KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİMDALI

DOKTORA TEZİ

GENİŞ AÇILI SİSMİK VE ÇOK KANALLI YANSIMA SİSMİĞİ VERİLERİ İLE KÜÇÜK ANTİLLER YAYI GUADELOUPE ADASI GÜNEYİNİN SEDİMANTER YAPISININ YORUMLANMASI

NUR EROĞLUER

KOCAELİ 2013

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

GENİŞ AÇILI SİSMİK VE ÇOK KANALLI YANSIMA SİSMİĞİ VERİLERİ İLE KÜÇÜK ANTİLLER YAYI GUADELOUPE ADASI GÜNEYİNİN SEDİMANTER YAPISININ YORUMLANMASI

NUR EROĞLUER

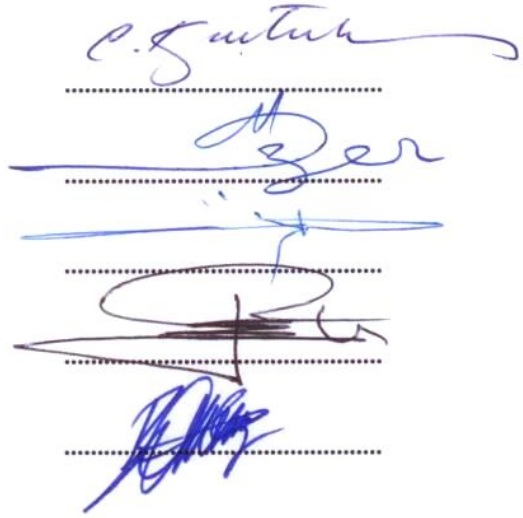
Prof.Dr. Cengiz KURTULUŞ
Danışman, Kocaeli Üniv. .....

Prof.Dr. Mithat Fırat ÖZER
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv. .....

Prof.Dr. Ömer Feyzi GÜRER
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv. .....

Doç.Dr. Hüseyin TUR
Jüri Üyesi, İstanbul Üniv. .....

Doç.Dr. Bülent ORUÇ
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv. .....



Tezin Savunulduğu Tarih: 19.06.2013

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜRLER

Bu tez geniş açılı ve yansıma sismiği verileri kullanılarak Guadeloupe adasının güneyinde Küçük Antiler yayının sedimenter yapısını araştırma amacıyla yapılmıştır. Doktora çalışmamın her aşamasında yardımını ve desteğini esirgemeyen değerli hocam ve aynı zamanda Doktora tez danışmanım Prof. Dr. Cengiz KURTULUŞ'a teşekkürü bir borç bilirim.

Bu çalışmadaki verilerin gerek tarafıma verilmesi, gerek verilerin değerlendirilmesi konusunda yardımlarını esirgemeyen, aynı zamanda ikinci danışmanım Prof. Dr. Ernst R. FLUEH'a teşekkür ederim. IFM-GEOMAR şimdiki adıyla GEOMAR Helmholtz Kiel Okyanus Araştırmaları Merkezi'ne kabulümü sağlayan ve o günden beri yardım eden Prof. Dr. Heidrun Kopp'a teşekkür ederim. Buradaki çalışmalarım sırasında yardımlarını esirgemeyen bütün GEOMAR çalışanlarına teşekkür ederim.

Sismik yansıma verilerinin değerlendirilmesinde bana destek sağlayan Dr. Dirk Kläschen'e teşekkür ederim. Tez çalışmamda kullandığım geniş açılı sismik verilerin değerlendirilmesi ile ilgili bölümün her aşamasında bana destek veren arkadaşım Dr. Wolfgan WEINZIERL'e teşekkür ederim.

Tez çalışmam da kullandığım verilerin toplanmasında görev alan SISMANTILLES II projesi kapsamında RV L'Atalante gemisindeki ve TRAIL çalışması sırasında RV Maria S. Merian gemisindeki çalışanlara teşekkür ederim. Çalışmamda kullandığım I, J, K, L, M çok kanallı sismik yansıma profillerini işleyen Institute de Physique du Globe de Paris (IPGP) çalışanlarına teşekkür ederim.

Tezin çeşitli aşamalarında görüşlerini benden esirgemeyen Tez İzleme Komitesi Üyeleri Prof. Dr. Mithat Fırat ÖZER ve Prof. Dr. Ömer Feyzi GÜRER'e teşekkür ederim.

Tez çalışmam sırasında gerek bilimsel gerek de moral desteği sağlayan çalışma arkadaşlarım Dr. Berna TUNÇ, Dr. Arş. Gör. Deniz ÇAKA, Arş. Gör. İ. Talih GÜVEN, Arş. Gör. Demet NAR, Arş. Gör Türker YAS, Arş. Gör. İsmail KAPLANVURAL ve Arş. Gör. Hamdullah LİVAOĞLU'na ve tüm Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümüne teşekkür ederim.

Doktora tez çalışmam boyunca yardım ve desteğiyle yanımda olan sevgili arkadaşım Dr. Taciser BAKIRCI'ya teşekkür ederim. Sismik verilerin yorumlanması sırasında yardımlarını esirgemeyen Dr. Bülent DOĞAN'a teşekkür ederim.

Tüm eğitim hayatım boyunca yanımda olan ve sevgilerini benden esirgemeyen canım AİLEM'e teşekkür ederim.

Ayrıca doktora çalışmamın en zor zamanlarında sevgisi ve anlayışıyla bana destek veren sevgili eşim İnan EROĞLUER'e teşekkür ederim.

