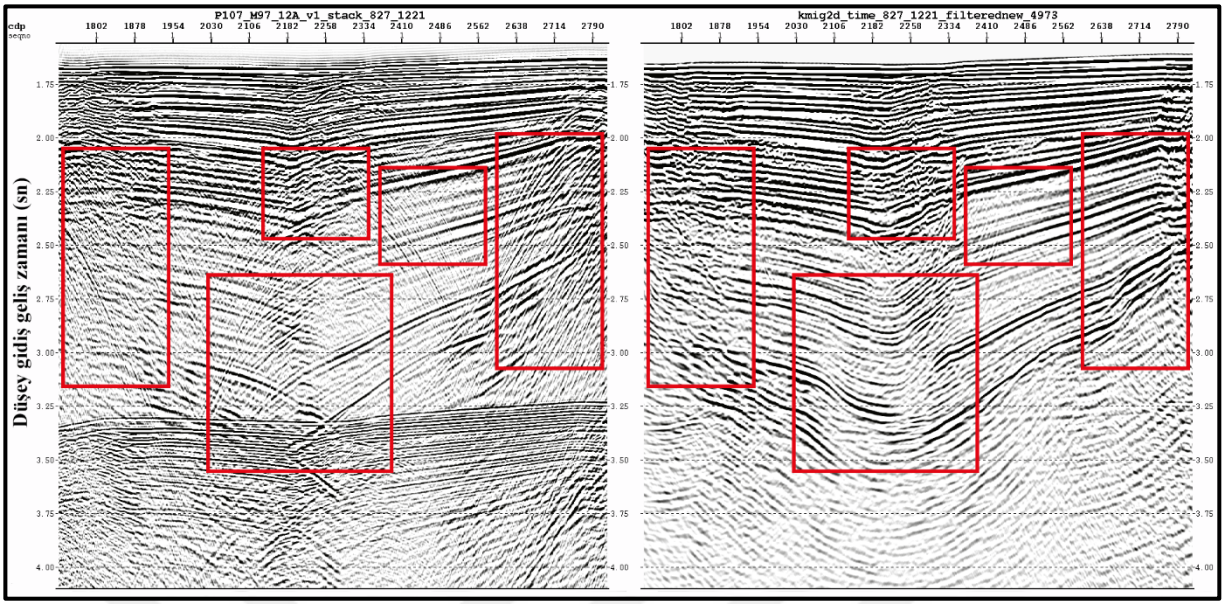
Şekil 3.65: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına ait Kirchhoff (Migtx) zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali



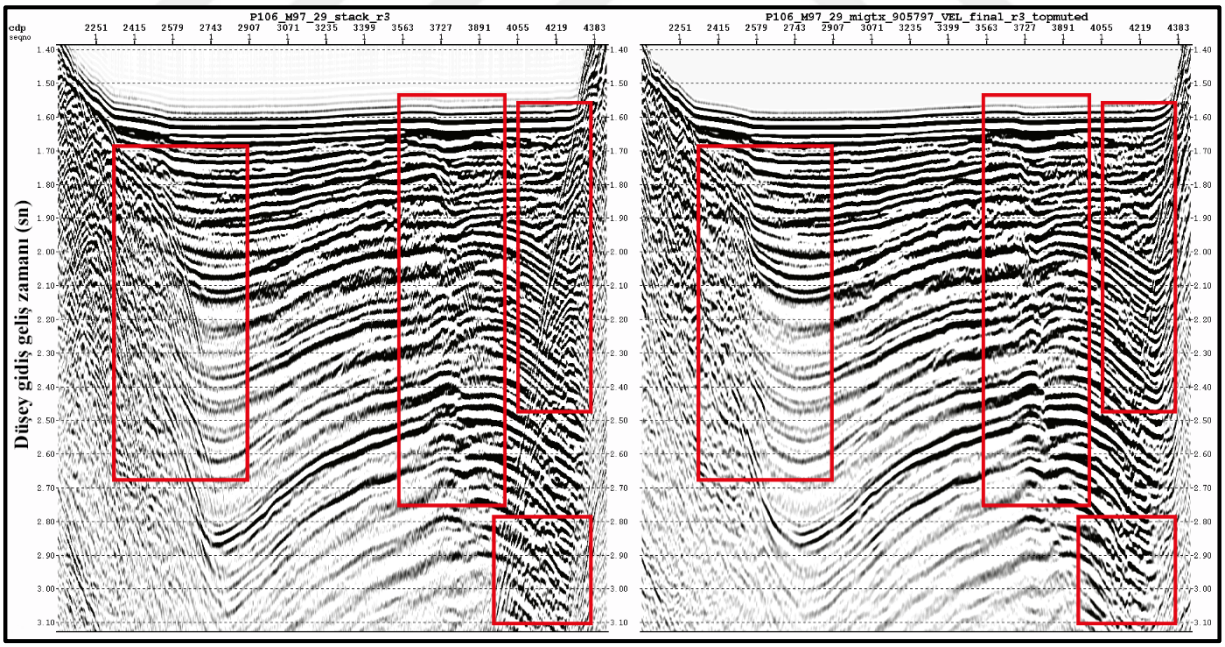
Şekil 3.66: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına ait Kirchhoff (KMig2D) zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.



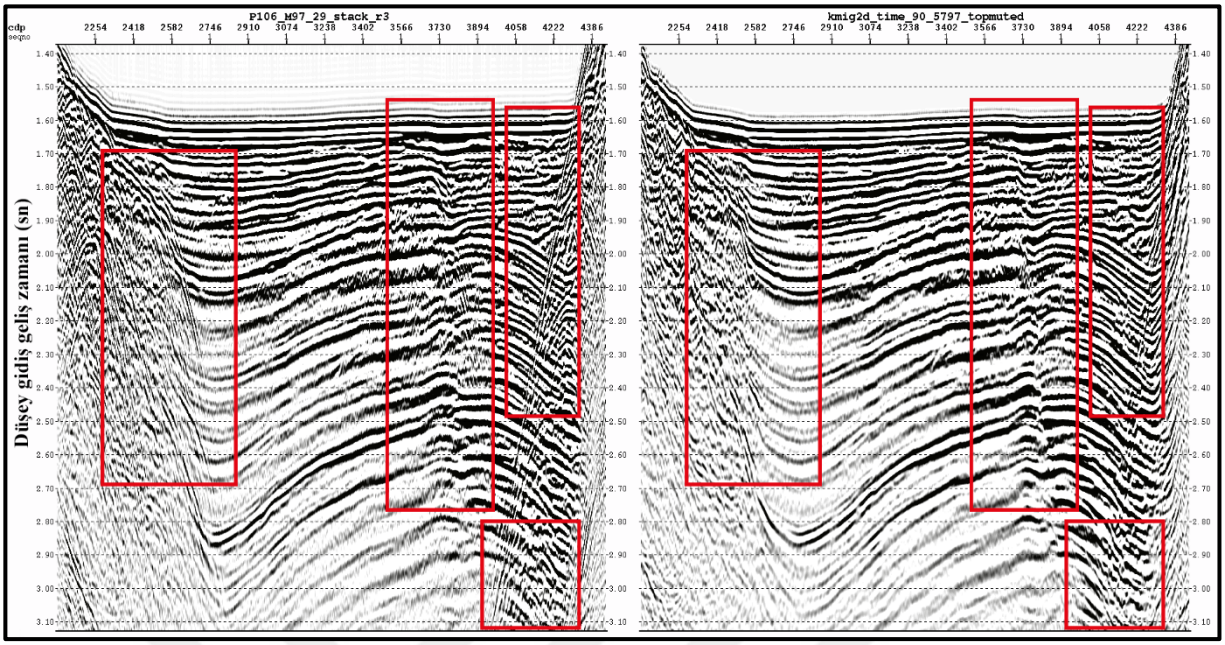
Şekil 3.67: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına ait Kirchhoff (Migtx) zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.



Şekil 3.68: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına ait Kirchhoff (KMig2D) zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.



Şekil 3.69: M97-029 kodlu hatta ait Kirchhoff (Migtx) zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.

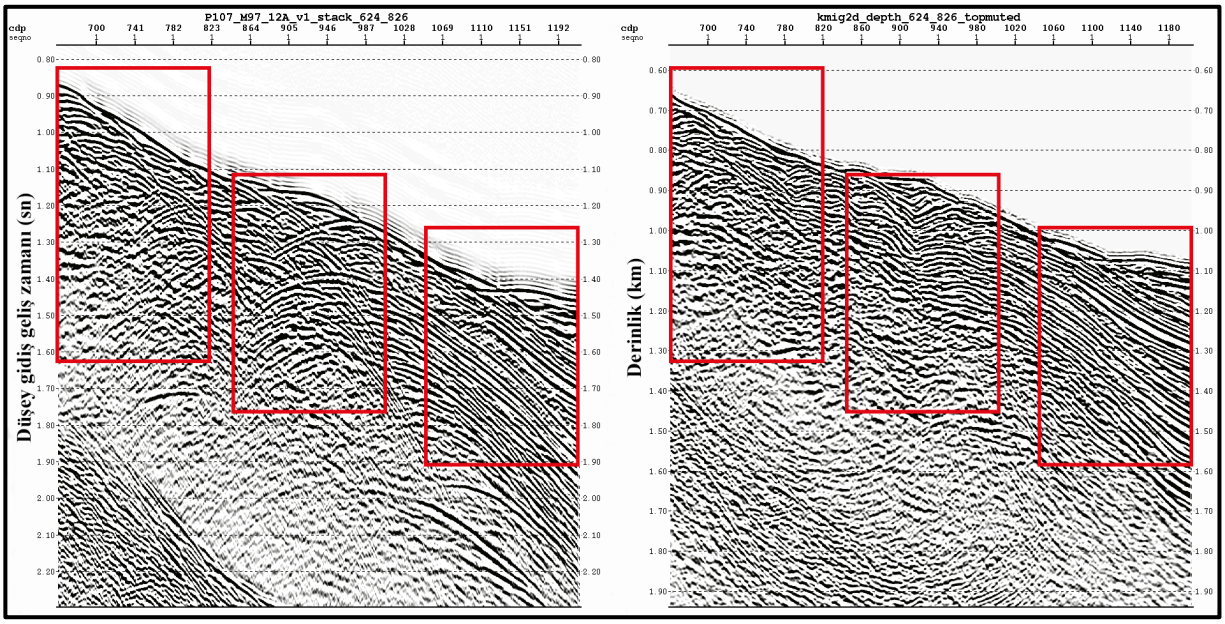


Şekil 3.70: M97-029 kodlu hatta ait Kirchhoff (KMig2D) zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.

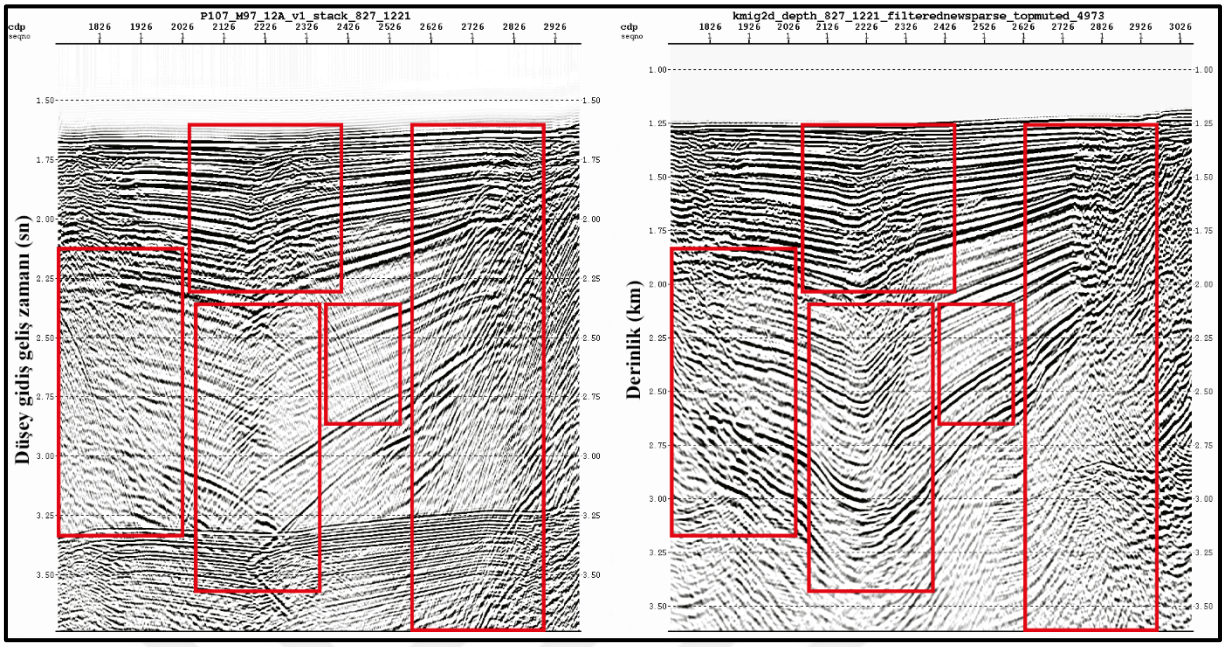
Larner ve diğ. (1981), zaman ortamı kullanılarak yapılan migrasyon işlemleri sonucunda, yanal hız değişimlerinin fazla olması durumunda elde edilen sonuçların çok sağlıklı olmadığını ve bu tip durumların varlığı sonucunda kesit üzerine derinlik ortamı migrasyon yöntemlerinin uygulanması gerektiğini ortaya koymuşlardır. Derinlik ortamında kullanılacak olan migrasyon türleri, kesit üzerinde bulunan yanal hız değişimlerine duyarlı davranarak, zaman ortamında kullanılan migrasyon yöntemlerine göre daha iyi sonuçlar ortaya koymaktadır. Bu çalışma kapsamında derinlik ortamı migrasyon yöntemi, Emerson Paradigm GeoDepth programının, Kirchhoff migrasyon yöntemine ait olan KMig2D modülü kullanılarak yapılmıştır. Kirchhoff migrasyonu, skaler dalga denkleminin integral çözümü esasına dayanmaktadır (Scheider, 1978). Bu yöntem ile kesit üzerinde bulunan hem yanal hem de düşey yönde bulunan ani hız değişimlerinin üstesinden gelinebilmektedir. Zaman ortamında bulunan yığma kesitleri Emerson Paradigm GeoDepth programının KMig2D modülünün Post-Stack Depth Migration alt modülü kullanılarak, zaman ortamından derinlik ortamına taşınmıştır. Zaman ortamından derinlik ortamına taşınan kesitte bulunan ara yüzeyler daha kolay bir şekilde ortama ait olan jeolojik birimler ile eşleştirilebilmektedir. Derinlik ortamı migrasyon işleminde esas alınan sismik hız çeşidi, ara hızlardır. Sismik ara hızlar, yığma kesitlerini elde etmekte kullanılan RMS hız modellerinin tekrar modellenmesi sonucu elde edilmiştir.

Tekrar modellenen RMS hızları, Seismic Manipulations ve Constrained Velocity Inversion (CVI) modülleri kullanılarak ara hızlara dönüştürülmüştür.

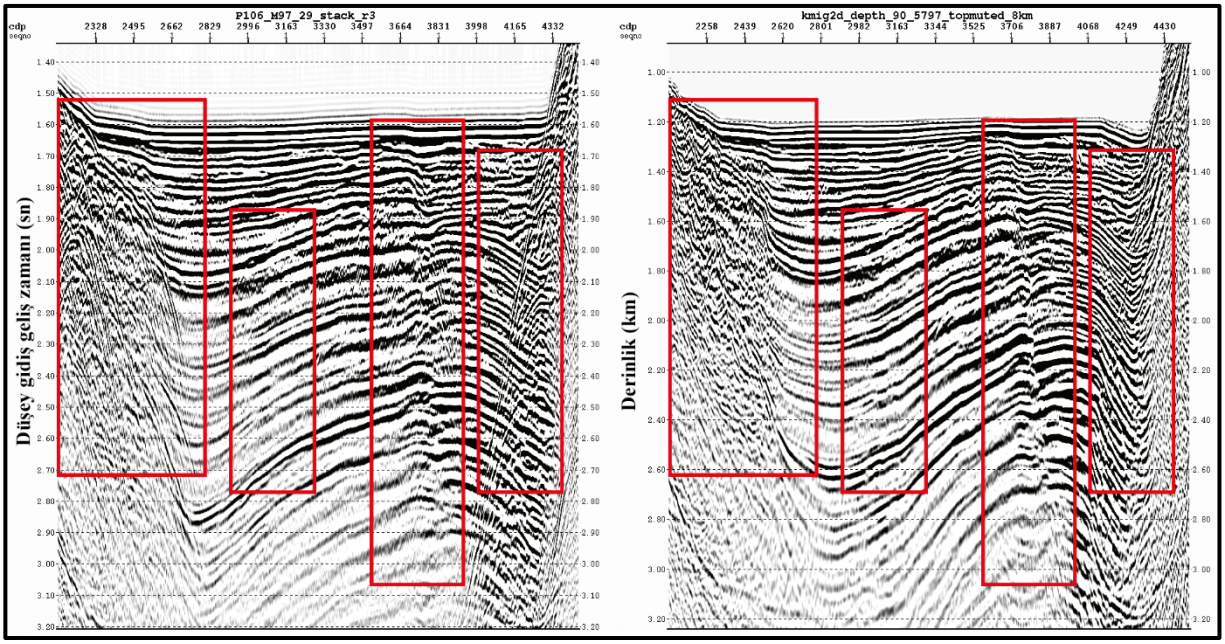
M97-012A kodlu hattın 1. kısmına ait olan Kirchhoff derinlik migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış hali Şekil 3.71, M97-012A kodlu hattın 2. kısmına ait olan Kirchhoff derinlik migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış hali Şekil 3.72, M97-029 kodlu hatta ait olan Kirchhoff derinlik migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış hali ise Şekil 3.73'te verilmiştir.



Şekil 3.71: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına ait Kirchhoff (KMig2D) derinlik migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.



Şekil 3.72: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına ait Kirchhoff (KMig2D) derinlik migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.

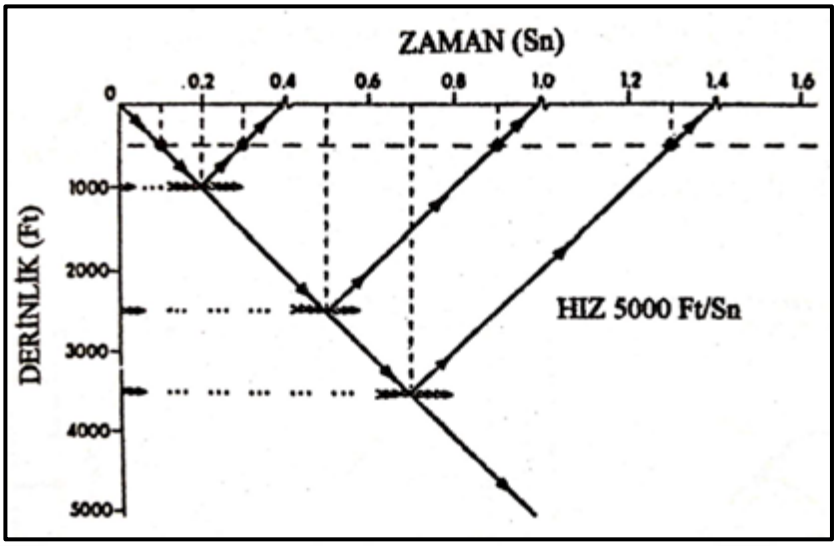


Şekil 3.73: M97-029 kodlu hatta ait Kirchhoff (KMig2D) derinlik migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.

- ***Dalga Denklemi Migrasyon Yöntemi (Paradigm Echos Modülünün Adı: Migrate)***

Sismik sinyalden oluşmakta olan sismik dalgalar alan ve hız fonksiyonu olarak bir konumdan başka bir konuma doğru seyahat ederken değişkenlik gösterirler. Sismik dalgaların alanları zaman içeresinde değişime uğrar ve bu değişim yüzeyde gözlemlenebilir. Dalga alanının hesaplandığı yüzey dalga alanı, belirlenmiş olan yüzeyin altında yer almaktadır. Bu yöntem aşağı yönde uzanım olarak isimlendirilmektedir. Bu yöntem, manyetik ve gravite alanlarının aşağı yönde uzanım kavramına benzetilmektedir. Dalga denklemi migrasyonu, aşağı yönde uzanıma dayanmaktadır. Dalga Denklemi migrasyon yöntemi, yer altında karmaşık yapıdaki jeolojik birimlerin çözümünde başarılıdır. 90° eğime kadar çalışabilmekte ve doğru sonuçlar ortaya koyabilmektedir. Toplanmış olan sismik yansıma sinyallerinin düşük S/G oranlarında ve yapılacak olan hız analizlerinin zor olduğu alanlarda, alternatif olarak kullanılabilmektedir (Kurtuluş, 2010). Çalışılan ortamda bulunmakta olan karmaşık jeolojik yapıların migrasyona tabi tutulabilmesi için geniş azimut açısı ile toplama işlemi yapılmaktadır. Migrasyon işleminin zor olduğu yerlerde başarılı sonuçlar vermektedir. Dalga denklemi migrasyonu özellikle tuz domu yapılarının görüntülenmesinde de çok başarılıdır.

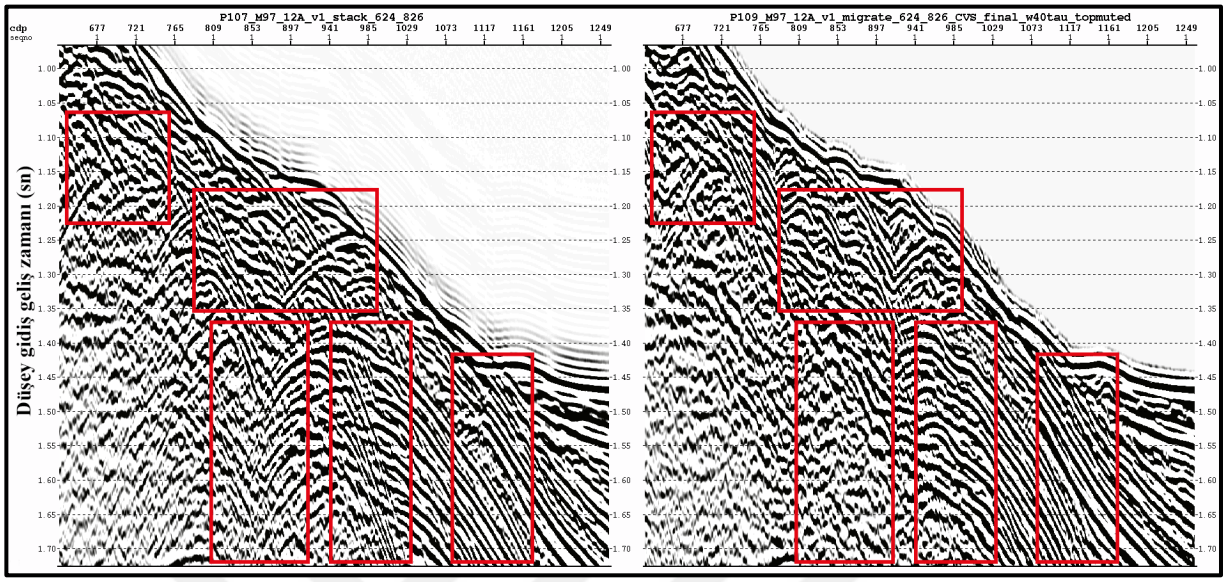
Bu migrasyon yöntemi ile yerin belirli bir derinlik değerine kadar olan dalga alanı belirlenebilmektedir. Örnek olarak, yeryüzünden 50 m aşağı yönde dalga alanının belirlendiğini varsayarsak, 100 m aşağıdaki dalga alanı ve sonrasında 150 m aşağıdaki dalga alanı hesaplanarak devam eder. Bir olayın bulunduğu hedef derinliğe ulaşılması sonucunda o olayın sismik etkisi daha net olur. Bu durum sonucunda birbirini izleyen olayların sismik etkilerinin net olmasından ötürü görünüşleri de keskin olacaktır. Şekil 3.74'te yüzeyde olan bir sismik sinyalin izi gösterilmektedir. 0,4-1 ve 1,4 saniyelerde şekil üzerinde sismik yansımalar görülmektedir. Eğer yer altının 150 m aşağısı görüntülenmek isteniyorsa, atış noktalarından aşağı doğru ilerleyen dalganın hızı bu derinlikte 1500 m/sn olarak alınırsa 0,1 saniyeden önce alıcılara varmayacağından, yansıma izleri bu derinlikte 0,3-0,9 ve 1,3 sn'ler de gözlemlenecektir. Kaynaktan direkt olarak aşağı yönde giden dalga bu derinliğe 0,1 sn'de varacaktır.



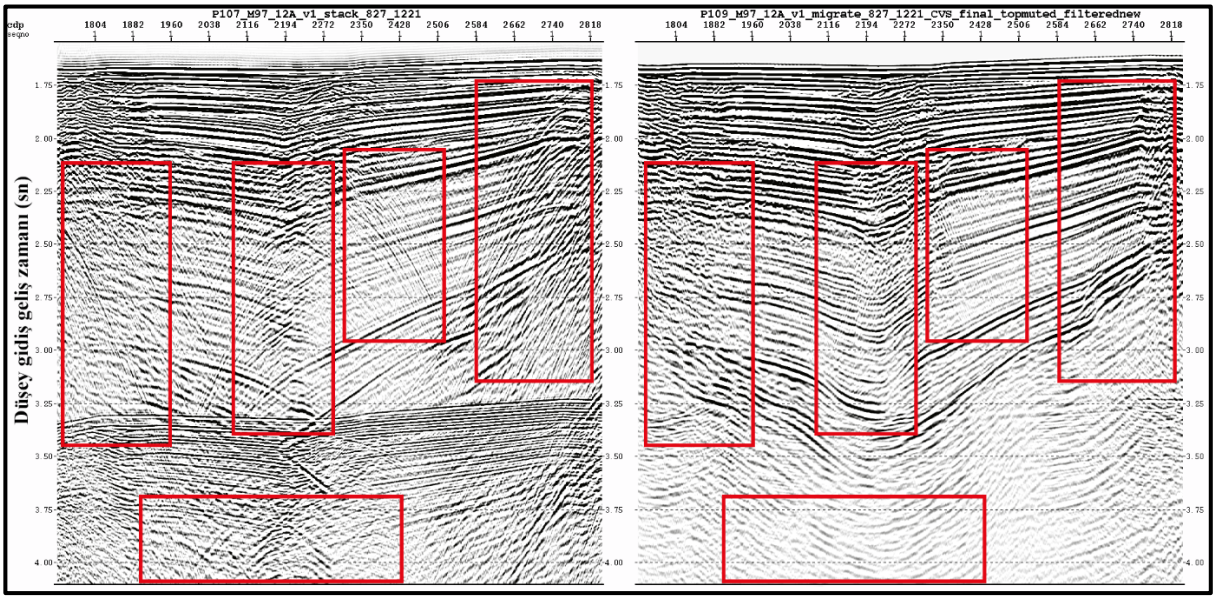
Şekil 3.74: Yüzeyde izlenmekte olan sismik izin zaman-derinlik ortamında görünümü (Sheriff, 1978'den değiştirilerek alınmıştır).

Dalga Denklemi migrasyon yöntemi diferansiyel yöntemlerdendir (Claerbout, 1985). Dalga Denklemi migrasyonu, Kirchhoff migrasyon yöntemi gibi skaler dalga denklemine dayandırılmaktadır. İki yönteminde dalga denklem çözümleri birbirinden farklıdır. Dalga Denklemi migrasyon yönteminin denklemi diferansiyel yöntemin esaslarına göre çözülürken, bu denklemi diferansiyel yönteminin esaslarına göre çözerken, Kirchhoff migrasyon yönteminde ise integral yöntemlerinin esaslarına göre çözülür. Dalga Denklemi migrasyonu diğer migrasyon yöntemlerinden farklı olarak yanal hız değişimlerini daha iyi çözerek daha kesin sonuçlar ortaya koyar. Bu yöntem gerek yığma öncesi gerekse yığma sonrası kullanılabilmektedir.

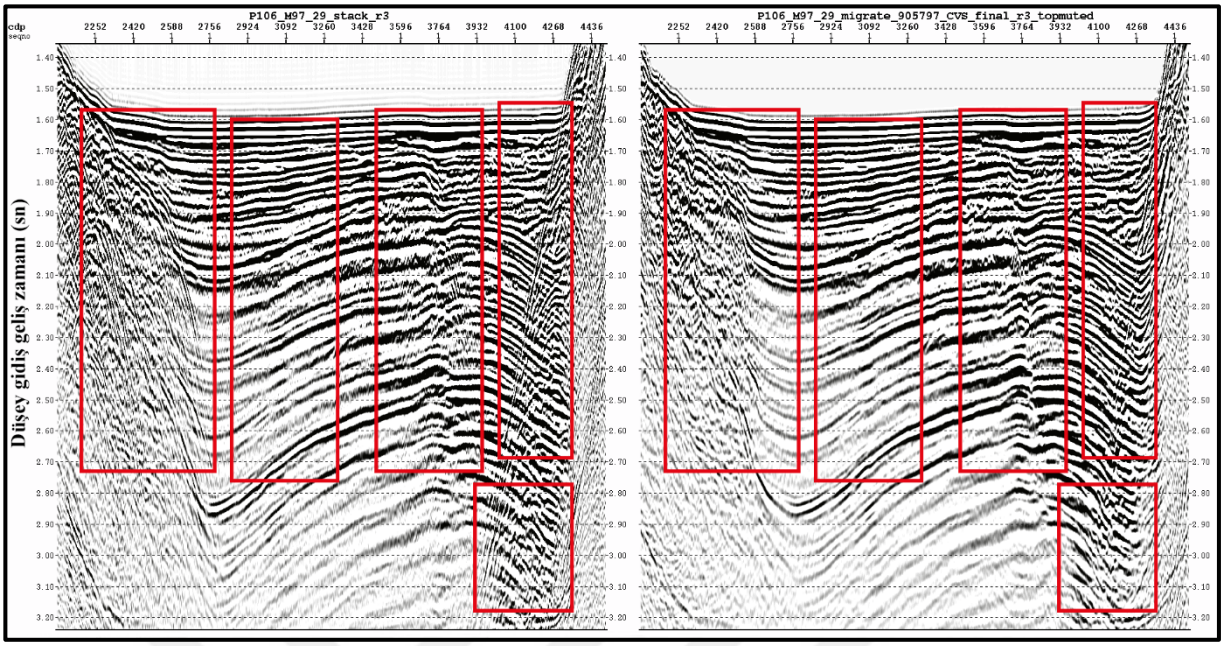
M97-012A kodlu hattın 1. kısmına ait olan Dalga Denklemi migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış hali Şekil 3.75, M97-012A kodlu hattın 2. kısmına ait olan Dalga Denklemi migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış hali Şekil 3.76 ve M97-029 kodlu hatta ait olan Dalga Denklemi migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış hali ise Şekil 3.77'te verilmiştir.



Şekil 3.75: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına ait Dalga Denklemi zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.



Şekil 3.76: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına ait Dalga Denklemi zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.



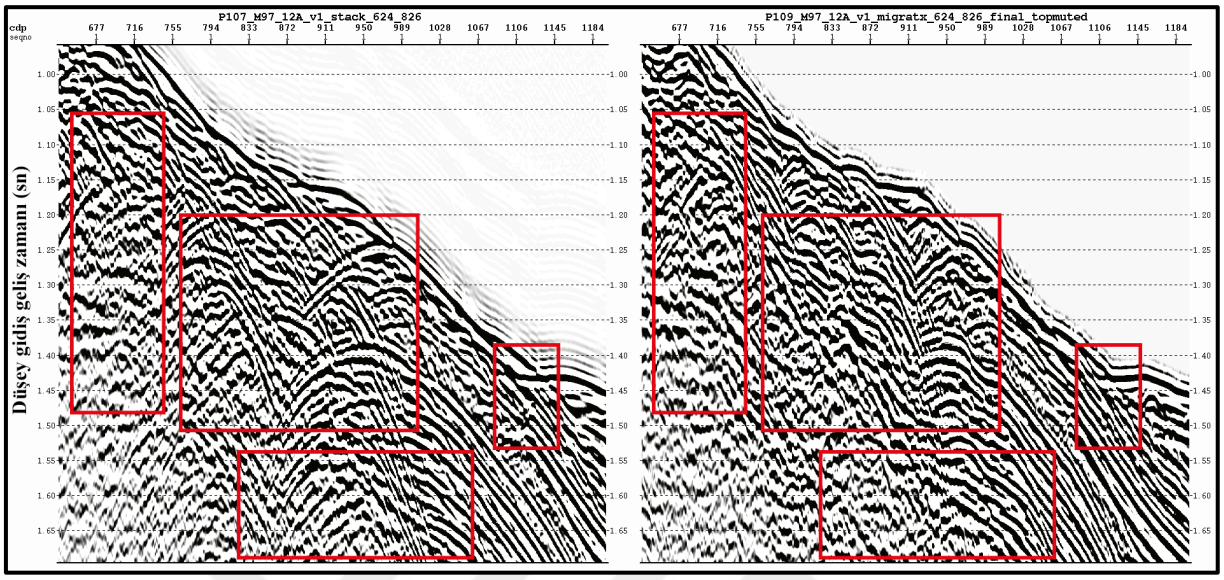
Şekil 3.77: M97-029 kodlu hatta ait Dalga Denklemi zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.