Nur EROĞLUER

Haziran-2013 KOCAELİ

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜRLER i
İÇİNDEKİLER iii
ŞEKİLLER DİZİNİ iv
TABLOLAR DİZİNİ viii
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ ix
ÖZET x
ABSTRACT xi
GİRİŞ 1
1. ÇALIŞMA ALANININ KONUMU VE AKTİF TEKTONİĞİ 3
1.1. Çalışma Alanının Konumu 3
1.2. Çalışma Alanının Aktif Tektoniği 4
2. VERİ TOPLAMA 8
2.1. Çok Kanallı Sismik Yansıma Verisi Toplama 9
2.2. Geniş açılı sismik veri toplama 9
2.2.1. Okyanus tabanı sismik tanımlaması 9
2.2.2. Okyanus tabanı hidrofonu/sismometresi (OBH/OBS) 10
3. KULLANILAN YÖNTEMLER 12
3.1. Çok Kanallı Sismik Yansıma 12
3.1.1. Filtreleme 14
3.1.2. Normal kayma zamanı düzeltmesi (NKZ) 15
3.1.3. Hız analizi 16
3.1.4. Yığma 17
3.1.5. Dekonvolüsyon 18
3.1.6. Frekans-dalga sayısı (Stolt) migrasyonu 19
3.2. Geniş Açılı Sismik Veri Modellemesi 20
3.2.1. Işın izleme modellemesi 20
3.2.2. İki Boyutlu kabuk yapılarının sismik seyahat zamanı modellemesi 21
3.2.3. Model parametrelerinin belirlenmesi 22
3.2.4. Düz çözüm 23
3.2.5. Ters çözüm 23
3.2.5.1. Sönümlü en küçük kareler yöntemi ile ters çözüm 24
3.2.6. Modelleme çalışması 24
4. VERİLERİN YORUMLANMASI 28
4.1. Çok Kanallı Sismik Yansıma Verisi 28
4.2. Geniş Açılı Sismik Modelleme Verisi 35
4.2.1. Hız- Derinlik Fonksiyonunun Belirlenmesi 69
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER 72
KAYNAKLAR 79
KİŞİSEL YAYINLAR VE ESERLER 84
ÖZGEÇMİŞ 85

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Okyanus tabanı istasyonları ile geniş açılı sismik profilleri kırmızı kareler ile gösterilmiştir. Beyaz çizgiler (D1–D5; S1–S8) Bangs ve diğ. (2003) ve Christeson ve diğ. (2003) tarafından yapılmış çalışmaları göstermektedir. Ek haritada çalışma alanı mavi kare ile gösterilmiştir. 3

Şekil 1.2. Küçük Antiller ada yayının tektonik durumu. Levha hareketi yönü ve hızları (Feuillet, 2000). MT: Muertos çukuru, PRT: Puerto Rico trenci, NAM: Kuzey Amerika Levhası, SAM: Güney Amerika Levhası; Devamlı siyah çizgi şimdiki volkanik yay; kesikli kırmızı çizgi eski volkanil yay (Weinzierl, 2010). 4

Şekil 1.3. Küçük Antiller'deki aktif faylanma ve volkanizmalar (Feuillet ve diğ., 2011). 7

Şekil 2.1. Yansıma profil geometrisi. 8

Şekil 2.2. Okyanus tabanı hidrofonu. 10

Şekil 3.1. Deniz sismiği verilerinin işleminde genel anlamda kullanılan akış diyagramı....13

Şekil 3.2. (a)Filtre yapılmamış veri (b) filtre yapılmış veri. 14

Şekil 3.3. Normal kayma zamanı (NKZ) düzeltmesi yapılmış veri 15

Şekil 3.4. Hız analizi (a) Hız dağılımları (b) NMO uygulanmış ODN grubu (c) 1400 m/s ve 12000 m/s arasında hızlar uygulanmış yığma parçası grubu....16

Şekil 3.5. Yığma yapılmış sismik kesit 17

Şekil 3.6. Çeşitli kestirim uzaklıkları ile dekonvolüsyon uygulanmış atış toplulukları. 18

Şekil 3.7. Çeşitli kestirim uzaklıkları ile dekonvolüsyon uygulanmış yığma parçası....19

Şekil 3.8. Frekans Dalga sayısı migrasyonu uygulanmış sismik kesit. 19

Şekil 3.9. Kırılan, yansıyan, baş dalgaları, tekrarlı ve dönüşmüş, sabit olmayan yansıma ve sıfır offset yansıma dalgaları. 22

Şekil 3.10. Hız model parametresi belirlenmesi ile ilgili örnek. Burada 5 tabakalı model 26 bağımsız model parametresi ile tanımlanmıştır. 12 tane düğüm noktası (kareler) ve 14 hız noktası (daireler) bulunmaktadır. Işın izleme amacıyla model, otomatik olarak 12 tane trapez bloğa bölünmüştür. Dikkat edilmesi gereken ilk husus birinci tabaka homojen ve yataydır. İkinci tabaka sabit bir hıza sahiptir ve 3. ve dördüncü tabakalar arasındaki sınırla hız süreksizliği arasında bir ilişki yoktur. 23

Şekil 3.11. RAYINVR akış şeması 25

Şekil 3.12. XZPLOT programı ile işaretlenmiş kırılma ve yansımalar....26

Şekil 3.13. OBH Pozisyonları, batimetri ve deniz tabanı pikleri....27

Şekil 4.1. Yorumlanmamış (üstte) ve yorumlanmış (altta) çok kanallı sismik yansıma profili (Strike Line 4) ve bu profili kesen H Line, I Line, J Line, K Line, L Line ve M Line profilleri....29

Şekil 4.2. Line H profili ve Strike Line 4 profilinin bir kısmının yorumlanmamış (üstte) ve yorumlanmış (altta) görüntüleri. 30
Şekil 4.3. Line I profili ve Strike Line 4 profilinin bir kısmının yorumlanmamış (üstte) ve yorumlanmış (altta) görüntüleri. 31
Şekil 4.4. Line J profili ve Strike Line 4 profilinin bir kısmının yorumlanmamış (üstte) ve yorumlanmış (altta) görüntüleri. 32
Şekil 4.5. Line K profili ve Strike Line 4 profilinin bir kısmının yorumlanmamış (üstte) ve yorumlanmış (altta) görüntüleri. 33
Şekil 4.6. Line L profili ve Strike Line 4 profilinin bir kısmının yorumlanmamış (üstte) ve yorumlanmış (altta) görüntüleri. 34
Şekil 4.7. Line M profili ve Strike Line 4 profilinin bir kısmının yorumlanmamış (üstte) ve yorumlanmış (altta) görüntüleri. 35
Şekil 4.8. OBH02 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....37
Şekil 4.9. OBH02 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.....38
Şekil 4.10. OBH03 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....39
Şekil 4.11. OBH03 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.....40
Şekil 4.12. OBH04 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....41
Şekil 4.13. OBH04 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.....42
Şekil 4.14. OBH05 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....43
Şekil 4.15. OBH05 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.....44
Şekil 4.16. OBH06 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....45
Şekil 4.17. OBH06 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.....46
Şekil 4.18. OBH07 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....47
Şekil 4.19. OBH07 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.....48
Şekil 4.20. OBH08 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....49
Şekil 4.21. OBH08 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.....50

Şekil 4.22. OBH09 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....51
Şekil 4.23. OBH09 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar. 52
Şekil 4.24. OBH10 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....53
Şekil 4.25. OBH10 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar. 54
Şekil 4.26. OBH12 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....55
Şekil 4.27. OBH12 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar. 56
Şekil 4.28. OBH13 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....57
Şekil 4.29. OBH13 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar. 58
Şekil 4.30. OBH14 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....59
Şekil 4.31. OBH14 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar. 60
Şekil 4.32. OBH15 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....61
Şekil 4.33. OBH15 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar. 62
Şekil 4.34. OBH16 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....63
Şekil 4.35. OBH16 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar. 64
Şekil 4.36. OBH17 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....65
Şekil 4.37. OBH17 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar 66
Şekil 4.38. OBH18 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.....67
Şekil 4.39. OBH18 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar. 68
Şekil 4.40. Geniş açılı veri kullanılarak OBH02, 03, 04, 05, 06, 07, 08, 09 için hazırlanmış hız derinlik fonksiyonları. Burada kesik çizgiler ile gösterilen sınırlar su, sedimenter birim I, sedimenter birim II, yayönü temelini göstermektedir. 70

Şekil 4.41. Geniş açılı veri kullanılarak OBH10, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18 için hazırlanmış hız derinlik fonksiyonları. Burada kesik çizgiler ile gösterilen sınırlar su, sedimenter birim I, sedimenter birim II ve yayönü temelini göstermektedir. 71
Şekil 5.1. ST4 profilinde alınmış çok kanallı sismik yansıma verisi (TWT - Gidiş geliş zamanı) ve OBH modellemesinden elde edilen hızlarla örtülmüş kesit. 73
Şekil 5.2. ST4 profilinin yaklaşık 14 km'lik kısmı ile OBH02 verisinin gerçek yerinin çakıştırıldığı şekildeki sismik olayların iyi bir uyum göstermektedir. 75
Şekil 5.3. ST4 profilinin yaklaşık 14 km'lik kısmı ile OBH07 verisinin gerçek yerinin çakıştırıldığı şekildeki sismik olayların iyi bir uyum göstermektedir. 76
Şekil 5.4. Backstopun tarihsel asismik sırt oluşumu ve deformasyonun şematik yorumu verilmektedir. Bu verilerin yorumlanması, dik bir destek ile oluşan backstopun çarpışma sırtlarından geliştiği anlamına gelir. Sonuçlar yığışım kaması (sarı) ve yay önü baseni (turuncu) arasında dar bir geçiş zonundadır ve backstopun geometrisi backstopun altına yiten sedimentlere sebep olur (Bangs ve diğ., 2003)..... 78

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 4.1. 16 OBH istasyonu için sediment hız gradientleri ve kalınlıkları 70

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

A	: Kısmi türev matrisi
C_m	: Tahminsel veri
C_t	: Tahminsel veri
cu.inç	: Kübik inç
D	: Sönüm parametresi
d	: Gözlenen veriler
G	: Operatör
m	: Ortam parametreleri
Δm	: Model düzeltme vektörü
Δt	: Seyahat zamanı vektörü

Kısaltmalar

CDP	: Common Deep Point-ODN
Hz	: Hertz
ICTJA	: Instituto de Sciencia de la Tierra Jaume Almera (Yer Bilimleri James Almera Enstitüsü)
IPGP	: Institute de Physique du Globe de Paris (Paris Yer Fiziği Enstitüsü)
km	: Kilometre
kn	: Knot
MT	: Muertos Trough (Muertos çukuru)
NAM	: North Amerikan Plate (Kuzey Amerika Levhası)
NKZ	: Normal kayma zamanı düzeltmesi
NOA	: National Observatory of Athens
OBH	: Ocean Bottom Hydrophone (Okyanus tabanı hidrofonu)
OBS	: Ocean Bottom Seismometer (Okyanus tabanı sismometresi)
ODN	: Ortak derinlik noktası
PRT	: Puerto Rico Trench (Puerto Rico trenci)
Rfl1	: 1. yansımalar
Rfl2	: 2. yansımalar
Rfr1	: 1. kırılmalar
Rfr2	: 2. kırılmalar
Rfr2	: 3. kırılmalar
RMS	: En küçük kareler
SAM	: South American Plate (Güney Amerika Levhası)
ST4	: Strike Line 4 (Dik hat 4)
THALES	: Transients in the Hellenic and Antilles Locii of Earthquakes of European Subductions (Avrupa yitimi depremlerinin geçici Antiller ve Helenik lokasyonu)
TWT	: Two way traveltime-Gidiş geliş zamanı

GENİŞ AÇILI SİSMİK VE ÇOK KANALLI YANSIMA SİSMİĞİ VERİLERİ İLE KÜÇÜK ANTİLLER YAYI GUADELOUPE ADASI GÜNEYİNİN SEDİMANTER YAPISININ YORUMLANMASI