- ***Açık Sonlu Farklar Migrasyon Yöntemi (Paradigm Echos Modülünün Adı: Migratx)***

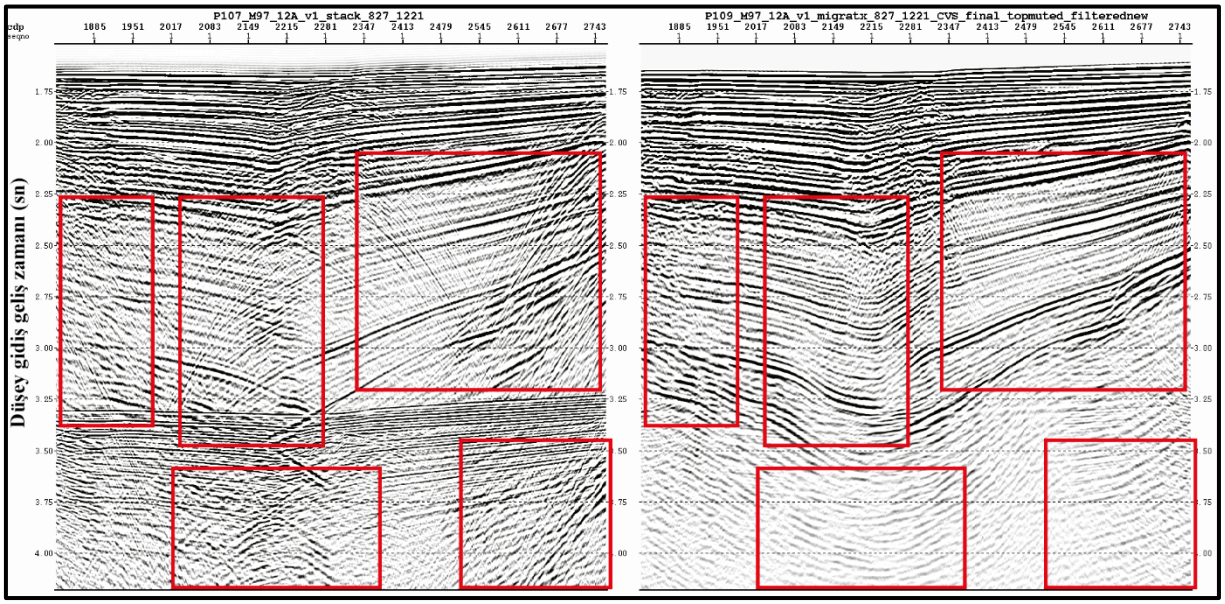
Zaman ortamında yapılmakta olan bu migrasyon yönteminde sonlu-farklar yaklaşımı çözümü baz alınır ve sismik kesitte çok fazla yanal yönde hız değişiminin olmadığı durumlarda tercih edilir. Sismik yansıma kesitinde bulunmakta olan saçılmaları ve yapısal eğimlere sahip jeolojik olayları düzeltmede etkilidir. Yığma kesiti elde edilmiş olan sismik yansıma kesitlerine uygulanarak kesitte bulunmakta olan bozucu etkilerin giderilip, yine kesitte bulunmakta olan jeolojik yapıların doğru yer ve eğimlerine taşınmasını sağlayan bir migrasyon yöntemidir (Güreli, 2007). Yığma sonrasında elde edilecek olan yığma sonrası zaman migrasyonu sonuçları, yığma öncesi elde edilecek olan migrasyon yöntemlerine oranla düşük çözünürlüklere sahip olmaktadır. Bunun en belirgin sebebi ise yığma öncesinde migrasyon işlemine sokulacak olan sismik yansıma iz sayısının, yığma sonrası migrasyon işleminde kullanılacak olan sismik yansıma iz sayısından fazla oluşudur. Migrasyon işlemine giren sismik yansıma iz sayısı ne kadar fazla olursa elde edilecek olan migrasyon sonuçlarının kalitesi de yüksek olacaktır.

M97-012A kodlu hattın 1. kısmına ait olan Açık Sonlu Farklar migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış hali Şekil 3.78, M97-012A kodlu hattın 2. kısmına ait olan Açık Sonlu Farklar migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış hali Şekil 3.79 ve

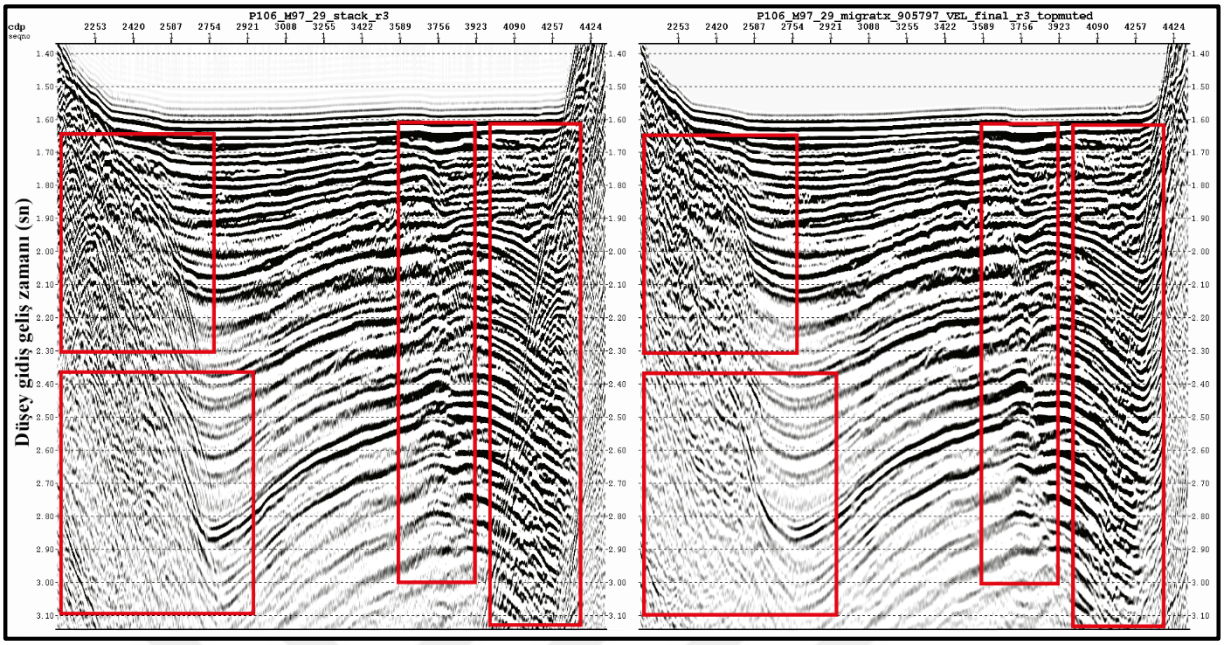
M97-029 kodlu hatta ait olan Açık Sonlu Farklar migrasyonu sonucunun önce ve sonrasının yakınlaştırılmış hali ise Şekil 3.80'de verilmiştir.



Şekil 3.78: M97-012A kodlu hattın 1.kısmına ait Açık Sonlu Farklar zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.



Şekil 3.79: M97-012A kodlu hattın 2.kısmına ait Açık Sonlu Farklar zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.



Şekil 3.80: M97-029 kodlu hatta ait Açık Sonlu Farklar zaman migrasyonu öncesi ve sonrasının yakınlaştırılmış hali.

3.1.3. Çok Kanallı Deniz Sismiği Yansıma Verilerinin Rutin Olmayan Veri İşlem Aşamaları

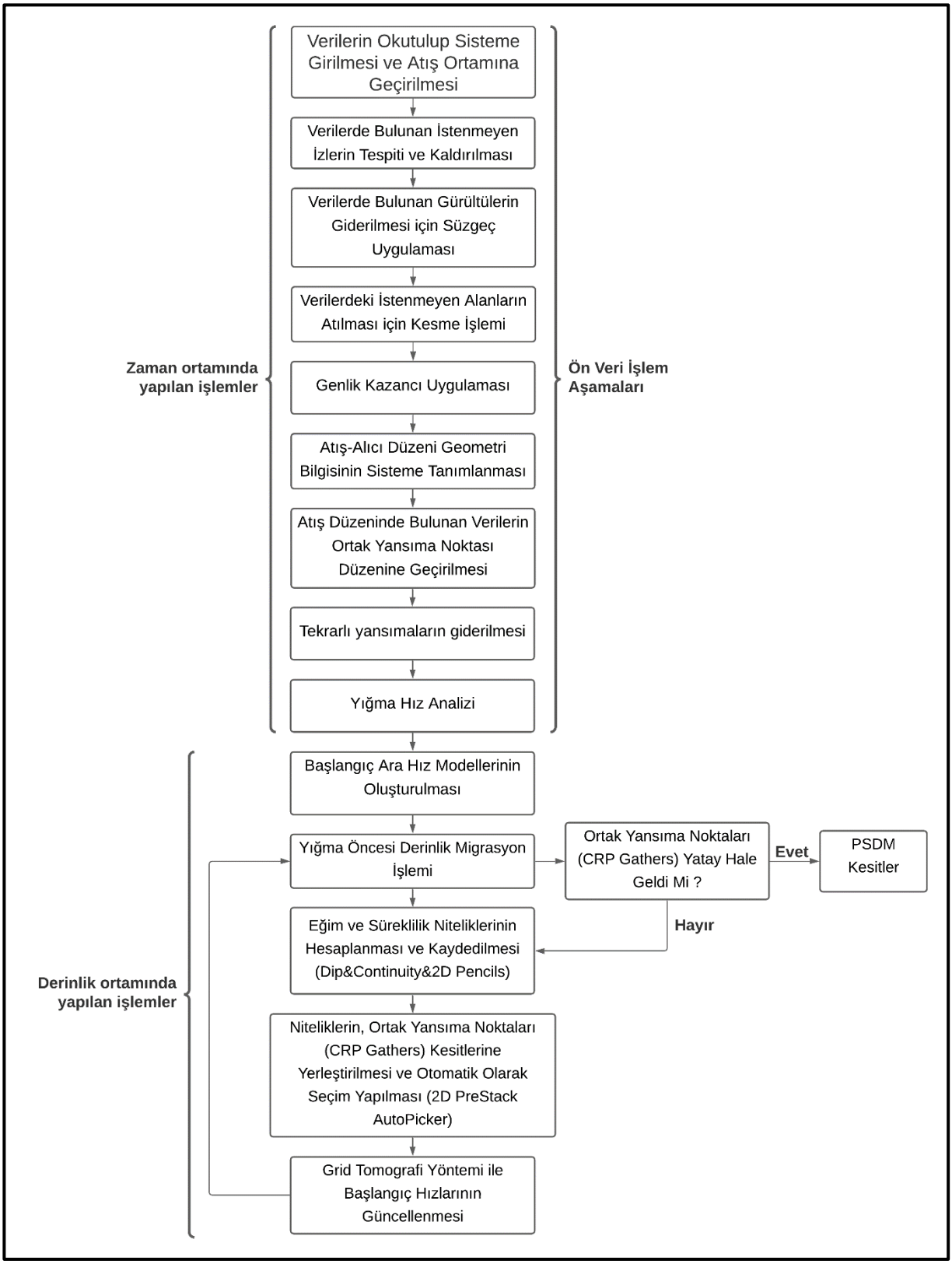
Bölüm 3.1.2'de rutin veri işlem aşamaları uygulanmış olan M97-012A ve M97-029 kodlu hatların doğru bir şekilde tektonik açıdan yorumlanabilmeleri için bu bölümde, hatlara yığma öncesi derinlik migrasyonu işlemi uygulanmıştır. Uygulamanın detayları M97-029 kodlu hat kullanılarak elde edilen sonuçlar üzerinden anlatılacaktır. Hatlara uygulanan yığma öncesi derinlik migrasyonu (PSDM) ile hatlar üzerinde yapılan tektonik yorumlamalar da derinlik ortamında değerlendirilip yorumlanmıştır. Yığma öncesi derinlik migrasyonu çözüm gücü kuvvetli olan bir veri işlem aşaması olduğu için, veri üzerinde bulunan yanal hız değişimleri noktalarında çok başarılı çözümler üretmektedir. Yığma öncesi derinlik migrasyonu, Emerson Paradigm Geodepth programının içerisinde bulunan Prestack Kirchhoff Depth Migration (KMig2D) modülü ile yapılmaktadır. Yöntem, başlangıç olarak alınan hız modelinin yineleme işlemleri ile daha doğru hız bilgisinin eldesine ve bu elde edilen doğru migrasyon sonuçlarının ortaya konmasını sağlamaktadır. Yığma öncesi derinlik migrasyonu (PSDM) Kirchhoff yöntemi esasına göre çalışmaktadır. Veride bulunan yanal ve düşey hız değişimlerinin çözümünde ve yapıların doğru yer ve açılarına taşınması konusunda başarılı sonuçlar ortaya koymaktadır.

Yöntem skaler dalga denkleminin integral çözümü esasına dayanmaktadır (Scheider, 1978). Kirchhoff migrasyon yönteminde, veri üzerinde bulunan saçılmalar, migrasyon işlemi sonucunda hiperbolün tepe noktası olan "apex" noktasına taşınır. Bu bölümde yapılmış olan yığma öncesi derinlik migrasyonu (PSDM) aşamaları Şekil 3.81'de detaylı bir şekilde verilmiştir. Yığma öncesi derinlik migrasyon işlemi öncesinde uygulanan rutin veri işlem adımları Bölüm 3.1.2.'de anlatılmıştır. Rutin veri işlem aşamaları sonucunda elde edilen yığma sonrası zaman ve derinlik migrasyon sonuçları gayet başarılı olsa da yapılacak olan tektonik yorumlama için kesitlerin yığma öncesi derinlik migrasyon sonuçları daha doğru bir yorumlama yapılmasına olanak sağlamaktadır.

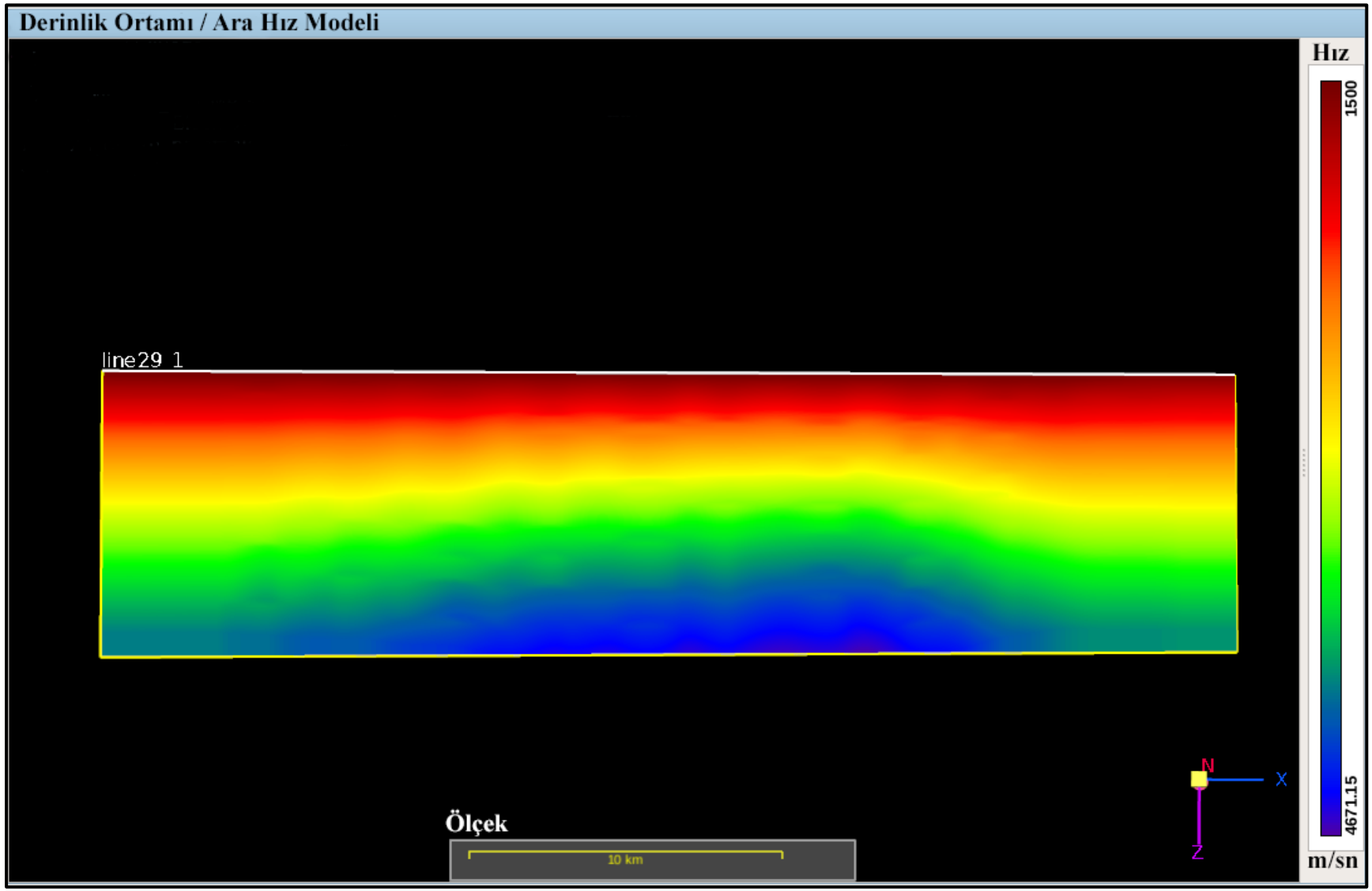
Yığma öncesi derinlik migrasyonu kesitlerinin elde edilmesi için, rutin olan veri işlem aşamalarının haricinde, rutin olmayan veri işlem aşamalarının başarı ile yapılması gerekmektedir. İlk olarak yığma öncesi derinlik migrasyonunda kullanılacak olan ilksel başlangıç ara hızlarının elde edilmesi sağlanır. Yığma öncesi derinlik migrasyonunda kullanılacak olan ara hızlar, kesitlerin yığma sonrası zaman migrasyonunda kullanılmış olan RMS hızlarının dönüştürülmesi ile elde edilmiştir. Kullanılacak olan ara hızlar, sismik veri işlem programına ait olan Seismic Manipulations ve Constrained Velocity Inversion (CVI) modüllerinin kullanılması ile dönüştürülmüştür. Bu iki modülün çalışma prensibi DIX (Dix, 1955), denklemine (Denklem 3.17) dayanmaktadır.

$$V_{int_i}^2 = \frac{(V_i^2 t_i - V_{i-1}^2 t_{i-1})}{t_i - t_{i-1}} \tag{3.17}$$

Denklem 3.17'de V_{int} ara hızı, V_i rms hızı, t zaman ve i tabaka sayılarını göstermektedir. Yığma sonrası zaman migrasyonunda kullanılmış olan RMS hızlarının Denklem 3.17'de verilen DIX (Dix, 1955), denklemi ile dönüştürülmesi sonucunda elde edilen ara hızlar Şekil 3.82'de verilmiştir.



Şekil 3.81: Çalışma için seçilmiş olan M97-012A ve M97-029 kodlu sismik yansıma hatlarına yığma öncesi derinlik migrasyonu için uygulanmış olan veri işlem aşamaları.



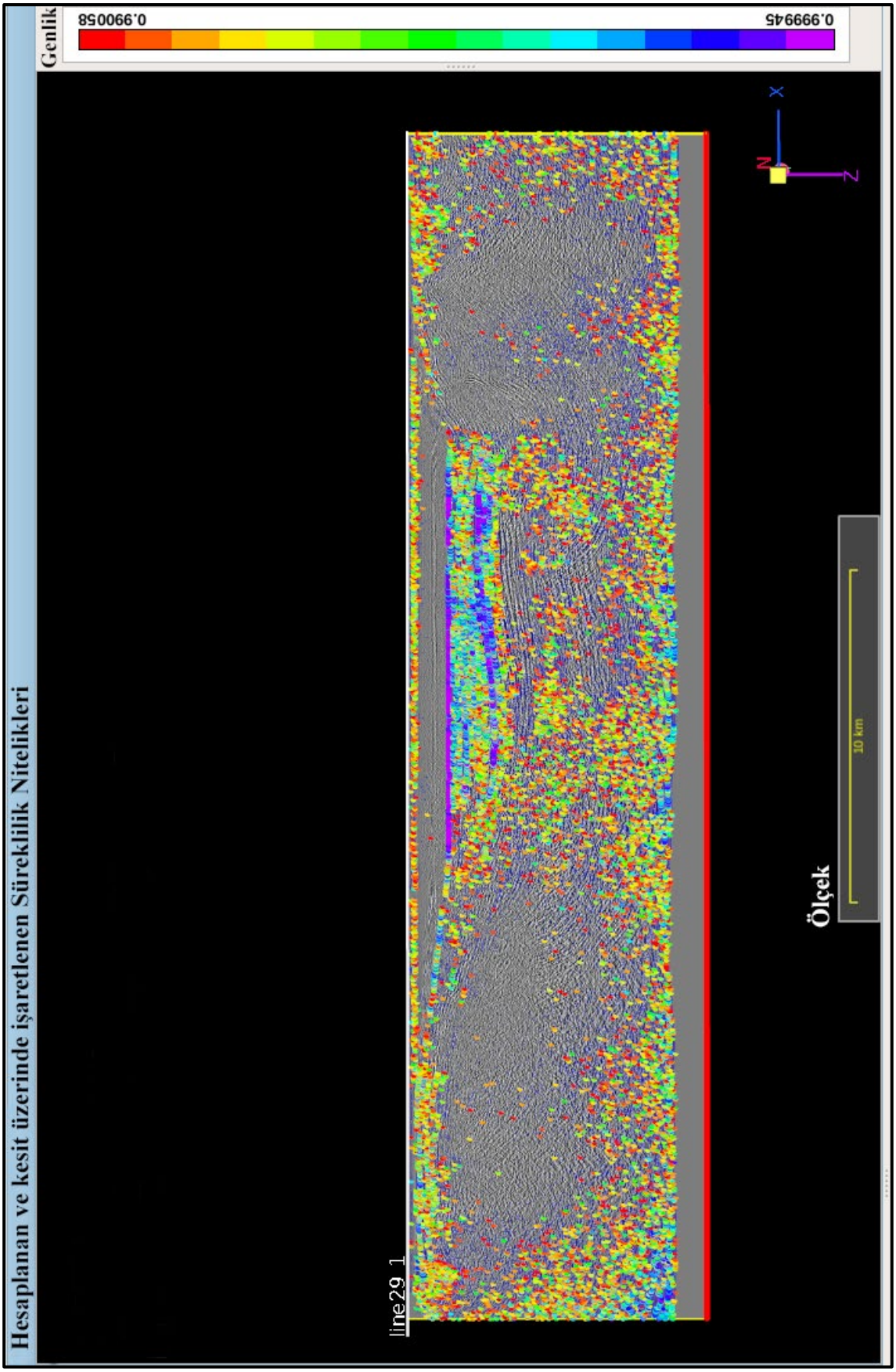
Şekil 3.82: Kesitlerin yığma sonrası zaman migrasyonunda kullanılmış olan RMS hızlarının dönüştürülmesi ile elde edilen ara hızlar.

Şekil 3.81'de de görüldüğü üzere ilksel ara hız modeli kullanılarak elde edilen yığma öncesi derinlik migrasyon kesitlerinde bulunan ortak yansıma noktalarının yatay hale gelmemesi sonucunda tüm işlemler yinelemeli olarak tekrar tekrar uygulanmaktadır. M97-029 kodlu sismik hat için elde edilen ara hızlar ile yapılan yığma öncesi derinlik migrasyonu sonucunda, ortak yansıma noktalarının (CRP Gathers) tam olarak istenildiği yönde yatay hale gelmediği gözlemlenmiştir. Ortak yansıma noktalarının istenilen yataylığa ulaşması için sismik hattın birkaç veri işlem aşamasından daha geçmesi gerekmektedir.

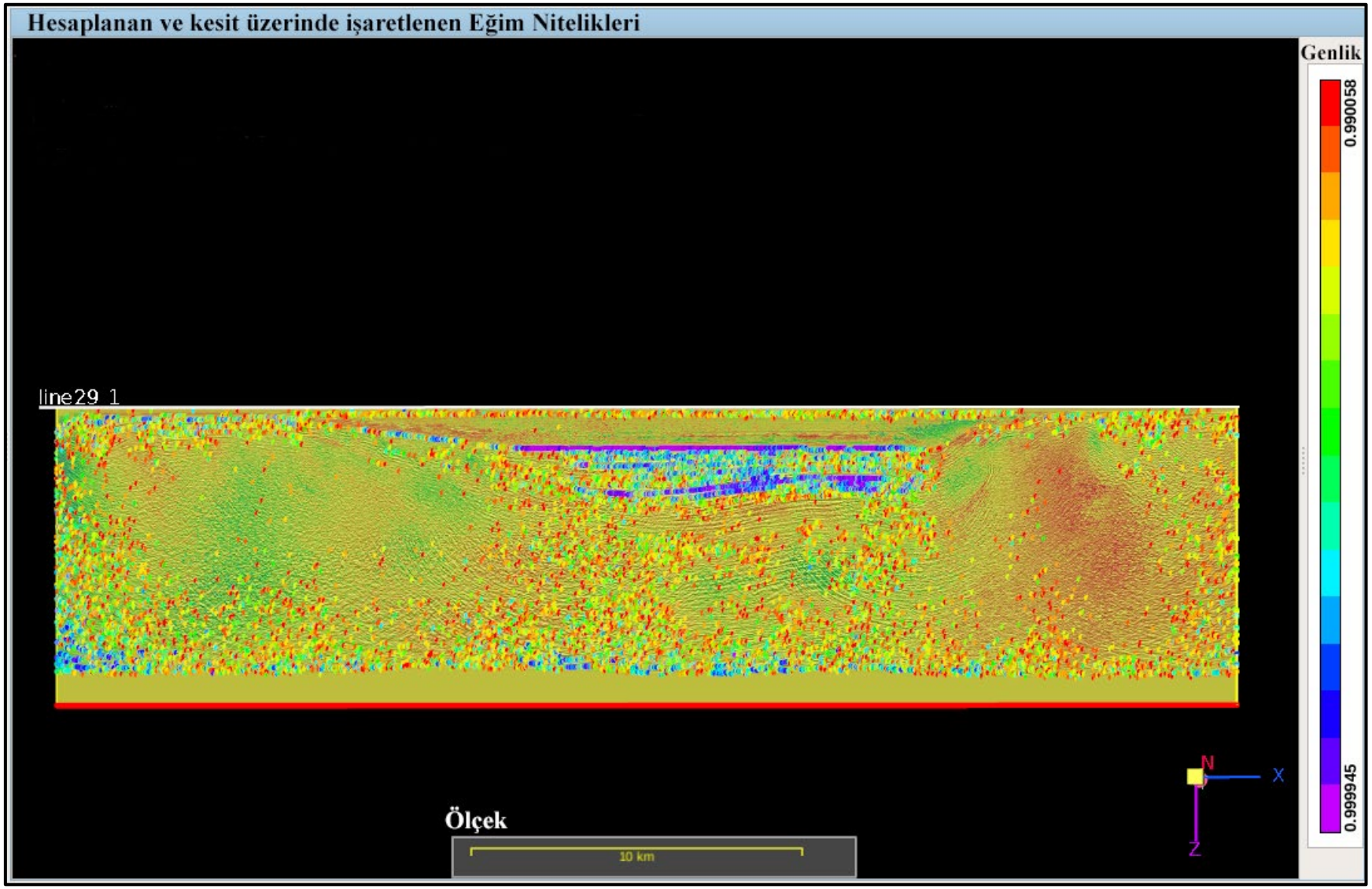
Bu işlemler sırasıyla,

- Eğim ve Süreklilik Niteliklerinin Hesaplanması ve Kaydedilmesi (Dip&Continuity&2D Pencils)
- Niteliklerin, Ortak Yansıma Noktaları (CRP Gathers) Kesitlerine Yerleştirilmesi ve Otomatik Olarak Seçim Yapılması (2D PreStack AutoPicker)
- Grid Tomografi Yöntemi ile Başlangıç Hızlarının Güncellenmesi ve güncellenen hızlar ile tekrardan yığma öncesi derinlik migrasyon işleminin uygulanması şeklindedir.

İlk olarak kesit üzerinden yapısal niteliklerin hesaplanması yapılmaktadır. Bu yapısal nitelikler, eğim ve süreklilik olarak ikiye ayrılmaktadır. Hesaplanan yapısal nitelikler doğrultusunda kesit üzerindeki sürekli ve eğimli olan yapıların tayini ve işaretlemesi yapılmaktadır (Şekil 3.83 ve Şekil 3.84). Yapılan bu işaretlemeler sistemde, kalem adı verilen "2D Pencils" modülü altında kaydedilir. Bu veriler, yapısal yer altı modeli ve onun jeolojik ve jeofiziksel nitelikleri hakkında ayrık bilgiler taşıyan bir tür dikey fonksiyondur. Bilgi, önceden tanımlanmış bir uzaysal düzlem boyunca yorumlanmış yüzeylerin kesişen noktalarında örneklenir ve yapısal nitelikleri içermektedir. Işın izleme öznitelikleri gibi isteğe bağlı ek bilgiler de kalem dosyalarında saklanabilmektedir. Kalem veri deposu, yapı ve nitelik verileri için nötr ve basitleştirilmiş bir formattır. Yapısal modellerin ve ilgili niteliklerin temsilini basitleştirerek çeşitli veri türlerine tutarlı bir şekilde erişim sağladığı için, kalemler GeoDepth modülünün altında tutulmaktadır. Her kalem dosyası, Katman/Fay etiketi, formasyon kimliği, derinlik, eğim ve süreklilik değerleri dahil olmak üzere bir grup gerekli özniteliği içermektedir. Kalemler, 2D/3D Tomografi, 2D/3D CRP Işın İzleme ve 2D Yığma öncesi otomatik işaretleme (2D Prestack AutoPicker) ve 3D Yığma öncesi otomatik işaretleme (3D Prestack AutoPicker) uygulamalarında ışın izleme ve otomatik toplama için başlangıç noktası olarak görev görmektedir.



Şekil 3.83: Hesaplanan yapısal nitelikler doğrultusunda kesit üzerindeki süreklilik niteliklerinin işaretlenmesi

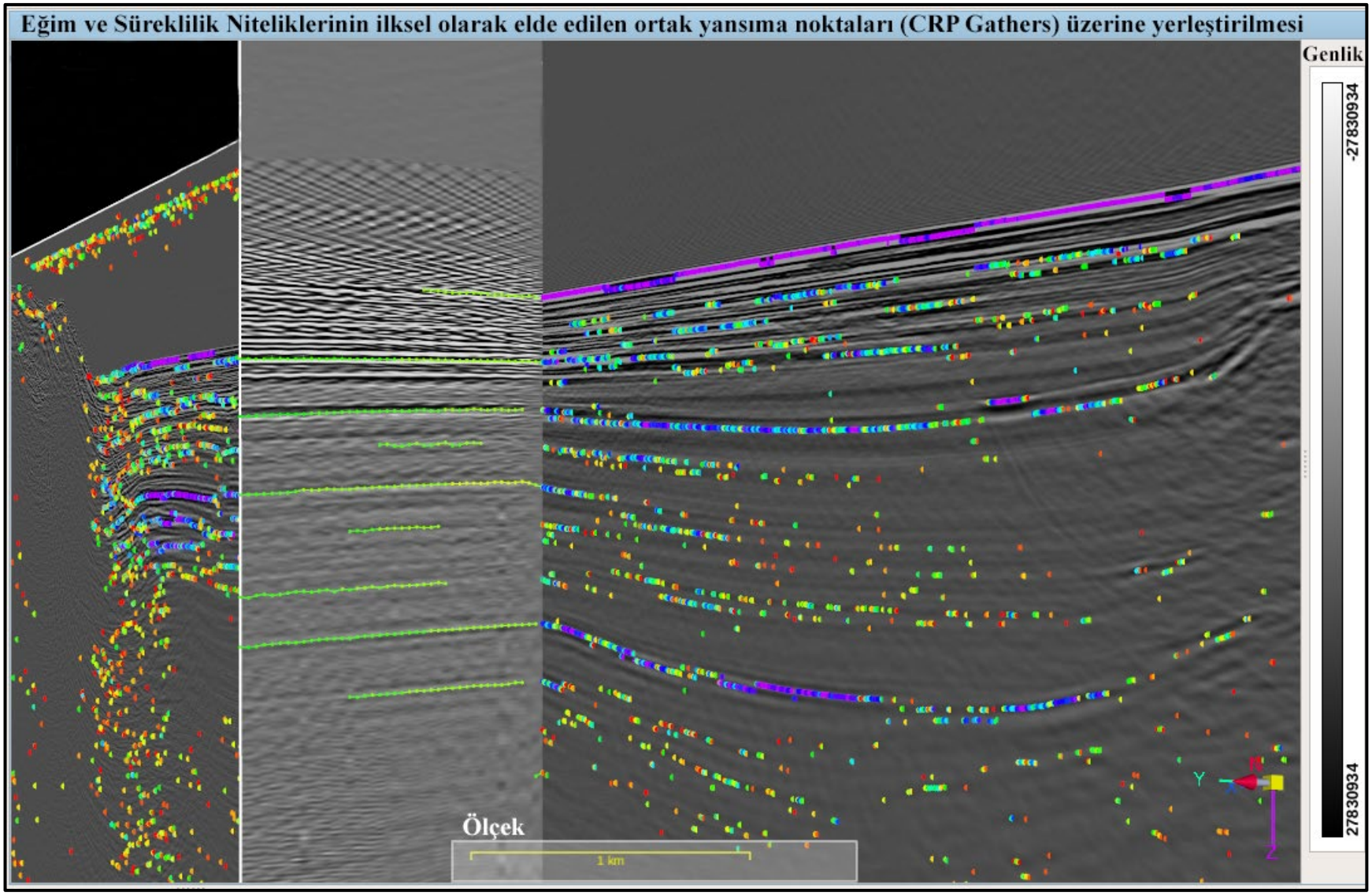


Şekil 3.84: Hesaplanan yapısal nitelikler doğrultusunda kesit üzerindeki eğim niteliklerinin işaretlenmesi.