ÖZET

Küçük Antiller ada yayı büyük depremler yaratabilecek aktif bir Avrupa yitim zonudur. Bu bölgede, Güney Amerika'dan doğan Amazon ve Orinoco nehirleri ile taşınan büyük sediment birikimi, dünyanın en geniş yığışım komplekslerinden birini oluşturur. THALES projesi kapsamında, küçük Antiller'deki Barracuda ve Tiburon sırtları arasındaki yığışım prizması üzerinde geniş açılı ve çok kanallı (MCS) sismik profiller (15,5K ve 16,5K) toplanmıştır. Bu verilerin analizi sonucunda yapısal bir model ortaya çıkarılmıştır. Toplam uzunluğu 340 km olan, 7 farklı MCS profilinin yorumlanması ile bölgenin yapısı tartışılmıştır. Derin nüfuz derinliğine sahip MCS verileri ile sedimenter tabakalar görüntülenmiş ve bu görüntüler geniş açılı modelleme için ilk bilgiler olarak kullanılmıştır. Yaklaşık 30 km'lik ofsetli toplam 16 adet OBH/OBS (Okyanus Tabanı Hidrofonu/Sismometresi), 130 km'lik geniş açılı sismik profil üzerinde toplanmıştır. Son hız modeli, yaklaşık 6 km kalınlığa sahip sediment tabakasının varlığı ile Antiller yitim zonunun geometrisini ortaya çıkarmıştır. Küçük Antiller sedimentleri, geniş geçiş zonu tarafından ikiye bölünmüş, geniş açılı veriden elde edilen derinlik hız fonksiyonları ile açıklanabilmiştir. Bu sediment tabakaları volkanik yay önü temelinin üzerinde bulunmaktadır. MCS verisi üzerinde, yığışım kamasının topuğuna yakın yüksek genlikli dekolmanlar gözlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Çok Kanallı Sismik Yansıma, Geniş Açılı Sismik, Küçük Antiler, Okyanus Tabanı Hidrofonu.

THE SEDIMENTARY SEQUENCES INTERPRETATION OF THE LESSER ANTILLES ARC SOUTH OF GUADELOUPE FROM WIDE-ANGLE AND REFLECTION SEISMIC DATA

ABSTRACT

The Lesser Antilles Island Arc is an European active subduction zone prone to major earthquakes. Huge sedimentary input by the South American rivers, namely Amazon and Orinoco, has formed one of the largest accretionary complexes in the world. In the framework of the THALES project, several coincident wide-angle and multichannel seismic (MCS) profiles (15.5N and 16.5N) have been collected on the accretionary prism between the Barracuda and Tiburon Ridges in the Lesser Antilles. Analysis results of these data were presented in order to construct a structural model. Seven different MCS profiles with a total length of 340 km are discussed to outline the structure of region. The sedimentary layers imaged on deep-penetrating MCS data were used as a priori information for the wide angle modeling. A total of 16 OBH/OBS (Ocean Bottom Hydrophone/Seismometer) with offsets up to 30 km were deployed on a 130 km long wide-angle seismic profile. The final velocity model shows the geometry of the Antilles subduction zone with a sediment thickness of up to 6 km. The sediments of the Lesser Antilles can be explained with the depth velocity functions obtained from wide-angle data where the sediments are divided into two sequences by a broad transition zone. These sedimentary layers overlie igneous forearc basement. High amplitude decollement near to the toe of the accretionary wedge is observed in MCS data.

Key Words: Multi Channel Seismic Reflection, Wide-Angle Seismic, Lesser Antilles, Ocean Bottom Hydrophone.

GİRİŞ

Son yıllarda levha sınırları hakkındaki görüşler açık denizde yapılan jeofizik çalışmalar sayesinde oldukça değişmiştir. Yitim zonlarındaki araştırmalarla, okyanusal kabuk ve ada yayı kabuk yapısı araştırılmıştır. Yitim bölgelerinde oluşan yığışımın kaynağının, aşınma, malzeme taşınması ve volkanik aktiviteler vb. aktiviteler olduğuna dair detaylı bilgilere sahip olunmuştur. Yitim zonlarındaki büyük depremlerin oluş mekanizmalarını çözümleyebilmek için büyük bindirme faylar hakkında bilgiler edinilmiştir (Von Huene ve Scholl, 1991; Clift ve Vannucchi, 2004).

Yaklaşık 850 km uzunluğundaki Küçük Antiller Yayı, Küçük Antiler dalma batma zonunda yer alan Karayip plakasının altına doğru Kuzey Amerika plakası okyanus kabuğunun dalımıyla oluşmuştur (Molnar ve Sykes, 1969; Bouysse ve diğ., 1985; Mascle 1989). Küçük Antiler yayı ondokuzuncu yüzyılın sonlarında jeolojik olarak ilgi görmeye başlamıştır. Bu alanda 1950 den bu yana geniş çaplı jeofizik çalışmalar yapılmıştır. Sismik kırılma ve kabuk ile ilgili çalışmalar Ewing ve diğ., (1957) ve Officer ve diğ., (1959) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalar Edgard ve diğ., (1971) tarafından tamamlanmış olup, kabuk yapısına kamsamlı bir bakış sağlamıştır. Yay kabuk yapısının kesitsel modeli için gravite, manyetik ve sismik yansıma çalışmaları yapılmıştır (Westbrook ve diğ., 1973; Westbrook, 1975; Bowin, 1976; Boynton ve diğ., 1979; Westbrook, 1982).

Son yıllarda, yığışım karmaşasını ve backstop (yay arkası) geometrisini anlamak için küçük antilerin merkezinde çok kanallı sismik yansıma çalışmaları gerçekleştirilmiştir (Westbrook ve diğ., 1988; Bangs ve diğ., 1990, 2003; Bangs ve Westbrook, 1991; Christeson ve diğ., 2003). Bu çalışmalar ile asismik sırtların deformasyon geçmişi incelenmiş, yığışım prizması ve sediment taşınması hakkında bulgular elde edilmiştir.

Bu tez çalışmasında öncelikli olarak bölgenin yeri, jeolojik ve tektonik açıdan önemi anlatılmaya çalışılmıştır. Bu amaçla Bölüm 2'de detaylı bilgiler verilmiş çalışma

alanında daha önce yapılmış çalışmalar ve yerleri gösterilmiştir. Bu bölgede daha önce gerçekleşmiş depremler vb. olaylar hakkında açıklamalar yapılmıştır.