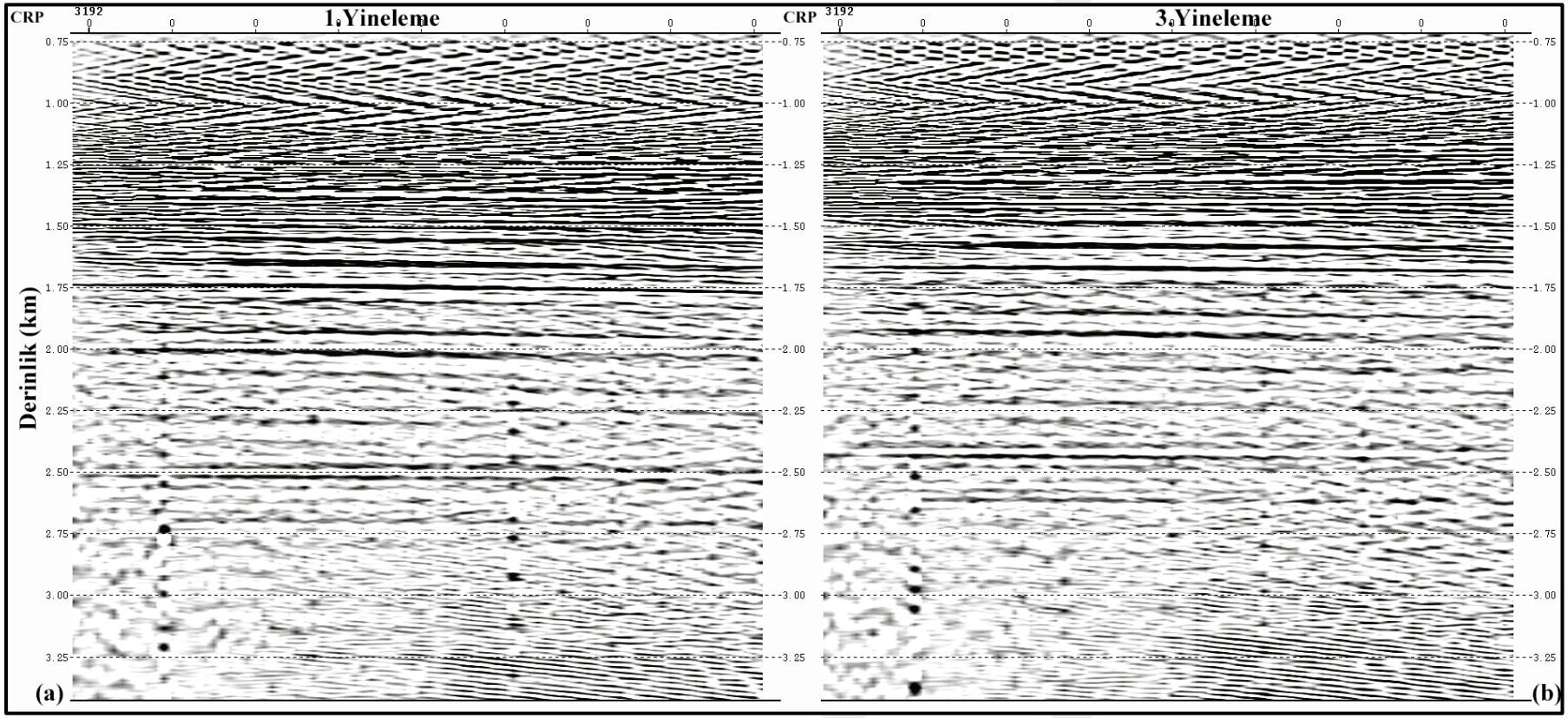
Kesit üzerinde bulunan yapıların eğim ve süreklilik niteliklerinin hesaplanarak kalemler olarak kaydedilmesi ardından bu niteliklerin ilksel olarak elde edilen yığma öncesi derinlik migrasyonu kesitlerinin ortak yansıma noktaları (CRP Gathers) üzerine, 2B Yığma öncesi otomatik seçim işlemi (2D PreStack AutoPicker) ile yerleştirilmesi yapılmıştır (Şekil 3.85). Bu yerleştirme işlemi ile ortak yansıma noktaları üzerindeki eğim ve süreklilik noktalarının doğru bir şekilde yerleşip yerleşmediği kontrol edilmektedir. Ortak yansıma noktaları üzerine yerleşen eğim ve süreklilik noktaları kullanılarak tomografi yöntemi ile başlangıçta kullanılan (Şekil 3.82) derinlik hız modeli güncellenmektedir. Tomografi yöntemi, yığma öncesi derinlik migrasyonu için ihtiyaç duyulan başlangıç hızlarının, yanlış bir hız modeliyle gerçekleştirildiğinde, kullanılan hız-derinlik modelini iyileştirmeye yönelik bir yöntemdir. Ortak yansıma noktalarının yatay olmama durumu, kullanılan hız modelindeki hatanın bir ölçüsüdür. Tomografi, bu yatay olmama durumunu (kalıntı kayma (residual moveout)) sistem girdisi olarak kullanmakta ve hataları en aza indirecek alternatif bir model bulmaya çalışmaktadır. Tomografi alternatif bir model bulmaya çalışırken, kesit üzerindeki herhangi bir konumdaki zaman hatasını, başka bir konumdaki hız ve derinlik hatasına bağlayabilmektedir. Tomografi, oluşturulan tüm modeli dikkate almaktadır (Kanlı ve diğ., 2008a, 2008b, Kanlı, 2009). Tomografi, modellerin sığ ve derin bölümlerini aynı anda işleme almakta ve güncellemektedir. 2B Grid tomografisi, katman tabanlı bir hız belirleme yönteminin uygulanamadığı birçok durumda faydalı olmaktadır. Örnek vermek gerekirse, çok karmaşık yapılarda, yer altı modelini başlangıçta tanımlamak zor olabilmektedir, bu durum ile modelin özellikleri ancak bir dizi yapılacak olan derinlik migrasyonu iterasyonları ve grid tomografisinden sonra netleşebilmektedir. Bu duruma ek olarak, sığ katmanların kolayca tanımlanabildiği, ancak daha derin katmanların tanımlanamadığı durumlarda veya düşük kaliteli verilerden tutarlı bir derinlik modeli oluşturmanın zor olabileceği durumlarda da grid tomografi yöntemi çok etkili sonuçlar üretebilmektedir. Son dönemlerde petrol ve doğalgaz aramacılığında yapılan çalışmalarda Neural Network tabanlı ve tüm dalga boyunu içeren çalışmalara ağırlık verilmiştir (Singh ve diğ., 2016a, 2016b, 2018).

2B Grid Tomografi işlemi ile güncellenen hızlar ile tekrardan yığma öncesi derinlik migrasyonu işlemi yapılır ve elde edilen sonuçlar gözlemlenir. Ortak yansıma noktaları yatay hale gelmemiş ise tüm işlemler en baştan tekrar yapılır ve ortak yansıma noktalarının yatay hale gelene kadar tekrar edilir.

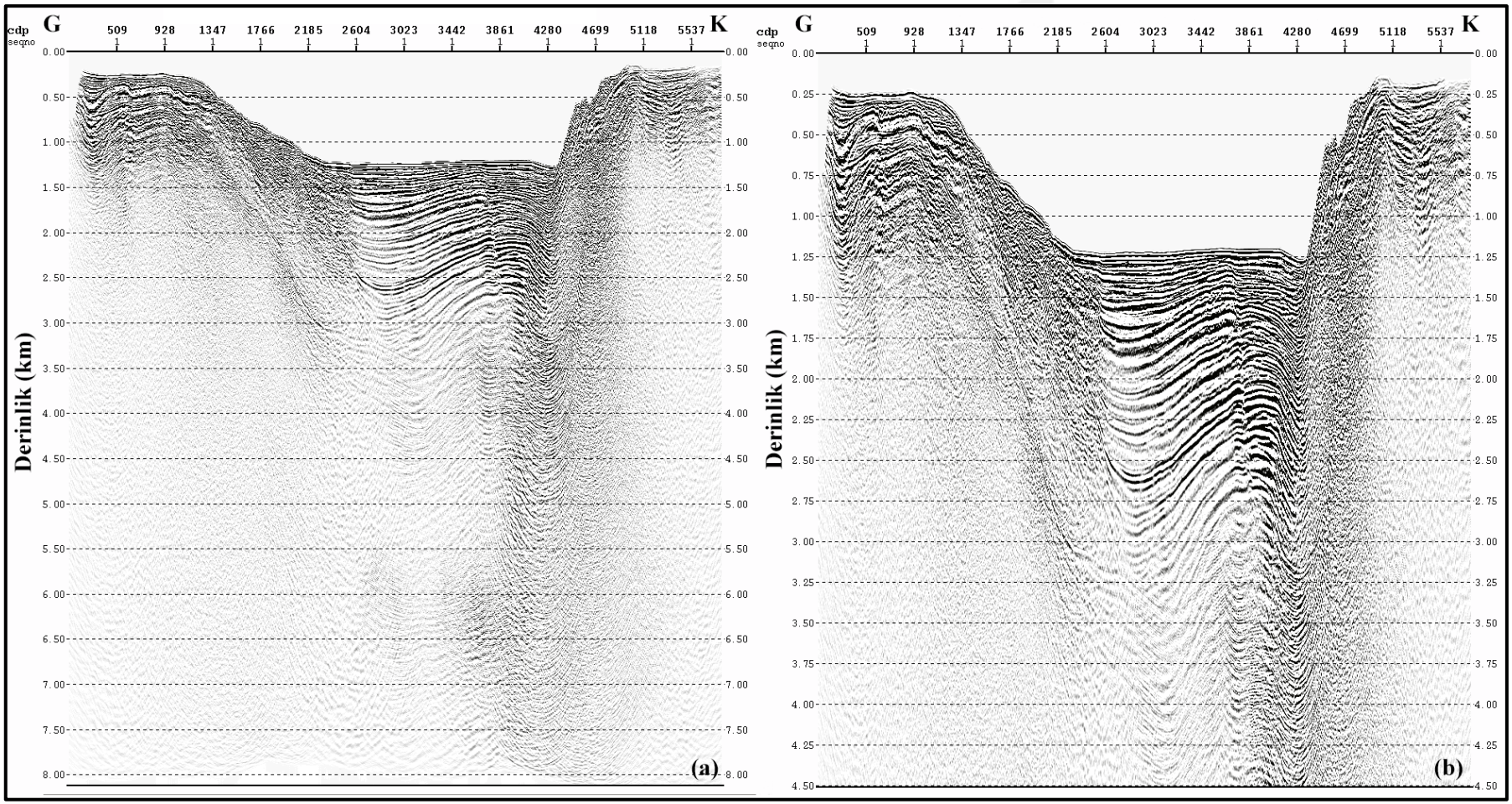
Yapılan işlemler sonucunda M97-029 kodlu hatta ait olan ortak yansıma noktalarının 3. yineleme de yatay hale geldiği gözlemlenmiş (Şekil 3.86) ve final yığma öncesi derinlik migrasyon kesiti elde edilmiştir. Şekil 3.87'de elde edilen final yığma öncesi derinlik migrasyon kesiti ve yakınlaştırılmış hali gösterilmektedir.



Şekil 3.85: Kesit üzerinde bulunan yapıların eğim ve süreklilik niteliklerinin hesaplanarak kalemler olarak kaydedilmesi ardından bu niteliklerin ilksel ortak yansıma noktaları (CRP Gathers) üzerine, 2B Yığma öncesi otomatik seçim işlemi (2D PreStack AutoPicker) ile yerleştirilmesi.



Şekil 3.86: (a) M97-029 kodlu hatta ait olan ortak yansıma noktalarının 1. yineleme sonucu ve (b) 3. yineleme sonucu.



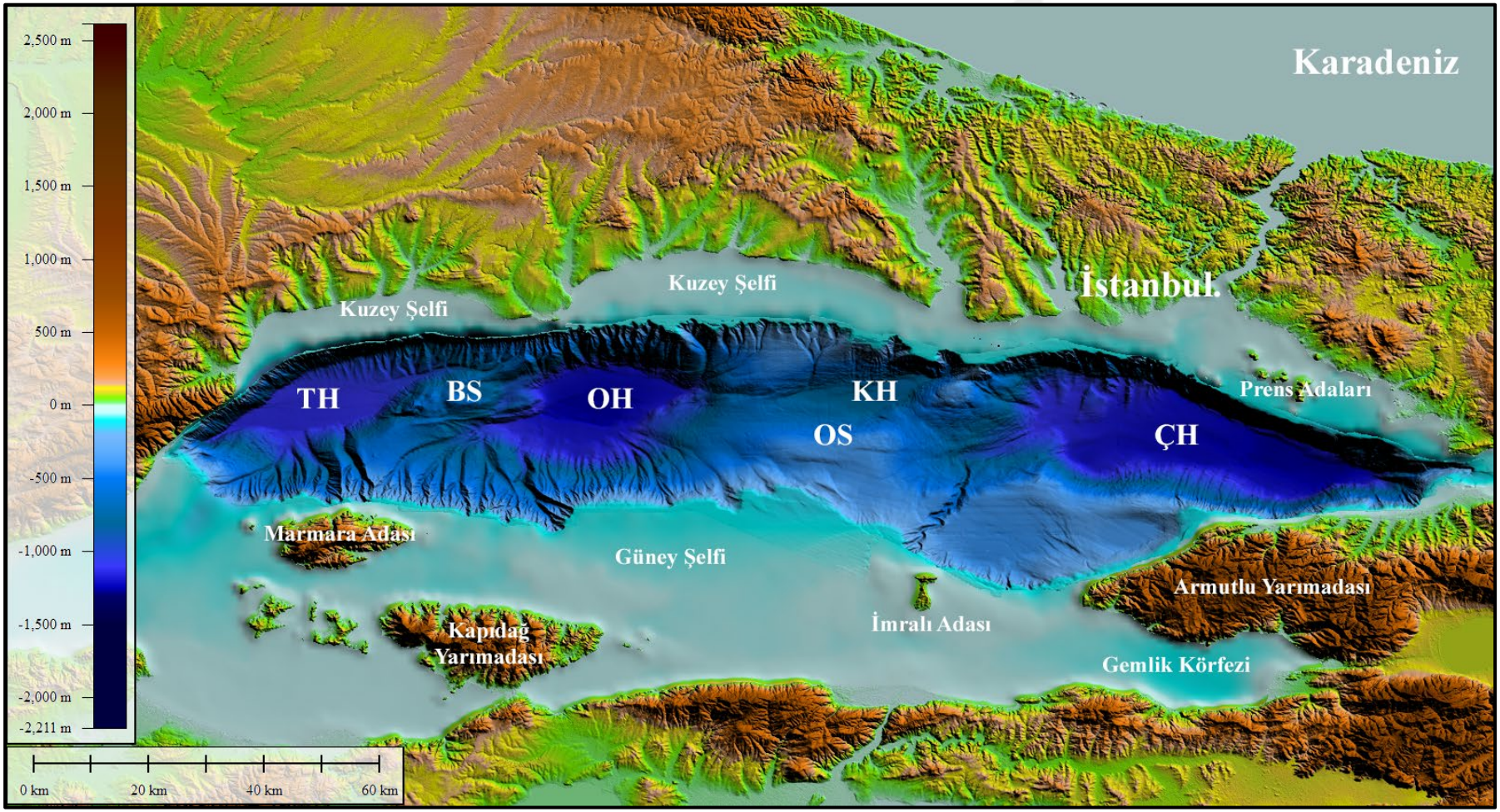
Şekil 3.87: (a) M97-029 kodlu hatta uygulanan yığma öncesi derinlik migrasyon sonucu elde edilen kesit ve (b) yakınlaştırılmış hali.

4. BULGULAR

4.1. MARMARA DENİZİ'NİN BATİMETRİK VERİLER İLE DEĞERLENDİRİLMESİ

Marmara Denizi içerisinde derin çukurları, havzaları ve sırtları barındırmaktadır (Şekil 4.1). Armutlu Yarımadası'nın bulunduğu konumun en doğu ucundan başlayarak Tekirdağ Havzası'nın güney kısmında yer alan Marmara Adası'nın en batı ucuna kadar, deniz tabanı morfolojisi, D-B uzanımında 100 m kontör çizgileri ile iki bölüme ayrılmıştır. Yapılan deniz seviyesi değerlendirmelerine göre bu çizginin kuzey kısmında kalan yerde, yaklaşık olarak 300-500 m derinliğinde bulunan sırtlar ve yine yaklaşık olarak 1150-1275m derinliğinde bulunan derin çukurlar yer almaktadır. Çizginin güney kısmında ise yaklaşık olarak 0-100 m derinliklerinde Marmara Denizi'nin güney şelfi yer almaktadır. Kuzey şelfin km bazındaki genişliği yaklaşık olarak 2-14 km değer aralığında değişirken, güneş şelf kısmının genişliği ise 20-50 km değerleri aralığında değişmektedir (Okay, A. I. ve diğ., 1999; İmren ve diğ., 2001; Le Pichon ve diğ., 2001; Rangin ve diğ., 2001; İmren, 2003).

Marmara Denizi'nin en batısında bulunmakta olan Ganos Dağının yüksekliği yaklaşık olarak 924 m iken bu konumdan doğu yönüne yaklaşık olarak 10-12 km gidildiği zaman en derin noktası yaklaşık 1150 m derinliğe sahip olan Tekirdağ Havzası ile karşılaşılmaktadır. Bu iki nokta arasındaki morfolojik değişim yaklaşık olarak 2074 metredir. Marmara Denizi içerisinde bu tip morfolojik değişimlere rastlamak mümkündür. Bir başka örnek ise, Kapıdağ yarımadasında bulunan 808 m yüksekliğe sahip Dedebayır tepesinden kuzeybatı yönünde yaklaşık olarak 47 km gidildiği zaman en derin noktası yaklaşık 1250 m derinliğe sahip olan Orta Havza (OH) ile karşılaşılmaktadır. Diğer bir örnek ise, Marmara adasında bulunan 709 m yüksekliğe sahip Radar tepesinden kuzey yönünde yaklaşık olarak 25 km uzaklıkta bulunan ve en derin noktası yaklaşık 1150 m derinliğe sahip olan Tekirdağ Havza'sı (TH) ile karşılaşılmaktadır. Bu iki nokta arasındaki morfolojik değişim yaklaşık olarak 1859 metredir. Başka bir örnek ise, Armutlu yarımadasının 920 m'lik zirvesinden kuzey yönünde yaklaşık olarak 20 km uzaklıkta bulunan ve Marmara Deniz'indeki en derin havza olan ve yaklaşık 1275 m derinliğe sahip olan Çınarcık Havza'sı (ÇH) ile karşılaşılmaktadır. Bu iki nokta arasındaki morfolojik değişim yaklaşık olarak 2159 metredir. Bu tip morfolojik değişimlerin olması, bölgedeki tektonik aktivitenin önemini ortaya koymaktadır.



Şekil 4.1: Marmara Denizi'nin çok ışınlı batimetri haritası, TH: Tekirdağ Havzası, BS: Batı Sırtı, OH: Orta Havza, OS: Orta Sırt, KH: Kumburgaz Havzası, ÇH: Çınarcık Havzası. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

Genel olarak Marmara Denizi ve çevresinin morfolojik özellikleri birlikte incelendiği zaman, karada bulunan zirve noktalardan deniz kısmında bulunan derin çukurlara doğru yaklaşık olarak 1850-2200 m arasında bir topoğrafik bir değişimin olduğu gözlemlenmektedir.

4.1.1. Marmara Denizi İçerisinde Yer Alan Sırtlar ve Çukurlar

Marmara Denizi'nin en batı kısmında bulunan Tekirdağ Havzası'nın en derin noktası yaklaşık olarak 85 km2'lik bir alana sahip ve KD-GB uzanımlı olan bir çukurluktur. Tekirdağ havzası, gerek çok kanallı sismik yansıma kesitlerinin ve gerekse de bölgede toplanan çok ışınlı batimetrik verilerin incelenmesi sonucunda yaklaşık olarak 1150 m derinliğe sahip olduğu görülmüştür. Çukurluğun genişliği, batı yönden doğu yönüne doğru artış göstermektedir.

Tekirdağ Havzası'nın doğu kısmında bulunan Batı Sırtı, K-G yönünde yaklaşık olarak 12 km, D-B yönünde ise yaklaşık olarak 20 km uzunluğundadır. Batı sırtının zirve noktası, Tekirdağ Havzası'na göre yaklaşık 600 m, Orta Havza'ya göre ise yaklaşık 750 yükseklik değerine sahiptir. Batı sırtı, güney kısmından geçen Marmara Fayı tarafından sınırlandırılmakta ve kesilmektedir (İmren ve diğ., 2001; Halbach ve diğ.,2000; İmren, 2003).

Batı Sırtının doğu kısmına doğru ilerlenirse Orta Havza ile karşılaşılmaktadır. Orta Havza K-G yönünde yaklaşık olarak 16-20 km, D-B yönünde ise yaklaşık olarak 25 km uzunluğundadır. Orta Havza'nın 1250 m derinliğinde bulunan düzlük yaklaşık olarak 40 km2'lik bir alana sahiptir. Batı Sırtını güney kısımdan sınırlayan ve kesen Marmara Fayı aynı şekilde Orta Havza'nın da güney kısmında deniz tabanına doğru 30 m'lik bir fay şevi oluştururken, kuzey yönden ise yüksekliği daha az olan bir fay şevine sahiptir.

Orta Havza'nın doğusunda Orta Sırt yer almaktadır. Orta Sırt K-G yönünde yaklaşık olarak 30 km, D-B yönünde ise yaklaşık olarak 55 km uzunluğundadır. Bu sırtın kuzeyinde, Kumburgaz Havzası olarak adlandırılan ve diğer havzalara oranla derinliği daha az olan önemli bir çukurluk bulunmaktadır (Okay ve diğ., 2000). Havza DKD-BGB uzanımlı elipsoidal bir şekle sahiptir. Kumburgaz Havzası'nın en derin noktası yaklaşık olarak 830 m ile havzanın KD ucunda yer almaktadır.

Marmara Denizi'nin en doğu kısmında yer alan Çınarcık Havzası, Marmara Denizi içerisinde bulunan en büyük çukurluk olarak bilinmektedir. Çınarcık Havzası K-G yönünde yaklaşık olarak 17-20 km, D-B yönünde ise yaklaşık olarak 45 km uzunluğundadır. Havzanın en derin

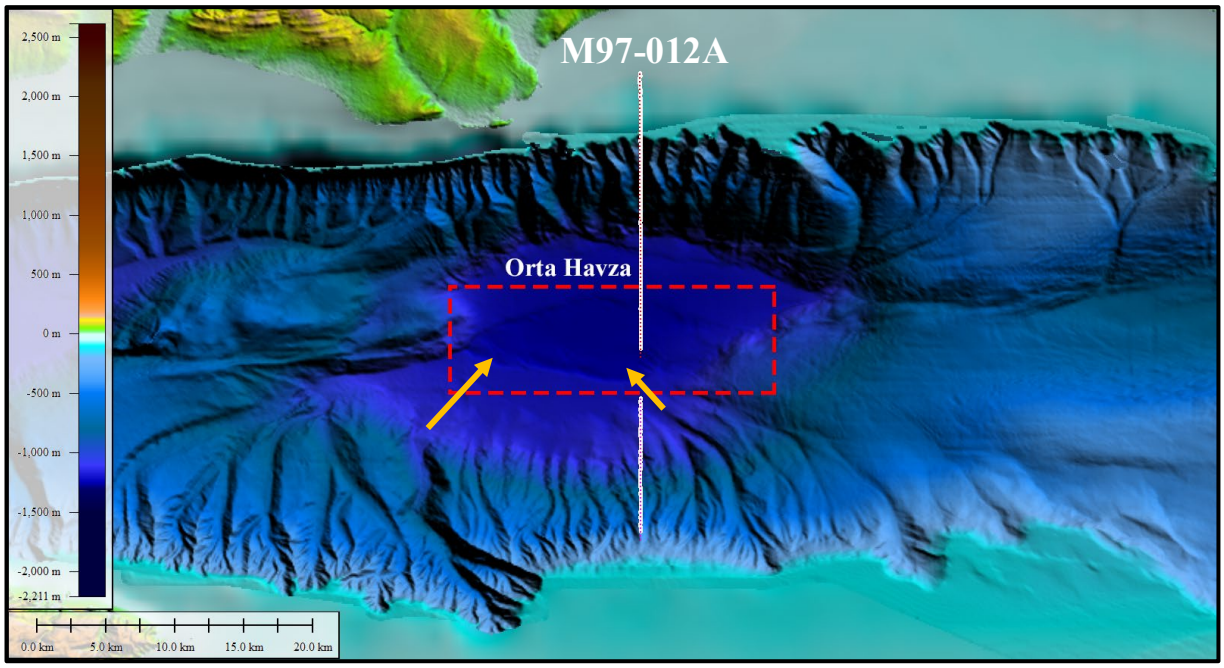
noktası Prens adalarının hemen güney ucunda bulunmaktadır ve yaklaşık olarak 1275 m derinliğe sahiptir. Çınarcık Havzası'nın 1200 m derinliğinde bulunan düzlük yaklaşık olarak 40 km2'lik bir alana sahiptir (İmren ve diğ., 2001, İmren, 2003).

4.2.ORTA ve ÇINARCIK HAVZALARINA AİT ÇOK KANALLI DENİZ SİSMİĞİ YANSIMA VERİLERİNİN AKTİF TEKTONİK YORUMU

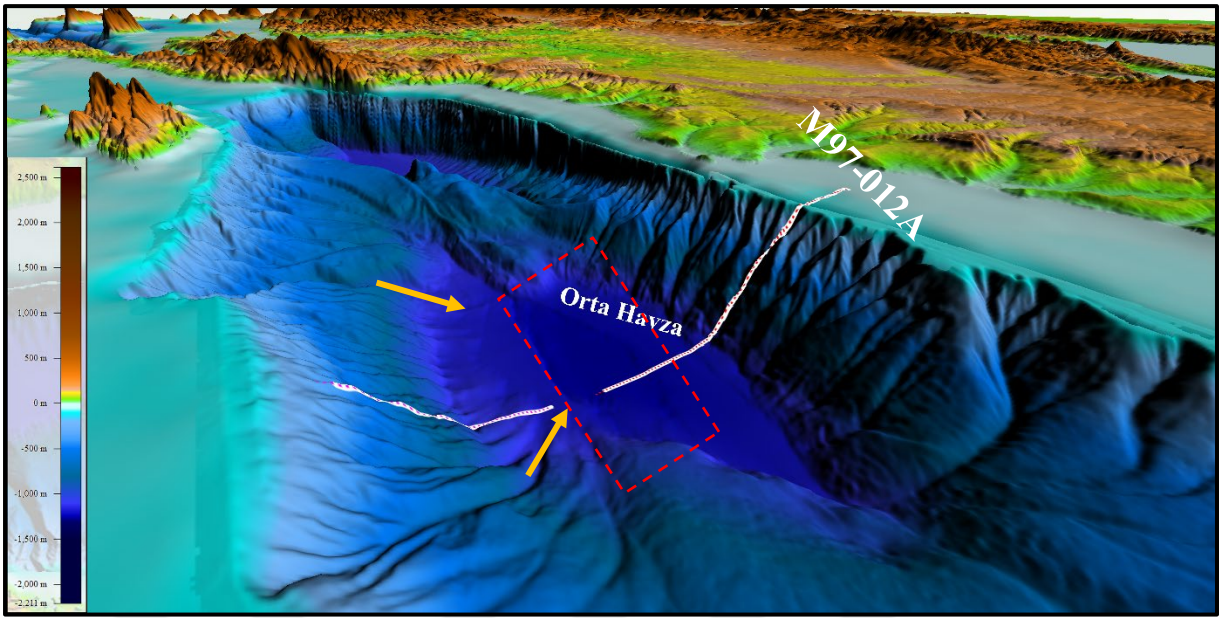
Bu tez çalışması kapsamında, Marmara Denizi'nde bulunmakta olan Orta ve Çınarcık Havzalarının daha detaylı bir şekilde incelenebilmesi ve bu alanlardaki aktif olan tektonizmanın daha sağlıklı bir şekilde yorumlanabilmesi için, çalışma kapsamında bölgeye ait olan çok kanallı deniz sismiği yansıma verileri ve çok ışınlı batimetrik, saçılma (Backscattering/Reflectivity) ve yandan taramalı sonar verileri kullanılmıştır. Toplanan çok kanallı deniz sismiği yansıma verilerinin toplama parametreleri Bölüm 3.1.1 içerisinde bulunan Tablo 3.1'de verilmiştir. Bu bölümde seçilmiş olan Havzaların aktif tektonik özellikleri, tez çalışması kapsamında veri işlemi güncel teknoloji kullanılarak, Maden Tetkik Arama Kurumuna ait MTA Sismik-1 Araştırma Gemisi tarafından 1997 yılında toplanmış olan çok kanallı sismik yansıma verileri kullanılarak belirlenecektir. Bu tez çalışması kapsamında veri işlemi yapılmış olan çok kanallı deniz sismiği yansıma verileri, toplanma parametrelerine bağlı olarak yaklaşık 6-8 km derinlik aralığından bilgi getirmektedir. Bu bilgi incelenecek olan havzanın aktif tektonik özelliklerinin daha net bir şekilde ortaya konabilmesini ve de havza içerisinde bulunan fayların tespitini ve yorumlanabilmesini kolaylaştırmaktadır. Seçilmiş olan havzaların aktif tektonik özelliklerinin incelenmesine ait diğer aşamada ise, Rangin ve diğ. (2001) tarafından toplanmış olan çok ışınlı batimetri, saçılma (Backscattering/Reflectivity) ve yandan taramalı sonar verileri kullanılmıştır. Bu verilerin, tez çalışması kapsamında veri işlemi yapılmış olan çok kanallı deniz sismiği yansıma verilerine ek olarak kullanılması havza içerisinde bulunmakta olan derinlik değişimlerinin, fayların ve yüzey kırıklarının daha ayrıntılı bir şekilde yorumlanabilmesine olanak sağlamaktadır. Kullanılan bu veriler doğrultusunda, tez çalışma bölgesi olan Marmara Denizi'nde bulunan Orta ve Çınarcık Havzalarının tüm tektonik özellikleri detaylı bir şekilde ortaya konacaktır. Genel olarak Marmara Denizi'nde bulunan ve özellikle bu tez çalışması kapsamında incelenen Orta ve Çınarcık Havzalarının faylanmadan etkilenmedikleri yerlerin, düz ve sürekli oldukları bunun yanı sıra düşük açılarla eğimlendikleri yeniden işlenen veriler neticesinde görülmüştür.

4.2.1. Orta Havza

Orta Havza, Marmara Denizi'nin orta kısmında bulunan Marmara Ereğlisi'nin Güney Doğu kısmında, KD-GB uzanımlı olan Orta Sırt ve Batı Sırt'ın arasında yer almaktadır (Şekil 4.1 ve Şekil 4.2 ve Şekil 4.3). Orta Havza, K-G yönünde yaklaşık olarak 16-20 km uzunluğunda, D-B yönünde ise yaklaşık olarak 25 km uzunluğundadır. Orta Havza'nın 1250 m derinliğinde bulunan düzlük yaklaşık olarak 40 km2'lik bir alana sahiptir (Rangin ve diğ., 2001).



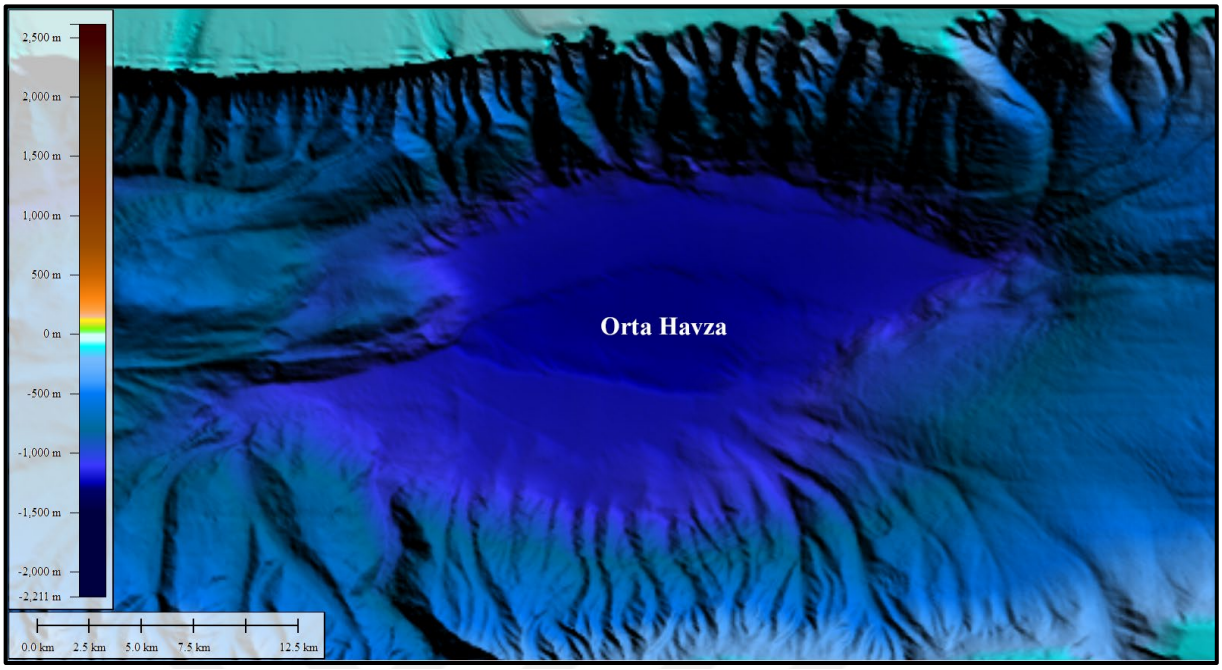
Şekil 4.2: Marmara Denizi'nde yer alan Orta Havza'nın çok ışınlı batimetri haritası. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).



Şekil 4.3: Marmara Denizi'nde yer alan Orta Havza'nın çok ışınlı batimetri haritasının 3B'lu görüntüsü. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

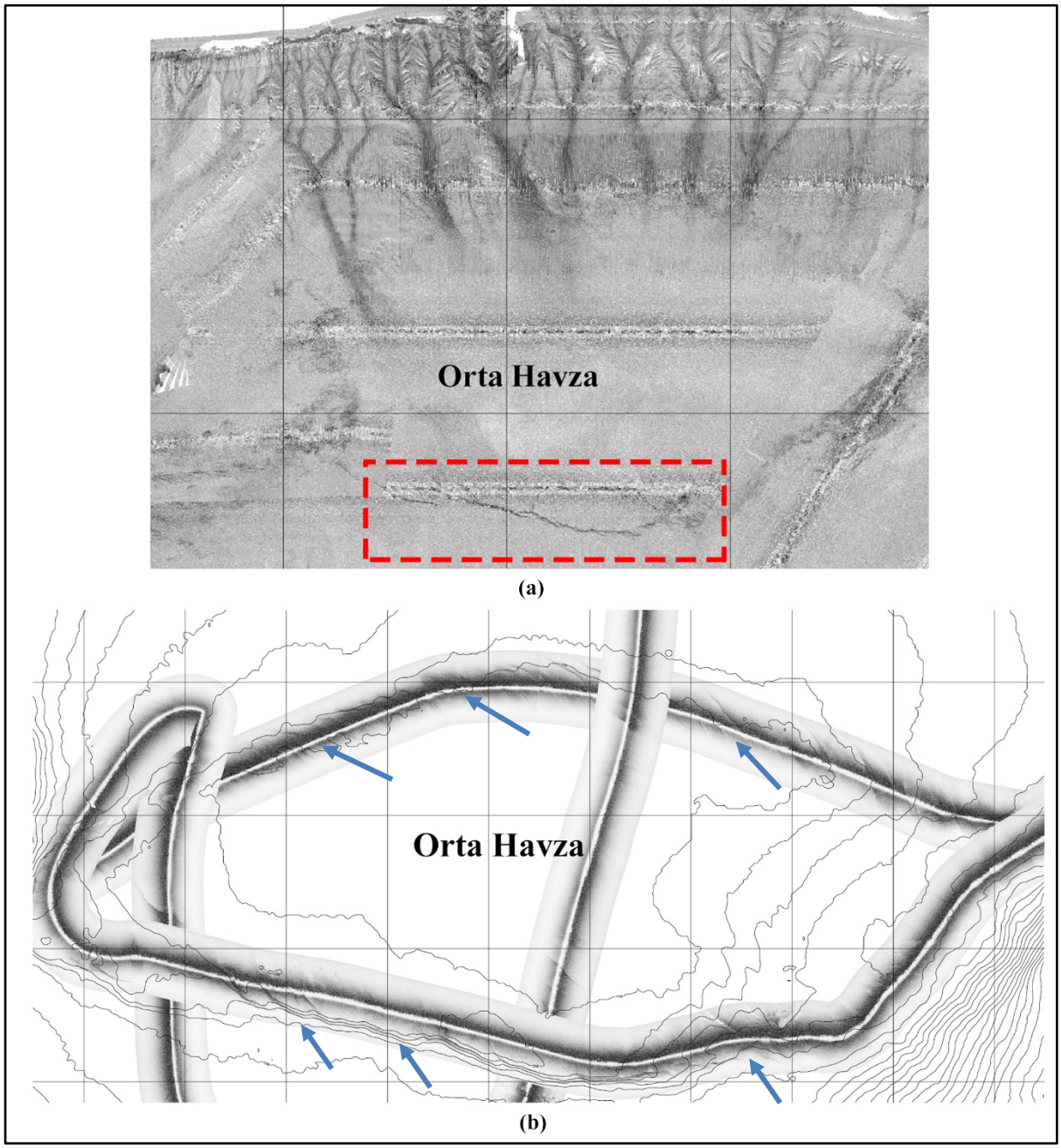
Şekil 4.2 ve Şekil 4.3'te gösterilen kırmızı kesikli dikdörtgen ile işaretlenen alan Ana Marmara Fayı'nın ötelenme alanını, beyaz çizgi, havza üzerinde MTA Sismik-1 Gemisi ile 1997 yılında toplanmış olan ve bu tez çalışması kapsamında kullanılan M97-012A kodlu sismik hattı, hattın üzerinde bulunan kırmızı noktalar ise veri işlemi tamamlanmış kesitin CDP noktalarının harita üzerindeki konumlarını, turuncu oklar ise havzanın beslenmekte olduğu iki ana akıntı kanyonlarının doğrultusunu göstermektedir.

Marmara Denizi içerisinde yer almakta olan Marmara Fayı Orta Havza'nın doğu ucunda iki kola ayrılmaktadır (Şekil 4.2, Şekil 4.3 ve Şekil 4.4). Orta havza içerisinde, Rangin ve diğ. (2001) tarafından toplanmış olan çok ışınlı batimetri (Şekil 4.4), saçılma (Backscattering/Reflectivity) ve yandan taramalı sonar verileri (Şekil 4.5) ile yüzeyde oluşmuş olan deformasyonlar hakkında toplanan bilgiler, havza içerisinde MTA Sismik-1 Gemisi ile 1997 yılında toplanmış ve bu tez çalışması kapsamında veri işlemi yapılan çok kanallı deniz sismiği yansıma verileri ile birlikte yorumlanarak havzanın tektonik özellikleri ortaya konulmuştur.



Şekil 4.4: Marmara Denizi'nde yer alan Orta Havza'nın çok ışınlı batimetri haritasının yakınlaştırılmış hali. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

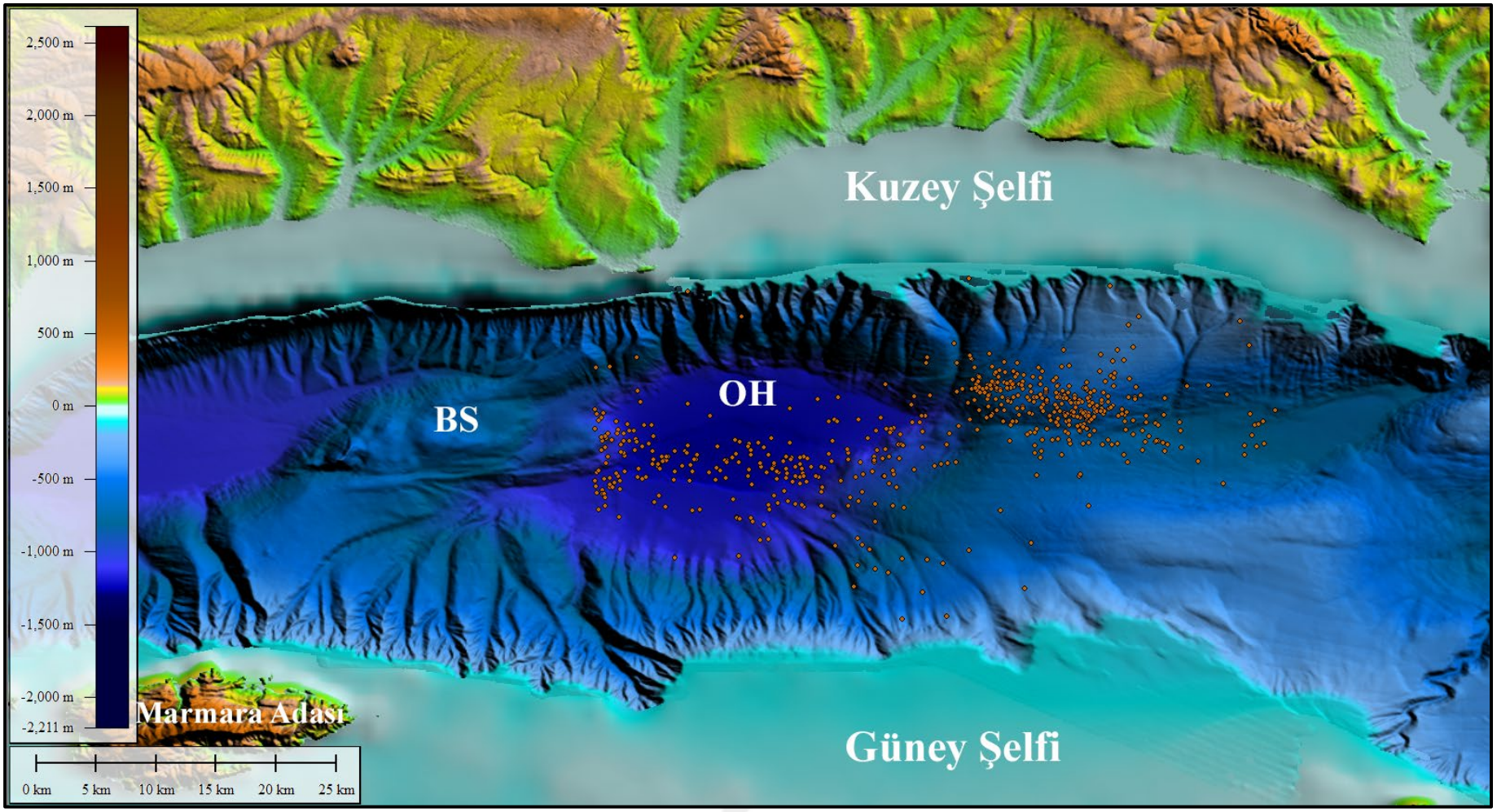
Çalışma kapsamında çok kanallı deniz sismiği yansıma verilerinin yorumlanması neticesinde Orta Havza içerisinde bulunmakta olan Marmara Fayı'na ait negatif bir çiçek yapısının varlığı bu çalışmada da gözlenmiştir (İmren ve diğ., 2001; İmren, 2003) (Şekil 4.9 ve Şekil 4.10). Ayrıca bölgede Rangin ve diğ. (2001) tarafından toplanmış olan çok ışınlı batimetri (Şekil 4.4), saçılma (Backscattering/Reflectivity) (Şekil 4.5 (a)) verilerinde de görüldüğü gibi bu fayın Orta Havza içerisinde bulunmakta olan ötelenme alanı içerisinde doğrultu atımlı karakteristiğine sahip olduğu görülmektedir.



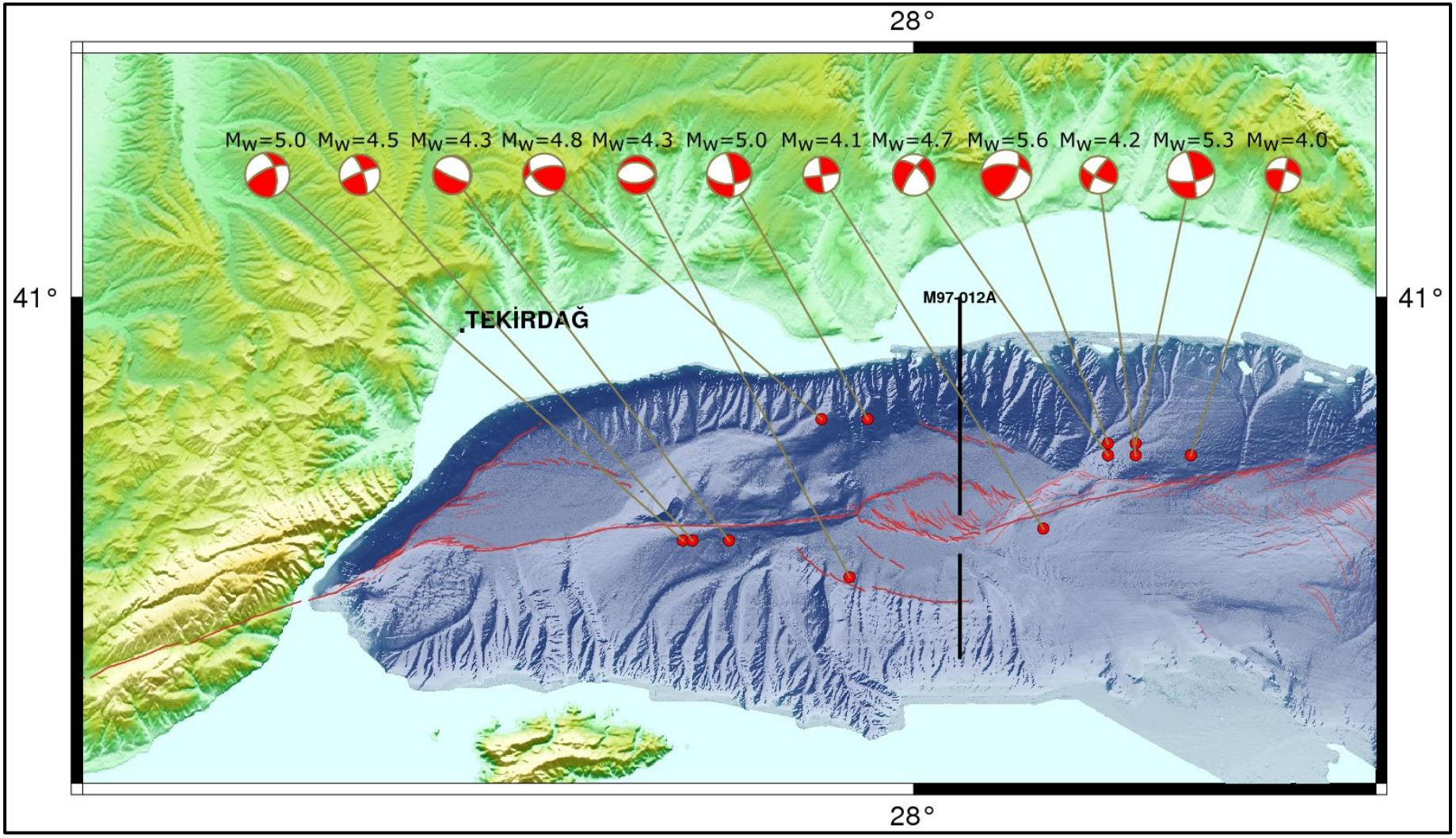
Şekil 4.5: Marmara Denizi'nde yer alan Orta Havza'nın, (a) saçılma verisi (Backscattering/Reflectivity) (b) yandan taramalı sonar verileri (Saçılma ve yandan taramalı sonar verileri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

Şekil 4.5(a)'da Orta Havza'ya ait olan saçılma verisinin (Backscattering/Reflectivity) görüntüsü verilmiştir. Saçılma verisi üzerinde BKB-DGD doğrultulu ana fayın varlığı ve tabanda yaratmış olduğu kırık açıkça görülmektedir. Gerek bundan önceki çalışmalarda (Rangin ve diğ., 2001; Le Pichon ve diğ., 2001; İmren ve diğ., 2001; Le Pichon ve diğ., 2003; İmren, 2003) güney koldaki kırığın tespiti gerekse de Orta Havza'nın güney kolunda oluşan depremler (Şekil 4.6), güney koldaki sismik aktivitenin kuzey kola oranla daha fazla olduğu da net bir şekilde ortaya koymaktadır. Bu kırığın varlığı sonucu güney koldaki sismik aktivitenin kuzey kola oranla daha fazla olduğu Şekil 4.6'da bulunmakta olan sismisite haritası ile de desteklenmektedir.

Şekil 4.5(b)'de ise Orta Havza'ya ait olan yandan taramalı sonar verileri verilmiştir. Yandan taramalı sonar verileri, genel olarak yüksek çözünürlüğe sahip oldukları için yüzeyde oluşan kırıkların belirlenmesi ve açığa çıkarılmasında kullanılmaktadır. Veri üzerinde işaretlenmiş olan mavi oklar, havzanın kuzey ve güney kenarları üzerinde paralel ve kademeli olarak yüzey kırıklarını işaret etmektedir. Bölgede 1971 yılından bu yana Orta Havza üzerinde gerçekleşmiş olan depremler de incelendiğinde Orta Havza'da bulunan Ana Marmara Fayı'nın güney kolunun kuzey koluna göre daha aktif bir rol oynadığı açıkça görülmektedir (Şekil 4.6). Bölgede 1971 yılında bu yana gerçekleşmiş olan ve büyüklükleri $M_w \geq 4$ olan depremlerin, deprem odak mekanizma çözümleri (Şekil 4.7) bölgenin halen faal olduğunu ve bölgede var olan fay karakteristiğinin de incelenen batimetrik, saçılma (Backscattering/Reflectivity), yandan taramalı sonar ve çok kanallı deniz sismiği yansıma verileri ile de uyumlu olduğu açıkça görülmektedir.



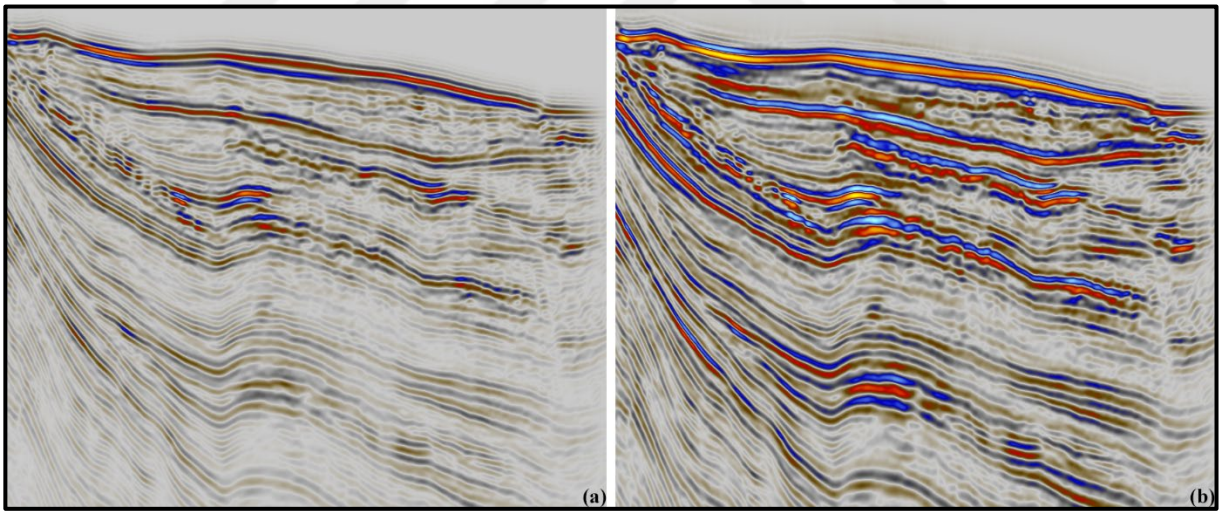
Şekil 4.6: Bölgede 1971 yılından bu yana Orta Havza üzerinde gerçekleşmiş olan depremlerin episantırlarının dağılımlarını (turuncu noktalar) gösteren sismisite haritası. Deprem episantır dağılımları, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi'nden (BÜ KRDAE BDTİM) alınmıştır. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).



Şekil 4.7: Bölgede 1971 yılından bu yana gerçekleşmiş olan ve büyüklükleri $M_w \geq 4.0$ olan depremlerin (kırmızı noktalar) odak mekanizma çözümleri. (Faylar, Le Pichon ve diğ., 2001; Emre, Ö. ve diğ., 2013, Odak mekanizması, Kalafat, 2020'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

Kesitlerin yorumlanması; bölgede daha önce yapılmış olan çalışmalardan, bölgede gerçekleşmiş olan depremlerin odak mekanizma çözümlemelerinden ve bölgenin genel tektonik özelliklerinden yararlanılarak güncellenmiştir. Sismik yansıma kesitlerinin üzerindeki genliklerin daha net olarak belirlenebilmesi, sürekliliklerinin daha rahat takip edilebilmesi ve kesit üzerindeki ara yüzey ve geçişlerin daha net bir şekilde belirlenebilmesi için kesitler renklendirilmiş ve Göreceli Akustik Empedans (Relative Acoustic Impedance-RAI) nitelik işlemine tabi tutulmuştur. Belirtilen sismik nitelik işleminin öncesi ve sonrasına ait olan örnek bir görüntü Şekil 4.8'de verilmiştir.

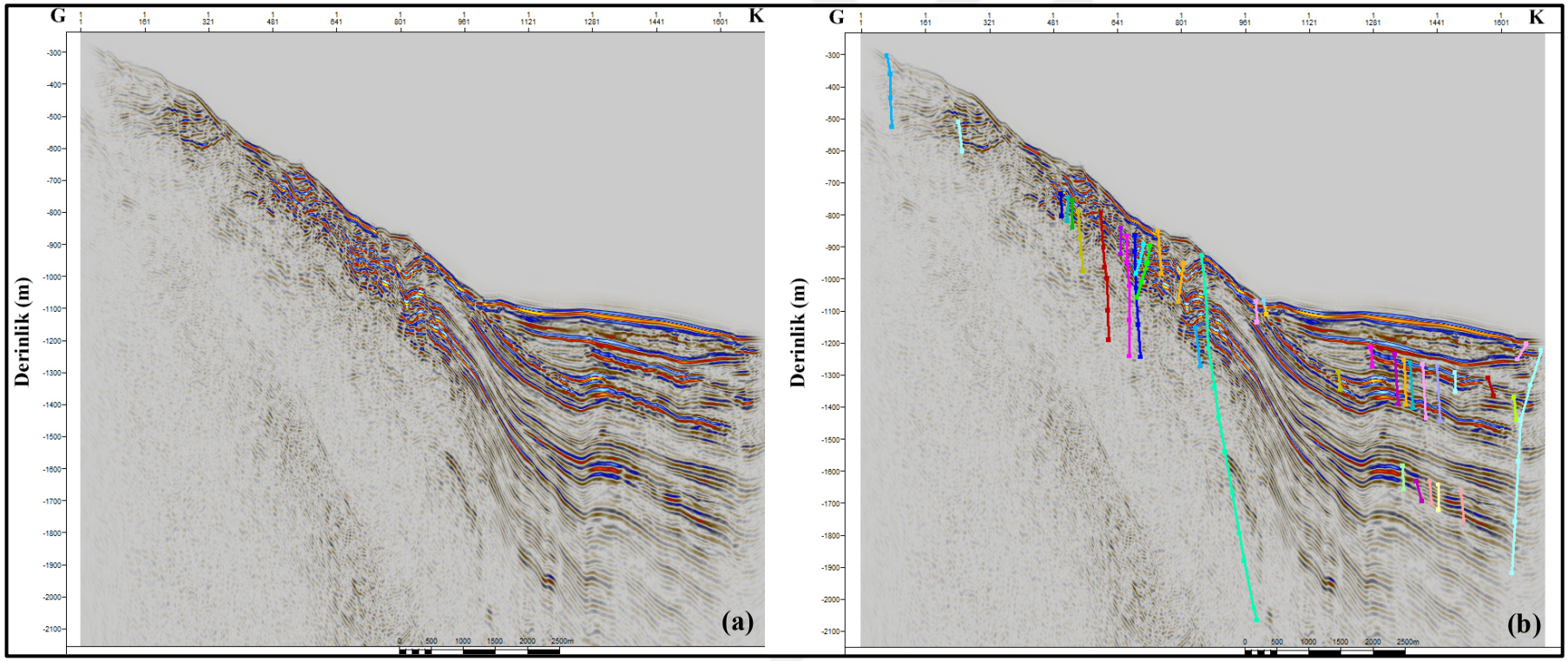
Göreceli akustik empedans nitelik işlemi, düzenli olarak örneklenen genlik değerlerinin toplanması ile çalışan bir niteliktir. Veri üzerinde ortaya çıkan düşük frekanslı gürültüyü azaltmak için yüksek geçişli Butterworth filtresi kullanılmış ve sismik iz entegre edilerek hesaplanarak yapılmıştır. Bu nitelik, genliklerin akustik kontrastını göstermesinin yanında yapı sınırlarını, yapı üzerindeki uyumsuzluk yüzeylerini ve süreksizlikleri de göstermektedir. Ayrıca rezervuardaki gözenekliliği veya sıvı içeriğini de gösterebilmektedir.



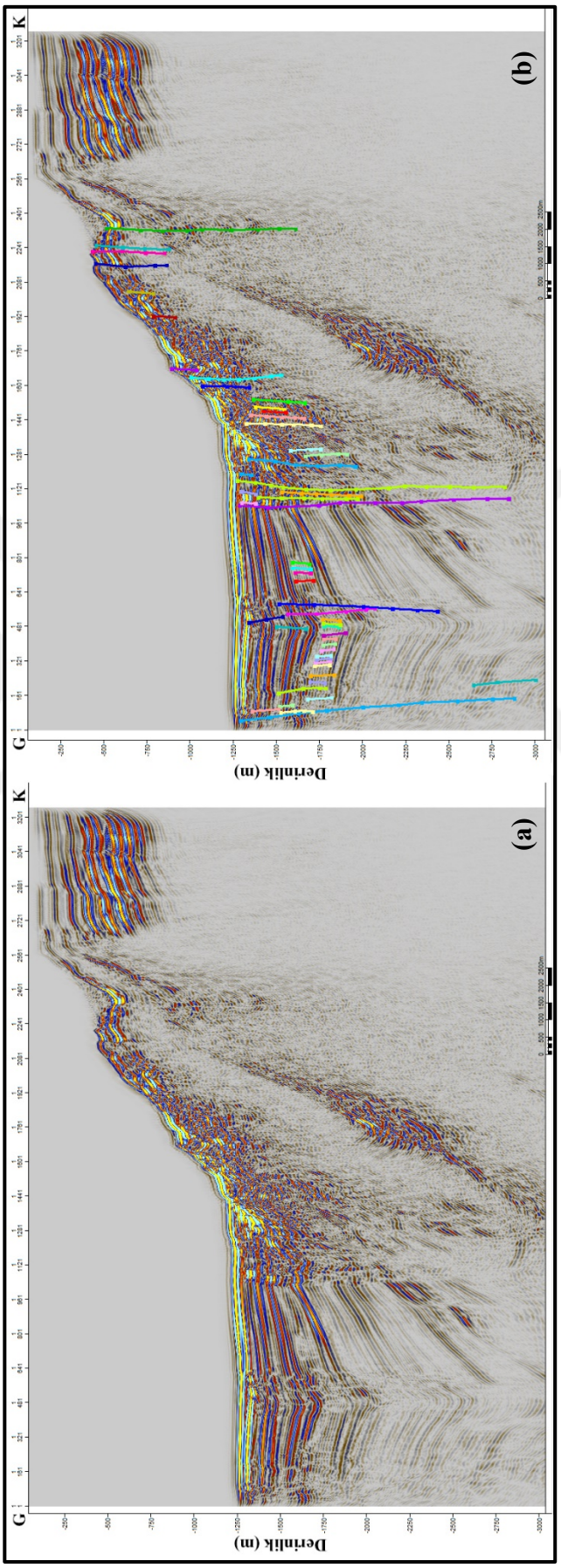
Şekil 4.8: Göreceli Akustik Empedans (Relative Acoustic Impedance-RAI) nitelik işleminin (a) öncesi ve (b) sonrasına ait örnek bir görüntü.

Orta Havza içerisinde toplanmış olan M97-012A kodlu hat Şekil 3.81'de belirtilen veri işlem aşamalarından geçirilerek yorumlanabilir hale getirilmiştir. Şekil 4.9'da M97-012A kodlu hattın birinci kısmının yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmamış ve yorumlanmış hali, Şekil 4.10'da ise hattın ikinci kısmının yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmamış ve yorumlanmış hali verilmiştir. Yapılan yorumlamalar sonucunda, güney şelften kuzey şelfe doğru ilerleyen ve Orta Havza üzerinden geçen M97-012A kodlu hattın, Ana Marmara Fayı'nın güney koluna yakın olan kısmının daha fazla iç deformasyona sahip olduğu ve güney şelf tarafından havzaya girişindeki atımın daha fazla olduğu görülmektedir. Ayrıca hattın ilk kısmının havzaya giriş kısmında iç deformasyonların fazla olduğu ortaya çıkmaktadır. İç deformasyonların çoğunluğunun havza içerisinde bulunan KB-GD yönlü doğrultu atımlı faylarla (Riedel faylar) ilişkili olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.7). Havza içerisinde ve yakın çevresinde son 40 yılda açığa çıkan ve büyüklükleri $M_w \geq 4$ olan depremlerin odak mekanizma çözümlerinin incelenmesi sonucunda da havza içerisinde ve yakın çevresindeki fay karakteristiğinin de ağırlıklı olarak doğrultu atımlı fay özelliğine sahip olduğu açıkça görülmektedir (Şekil 4.7).

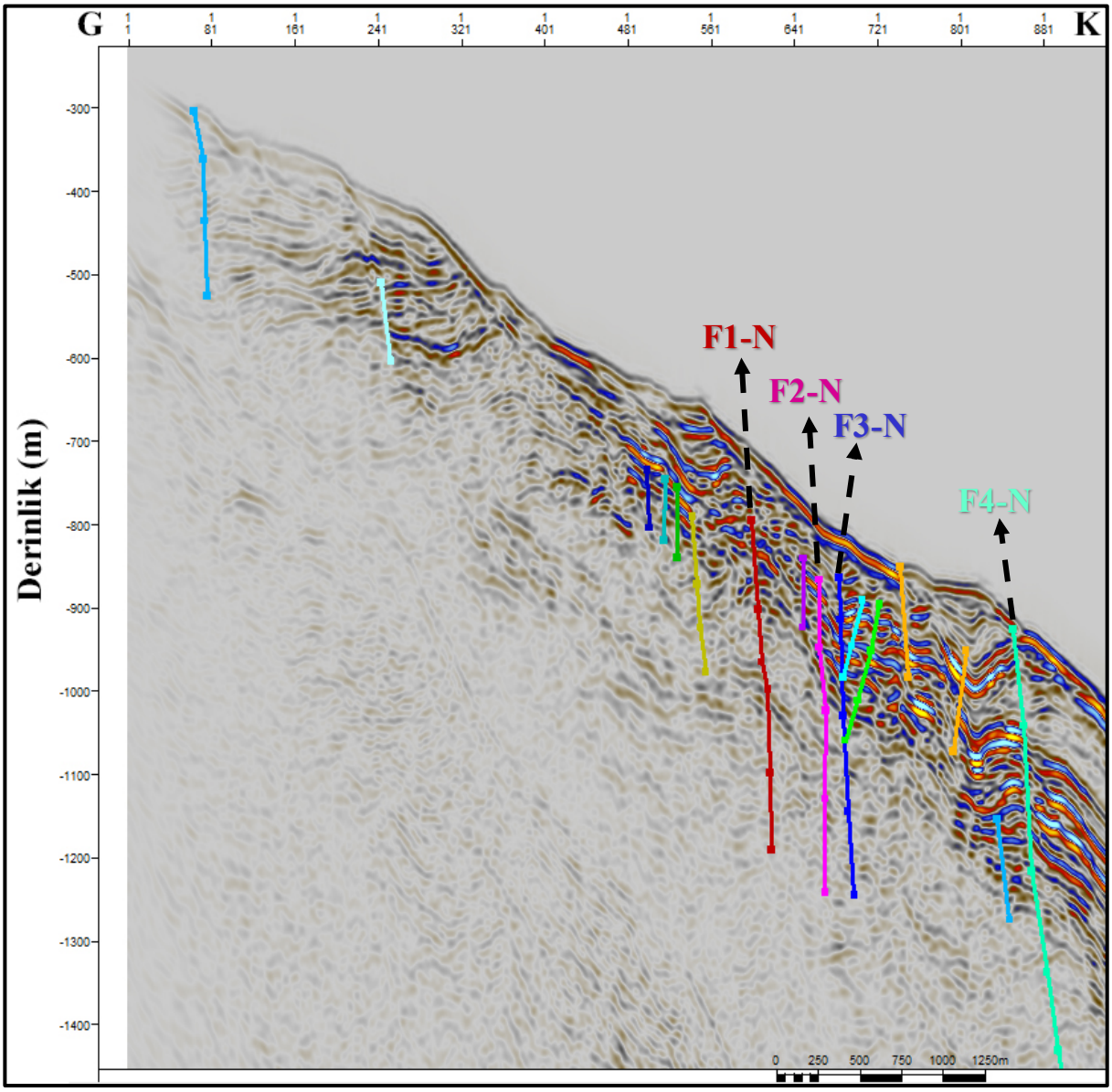
Yapılan yorumlamalar sonucunda M97-012A kodlu hattın birinci kısmının, kesit üzerinde ağırlıklı olarak normal ve doğrultu atım bileşeni olan faylanmalar görülürken, az da olsa ters faylanmalar da mevcuttur (Şekil 4.9, Şekil 4.11, 4.12). Kesit üzerinde, Marmara Fayı'nın deniz içerisindeki geometrisi baz alınarak yapılan yorumlamalar sonucunda yer yer az da olsa pozitif çiçek yapılarının da oluştuğu gözlemlenmektedir. Hattın güney kısmındaki sırt üzerinde tespiti yapılan üç adet normal fayın (F1-N, F2-N ve F3-N) yaklaşık uzunlukları sırasıyla 480, 380, 330 metrelere ulaşmaktadır (Şekil 4.11). Kesit üzerinde sırt ile havzaya giriş noktasının ayrıldığı noktada bulunan normal fayın (F4-N) uzunluk değeri yaklaşık 1143 metre civarındadır (Şekil 4.11 ve Şekil 4.12). Havzada bulunan çökel paket yapısının içerisinde yaklaşık 70-170 metre uzunluğa ulaşan normal faylar ve hattın uç kısmında yaklaşık 700 metre uzunluğa sahip olan normal fay (F5-N) mevcuttur (Şekil 4.12).