Çalışma kapsamında iki yöntem kullanılarak bölgenin yer altı yapısı ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır. Bunlardan ilki çok kanallı sismik yansıma ikincisi ise geniş açılı sismik çalışmasıdır. Bu çalışmaların yapılabilmesi için öncelikli olarak verilerin toplanması gerekmektedir. Veri toplanması ile ilgili detaylı bilgiler Bölüm 3'te anlatılmaktadır. Daha sonra bu verilerin yorumlanabilir bir hale gelmesi için bir seri veri işlenme tabi tutulmuştur. Bu amaçla Bölüm 4'de çok kanallı sismik yansıma veri işlemi anlatılmaktadır. Burada veriye uygulanan veri işlem aşamaları örneklerle anlatılmıştır. Daha sonra ise geniş açılı sismik veri modellemesi verilmiş, hangi modelleme yönteminin kullanıldığı ve verilerin nasıl seçildiği gibi bilgiler irdelenmiştir.

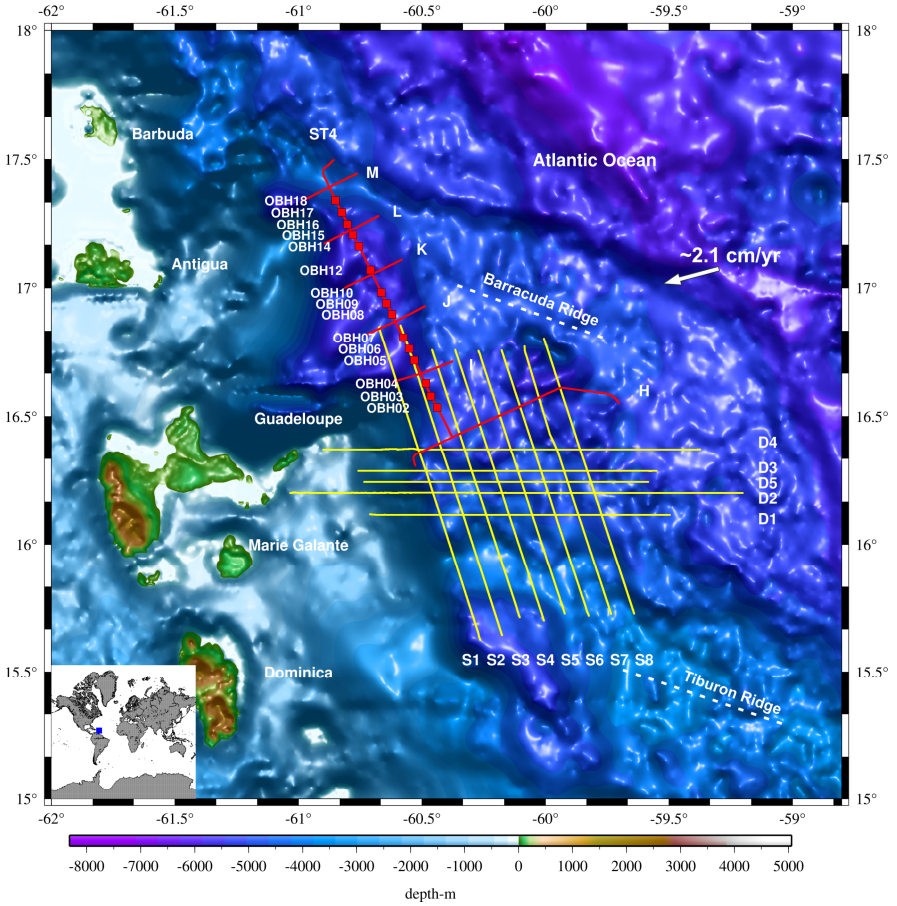
Bölgede, 350 km boyunca çok kanallı sismik ve 130 km boyunca da bölgesel geniş açılı sismik çalışılmıştır. Güneyden kuzeye doğru gidildikçe, profilin batısında Guadeloupe adası yer almaktadır ve aynı zamanda profil Barracuda ve Tiburon yükselimleri arasında bulunmaktadır. Profil boyunca toplam 16 adet okyanus tabanı sismik istasyonu (OBS) yer almaktadır. Ana hattımız güneyden kuzeye doğru uzanmakta ve bu hattı 6 farklı çok kanallı sismik hat kesmektedir. Çalışmada yapılan geniş açılı sismik kırılma, yansıma ve çok kanallı sismik verilerinin karşılaştırılmasıyla Küçük Antiller marjinin sediment yapısı ortaya çıkartılmıştır. Bu verilerin değerlendirilmesi Bölüm 5'te yer almaktadır.

Çalışmada elde edilen bulgular görsel hale dönüştürülmüş, farklı yöntemlerden elde edilen sonuçlar birebir karşılaştırılarak aralarındaki uyum Bölüm 6'da değerlendirilmiştir. Bu bölgede daha önce gerçekleştirilen çalışmalar göz önünde bulundurularak sonuçlarımız tartışılmış, çalışma alanı hakkında sonuçlar verilmiştir.