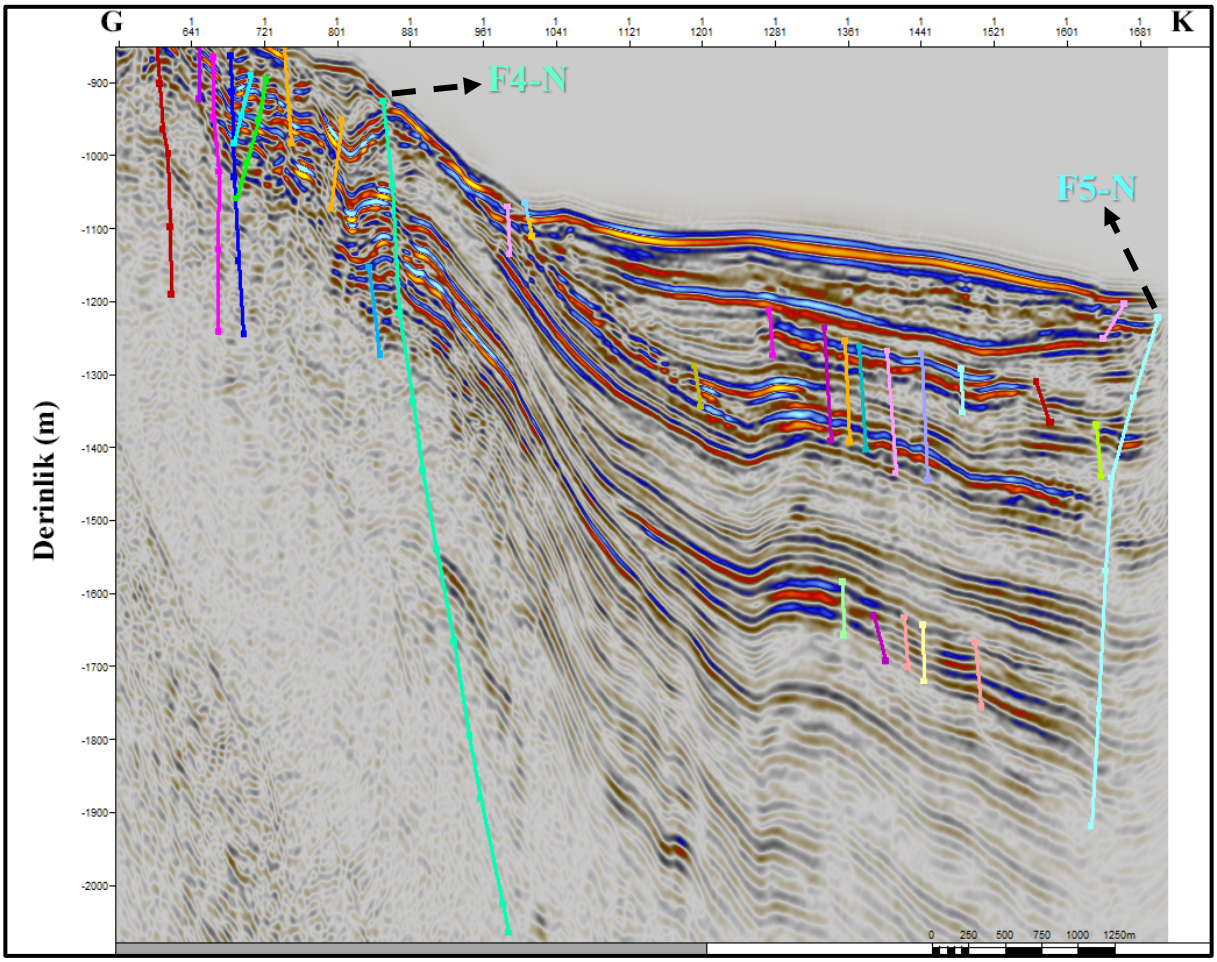
Şekil 4.9: M97-012A kodlu hattın birinci kısmının yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin (a) yorumlanmamış hali ve (b) yorumlanmış hali. DA:5



Şekil 4.10: M97-012A kodlu hattın ikinci kısmının yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin (a) yorumlanmamış hali ve (b) yorumlanmış hali. DA:5]



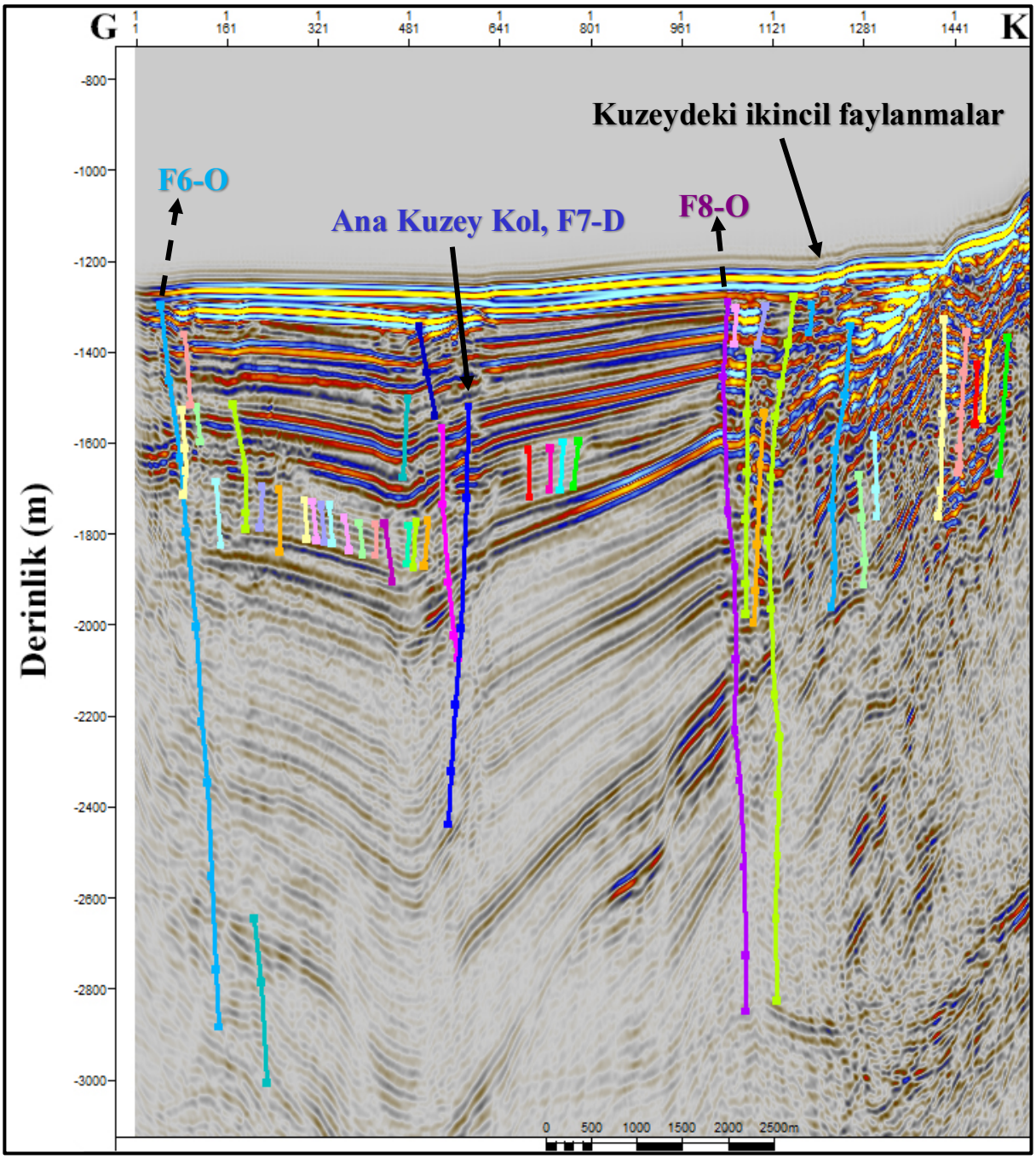
Şekil 4.11: M97-012A kodlu hattın birinci kısmının (1-881 CDP'ler arasında kalan kısmın) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F1-N, F2-N, F3-N ve F4-N normal faylardır.



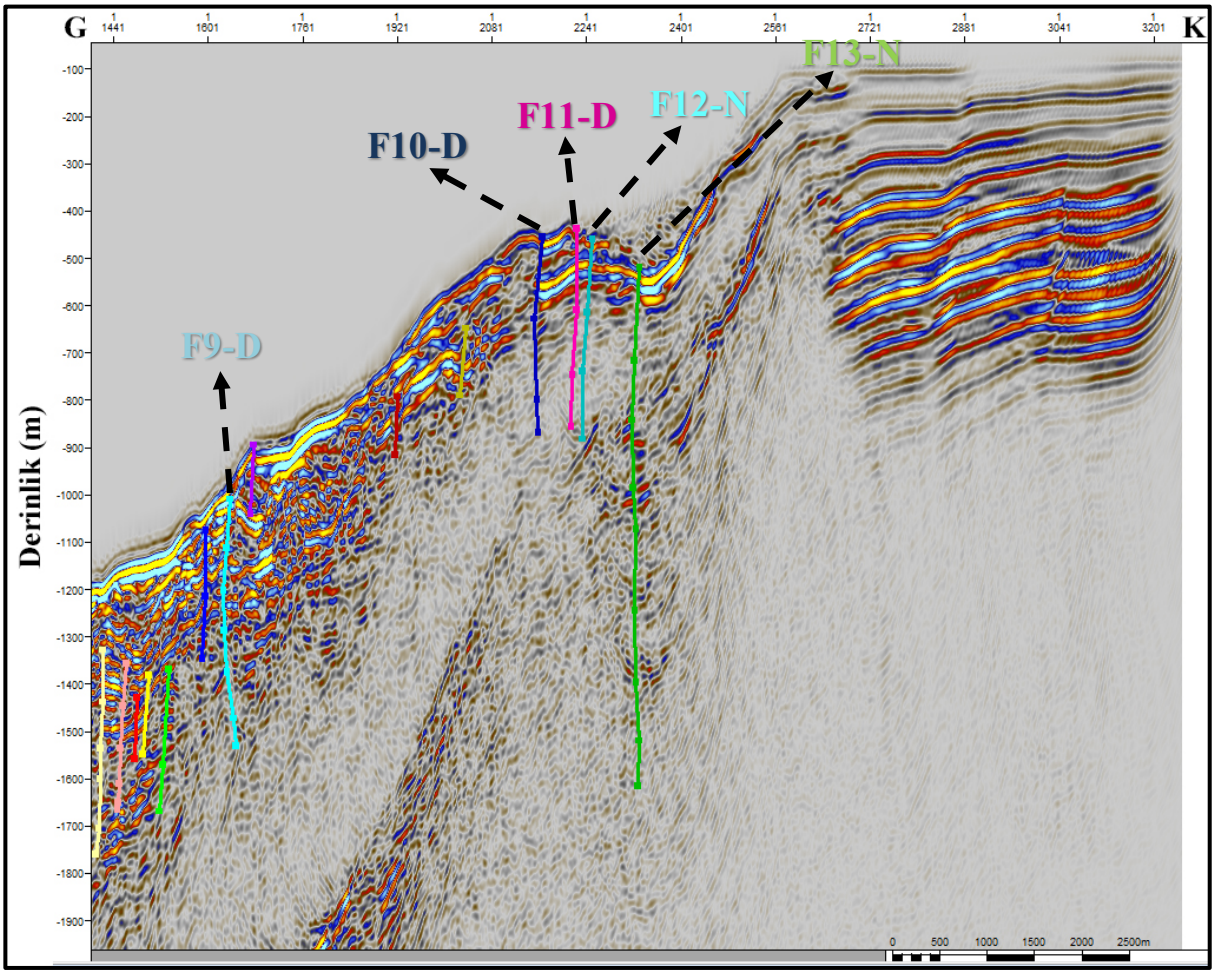
Şekil 4.12: M97-012A kodlu hattın birinci kısmının (641-1681 CDP'ler arasında kalan kısmın) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F4-N ve F5-N normal faylardır.

Yapılan yorumlamalar sonucunda M97-012A kodlu hattın ikinci kısmında ağırlıklı olarak birinci kısımda olduğu gibi normal ve doğrultu atım bileşeni olan faylanmalar görülürken, az da olsa ters faylanmalar da mevcuttur (Şekil 4.13 ve Şekil 4.14). Bundan önce yapılan çalışmalarda ortaya konan Diri Fay haritasında bulunan fayın (F6-O) devamlılığı gözlenmektedir (Şekil 4.13). Orta Havza içerisinde bulunmakta olan Ana Marmara Fayına ait negatif çiçek yapısının varlığı Şekil 4.13'te gözlenmektedir. Havza içerisinde Ana Marmara Fayı'nın kuzey kolu (F7-D) ve kuzeydeki ikincil faylanmalar (F8-O) belirgin bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.13). M97-012A kodlu hattın ikinci kısmı, Ana Marmara Fayı'nın ötelenme alanının kuzey kesimini içermektedir.

M97-012A kodlu hattın ikinci kısmı üzerinde bir diğer tespit edilen nokta ise, havzanın içerisinde birbirine paralel olarak olan iki verev (oblik) atımlı fayın (F6-O ve F8-O) varlığıdır. Bu faylardan biri kesitin güney kısmında KB-GD doğrultulu yaklaşık 1579 metre uzunluğa ulaşan fay (F6-O), bir diğeri ise hattın kuzey sırtında KB-GD doğrultulu yaklaşık 1575 metre uzunluğa ulaşan faydır (F8-O). Havzanın, deniz tabanına kadar ulaşan bu iki fay (F6-O ve F8-O) tarafından kontrol ediliyor olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.13). Havza içerisinde yaklaşık 70-170 metre uzunluklara ulaşan normal faylar bulunmaktadır (Şekil 4.13). Havzanın kuzey sırtı üzerinde yaklaşık uzunlukları sırasıyla 533, 424 ve 170 metrelere ulaşan doğrultu atım bileşenine sahip üç fayın (F9-D, F10-D, F11-D) ve yine aynı sırt üzerinde yaklaşık uzunlukları sırasıyla 457 ve 1103 metrelere ulaşan iki adet normal fayın (F12-N ve F13-N) varlığından söz edilebilmektedir (Şekil 4.14). Kesitin sırt kısmının deniz taban düzlüğüne ulaştığı noktada kaldırılamayan tekrarlı yansımaların yanlış bir yorumlamaya sebep olmamaları için kesitin o bölümü yorumlanmamıştır (Şekil 4.14).



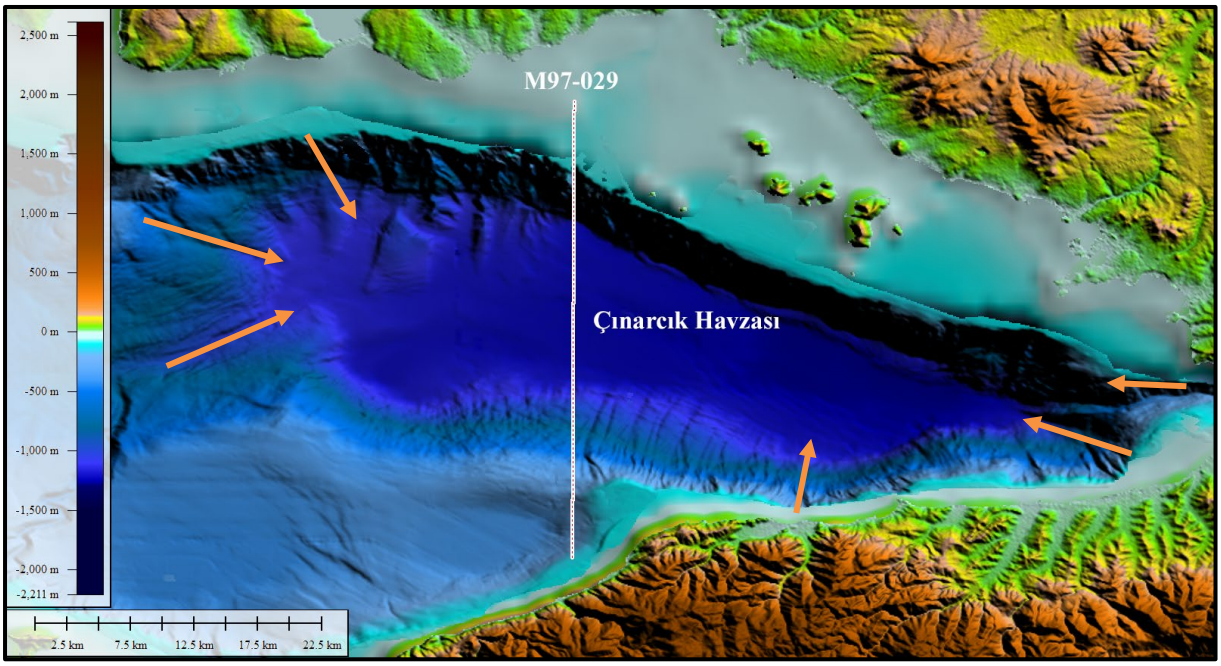
Şekil 4.13: M97-012A kodlu hattın ikinci kısmının (1-1141 CDP'ler arasında kalan kısmının) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F7-D doğrultu atım bileşenine sahip bir fay olup, F6-O ve F8-O oblik atım bileşenine sahip faylardır.



Şekil 4.14: M97-012A kodlu hattın ikinci kısmının (1441-3201 CDP'ler arasında kalan kısmının) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F9-D, F10-D ve F11-D doğrultu atım bileşenine sahip faylar olup, F12-N ve F13-N normal faylardır.

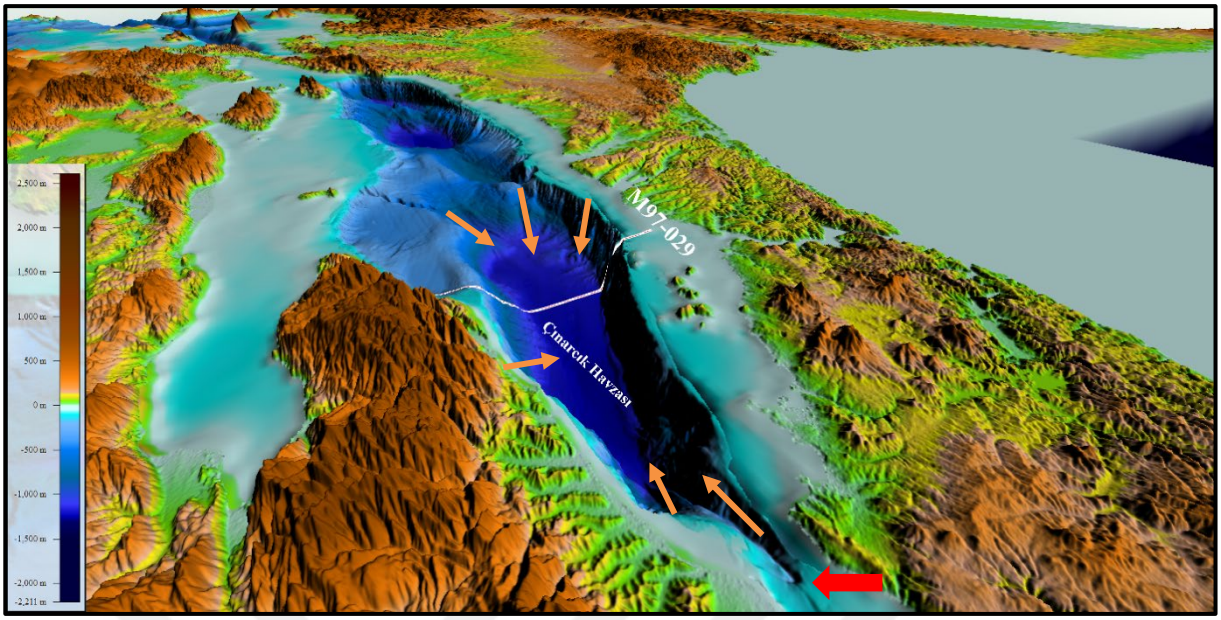
4.2.2. Çınarcık Havzası

Çınarcık Havzası, en derin çukurluğa sahip olan ve Marmara Denizi'nin en doğu kısmında bulunmakta olan bir havzadır. Şekil 4.1, Şekil 4.15 ve Şekil 4.16'daki çok ışınlı batimetri haritasında da görüldüğü gibi çukurun derinliği yaklaşık olarak 1275 metrelere kadar ulaşmaktadır. Havza yaklaşık 545 km2'lik bir alana sahiptir (Rangin ve diğ., 2001). Gerek Şekil 4.15'te verilen çok ışınlı batimetri gerek Şekil 4.16'da verilen 3 boyutlu çok ışınlı batimetri ve gerekse Şekil 4.17'de verilen saçılma (Backscattering/Reflectivity) verileri ile Çınarcık Havzası'nın tüm özellikleri ortaya konmaktadır.



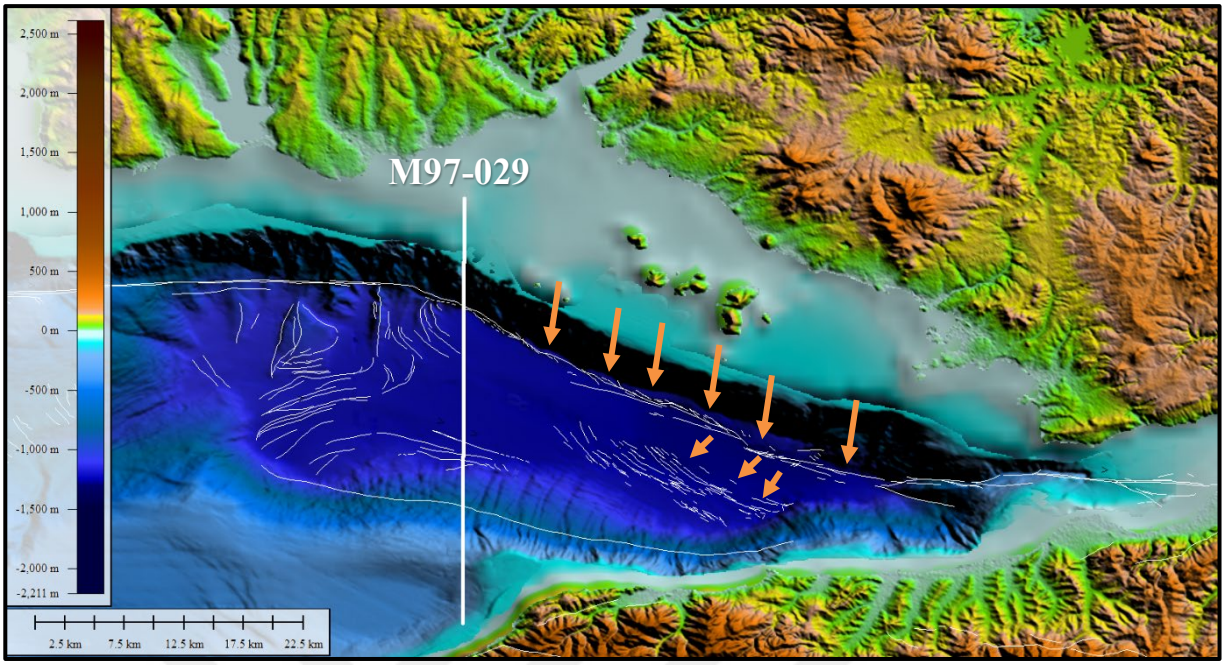
Şekil 4.15: Marmara Denizi'nde yer alan Çınarcık Havzası'nın çok ışınlı batimetri haritası. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

Şekil 4.15'te verilmiş olan Çınarcık Havzası'nın çok ışınlı batimetri haritası üzerindeki turuncu oklar, havza içeresine taşınmakta olan önemli düzeydeki malzemenin akış yönünü göstermektedir. Şekil 4.16'da havzaya ait 3 boyutlu çok ışınlı batimetri haritası ile havza içerisinde olan yamaçların eğimi, havza içerisine taşınan malzemelerin akış yönleri (turuncu oklar) ve havza ile alakalı daha fazla bilgi daha net bir şekilde ortaya konmaktadır.



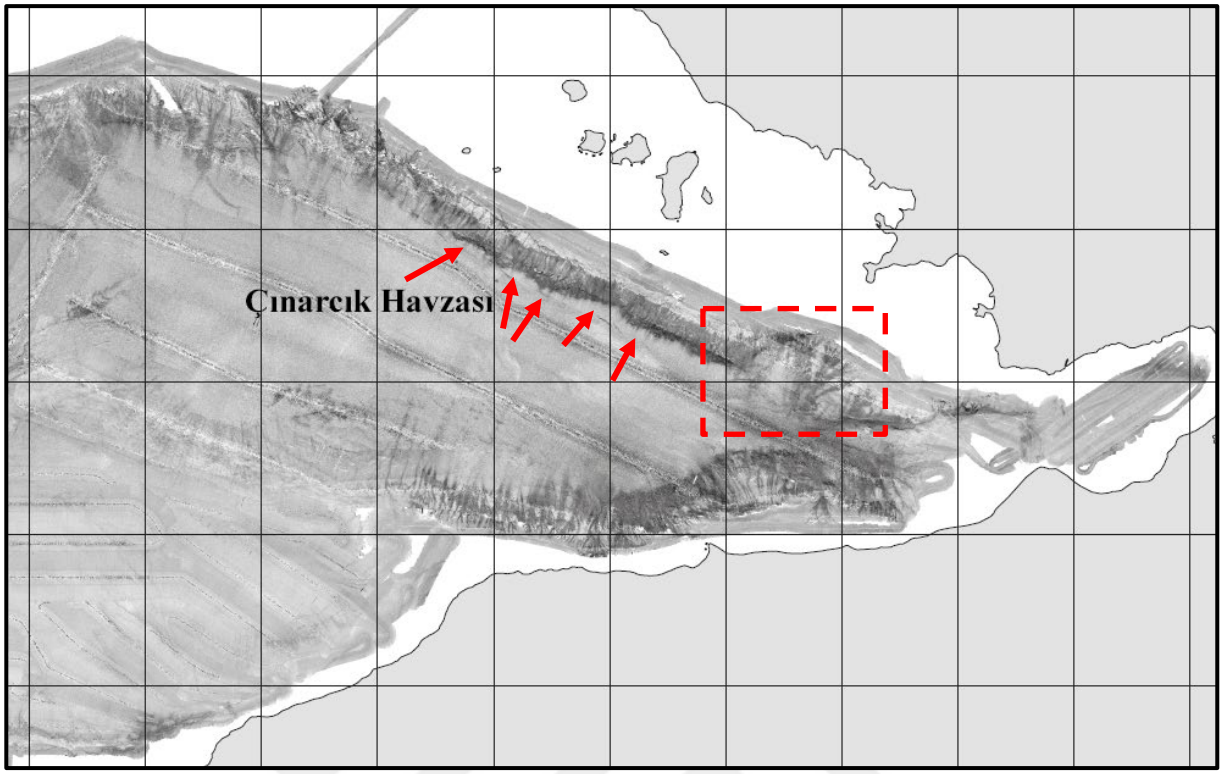
Şekil 4.16: Marmara Denizi'nde yer alan Çınarcık Havzası'nın çok ışınlı batimetri haritasının 3B'lu görüntüsü. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

Bundan önceki çalışmalarda Marmara Denizi'nin en doğu kısmı olan İzmit Körfezi tarafından Marmara Denizi'ne, Kuzey Anadolu Fayı'nın Ana Öteleme Alanı, tek bir bütün halinde ve sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olarak giriş yapmaktadır (Şengör ve diğ., 1999). Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi'ne giriş yaptığı nokta Şekil 4.16'da kırmızı blok ok ile gösterilmektedir. Marmara Fayı bu kırmızı blok ok ile gösterilen nokta itibari ile Marmara Denizi içerisine giriş yaparak bundan önceki kısımlarda da değindiğimiz KB-GD uzanım yönü ile devam etmektedir. Marmara Fayı, Çınarcık Havzasına girmesi ile iki kola ayrılarak hem kuzey yamacı hem de güney yamacı boyunca devam ederken, havzanın güney kısmında, güney yamacın kuzeyindeki alanlarda KB-GD uzanımlı doğrultu fayların birbirlerine paralel dizildiği gözlemlenmektedir (Şekil 4.17). Bu durum, Marmara Denizi'nde bulunan fay sistemin faal olduğunu göstermektedir (İmren ve diğ., 2001, İmren, 2003).



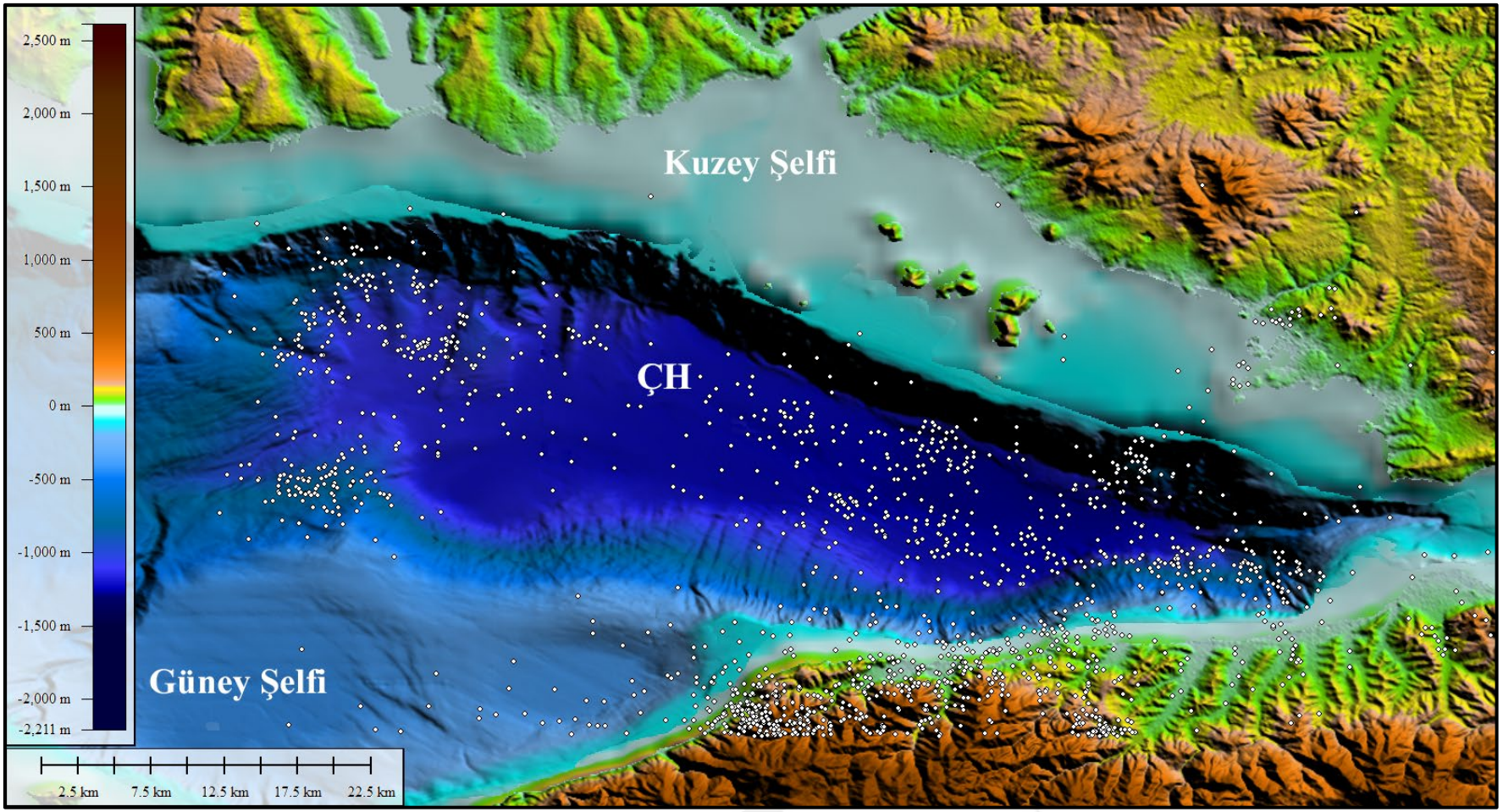
Şekil 4.17: Marmara Denizi'nde yer alan Çınarcık Havzası'nın çok ışınlı batimetri haritası. (Faylar, Le Pichon ve diğ., 2001; Emre, Ö. ve diğ., 2013, Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

Havzanın içerisine girdiği anda iki kola ayrılan Marmara Fayı'nın, kuzey kolunun doğu kesimleri, kuzey yamaçta meydana gelen heyelan tarafından (kırmızı kesik çizgili kutu) örtülmüştür (Şekil 4.18). Bu durum, bölgede Rangin ve diğ. (2001) tarafından toplanmış olan saçılma verisi (Backscattering/Reflectivity) (Şekil 4.18) üzerinde açıkça gösterilmektedir. Şekil 4.18'de heyelanın meydana geldiği noktadan batı yönünde ve Kuzey yamacın uç kısımlarından doğru ilerlendiğinde, Marmara Fayı'nın doğrultu atımlı fay özelliği (kırmızı oklar) açıkça ortaya konmaktadır (İmren ve diğ., 2001, İmren, 2003). Buna ek olarak bu fayın, havza çökellerini kestiği de açıkça yorumlanan kesitler üzerinden de belirlenmektedir (Şekil 4.22).

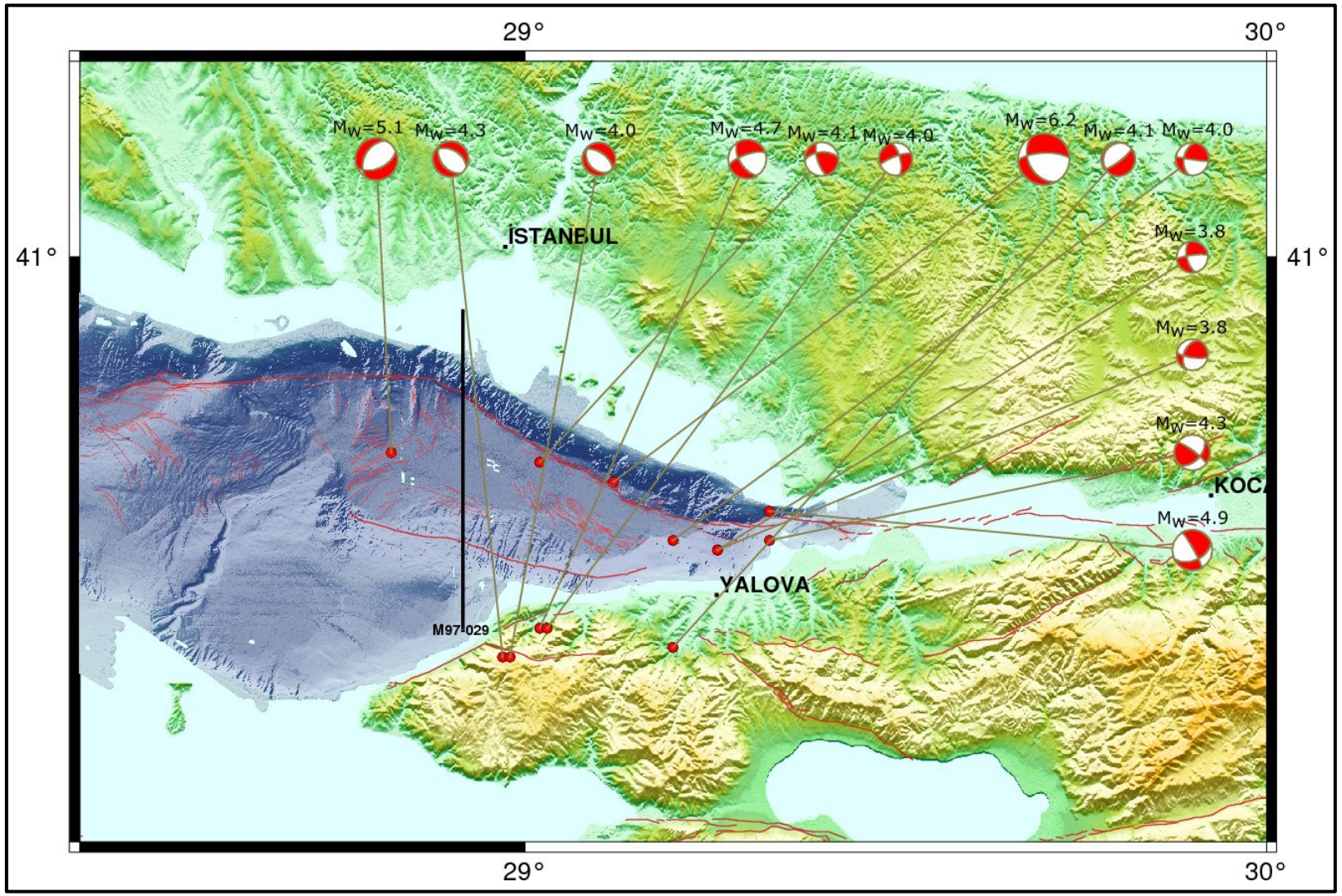


Şekil 4.18: Marmara Denizi'nde yer alan Çınarcık Havzası'nın saçılma verisi, (Backscattering/Reflectivity) (Saçılma verisi, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

Bölgede 1957'li yıllardan bu zamana kadar gerçekleşen depremlerin, havza üzerinde ve çevresindeki dağılımlarını içeren sismisite haritası Şekil 4.19'da verilmiştir. Bölgede gerçekleşmiş olan öncü odak mekanizma çözümleri sonucunda bölgede sağ yanal doğrultu atımlı fay varlığının baskın olduğu ortaya konmuştur (Örgülü ve Aktar., 2001, Özalaybey ve diğ., 2002, Kalafat, D., 2020). Bölgede 1963 yılından bu yana gerçekleşmiş ve büyüklükleri $M_w \geq 3.8$ olan depremlerin, deprem odak mekanizma çözümleri Şekil 4.20'de gösterilmiştir. Bu öncü odak mekanizma çözümleri sonucunda, kuzey yamacın uç kısımlarında tespit edilen ve devamlılık sağlayan sağ yanal doğrultu atımlı fayların varlığı da doğrulanmaktadır. Bahsi geçen kuzey yamacın uç kısımlarında tespit edilen ve devamlılık sağlayan sağ yanal doğrultu atımlı faylar Şekil 4.18'de kırmızı oklar ile gösterilmiştir. Yapılan diğer odak mekanizma çözümleri incelenecek olursa havza çevresinde normal bileşenli doğrultu atımlı faylar, yer yer normal faylar ve az da olsa ters bileşenli faylar tespit edilmiştir. Bahsi geçen fayların büyük bir çoğunluğu, tez çalışma kapsamında veri işlemi ve yorumlaması yapılmış olan M97-029 kodlu sismik yansıma hattında da tespit edilmiştir (Şekil 4.22).



Şekil 4.19: Bölgede 1957 yılından bu yana Çınarcık Havzası üzerinde gerçekleşmiş olan depremlerin episantırlarının dağılımlarını (beyaz noktalar) gösteren sismisite haritası. Deprem episantır dağılımları, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi'nden (BÜ KRDAE BDTİM) alınmıştır. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

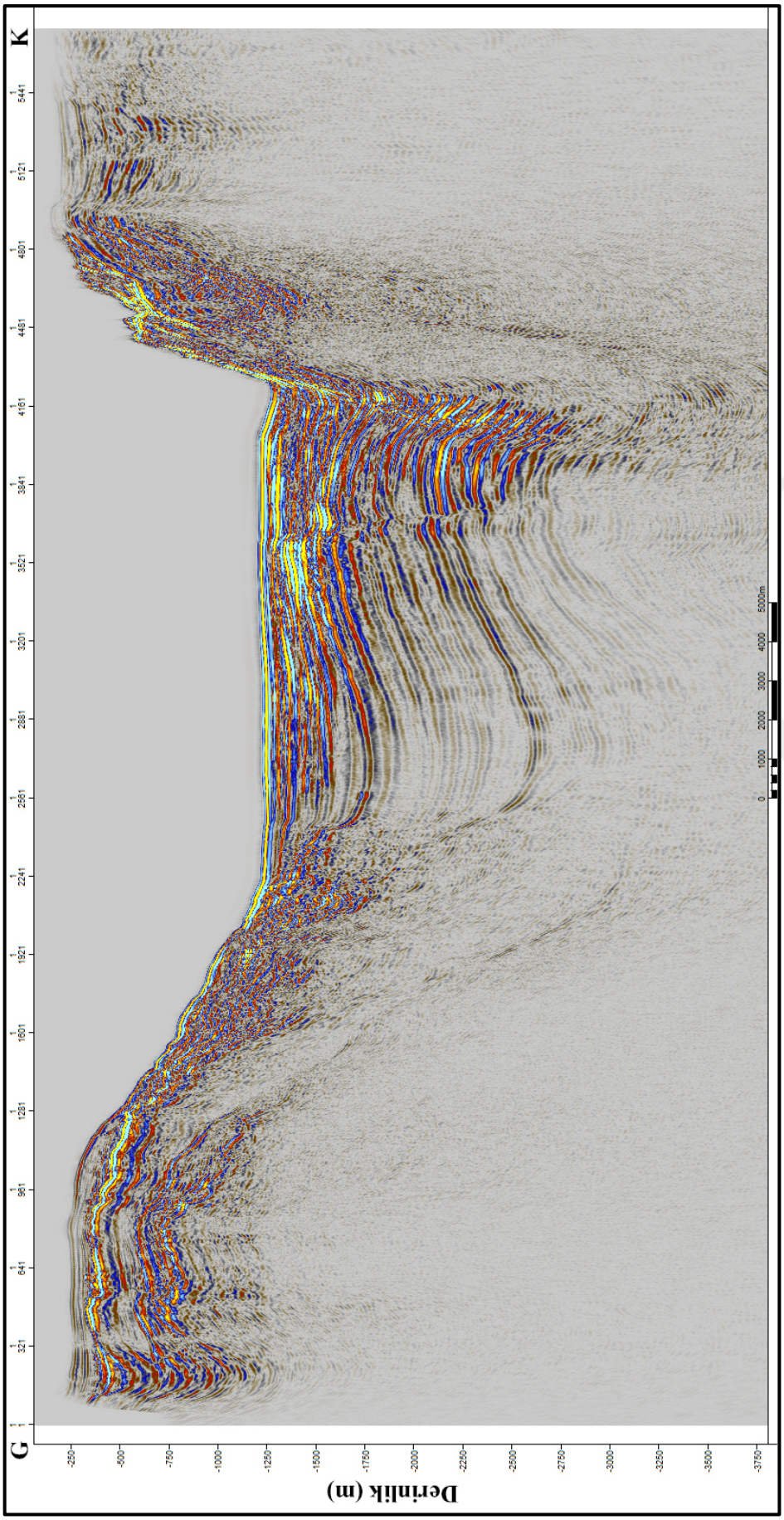


Şekil 4.20: Bölgede 1963 yılından bu yana gerçekleşmiş olan ve büyüklükleri $M_w \geq 3.8$ olan depremlerin (kırmızı noktalar) odak mekanizma çözümleri. (Faylar, Le Pichon ve diğ., 2001; Emre, Ö. ve diğ., 2013, Odak mekanizması, Kalafat, 2020'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

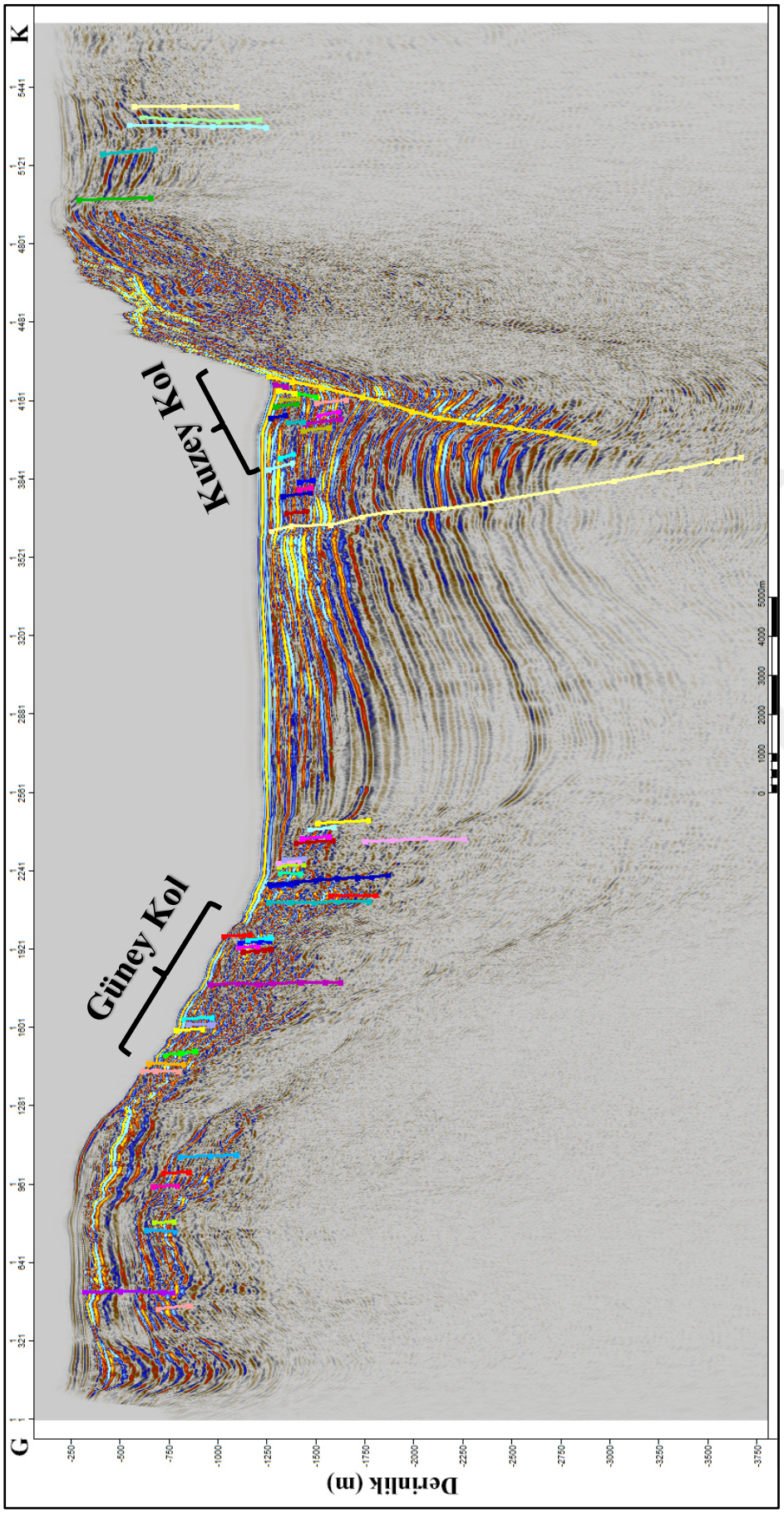
Bu çalışmadaki kesitlerin yorumlanmasında; bölgede gerçekleşmiş olan depremlerden (Şekil 4.19), bölgede büyüklükleri $M_w \geq 3.8$ olan depremlerin odak mekanizma çözümlemelerinden (Şekil 4.20), bölgenin genel tektonik özelliklerinden (Şekil 2.2) ve bölgede bundan önce yapılmış olan diğer çalışmalardan (Tchalenko, 1970; Wilcox ve diğ., 1973; Barka, A. A. ve diğ., 1988; Sylvester, 1988; Şengör, 1995; Barka, A. A. ve diğ., 1997; Armijo ve diğ., 1999; Okay, A. I. ve diğ., 1999; Parke ve diğ., 1999; İmren ve diğ., 2001; Le Pichon ve diğ., 2001; Rangin ve diğ., 2001; Armijo ve diğ., 2002; Gökaşan ve diğ., 2002; Parke ve diğ., 2002; Yaltırak, 2002a; Yaltırak ve Alpar, 2002b; Le Pichon ve diğ., 2003; Demirbağ ve diğ., 2003; İmren, 2003; Becel ve diğ., 2009; Becel ve diğ., 2010; Kurt ve diğ., 2011; Sorlien ve diğ., 2012; Shillington ve diğ., 2012; Bayrakçı G. ve diğ., 2013; Kurt ve diğ., 2013) yararlanılmıştır. Yorumlama aşamasında sismik yansıma kesitlerinin üzerindeki genliklerin daha net olarak belirlenebilmesi, sürekliliklerinin daha rahat takip edilebilmesi ve kesit üzerindeki ara yüzeylerin daha rahat bir şekilde belirlenebilmesi için kesitler hem renklendirilmiş hem de Göreceli Akustik Empedans (Relative Acoustic Impedance-RAI) nitelik işlemine tabi tutulmuştur (Şekil 4.8).

Çınarcık Havzası içerisinde toplanmış olan M97-029 kodlu hat Şekil 3.81'de belirtilen veri işlem aşamalarından geçirilerek yorumlanabilir hale getirilmiştir. Şekil 4.21'de M97-029 kodlu hattın yorumlanmamış hali ve Şekil 4.22'de M97-029 kodlu hattın ait yorumlanmış hali verilmiştir. Şekil 4.22'de yorumlanan kesit üzerinde, havzanın içerisine girdiği anda iki kola ayrılan (Kuzey ve Güney kolları) Marmara Fayı'nın izleri net bir şekilde görülmektedir. Çınarcık Havzası'nın güney kısmında bulunan yamaç, kuzey kısmında bulunan yamaca göre daha az bir eğime sahiptir. Güney kısımdaki yamaç yaklaşık olarak 9°'lik bir eğime sahipken, kuzey yamaç yaklaşık olarak 30°'lik bir eğime sahiptir. Kuzey kısımda bulunan yamaç gerek sismik kesitlerden gerekse bölgede alınmış çok ışınlı batimetri haritalarında da görüleceği gibi çok dik bir eğime sahiptir. Kuzey yamaçta bulunan bu dik eğim sonucunda havza ile olan ayrım sınırı güney yamacın havza ile olan sınırından daha keskin bir yapıya sahiptir.

KB uzanımlı Çınarcık havzası yaklaşık olarak 10 km genişliğe sahiptir. Aynı zamanda havza normal bileşene sahip KD-iç bükey faylarını da içinde barındırdığı bir açılma alanıdır (Le Pichon ve diğ., 2001). Havzanın doğu yönünde açığa çıkan depremlerin çoğunluğu normal ve doğrultu atım bileşenli fay özelliğine sahiptir (Kalafat, 2020).



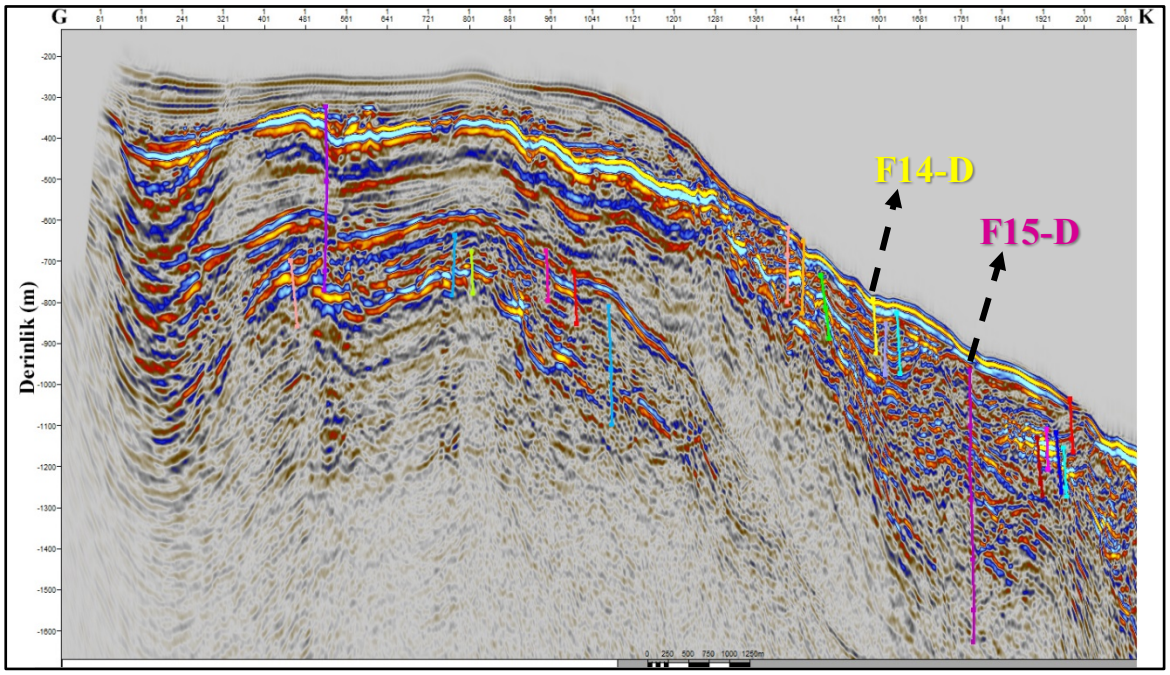
Şekil 4.21: M97-029 kodlu hatta ait yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali. DA:5]



Şekil 4.22: M97-029 kodlu hatta ait yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali. DA:5]

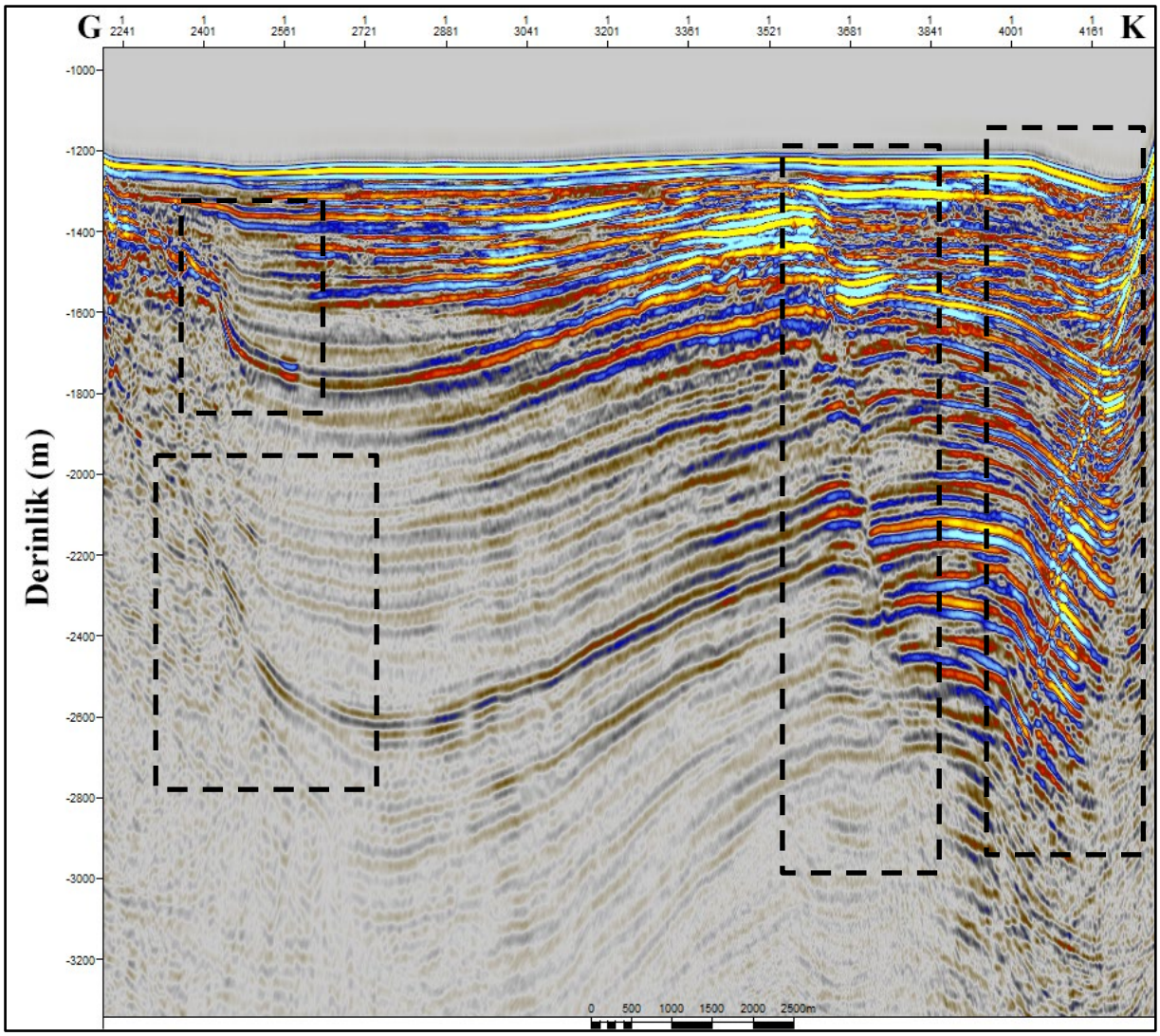
Okay ve diğ. (2000) tarafından Çınarcık Havzasında yapılan çalışmada kuzey yamacını sınırlayan fayın normal bileşene sahip olduğu söylenmektedir; fakat bu çalışmada ilgili fayın doğrultu atım özelliğine sahip olduğu gerek deprem odak mekanizması çözümlemelerinden gerekse Şekil 4.22, Şekil 4.25 ve Şekil 4.26'da yapılan sismik kesit yorumlamalarında açıkça görülmektedir. Sağ yanal doğrultu atımlı Ana Marmara Fayı'nın kuzey kolu yaklaşık olarak 295°'lik bir eğime sahipken, bu fayın güney kolu da yaklaşık olarak 208°'lik bir eğime sahiptir (İmren ve diğ., 2001, İmren, 2003). Şekil 4.22'de yorumlanmış hali gösterilmekte olan M97-029 kodlu hatta ait yığma öncesi derinlik migrasyonu kesitinde bu faylar net bir şekilde görülmektedir.

M97-029 kodlu hattın Ana Marmara Fayının güney kolunu içeren kısmında, ağırlıklı olarak normal ve doğrultu atımlı fayların bulunduğu açıkça görülmektedir (Şekil 4.23). Güney kısımdaki yamaç yaklaşık olarak 9°'lik bir eğime sahiptir. Marmara Fayının güney kolunun uzandığı güney yamaçta yaklaşık olarak 100-150 m uzunluğa sahip normal faylar bulunmaktadır. Emre, Ö. ve diğ., 2013 tarafından çizilmiş olan diri fay haritasına göre Çınarcık Havzası'nın güney kısmından geçmekte olan Ana Marmara Fayı'nın Güney Kolu (F14-D) yaklaşık 140 metre uzunluğa sahiptir. Hattın kuzeyine doğru yaklaşık 670 metre uzunluğa ulaşan sağ yanal doğrultu atım özelliğine sahip olan bir fayın (F15-D) varlığından da söz edilebilmektedir (Şekil 4.23).



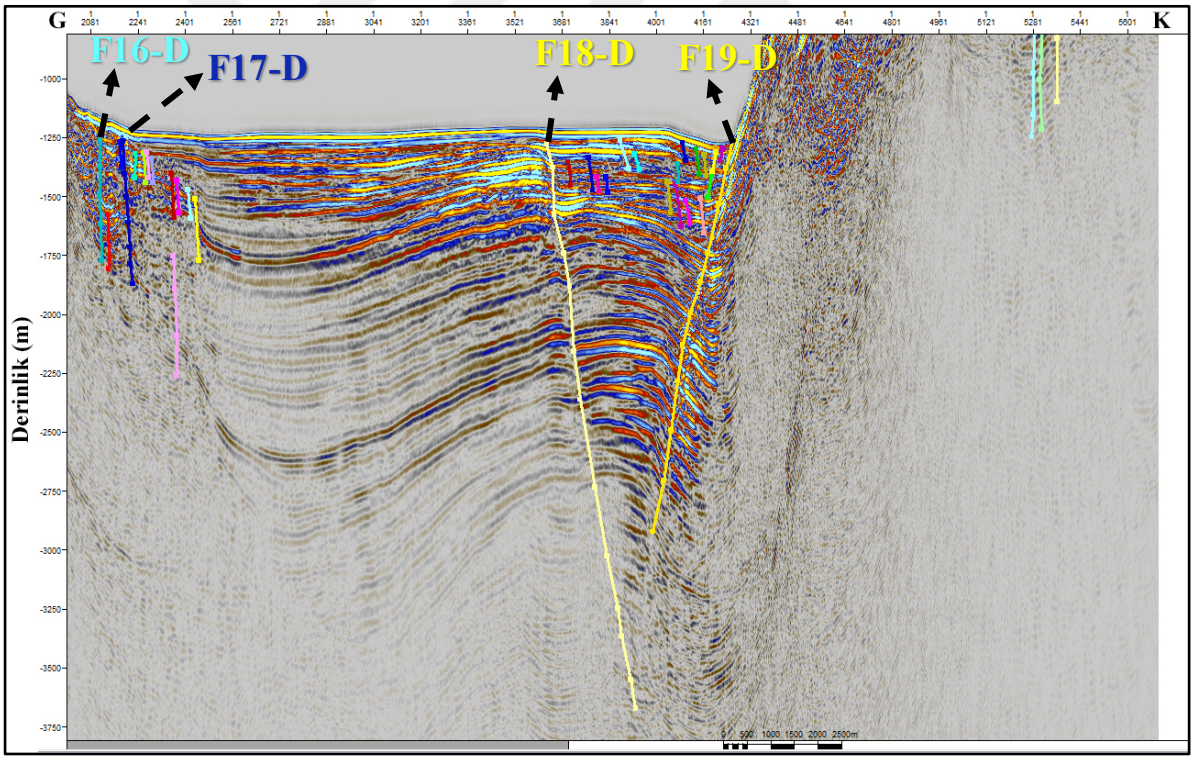
Şekil 4.23: M97-029 kodlu hattın Ana Marmara Fayı'nın güney kolunu içeren kısmının (1-2081 CDP'ler arasında kalan kısmının) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F14-D ve F15-D doğrultu atım bileşenine sahip faylardır.

Havza içerisinde biriken çökel istiflerin asimetrik bir yapıda kıvrımlandığı açıkça görülmektedir (Şekil 4.24). Havza içerisinde birikmiş olan bu çökel istiflerin kıvrımlanmaları, kuzey kolda sıkıştıran büklüm gelişimi ile ilişkilidir. Havza içerisindeki kıvrımlanmaların bulunduğu alan, gelişen bir makaslanma olayının yaratmış olduğu rotasyona bağlı olarak BKB-DGD uzanımlı bir sıkışmanın türüdür.



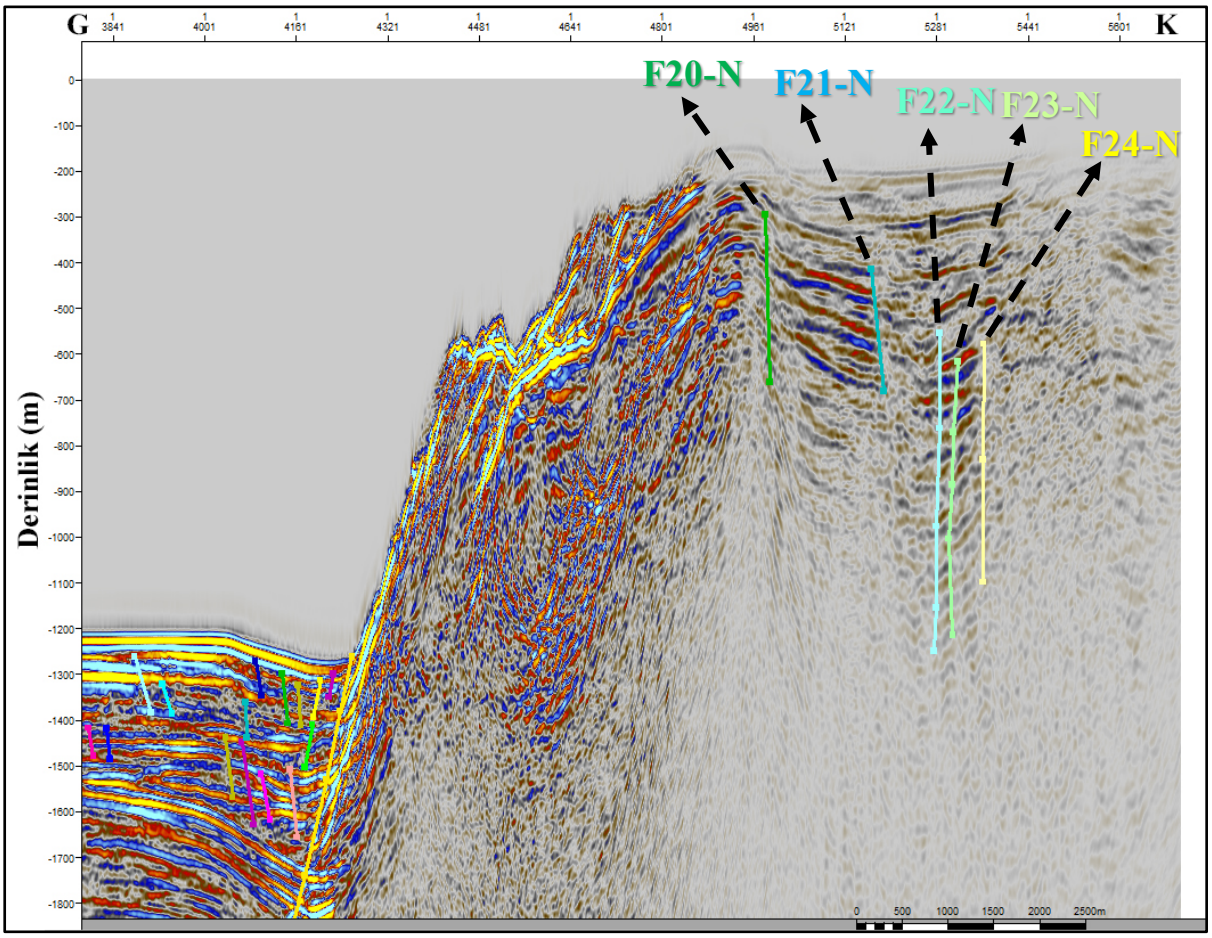
Şekil 4.24: M97-029 kodlu hatta ait havza kısmının (2241-4161 CDP'ler arasında kalan kısmının) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Siyah kesik çizgili kutular ile havza içerisindeki sıkışan alanlar belirtilmiştir.