1. ÇALIŞMA ALANININ KONUMU VE AKTİF TEKTONİĞİ

1.1. Çalışma Alanının Konumu

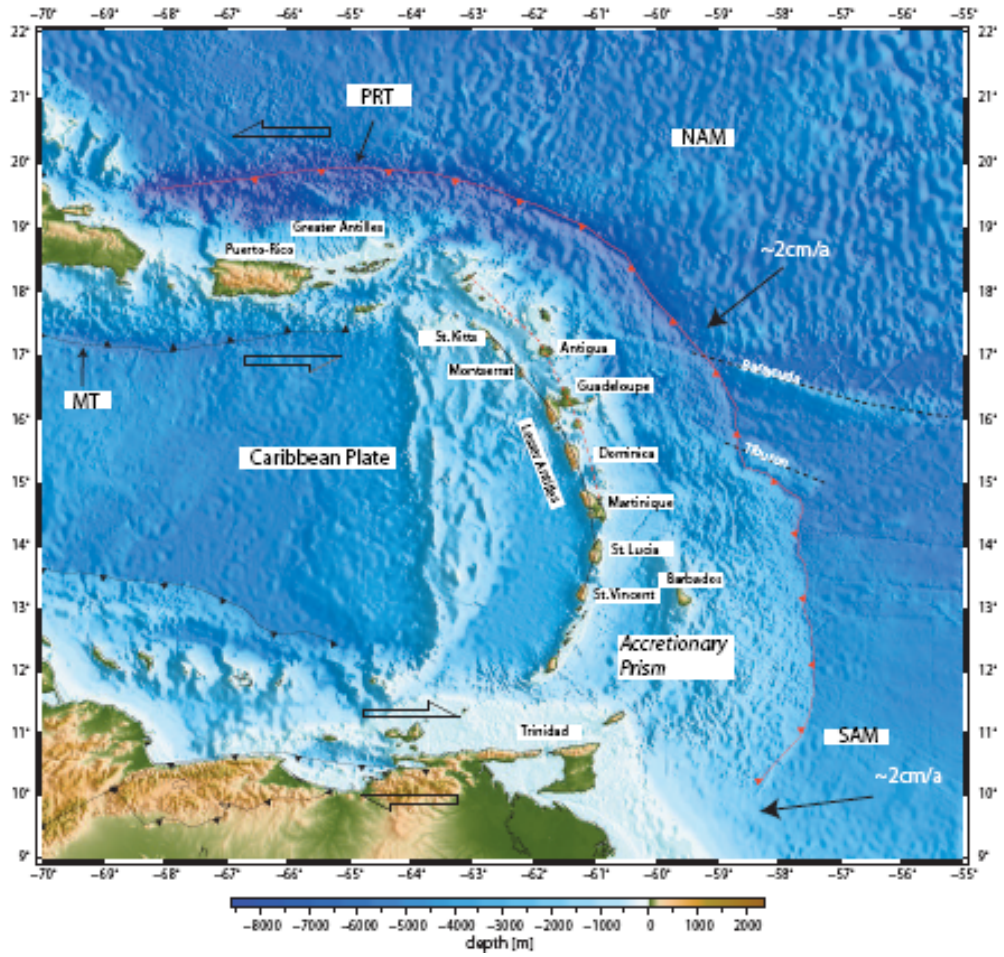
Çalışma alanı Küçük Antilerin kuzeyinde 16° kuzey ve 17,5° güney koordinatları arasında yer almaktadır. Burada aktif ada yayı deformasyon önünün yaklaşık 280 km batısında bulunmaktadır. Sismik hatlarımız ön yay baseni ve dış ön yay yükselimi boyunca Bangs ve diğ. (1990, 2003) ve Christeson ve diğ. (2003) tarafından yapılan sismik kırılma/yansıma çalışmalarıyla karşılıklıdır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. Okyanus tabanı istasyonları ile geniş açılı sismik profilleri kırmızı kareler ile gösterilmiştir. Beyaz çizgiler (D1–D5; S1–S8) Bangs ve diğ. (2003) ve Christeson ve diğ. (2003) tarafından yapılmış çalışmaları göstermektedir. Ek haritada çalışma alanı mavi kare ile gösterilmiştir. Çalışma alanındaki bölgesel tektonik gelişmeler Christeson ve diğ. (2008) tarafından belirlenmiştir.

1.2. Çalışma Alanın Aktif Tektoniği

Çalışma alanında Kuzey Amerika levhası ~2,1 cm/yıl oranla Karayip levhasının altına dalar (DeMets ve diğ., 2000). Karayip levhası kuzey ve güneyinden iki doğrultu atımlı fay sistemi ve doğu sınırında oluşan güçlü kavisli yitim zonu arasında sınırlanır (Şekil 1.2) (Jordan, 1975; Adamak ve diğ., 1988; Holcombe ve diğ., 1990; Mascle ve Letouzey, 1990; Heubeck ve Mann, 1991; Mann ve diğ., 1995; Flinch ve diğ., 1999; Weber ve diğ., 2001).



Şekil 1.2. Küçük Antiler ada yayının tektonik durumu. Levha hareketi yönü ve hızları (Feuillet, 2000). MT: Muertos çukuru, PRT: Puerto Rico trenci, NAM: Kuzey Amerika Levhası, SAM: Güney Amerika Levhası; Devamlı siyah çizgi şimdiki volkanik yay; kesikli kırmızı çizgi eski volkanik yay (Weinzierl, 2010).

Ada yayı ona paralel trencin batısında yaklaşık 200 ve 400 km arası bir mesafededir. Geçmişi oldukça karmaşık iki ana volkanik cephede görülebilir (Bouysse, 1988).

Erken Eosen volkanizması eski yayı teşkil eder halbuki, son ve hala aktif yayın eski yay faaliyetini durdurmasından sonra birkaç milyon yılda yerleşmiştir. Martinik'in güneyinde günümüz volkanizması eski yay ile aynı pozisyonda oluşmuştur. Ancak Martinik'in kuzey kanadından son yay devamlı olarak batıdaki daha eski yayla dengelidir. Bunun bir sonucu olarak Guadeloupe adasının doğu (Grande Tere) ve batı (Basse Tere) parçaları farklı volkanik köken oluşturmaktadır. Bu yeni ve eski yay ayırım yitim sürecindeki kinematik değişimlerin bir sonucu olarak oluşmuştur (Bouysse ve Westercamp, 1990).