M97-029 kodlu hattın havza girişinde normal ve doğrultu atım bileşenli fayların varlığı açıkça görülmektedir (Şekil 4.25). Havza girişinde bulunmakta olan bu doğrultu atımlı fayların (F16-D ve F17-D) yaklaşık uzunlukları sırasıyla 512 ve 600 metrelere ulaşmaktadır. Havza içerisine giriş noktasında yaklaşık uzunlukları 100-270 metrelere ulaşan normal ve doğrultu atımlı fayların varlığı görülmektedir (Şekil 4.25). Havza da bulunan Ana Marmara Fayı'nın kuzey kolunun (F19-D) bulunduğu yerde pozitif çiçek yapısı tespit edilmiştir (Şekil 4.25). Havza içerisinde tespit edilen pozitif çiçek yapısını ortaya koyan sağ yanal doğrultu atımlı fayların (F18-D ve F19-D) yaklaşık uzunlukları sırasıyla 1912 ve 1690 metrelere ulaşmaktadır. Bu pozitif çiçek yapısı içerisinde bulunan çökel istif yaklaşık 70-150 metre uzunluğa sahip olan normal fayları bünyesinde barındırmaktadır (Şekil 4.25). Ana Marmara Fayı'nın kuzey kolunun sırtı sınırladığı yerde bulunan çökel istiflerin asimetrik olarak kıvrımlandığı açıkça görülmektedir (Şekil 4.25)



Şekil 4.25: M97-029 kodlu hattın Ana Marmara Fayı'nın kuzey kolunu içeren kısmının (2081-4321 CDP'ler arasında kalan kısmının) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F16-D, F17-D, F18-D ve F19-D doğrultu atım bileşenine sahip faylardır.

M97-029 kodlu hattın kuzey kısmında bulunan sırtın tepe noktasında yaklaşık uzunlukları sırasıyla 380 ve 280 metrelere ulaşan iki adet normal fayın (F20-N ve F21-N) varlığından söz edilebilmektedir (Şekil 4.26). Sırtta bulunan deniz tabanı düzlüğünde birbirlerine paralel olan uzunlukları sırasıyla yaklaşık 704-644-525 metrelere kadar ulaşan üç normal fayın (F22-N, F23-N ve F24-N) varlığından söz edilebilmektedir (Şekil 4.26).



Şekil 4.26: M97-029 kodlu hattın kuzey sırt içeren kısmının (3841-5601 CDP'ler arasında kalan kısmının) yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F20-N, F21-N, F22-N, F23-N ve F24-N normal faylardır.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

5.1. ÇOK KANALLI DENİZ SİSMİĞİ YANSIMA VERİLERİNİN RUTİN VE RUTİN OLMAYAN VERİ İŞLEM AŞAMALARININ GENEL OLARAK DEĞERLENDİRİLMESİ

Tez çalışması kapsamında, öncelikli olarak Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü'ne (MTA) ait Sismik-1 Araştırma Gemisi tarafından 1997 yılında toplanmış olan çok kanallı sismik yansıma hatları Şekil 3.2 ve Şekil 3.81'de verilmiş olan iş akış şemalarına uygun olarak rutin ve rutin olmayan veri işlem basamakları kullanılarak işlenmiştir.

Tez çalışması kapsamında kullanılan ve toplamda 66,137 km uzunluğa sahip olan iki adet çok kanallı sismik yansıma verisi öncelikle rutin veri işlem aşamaları (Şekil 3.2) kullanılarak işlenmiştir. Bu aşamalar sırasıyla, ham verilerin sisteme girilmesi ve atış ortamına geçirilmesi, verilerde bulunan istenmeyen izlerin tespiti ve kaldırılması, verilerde bulunan gürültülerin giderilmesi için süzgeç uygulaması, verilerdeki istenmeyen alanların atılması için kesme işlemi, genlik kazancı uygulaması, atış-alıcı düzeni geometri bilgisinin siteme tanıtılması, atış düzeninde bulunan verilerin ortak yansıma noktası düzenine geçirilmesi, hız analizi, NMO düzeltmesi ve kesme işlemi, yığma işlemi, yığma öncesi ve sonrası tekrarlı yansımaların giderilmesi, yığma sonrası zaman ve derinlik ortamı migrasyon işlemi şeklindedir.

Tez çalışması kapsamında işlenen iki adet çok kanallı sismik yansıma verilerden Marmara Denizi Orta Havza bölgesinde toplanan M97-012A kodlu sismik yansıma verisi toplanma aşamasında yaklaşık olarak 4 km'lik bir atış kaybına uğradığı için veri iki parçaya ayrılmış ve her bir parça ayrı ayrı veri işlem aşamalarına tabi tutulmuştur.

Verilerin 1997 yılında eski bir teknoloji ile toplanması sonucu yapılan veri işlem aşamalarında büyük zorluklar çekilmiştir; fakat gelişen teknoloji ile bu zorlukların üstesinden gelinmiş ve yeni sonuçlar ortaya konmuştur.

Yapılan rutin veri işlem aşamaları esnasında en büyük zorluk hız seçimi aşamasında yaşanmıştır. Bu zorluk verinin eski bir teknoloji ile toplanması nedeniyle oluşan düşük katlanma sayısından kaynaklanmıştır.

Bu problem, çalışma bölgesinde 2009 ve 2010 yıllarında Becel ve diğ., tarafından yapılan çalışmalarda deniz tabanına yerleştirilen sismometreler yardımıyla çözülmüştür. Bu çalışmalarda deniz tabanına yerleştirilen sismometrelerden ile elde edilen P dalgası ara hızlarının modellenmesi ile ortama ait gerçek hız bilgisi ortaya konmuştur. Bu çalışmalarda Marmara Denizi boyunca (Doğu-Batı uzanımlı) deniz dibi sismometrelerinden elde edilen P dalgasının yayınım hızına ait model, bu tez çalışması kapsamında incelenen hatlara denk gelen kısımları için tekrar modellenmiş ve kullanılmıştır. Becel ve diğ. (2010) ait olan çalışmadaki P dalgası yayınım hızı modelinin, tez çalışması kapsamında incelenen Marmara Denizi'nin orta baseninde yer alan M97-012A kodlu hatta denk gelen kısmı için model de bulanan ara hızların karekök ortalama hızlara (RMS) dönüştürülmesi Denklem 3.5 kullanılarak gerçekleşmiş ve model yenilenmiştir. M97-029 kodlu sismik yansıma hattına Becel ve diğ. (2009) ait olan çalışmadaki P dalgası yayınım hızı modeli tam olarak denk gelmediği için bu hat için sismik veri işlem programının benzerlik (coherency) fonksiyonları olan semblans eğrileri üzerinden işaretlenen hızlar ile model oluşturulmuş ve uygulanmıştır.

Tez çalışması kapsamında kullanılan iki adet çok kanallı sismik yansıma hattına rutin olan veri işlem aşamalarından sonra Şekil 3.81'de verilen rutin olmayan veri işlem aşamaları (yığma öncesi derinlik migrasyonu) uygulanmıştır. İlk aşamada yapılan rutin veri işlem aşamaları ile elde edilen yığma sonrası zaman ve derinlik migrasyonu kesitlerine ek olarak, rutin olmayan veri işlem aşamaları ile yığma öncesi derinlik migrasyonu kesitleri elde edilmiştir. Yığma öncesi derinlik migrasyonu işlemi doğalgaz ve petrol aramacılığında yoğun olarak kullanılmaktadır. Rutin olmayan veri işlem aşamaları sırasıyla, ham verilerin sisteme girilmesi ve atış ortamına geçirilmesi, verilerde bulunan istenmeyen izlerin tespiti ve kaldırılması, verilerde bulunan gürültülerin giderilmesi için süzgeç uygulaması, verilerdeki istenmeyen alanların atılması için kesme işlemi, genlik kazancı uygulaması, atış-alıcı düzeni geometri bilgisinin siteme tanıtılması, atış düzeninde bulunan verilerin ortak yansıma noktası düzenine geçirilmesi, tekrarlı yansımaların giderilmesi, yığma hız analizi işlemi şeklindedir.

Yığma hız analizi sonucunda elde edilen RMS hızları, yığma öncesi derinlik migrasyonunda kullanılacak olan ara hızlara dönüştürülmelidir. Bu dönüştürme işlemi sismik veri işlem programına ait olan Seismic Manipulations ve Constrained Velocity Inversion (CVI) modüllerinin kullanılması ile yapılmıştır. Dönüştürülerek elde edilen ara hızlar, sisteme başlangıç hızı olarak tanıtılmakta ve başlangıç hız modelleri oluşturulmaktadır.

Yığma öncesi derinlik migrasyon kesitlerinin doğru bir şekilde elde edilmesindeki en önemli unsurlardan bir tanesi doğru hızlara sahip olabilmektir. Sisteme tanıtılan başlangıç hız modelleri ile ilksel yığma öncesi derinlik migrasyon kesitleri elde edilir. Elde edilen kesitlerde bulunan ortak yansıma noktaları (CRP) istenen düz forma ulaştıklarında yığma öncesi derinlik migrasyonu başarı ile sonuçlanmış kabul edilir; ancak ortak yansıma noktaları (CRP) istenen düz forma ulaşmaz ise kesit üzerinde bulunan eğim ve süreklilik niteliklerinin hesaplanması ve sisteme kaydedilmesi gerekmektedir. Kaydedilen eğim ve süreklilik niteliklerinin ortak yansıma noktaları (CRP) üzerine yerleştirilmesi ve otomatik seçim (2D Auto Picker) işleminin yapılması ile hesaplanan nitelikler ardından yapılan grid tomografi işlemi ile başlangıç hız modellerinin güncellenmesi sağlanır. Güncellenen hız modelleri ile tekrar yığma öncesi derinlik migrasyon kesitleri elde edilmektedir. Yapılan işlemler sonucunda kesitin ortak yansıma noktaları (CRP) istenen düz forma ulaşmaz ise işlemler tekrarlanarak ortak yansıma noktaları (CRP) istenen düz forma gelene kadar devam ettirilir. Yapılan rutin olmayan veri işlem aşamaları sonucunda M97-029 kodlu hat için üç yineleme, M97-012A kodlu hattın her iki parçası içinde dört yineleme de ortak yansıma noktaları (CRP) istenen düz forma ulaşmış her hat için yığma öncesi derinlik migrasyon kesitleri elde edilmiştir.

Çalışma kapsamında gerek yığma sonrası zaman ve derinlik migrasyon kesit sonuçları gerekse de yığma öncesi derinlik migrasyon kesit sonuçları karşılaştırılmış ve bölge için yapılacak olan aktif tektonik yorum için yığma öncesi derinlik migrasyon kesit sonuçları kullanılmıştır. Sırasıyla yığma sonrası zaman migrasyonu için, Omega-X sonlu farklar migrasyon yöntemi, Kirchhoff migrasyon yöntemi, Dalga denklemi migrasyon yöntemi ve Açık sonlu farklar migrasyon yöntemleri kullanılmıştır. Yığma sonrası derinlik migrasyonu için ise Kirchhoff migrasyon yöntemi kullanılmıştır. Yığma öncesi derinlik migrasyon için ise Yığma öncesi Kirchhoff derinlik migrasyon yöntemi kullanılmıştır.

Yapılan analizler neticesinde, Kirchhoff yığma sonrası zaman ve derinlik migrasyon sonuçlarının diğer yığma sonrası migrasyon sonuçlarından daha iyi sonuçlar vermesine karşın yığma öncesi Kirchhoff derinlik migrasyon sonuçlarının migrasyon kesitlerinde daha etkili sonuçlar ortaya koyduğu görülmüştür. Yığma öncesi derinlik migrasyonu kesitlerinde Kirchhoff migrasyonunun daha iyi sonuçlar vermesinin nedeni kuvvetli bir çözüm gücüne, yanal ve düşey hız değişimleri noktalarında başarılı çözümler ortaya koymasıdır.

Yapılan yorumlamalarda, sismik yansıma kesitlerinin üzerindeki genliklerin, sürekliliklerin ve ara yüzeylerin net bir şekilde belirlenebilmesi için kesitler renklendirilmiş ve Göreceli Akustik Empedans (Relative Acoustic Impedance-RAI) nitelik işlemine tabi tutulmuştur (Şekil 4.8).

Çalışmada kullanılan güncel ve son teknoloji sismik veri işlem ve yorumlama programlarından elde ettiğimiz sonuçlar bize, daha önceki araştırmacıların elde ettiği veri işlem ve yorumlama çalışmalarına nazaran çok daha iyi sonuçlar vermiştir. Çalışmamızda bugüne kadar tespiti yapılmamış güncel faylara ait bulgular ortaya konmuştur (Şekil 5.4 ve Şekil 5.5). Çalışma kapsamında Tchalenko, 1970; Wilcox ve diğ., 1973; Barka, A. A. ve diğ., 1988; Sylvester, 1988; Şengör, 1995; Barka, A. A. ve diğ., 1997; Armijo ve diğ., 1999; Okay, A. I. ve diğ., 1999; Parke ve diğ., 1999; İmren ve diğ., 2001; Le Pichon ve diğ., 2001; Rangin ve diğ., 2001; Armijo ve diğ., 2002; Gökaşan ve diğ., 2002; Parke ve diğ., 2002; Yaltırak, 2002a; Yaltırak ve Alpar, 2002b; Le Pichon ve diğ., 2003; Demirbağ ve diğ., 2003; İmren, 2003; Becel ve diğ., 2009; Becel ve diğ., 2010; Kurt ve diğ., 2011; Sorlien ve diğ., 2012; Shillington ve diğ., 2012; Bayrakçı G. ve diğ., 2013; Kurt ve diğ., 2013, tarafından belirlenen fayların varlığı doğrulanmış olup bunlara ek yeni faylar tespit edilmiştir. Çalışmada elde edilen sonuçlar bize her iki bölgede de (Orta Havza ve Çınarcık Havzası) meydana gelen depremlerin odak mekanizma çözümleri (Kalafat, 2020) ile uyum içerisinde olduğunu göstermektedir.

5.2.ORTA HAVZA ve ÇINARCIK HAVZASI'NIN AKTİF TEKTONİĞİNİN BATİMETRİK VE ÇOK KANALLI DENİZ SİSMİĞİ YANSIMA VERİLERİ İLE BİRLİKTE DEĞERLENDİRİLMESİ

Marmara Denizi, en batıda 1912 yılında Tekirdağ Şarköy bölgesinde Ganos Fayı üzerinde meydana gelen büyüklüğü M_s=7.4 olan deprem ile en doğuda 1999 yılında Kocaeli Gölcük bölgesinde meydana gelen büyüklüğü M_w=7.5 olan depremden etkilenmiştir. Her iki bölgede de meydana gelen bu depremlerin odak mekanizma çözümleri, depremin açığa çıktığı fayın sağ yanal doğrultu atım mekanizmasına sahip olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte yine Marmara Denizi içerisinde normal ve ters faylarında varlığı bilinmektedir. Marmara Denizi içerisindeki faal fayların en önemli unsurlarından biri de içerisinde bulundurmuş olduğu sırt ve havzalardır. Bu havza ve sırtlar batıdan doğuya doğru sırasıyla, Tekirdağ Havzası, Batı Sırtı, Orta Havza, Orta Sırt, Kumburgaz Havzası ve Çınarcık Havzasıdır.

Çalışma kapsamında kullanılan çok kanallı sismik yansıma hatlarında (M97-012A ve M97-029), faal bir doğrultu atım bileşenine sahip olan Ana Marmara Fayı'nın varlığı açıkça görülmektedir. Ana Marmara Fayı olarak adlandırılan bu sağ yanal doğrultu atımlı fay, Çınarcık Havzası'nın doğusundan başlayıp, havzanın kuzey sırtından ilerleyerek Kumburgaz Havzası'nın kuzeyinden geçip Orta Sırta doğru devam eder. Orta Sırttan devam eden fay Orta Havza'nın güney kısmından devam ederek Batı Sırtına oradan ise Tekirdağ Havzasında bulunan Ganos Fayı'na bağlanarak devam etmektedir (İmren ve diğ., 2001; İmren, 2003).

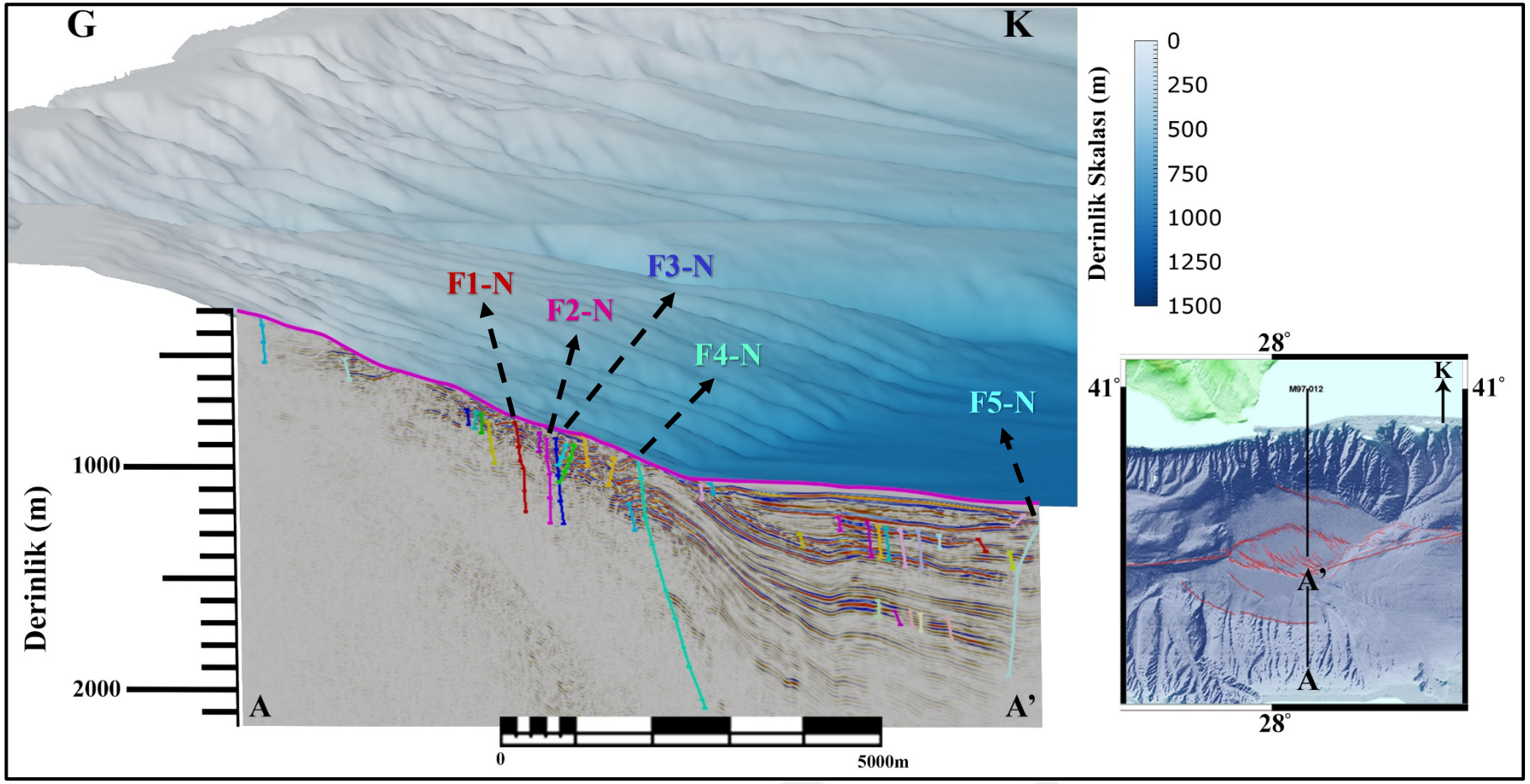
KB-GD uzanımına sahip olan Ana Marmara Fayı Çınarcık Havzası'nın içerisinde kuzey ve güney kol olmak üzere ikiye ayrılır. Ana Marmara Fayı'nın kuzey kolu yaklaşık olarak 70 km uzunluğa güney kolu yaklaşık olarak 34,5 km uzunluğa sahip olup, güney kolu üzerinde verev normal fayları da içermektedir (Şekil 4.17).

Rangin ve diğ. (2001) tarafından yapılan çalışmaya paralel bu çalışmada da Ana Marmara Fayı'nın Çınarcık Havzasından başlayarak Marmara Denizi içerisindeki tüm havza ve sırtları keserek sağ yanal doğrultu atımlı bir şekilde ilerlediği görülmektedir. Tez çalışması kapsamında Orta Havza ve Çınarcık Havzası'nın aktif tektonik yorumlamaları, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü'ne (MTA) ait Sismik-1 Araştırma Gemisi tarafından 1997 yılında toplanmış olan çok kanallı sismik yansıma hatları kullanılarak yapılmıştır.

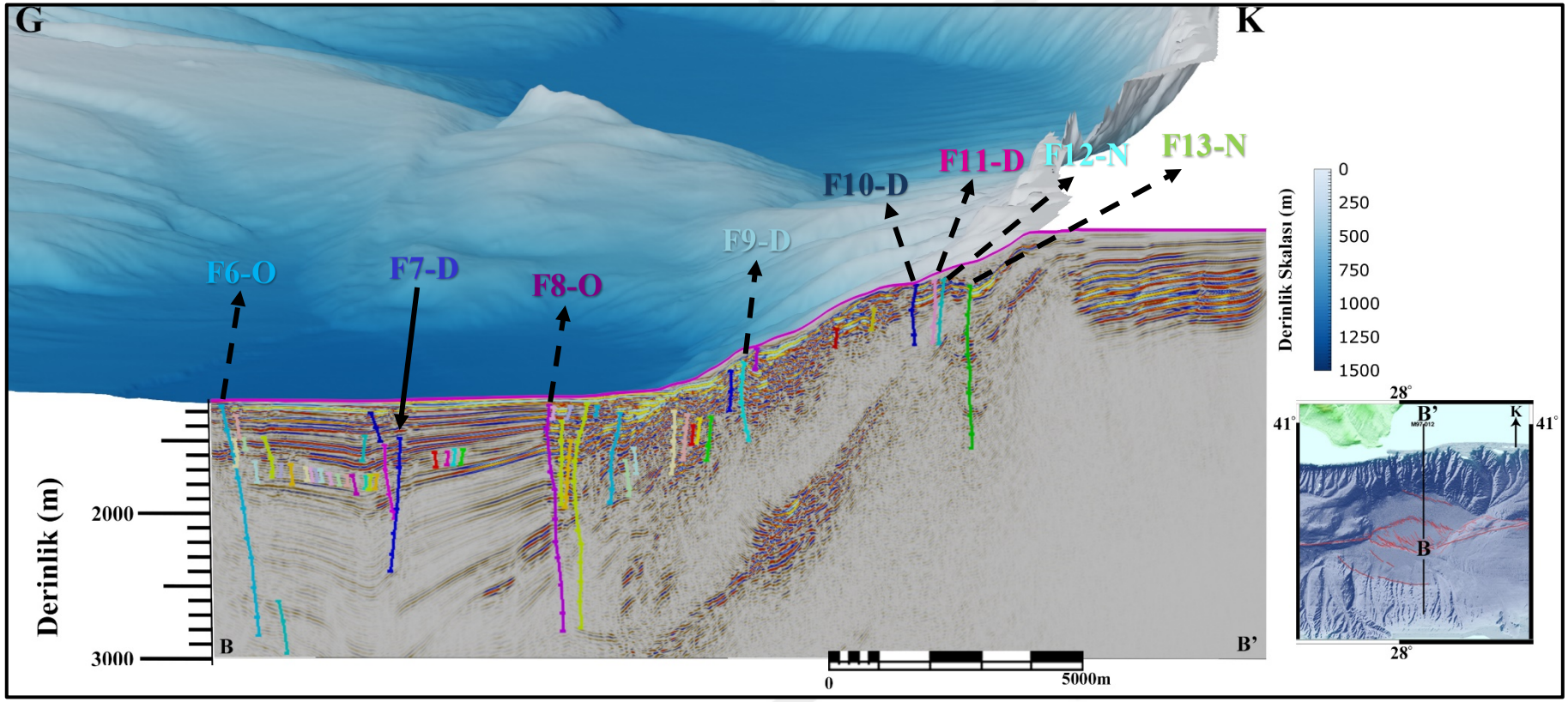
Orta Havza, Marmara Ereğlisi'nin GD kısmında, KD-GB uzanımlı olan Orta Sırt ve Batı Sırt'ın arasında yer almaktadır (Şekil 4.1). Orta Havza, K-G yönünde yaklaşık olarak 16-20 km uzunluğunda, D-B yönünde ise yaklaşık olarak 25 km uzunluğundadır. Orta Havza'nın 1250 m derinliğinde bulunan düzlük yaklaşık olarak 40 km2'lik bir alana sahiptir (Şekil 4.2). Ana Marmara Fayı, Kumburgaz Havzası ve Orta Sırttan geçerek Orta Havza içerisine ulaşmaktadır. Havza içerisinde detaylı bir şekilde bakıldığında, KB-GD uzanımlı doğrultu atımlı sintetik (Riedel) fayların varlığı M97-012A kodlu sismik hattın kuzey kısmında detaylı bir şekilde görülmektedir. Orta Havza içerisinde, Marmara Denizi'ndeki diğer havzalarda da karşılaştığımız gibi kalın bir Pliyo-Kuvaterner çökelleri bulunmaktadır. Yüzeyde bulunmakta olan bu kalın Pliyo-Kuvaterner çökelleri altında Miyosen çökelleri, bunların altında da Eosen-Oligosen çökelleri bulunmaktadır (Yaltırak, 2002a). Gerek havzanın iç yapısının kontrolünün gerekse bu istif yapısının kıvrımlı bir şekilde birikmesinin, havzanın iç kısmındaki birbirine paralel iki verev (oblik) atımlı fay tarafından kontrol edildiği düşünülmektedir (İmren ve diğ., 2001; İmren, 2003).

M97-012A kodlu hattın güneyde kalan kısmında sırtın üzerinde hattın kuzey kısmında kalan parçasında olduğu gibi negatif çiçek yapısına rastlanmaktadır (Şekil 5.1). Aynı sırt üzerinde yaklaşık uzunlukları sırasıyla 400, 380, 330 metrelere ulaşan normal faylar (F1-N, F2-N ve F3-N) bulunmaktadır. Hattın sırt noktasından havzaya giriş yaptığı noktada yaklaşık 1143 metre uzunluğa sahip normal bir fayın (F4-N) varlığı görülmektedir (Şekil 5.1). Hattın güney kısmında ise havza içerisinde biriken çökel istifler içinde birbirine paralel olan normal fayların varlığı görülmektedir. Hattın uç kısmında yaklaşık 700 metre uzunluğa sahip olan normal fay (F5-N) tespiti yapılmıştır. Çökel istiflerin kıvrımlı yapısının havzanın girişi ve uç noktasında var olan faylar (F4-N ve F5-N) tarafından kaynaklandığı söylenebilir (Şekil 5.1).

M97-012A kodlu hattın kuzeyde kalan kısmında, Ana Marmara Fayı'nın kuzey kolu (F7-D) açıkça görülmektedir, ayrıca havza içerisinde fayın negatif çiçek yapısı da görülmektedir (Şekil 5.2). Sismik kesitin güney kısmında KB-GD uzanımlı ve yaklaşık olarak 1579 metre uzunluğa ulaşan fay (F6-O) ile kesitin kuzey kısmındaki sırta doğru olan KB-GD uzanımlı yaklaşık 1575 metre uzunluğa ulaşan fayın (F8-O) varlığı görülmektedir (Şekil 5.2). Havzanın içerisinde gözlemlenen birbirine paralel olan bu iki verev (oblik) fayın (F6-O ve F8-O), havzanın kontrolünü sağladığı düşünülmektedir. Ayrıca kesitin kuzey kısmında bulunan sırtın üzerinde yaklaşık uzunlukları sırasıyla 533, 424, 170 metrelere ulaşan doğrultu atım bileşenine sahip üç fayın (F9-D, F10-D ve F11-D) ve yine aynı sırt üzerinde yaklaşık uzunlukları sırasıyla 457 ve 1103 metrelere ulaşan iki adet normal fayın (F12-N ve F13-N) varlığından söz edilebilmektedir (Şekil 5.2).



Şekil 5.1: M97-012A kodlu hattın birinci kısmının yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali ve 3 boyutlu batimetri haritasının bütünleşik görünümü (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F1-N, F2-N, F3-N, F4-N ve F5-N normal faylardır. Hattın konumu şeklin sağ alt kısmında verilmiştir. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).



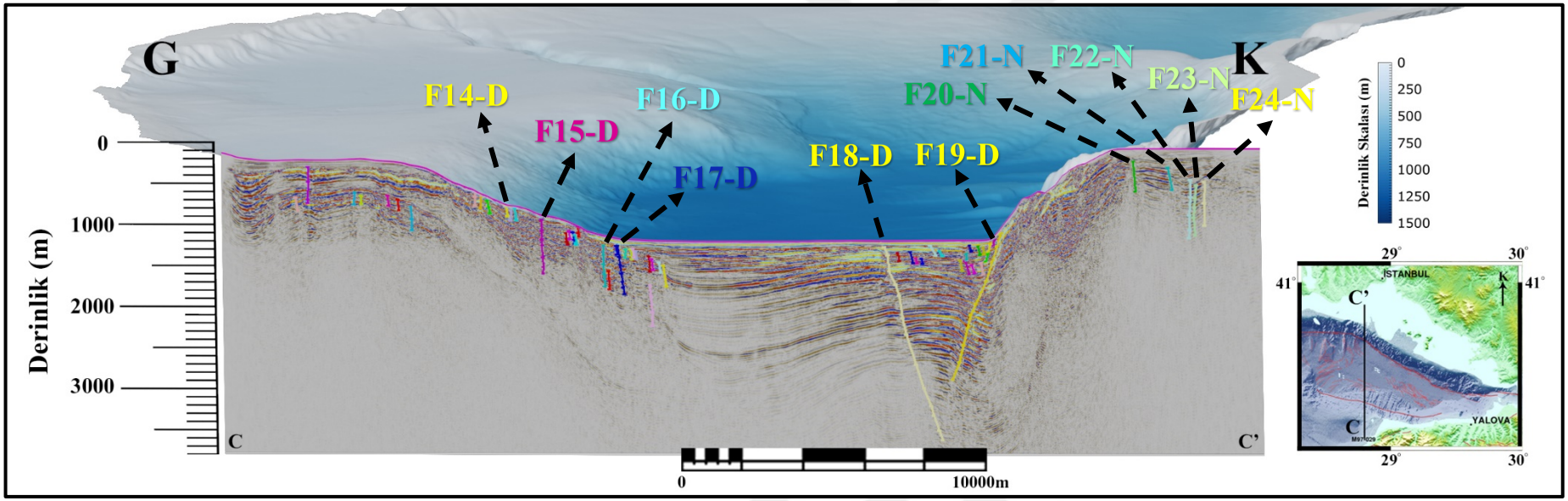
Şekil 5.2: M97-012A kodlu hattın ikinci kısmının yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali ve 3 boyutlu batimetri haritasının bütünleşik görünümü (DA:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F6-O ve F8-O oblik atım bileşenine, F7-D, F9-D, F10-D ve F11-D doğrultu atım bileşenine sahip faylar olup, F12-N ve F13-N normal faylardır. Hattın konumu şeklin sağ alt kısmında verilmiştir. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

Çınarcık Havzası, Marmara Denizi'nin en doğu kısmında yaklaşık 1275 metre derinliğe sahip en derin çukurlardan biridir (Şekil 4.15). Ana Marmara Fayı, Tuzla açıklarında oluşan heyelan tarafından örtülmüştür (Şekil 4.18). Bu çalışmada ve İmren, 2003'te, Ana Marmara Fayı'nın karakteristik özellikleri Çınarcık Havzası içerisinde görülmekle birlikte havzanın güney kısmına doğru fayın ikincil unsurlarının sintetik özellikli (Riedel) sağ yanal doğrultu atım özelliğine sahip olan fayların varlığından söz edilebilir (Şekil 4.17). M97-029 kodlu hattın güney kısmında KB-GD uzanımlı eğim atımlı normal fay serileri bulunmaktadır. Bunlar bölgedeki oluşmuş depremlerin odak mekanizma çözümlerinde de görülmektedir. M97-029 kodlu hatta Ana Marmara Fayı'nın havza içerisinde ilerleyişi sıkışma bileşeni ile açığa çıkmakta olan kıvrımlara ve yine havza içerisinde bulunan normal faylara ek ters fayların oluşumuna sebep olmaktadır (Şekil 5.3). Çınarcık Havzası'nın aktif kuzey sınır fayında (Şekil 5.3, F19-D), türbiditlerden oluştuğu düşünülen sediman katmanlarının V biçimli sarkması sonucunda oluşan dar, oluk biçimli bir yapı bulunmaktadır (Le Pichon ve diğ., 2001). Havza içerisinde geniş dalga boylu kıvrımlanmış olan ve kilometrelerce kalınlıkta Pliyo-Kuvaterner çökeller bulunmaktadır. Bu çökel paketlerinin, Marmara Denizi'ne Miyosen-Pliyosen jeolojik zamanında gelen Kuzey Anadolu Fayı ile birlikte eş yaşlara sahip olduğu düşünülmektedir (Okay ve diğ., 1999). Bu çökel paketin hemen altında Miyosen çökelleri bulunmaktadır (Yaltırak, 2002a).