Karmaşık temelin sediman birikiminin Eosenden bu yana oluşan dominant bir mekanizması vardır (Bangs ve diğ., 1990). Dalma-batmanın çukuru başlıca Amazon ve Orinocco gibi Güney Amerika nehirlerinden gelen sedimentler ile dolar. Yığışım prizmasının genişliği kuzeye doğru artar ve Barbados yığışım prizmasında 20 km lik (Westbrook, 1975, 1982) maksimum kalınlık gösterir. Bu güçlü bir negatif anomalidir (Bowin, 1976), görülen volkanik yüzün doğusunda 150 km gözlenir ve bu Atlantik kabuğunun yitimi ve Karayip arasındaki kontak bölgesini göstermektedir. Bu yitim zonu yaşlı okyanus kabuğunun düzenli yitimi ve yavaş yakınlaşma oranı ile karakterize edilir. Dalma batma plakasının diğer bir karakteristiği de Orta Atlantik okyanusu sırtında görülen birkaç kırık zonunun varlığıdır. Atlantik okyanus kabuğundaki üç BKB eğilimli sırt Küçük Antiller'in altına doğru halen yitmektedir. 450 km uzunluğunda ve 30-50 km genişliğinde olan Baracuda ve 150 km uzunluğunda 30-40 km genişliğinde Tiburon sırtı Barbados yığışım kompleksinin deniz tarafında batimetrik bir ifadeye sahiptir. Gravimetrik olarak dengesizdirler ve Atlantik ortasındaki yayılma merkezindeki segmentasyona bağlı bir kırık zonu gibi yorumlanırlar. Güneye doğru St. Lucia sırtı sediment örtüsünün altına gömülür ki bu sismik yansıma ile tanımlanır. Ana plaka sınırları ile bu Atlantik batimetrisinin özelliklerinin birbirini etkilemesi ada yayının evrimi üzerinde bir seri etki başlatır. Yay kabuğunun dönüşü ile sırtların cepheden çarpışması yatay bir sıkışma üretebilir ki bu da iki litosfer (ara tabaka kontak) arasında topoğrafik kontakta ve plakalar arasındaki bağlantıda muhtemel bir değişimdir (IFM-Geomar, 2007).

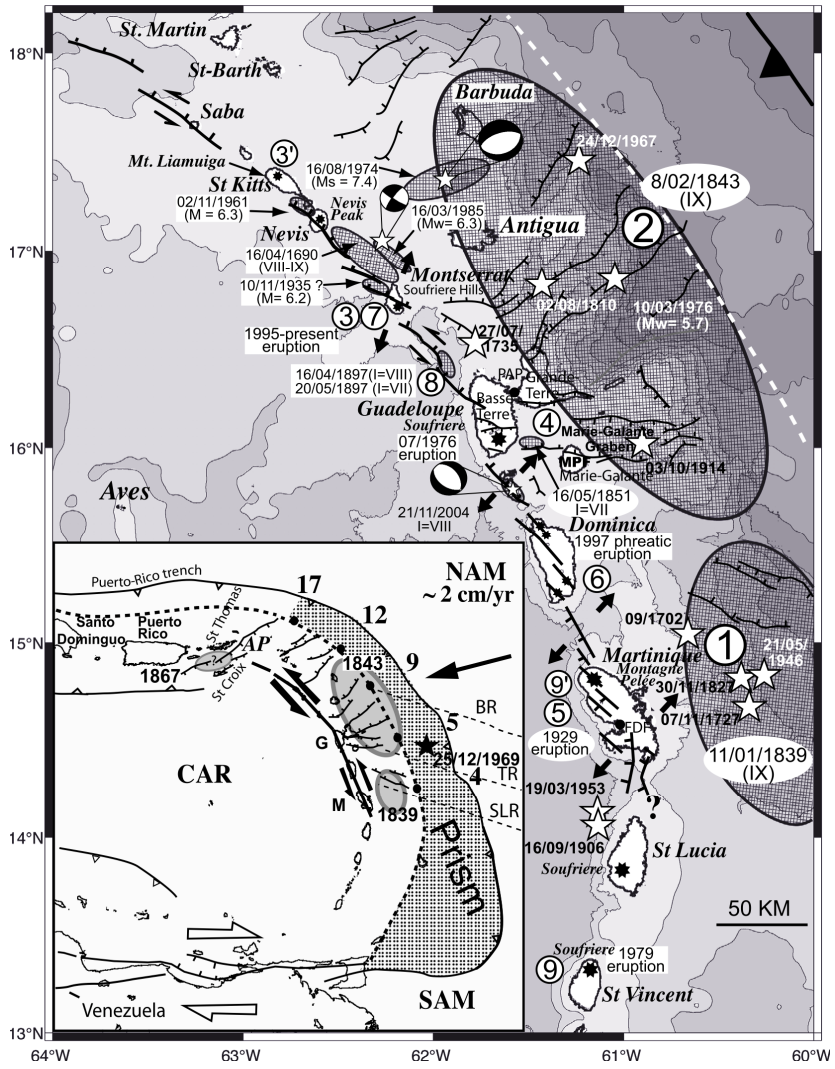
Atlantik okyanus kabuğundaki üç sırt halen Küçük Antillerin altına dalmaktadır. Barbados yığışım kompleksinin kuzeyindeki sediman desteği prizmanın güney parçasından kuzey parçasına doğru bir azalım gösterir. Büyük sediman yığışım

prizması başlıca Amazon ve Orinico nehirlerinden gelen sedimanlar ile dolmaktadır. Bu sediman birikimi Geç Kretaseden beri devam etmektedir (Pichot ve diğ., 2012). Tiburon ve Barracuda sırtları sediment birikimine bir bariyer etkisi göstermektedir (Bouysse ve Westercamp, 1990). Bu nedenle sediman kalınlığı, Barracuda sırtının ~200-300 m kuzeyinde (11° Kuzey) 7 km fazladır (Speed ve diğ., 1984). Tiburon sırtının güney kanadı Barbados deformasyonunun bir kıvrımını sınırlar ki bu bu batimetrik özelliklerin sönümleme etkisi olarak açıklanır. Bu sırt yapısı Barracuda sırtı ile aynı özellikleri göstermekte olup, gravimetrik olarak dengesizdir. Yay kabuğuna karşı gelen sırtlara önden çarpışmalar yatay bir sıkıştırma üretebilir bu da plakalar arasındaki temasın topoğrafik bir değişimidir (Bowin, 1976).

Bu bölgenin başka bir özelliği de Güney ve Kuzey Amerika levhalarını birbirinden ayıran bir özelliğe sahip olmasıdır. Öncelikle Barracuda sırtı sınırlarını beliler. (Bowin, 1976). Daha sonra Bouysse ve Westercamp (1990) bu sınırın Küçük Antiller yayı kadar geniş olduğunu öngörmüşleridir. Son zamanlarda GPS ölçümleri ve denizdeki aktif fayların haritalanması 16º Kuzeyde bir deformasyon olduğunu göstermiştir (Feuillet ve diğ., 2002). Guadeloupe'un güneyi, eğer Güney Amerika /Karayip plakalarının hareket vektörü kullanılırsa, yayın güney bölümünde herhangi bir kayma bölümüne sahip değildir (Weber ve diğ., 2001). Doğu Karayip yitiminin merkez bölümü bu volkanik aktivite ile bilinir. 1996'dan beri Montserrat volkanı aktiftir ve adanın bir bölümünü tahrip etmiştir.