Hattın güney kısmında birçok normal ve doğrultu atım bileşenine sahip faylar bulunurken az da olsa ters fayların varlığından da söz edilebilmektedir (Şekil 5.3). Hattın güney kısmından havzaya doğru ilerledikçe sağ yanal doğrultu atım özelliğine sahip yaklaşık 140 metre uzunluğunda Ana Marmara Fayı'nın güney kolu (F14-D) açıkça görülmektedir (Şekil 5.3). Ayrıca hattın kuzeyine doğru yaklaşık 670 metre uzunluğunda sağ yanal doğrultu atım özelliğine sahip olan bir fayın (F15-D) varlığından söz edilebilmektedir (Şekil 5.3). Havza içerisine girildiğinde bundan önceki çalışmalarda tespiti yapılan ve yaklaşık uzunlukları sırasıyla 512 ve 600 metrelere ulaşan iki adet sağ yanal doğrultu atımlı fayın (F16-D ve F17-D) varlığından söz edilebilmektedir (Şekil 5.3). Bu çalışmanın bulgularından bir diğeri de Ana Marmara Fayı'nın kuzey kolunun bulunduğu yerde pozitif çiçek yapısına benzer bir fay (F18-D ve F19-D) yapısının varlığı görülmektedir (Şekil 5.3).

Bu pozitif çiçek yapısına benzer bir fay yapısını ortaya koyan sağ yanal doğrultu atımlı fayların (F18-D ve F19-D) yaklaşık uzunlukları sırasıyla 1912 ve 1690 metrelere ulaşmaktadır. Ana Marmara Fayı'nın kuzey kolu (F19-D) havza içerisinde belirgin olarak görülmektedir.

Havza içerisinde oluşan makaslama olayına bağlı rotasyon hareketi BKB-DGD uzanımlı bir sıkışmaya sebep olmaktadır. Bu da havza içerisindeki kıvrımlanmaların nedenini açıklamaktadır. M97-029 kodlu hattın kuzey sırtın tepe noktasındaki düzlükte yaklaşık uzunlukları sırasıyla 380 ve 280 metrelere ulaşan iki adet normal fayın (F20-N ve F21-N) ve deniz tabanının yaklaşık 320 metre derinliğinde birbirine paralel ve yaklaşık uzunlukları sırasıyla 704-644-525 metrelere ulaşan üç adet normal fayın (F22-N, F23-N ve F24-N) varlığından söz edilebilmektedir (Şekil 5.3).



Şekil 5.3: M97-029 kodlu hatta ait yığma öncesi derinlik migrasyon kesitinin yorumlanmış hali ve 3 boyutlu batimetri haritası ile bütünleşik görünümü (da:5). Kesit üzerinde tespiti yapılan faylar renklendirilerek gösterilmiştir; F14-D, F15-D, F16-D, F17-D, F18-D ve F19-D doğrultu atım bileşenine sahip faylar olup, F20-N, F21-N, F22-N, F23-N ve F24-N normal faylardır. Hattın konumu şeklin sağ alt kısmında verilmiştir. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

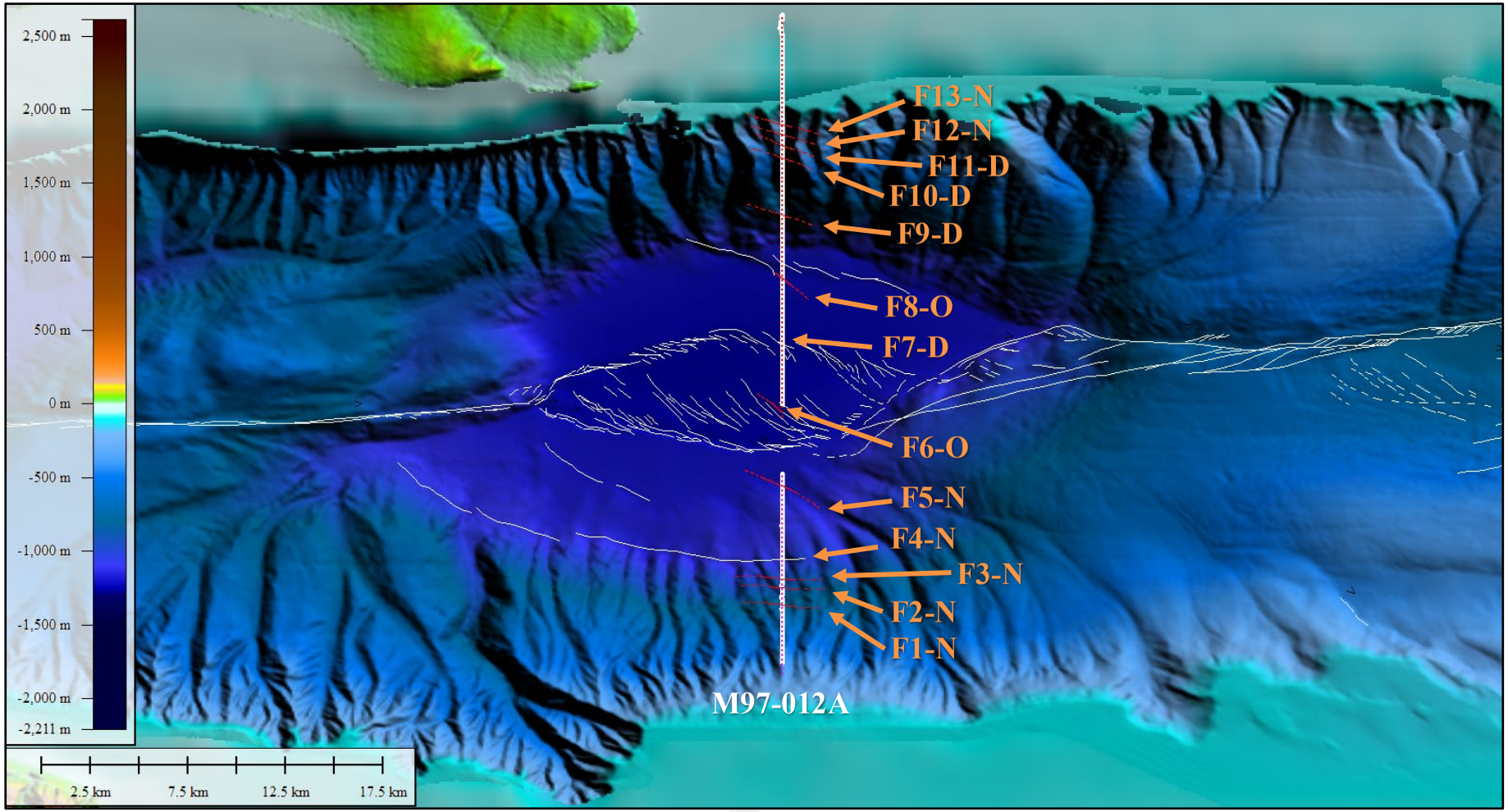
Genel olarak çalışması kapsamında kısaca özetleyecek olursak, Emerson-Paradigm Echos & GeoDepth sismik veri işlem ve Schlumberger Petrel sismik veri yorumlama programları kullanılarak Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü'ne (MTA) ait Sismik-1 Araştırma Gemisi tarafından 1997 yılında toplanmış olan çok kanallı sismik yansıma hatları (M97-012A ve M97-029) işlenmiş ve yorumlanmıştır. Yorumlama aşamasında, Orta Havza için 1971-2021 ve Çınarcık Havzası için 1963-2021 yılları arasında Marmara Denizi'nde oluşmuş sırasıyla büyüklükleri $M_w \geq 4$ ve $M_w \geq 3.8$ olan depremler ve bu depremlerin odak mekanizma çözümleri kullanılarak bölgenin aktif tektonik yapısına ait güncellemeler yapılmıştır.

Yapılan incelemeler sonucunda, Orta Havza içerisinde bundan önceki çalışmalarda tespiti yapılan faylara ek olarak yeni faylar tespit edilmiş ve bu fayların bölgenin tektonik özellikleri ile uyum içerisinde olduğu görülmüştür (Şekil 5.4). Çalışma kapsamında tespit edilen yeni faylar Şekil 5.4'te aktif diri fay haritası üzerine eklenmiş ve harita güncellenmiştir. Kalafat (2020)'ye ait olan odak mekanizma çözümlemeleri, veri işlemi ve yorumlaması bu çalışma kapsamında yapılmış olan sismik kesitler ile uyum içerisindedir (Şekil 4.7). Orta Havza gerek Ana Marmara Fayının meydana getirdiği öteleme alanını barındırmaktadır. Gerek havza içerisinde yüzeye kadar ulaşan fayları ve gerekse de bölgede açığa çıkan depremler ile oldukça aktif bir tektonik yapıya sahip olduğunu göstermektedir.

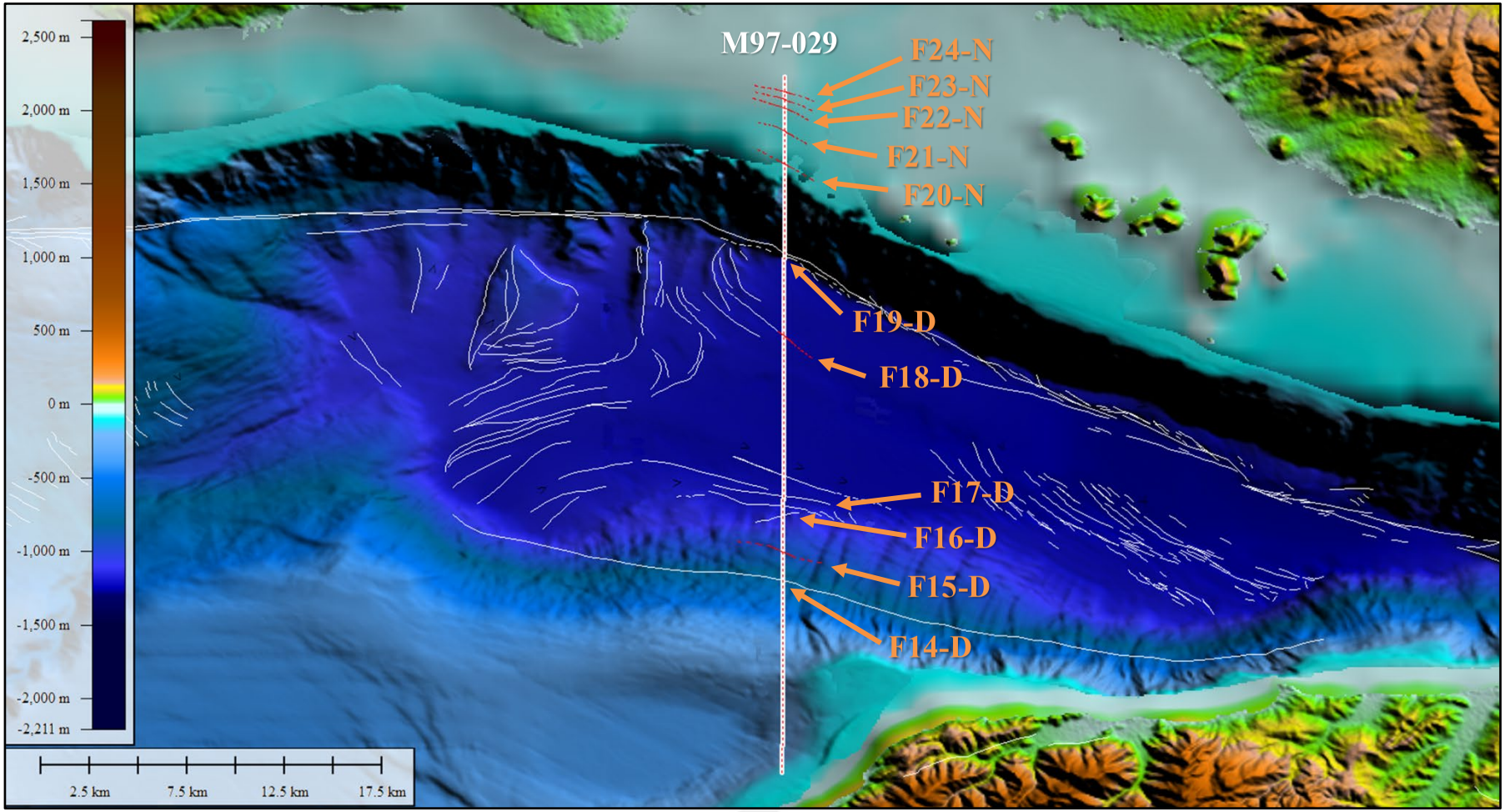
Yapılan incelemeler sonucunda, Çınarcık Havzası için de Orta Havza da olduğu gibi önceki çalışmalarda tespiti yapılan faylara ek olarak yeni faylar tespit edilmiş ve bu fayların bölgenin tektonik özellikleri ile uyum içerisinde olduğu görülmüştür (Şekil 5.5). Çalışma kapsamında tespit edilen yeni faylar Şekil 5.5'te aktif diri fay haritası üzerine eklenmiş ve harita güncellenmiştir. Her iki bölgede de açığa çıkan depremlerin, Kalafat (2020)'ye ait olan odak mekanizmaları incelendiğinde, depremlerin genellikle doğrultu atım bileşenine sahip ve veri işlemi ve yorumlaması bu çalışma kapsamında yapılmış olan sismik kesitler ile uyum içerisinde olduğu görülmektedir (Şekil 4.20). Çınarcık Havzası gerek içerisinde Ana Marmara Fayının hem güney hem kuzey kollarını içermesi hem havza içerisinde yüzeye kadar ulaşan fayları, hem de bölgede açığa çıkan depremler ile oldukça aktif bir tektonik yapıya sahip olduğunu göstermektedir.

Çınarcık Havzası'nın doğusundan havzaya giriş yaparak Marmara Denizi içerisinden geçen havzaları ve sırtları kesmekte olan, Kuzey Anadolu Fay sisteminin parçası olan Ana Marmara Fayı, Marmara Denizi içerisinde kimi zaman KB-GD doğrultusunda kimi zaman ise D-B doğrultusu boyunca ilerleyerek batıda bulunan Tekirdağ Havzasına kadar ulaşmaktadır.

Bugüne kadar yapılan çalışmalar kapsamında toplanmış olan sismik yansıma hatları, Marmara Denizi'nin içerisinde bulunan Ana Marmara Fayı'nın Marmara Çanağında önemli bir rol oynadığını göstermektedir. Gelişen güncel teknolojiye paralel olarak toplanacak olan sismik yansıma verilerinin en az 16-20 sn aralığında kayıt süresine sahip olması ve elde edilecek sismik yansıma verilerinin 3B ve 4B olarak toplanması ileriki çalışmalarda bölge için daha sağlıklı bilgilerin elde edilerek oldukça önemli bir bölge olan Marmara Denizi ve çevresinde yer alan yerleşim alanları için faydalı olacaktır. Bu çalışmalara ek olarak bölgede derin sondajların yapılması hem yapılacak olan sismik yansıma çalışmalarında daha doğru hız modellerinin kullanılmasına hem de daha sağlıklı migrasyon kesitlerinin elde edilmesine yardımcı olacaktır. Derin sondajların açılmadığı durumlarda, çalışmada kullanıldığı gibi deniz dibi sismometrelerin yardımıyla elde edilen P dalga hızlarının kullanılarak hız modellemesi yapılması daha sağlıklı sonuçlar ortaya koyacaktır. Bu sayede Marmara Denizi içerisinde ilerleyen ve bölgede yer alan sırt ve havzaları keserek oluşumuna sebep olan Ana Marmara Fayı'nın karakteristiği hakkında daha sağlıklı veriler elde edilecektir. Bölgede günümüze kadar gelen depremlerin büyüklükleri ve oluş sıklıkları bize Marmara Denizi'nin ve çevresinin hali hazırda ne denli aktif olduğunu ve üzerine güncel çalışmaların yapılması gerektiğini göstermektedir.



Şekil 5.4: Yapılan incelemeler sonucunda, Orta Havza içerisinde bundan önceki çalışmalarda tespiti yapılan faylar (Le Pichon ve diğ., 2001; Emre, Ö. ve diğ., 2013) beyaz renkli çizgiler ile verilirken, bu tez çalışması kapsamında tespiti yapılan faylar ve olası uzanımları kırmızı renkli çizgiler ile gösterilmiştir. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).



Şekil 5.5: Yapılan incelemeler sonucunda, Çınarcık Havzası içerisinde bundan önceki çalışmalarda tespiti yapılan faylar (Le Pichon ve diğ., 2001; Emre, Ö. ve diğ., 2013) beyaz renkli çizgiler ile verilirken, bu tez çalışması kapsamında tespiti yapılan faylar ve olası uzanımları kırmızı renkli çizgiler ile gösterilmiştir. (Batimetrik veri, Rangin ve diğ., 2001'den derlenerek yeniden hazırlanmıştır).

KAYNAKLAR

Ambraseys, N.N., and Finkel, C.F., 1991, Long-term seismicity of Istanbul and of the Marmara Sea region. Terra Nova, 3, 527-539.

Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. ve Barka, A., 1999, Westward Propagation of the North Anatolian Fault into the Northern Aegean: Timing and Kinematics, Geology, 27, 267-270.

Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S. King, G., Barka, A., 2002, Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? Terra Nova; 14, (2), 80-86.

Artüz, M. L. ve diğ., 2002, Bilimsel Açıdan Marmara Denizi. Türkiye Barolar Birliği Yayınları No:119 Kültür Serisi:2

Aydın, T., 1988, Yıldız Dağları Masifi'nin jeolojisi. Selçuk Üniversitesi Müh. Mim. Fak. Derg., 2:61-74

Backus, M.M., 1959, Water reverberations-their nature and elimination. Geophysics, vol.24, p. 233-261.

Barka, A. A., & Kadinsky-Cade, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics, 7(3), 663-684.

Barka, A.A., 1997, Neotectonics of the Marmara region. Schindler, C., Pfister, M. (Ed.), Active Tectonics of Northwest Anatolia - The Marmara Poly-Project. Hochschulverlag AG an der ETH, Zürich, 55-87.

Bayrakci, G., Laigle, M., Bécel, A., Hirn, A., Taymaz, T., Yolsal-Cevikbilen, S., & Team, S., 2013, 3-D sediment-basement tomography of the Northern Marmara trough by a dense OBS network at the nodes of a grid of controlled source profiles along the North Anatolian fault. Geophysical Journal International, 194(3), 1335-1357.

Bécel, A., Laigle, M., de Voogd, B., Hirn, A., Taymaz, T., Galvé, A., ... & Özalaybey, S., 2009, Moho, crustal architecture and deep deformation under the North Marmara Trough, from the SEISMARMARA Leg 1 offshore–onshore reflection–refraction survey. Tectonophysics, 467(1-4), 1-21.

Bécel, A., Laigle, M., De Voogd, B., Hirn, A., Taymaz, T., Yolsal-Cevikbilen, S., & Shimamura, H., 2010, North Marmara Trough architecture of basin infill, basement and faults, from PSDM reflection and OBS refraction seismics. Tectonophysics, 490(1-2), 1-14.

Castle, R. J., 1994, A theory of normal moveout. Geophysics, 59(6), 983-999.

Chun, J. H., & Jacewitz, C. A., 1981, Fundamentals of frequency domain migration. Geophysics, 46(5), 717-733.

Claerbout, J. F., 1976, Fundamentals of geophysical data processing, McGraw- Hill Book Co,

Claerbout, J. F.,1985, Imaging the earth's interior, Blackwell Scientific Publications, Amsterdam.

Clearbout, J. F. ve Doherty S. M., 1972, Downward continuation of moveoutcorrected seismograms, Geophysics, 37, 741-768.

Cormier, M.-H., Seeber, L., McHugh, C.M.G., Polonia, A., Çagatay, N., Emre, Ö., Gasperini, L., Görür, N., Bortoluzzi, G.,, Bonatti, E., Ryan, W.B.F., Newman, K.R., 2006, North Anatolian Fault in the Gulf of Izmit (Turkey): Rapid vertical motion in response to minor bends of a nonvertical continental transform. J. Geophys. Res., Vol. 111, No. B4

Çağatay, M.N., Görür, N., Algan, O., Easto, C., Tschapalgy, A., Ongan, D., Kuhn, T., and Kuşçu, İ., 2000, Late glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Seas. Marine Geology, 167, 191-206.

Çağlayan, M. A., & Yurtsever, A., 1998, Burgaz-A3. Edirne-B2 ve B3; Burgaz-A4 ve Kırklareli-B4; Kırklareli-B5 ve B6; Kırklareli-C6 paftaları, 1:100 000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları, No: 20, 21, 22, 23. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

Demirbağ, E., Rangin, C., Le Pichon, X., & Şengör, A. C., 2003, Investigation of the tectonics of the Main Marmara Fault by means of deep-towed seismic data. Tectonophysics, 361(1-2), 1-19.

Demirbağ, E., 2013, Denizlerde Sismik Araştırmalar,Ömer Alptekin Jeofizik Çalıştayı, Tübitak-MAM Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü & Jeofizik Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi.

Dix, C. H., 1955, Seismic velocities from surface measurements. Geophysics, 20(1), 68-86.

Doherty, S.M., 1975, Structure independent seismic velocity estimation, Ph.D. thesis, Stanford University, Stanford.

Dondurur, D., 2009, Deniz Sismiğinde Veri İşlem. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası No:11.

Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M., Ünay, E., 1998, Doğu Marmara bölgesinin Neojen-Kuvaternerdeki evrimi. MTA Dergisi, 120, 289-314.

Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş. ve Şaroğlu, F., 2013, Açıklamalı Türkiye Diri Fay Haritası. Ölçek 1:1.250.000, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi-30, Ankara-Türkiye. ISBN: 978-605-5310-56-1

Fitch, A.A., 1976, Seismic reflection interpretation, Geopublication Associates, London.

Gardner, G. H. F., French, W. S. ve Matzuk, T., 1974, Elements of migration and velocity analysis, Geophysics, 39, 811-825.

Gazdag, J., 1978, Wave equation migration with the phase-shift method, Geophysics, 43, 1342-1351.

Gökaşan, E., Gazıoğlu, C., Alpar, B., Yücel, Zy., Ersoy, S., Gündoğdu, O., Yaltırak, C., Tok, B., 2002, Evidences of NW extension 106 of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea; a new approach to the 17 August 1999 Marmara Sea earthquake. Geo-Marine Lett 21:183-199.

Görür, N., Cagatay, M. N., Sakinc, M., Sümengen, M., Sentürk, K., Yaltirak, C., & Tchapalyga, A., 1997a, Origin of the Sea of Marmara as deduced from Neogene to Quaternary paleogeographic evolution of its frame. International Geology Review, 39(4), 342-352.

Görür, N., Monod, O., Okay, A. I., Sengör, C. A. M., Tueysuez, O., Yigitbas, E., ... & Akkoek, R., 1997b, Palaeogeographic and tectonic position of the Carboniferous rocks of the western Pontides (Turkey) in the frame of the Variscan belt. BULLETIN-SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE, 168, 197-206.

Güreli, O., 2007, Integral (Kirchhoff) Migrasyonunda Doğru Genlikli İşlecin Belirlenmesi, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara (yayınlanmamış)

Hubral, P. and Krey, T., 1980, Interval velocities from seismic reflection time measurements, Society of Exploration Geopyhsicsist Monograph.

İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitoğlu, B., & Görür, N., 2001, The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new interpretation based on multi-channel seismic and multi-beam bathymetry data. Earth and Planetary Science Letters, 186(2), 143-158.

İmren, C., 2003, Marmara Denizi Faal Tektonizmasının Sismik Yansıma Verileri ile İncelenmesi Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 203 s., İstanbul.

Kalafat, D., 2020, Source Parameters Of Moderate And Strong Earthquakes For Turkey And Its Surrounding Area (1938-2017) Anas Transactions, Earth Sciences, 1/2020, 3-11.

Kanlı, A. I., 2008a, Image reconstruction in seismic and medical tomography. Journal of Environmental & Engineering Geophysics, 13(2), 85-97.

Kanlı, A. I., Prónay, Z., & Miskolczi, R., 2008b, The importance of the spread system geometry on the image reconstruction of seismic tomography. Journal of Geophysics and Engineering, 5(1), 77-85.

Kanlı, A. I., 2009, Initial velocity model construction of seismic tomography in near-surface applications. Journal of Applied Geophysics, 67(1), 52-62.

Ketin, İ., 1983, Türkiye jeolojisine genel bir bakış. İstanbul Teknik Üniversitesi.

Kjartansson, E. ve Rocca, F., 1979, The exploding reflector model and laterally variable media, Stanford Exploration Project Report No.16, Stanford University.

Kurt, H., Sorlien, C. C., Seeber, L., Steckler, M. S., Shillington, D. J., Çifçi, G., ... & Okay, S., 2011, Quaternary Evolution of Cinarcik Basin, Marmara Sea, Turkey from structural and stratigraphic interpretation of multiple resolutions of seismic reflection data. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2011, pp. T31F-08).

Kurt, H., Sorlien, C. C., Seeber, L., Steckler, M. S., Shillington, D. J., Cifci, G., ... & Carton, H., 2013, Steady late quaternary slip rate on the Cinarcik section of the North Anatolian fault near Istanbul, Turkey. Geophysical Research Letters, 40(17), 4555-4559.

Kurtuluş, C.,2010, Sismik Araştırmalar Teori ve Uygulama, Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Özlem Matbaası, İzmit.

Larner, K. L., Hatton, L., Gibson, B. S. ve Hsu, I., 1981, Depth migration of imaged time section, Geophysics, 46, 734-750.

Le Pichon, X., Şengör, A. M. C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R. ve Tok, B., 2001, The Active Main Marmara Fault, Earth and Planetary Science Letters, 192, 595-616.

Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Rangin, C. ve Şengör, A. M. C., 2003, The North Anatolian Fault in the Sea of Marmara, Journal of Geophysical Research, 108/B4, 2179, doi:10.1029/2002JB001862.

Lee, M. W. ve Suh S. Y., 1985, Short note: Optimization of one-way wave equation, Geophysics, 50, 1634-1637.

Levin, F. K., 1971, Apparent velocity from dipping interface reflections, Geophysics, 36, 510-516.

McQuillin, R., Bacon, M. Ve Barclay, W.,1984, An introduction to seismic interpretation, Gulf Publishing Company, Houston.

Neidell, N. S., & Taner, M. T., 1971, Semblance and other coherency measures for multichannel data. Geophysics, 36(3), 482-497.

Ocakoğlu, N., 2004, İzmir körfezi ve Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıkları aktif tektoniğinin sismik yansıma verileri ile incelenmesi. (Doktora tezi). İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Okay, A. I., Celal Sengor, A. M., & Görür, N., 1994, Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. Geology, 22(3), 267-270.

Okay, A. I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. ve Kuşçu, İ., 1999, An Active, Deep Marine Strike-slip Basin Along the North Anatolian Fault in Turkey, Tectonics, 18/1, 129-147.

Okay, A. I., & Tüysüz, O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey. Geological Society, London, Special Publications, 156(1), 475-515.

Okay, A. I., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., BoztepeGüney A., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ., 2000, Active Faults and Evolving Strike-slip Basins in the Marmara Sea, Northwest Turkey: A multichannel seismic reflection study, Tectonophysics, 321, 189-218

Okay, A., Satır, M., Tüysüz, O., Akyüz, S., & Chen, F., 2001, The tectonics of the Strandja Massif: late-Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. International Journal of Earth Sciences, 90(2), 217-233.

Okay, A. I., & GÖNCÜOĞLU, M. C., 2004, The Karakaya Complex: a review of data and concepts. Turkish Journal of Earth Sciences, 13(2), 75-95.

Okay, N., & Ergün, B., 2005, Source of the basinal sediments in the Marmara Sea investigated using heavy minerals in the modern beach sands. Marine Geology, 216(1-2), 1-15.

Örgülü, G., & Aktar, M., 2001, Regional moment tensor inversion for strong aftershocks of the August 17, 1999 Izmit earthquake (Mw= 7.4). Geophysical Research Letters, 28(2), 371-374.

Özalaybey, S., Ergin, M., Aktar, M., Tapirdamaz, C., Biçmen, F., & Yörük, A., 2002, The 1999 Izmit earthquake sequence in Turkey: seismological and tectonic aspects. Bulletin of the Seismological Society of America, 92(1), 376-386.

Özhan, G., and Bayrak, D., 1998, İzmit Körfezi Plio-Kuaterner çökellerinin sismik irdelenmesi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 41, 151-164.

Parke, J.R., Minshul, T.A., Anderson, G., White, R.S., McKenzie, D., Kuşçu, I., Bull, J.M., Görür, N., and Şengör, C., 1999, Active faults in the Sea of Marmara, western Turkey, imaged by seismic reflection profiles. Terra Nova, 11, 223-227.

Parke, J. R., White, R. S., McKenzie, D., Minshull, T. A., Bull, J. M., Kuşçu, İ., ... & Şengör, C., 2002, Interaction between faulting and sedimentation in the Sea of Marmara, western Turkey. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B11), EPM-2.

Peacock and Treitel, 1969, K.L. Peacock and S. Treitel, Predictive deconvolution: theory and practice. Geophysics 26 (1969), pp. 754–760.

Pfannenstiel, M., 1944, Die diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, Marmarameer und Bosporus. Geologische Rundschau, 34(7), 342-434.

Pınar, N., 1943, Marmara denizi havzasının sismik jeolojisi ve meteorolojisi. Fen Fak. Monografileri, A7, 64s.

Rangin, C., Demirbag, E., Imren, C., Crusson, A., Normand, A., Le Drezen, E., & Le Bot, A., 2001, Marine Atlas of the Sea of Marmara (Turkey). Data collected on board R. V Le Suroît, September 2000.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., ... & Karam, G., 2006, GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111(B5).

Sakınç, M., Yaltırak, C., & Oktay, F. Y. 1999, Palaeogeographical evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethys–Paratethys relations at northwestern Turkey (Thrace). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 153(1-4), 17-40.

Schneider, W., 1978, Integral formulation for migration in two and three dimension, Geophysics, 43, 49-76.

Seeber, L., Cormier, M-H., McHugh, C.,Emre, O., Polonia, A., Sorlien, C., 2006, Rapid subsidence and sedimentation from oblique slip near a bend on the North Anatolian transform fault in the Marmara Sea, Turkey. Geology, 34, 933-936

Sheriff, R. E., 1978, A First Course in Geophysical Exploration and Interpretation, IHRDC, Boston.

Shillington, D. J., Seeber, L., Sorlien, C. C., Steckler, M. S., Kurt, H., Dondurur, D., ... & Diebold, J. B. 2012, Evidence for widespread creep on the flanks of the Sea of Marmara transform basin from marine geophysical data. Geology, 40(5), 439-442.

Singh, S., & Kanli, A. I. 2016a, Estimating shear wave velocities in oil fields: a neural network approach. Geosciences Journal, 20(2), 221-228.

Singh, S., Kanli, A. I., & Sevgen, S. 2016b, A general approach for porosity estimation using artificial neural network method: a case study from Kansas gas field. Studia Geophysica et Geodaetica, 60(1), 130-140.

Singh, S., Kanli, A. I., & Mukhopadhyay, S., 2018, Full waveform inversion in time and frequency domain of velocity modeling in seismic imaging: FWISIMAT a Matlab code. Earth Sciences Research Journal, 22(4), 291-300.

Sorlien, C. C., Akhun, S. D., Seeber, L., Steckler, M. S., Shillington, D. J., Kurt, H., ... & Diebold, J. B., 2012, Uniform basin growth over the last 500 ka, North Anatolian Fault, Marmara Sea, Turkey. Tectonophysics, 518, 1-16.

Straub, C., & Kahle, H. G., 1995, Active crustal deformation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from GPS measurements. Geophysical research letters, 22(18), 2533-2536.

Stolt, R. H., 1978, Migration by fourier transform, Geophysics, 43, 23-48.

Stolt R. H. ve Benson A. K., 1986, Theory and practice of seismic migration, Geophysical Press, London-Amsterdam.

Sunal, G., Natal'in, B. A., Satir, M., & Toraman, E., 2006, Paleozoic magmatic events in the Strandja Massif, NW Turkey. Geodinamica Acta, 19(5), 283-300.

Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. Geological Society of America Bulletin, 100(11), 1666-1703.

Şengör, A. M. C., & Yilmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75(3-4), 181-241.

Şengör, A. M. C., 1995. Sedimentation and tectonics of fossil rifts. Tectonics of sedimentary basins, 53-117.

Şengör, A. M. C., Demirbag, E., Tuysuz, O., Kurt, H., Gorur, N., & Kuscu, I. 1999. A preliminary note on the structure of the Gulf of Izmit: implications for the westerly prolongation of the North Anatolian Fault in: M. Karaca, D.N. Ural, (Eds.), Proceedings of ITU-IAHS International Conference on the Kocaeli Earthquake, 17 August 1999, Istanbul Technical University Press House, Istanbul, 1999, pp. 25-37..

Tchalenko, J. S., 1970, Similarities between shear zones of different magnitudes. Geological Society of America Bulletin, 81(6), 1625-1640.

Turgut, S., Siyako, M., & Dilki, A., 1983, Trakya havzasının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Türkiye Jeoloji Kongresi Bülteni, 4, 35-46.

Turgut, S., 1991, Evolution of the Thrace sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity. Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons, 415-437.

Tüysüz, O., Aksay, A., & Yiğitbaş, E., 2004, Batı Karadeniz bölgesi litostratigrafi birimleri. Maden Tetkik ve Arama.

Wessel, P., and W. H. F. Smith, 1998, New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS Trans. Amer. Geophys. U., vol. 79 (47), pp. 579.

Wilcox, R. E., Harding, T. T., & Seely, D. R., 1973, Basic wrench tectonics. Aapg Bulletin, 57(1), 74-96.

Wong, H. K., Lüdmann, T., Ulug, A., & Görür, N., 1995, The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. Tectonophysics, 244(4), 231-250.

Yaltırak, C., 2002a, Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. Marine Geology, 190(1-2), 493-529.

Yaltırak, C., & Alpar, B., 2002b, Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros. Marine Geology, 190(1-2), 351-366.

Yılmaz, O., & Chambers, R., 1984, Migration velocity analysis by wave-field extrapolation. Geophysics, 49(10), 1664-1674.

Yılmaz, Ö., 1987, Seismic Data Processing. Investigations in Geophysics vol. No:2. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.