Yakın zamana kadar Küçük Antiler yayının Benioff zonu çok iyi şekilde tanımlanamamıştır. Hiposenter derinliği batıya doğru artar, yani trencin birkaç km yakınlarından yitimin 200 km lerine kadar batı yayının altına levha dalar (Dorel, 1981). Plaka arayüzü trençin batısında düşük bir açıyla ve çok daha dik bir şekilde adaların dışında karadan uzakta belirgin bir eğilme ile yay altına batar. Depremsellik seviyesi yayın kuzey kesiminde yüksektir ki burada büyük depremler (M>7.5) kaydedilmiştir. (Robson, 1964; Sykes ve Ewing, 1965; Dorel, 1981; Stein ve diğ., 1982; Feuillard, 1985; Bernard ve Lambert, 1988; Dziewonski ve diğ., 2000). Bu durum, muhtemelen yitim zonu ile Barracuda ve Tiburon sırtlarının etkileşimi ile ilgilidir. Bu sırtların, özellikle Barracuda sırtı, plakalar arası bindirme fayı depremleriyle ya da sadece plaka içi normal faylar ile ilgili olaylarla oluştuğu hala tartışma yaratmaktadır.

Küçük Antilerin depremsellik seviyesi aktif bir marjin için oldukça düşüktür ve bu kısmen yavaş yakınsama hızı oranı (~2 cm/yr) sebebiyledir. Yine de Karayip yayı birkaçtane M>6 olan depremler yaşamıştır. Bunlar (1) 11 Ocak 1839 depremi (2) 8 Şubat 1843 Guadeloupe (3)1843 yüksek ölçekte jeotermal aktivite, (3') 1843 Mt. Liamuiga (St. Kitts) patlaması, (4) 16 Mayıs 1851 depremi, (5) 5 Ağustos 1851 Mt. Pelée sualtı patlaması, (6) 4 Ocak 1880 Desolation vadisi su altı patlaması, (7) 23-27 Nisan 1897 Monserrat şiddetli sismik aktivitesi, (8) 29 Nisan 1897 depremi, (9) 1902 St. Vincent patlaması (9') 8 Mayıs 1902 Mt. Pelée iklimsel patlamasıdır (Feuillet ve diğ., 2011) ki bunlardan bazıları plaka arayüzü kırılmasıdır.

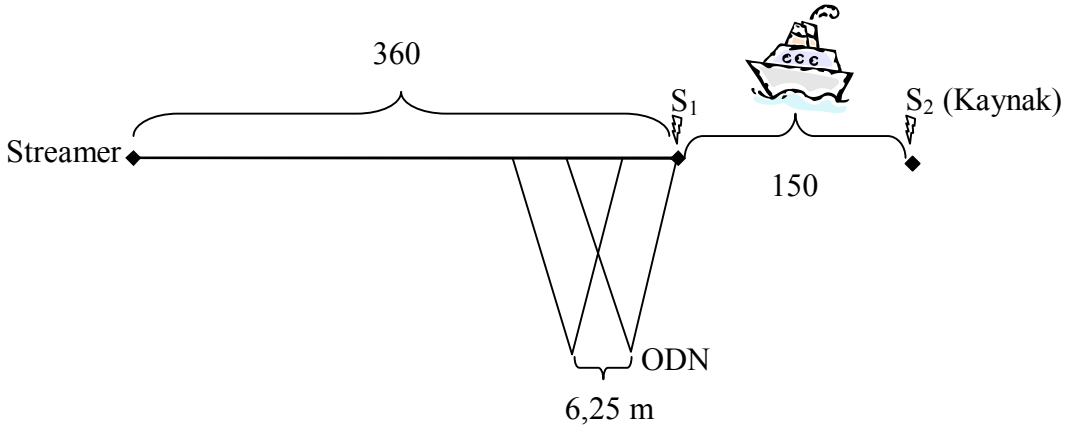


Şekil 1.3. Küçük Antiller'deki aktif faylanma ve volkanizmalar (Feuillet ve diğ., 2011).

2. VERİ TOPLAMA

Avrupa yitimi depremlerinin geçici Antiller ve Helenik lokasyonu (THALES) Institute de Physique du Globe de Paris (IPGP), IFM-GEOMAR, National Observatory of Athens (NOA), Géosciences Azur, Università degli Studi di Trieste, Instituto de Sciencia de la Tierra 'J. Almera' (ICTJA) ile ortak bir çalışmayla araştırılmaktadır. Yansıma sismiği verisi, 2007 yılında SISMANTILLES II projesi kapsamında RV L'Atalante gemisi ile, kırılma verileri ise 2007 yılındaki TRAIL çalışması sırasında RV Maria S. Merian gemisindeki atışlar kullanılarak toplanmıştır.

Çalışma alanı Küçük Antiller'de 15,5º Kuzey ve 16,5º Kuzey boylamları arasında bulunmaktadır. Küçük Antiller yitim zonu üzerinde birleştirilmiş 7 adet çok kanallı sismik yansıma ve geniş açılı sismik kırılma/yansıma verileri kullanılarak yorum yapılmıştır. Geniş açılı sismik kırılma/yansıma verileri, çok kanallı sismik yansıma verisi toplanmış olan Strike Line 4 (ST4) üzerinde 18 OBH (Okyanus tabanı hidrofonu) ile toplanmıştır. Bunlardan 16 OBH verisi ile sınırlı penetrasyona sahip güçlü değişim gösteren 130 km uzunluğunda geniş açılı sismik profil kaydedilmiştir. Sismik çalışma 8865 cu.inç'lik Boltpar tipi hava tabancası ile alınmıştır. Atış aralığı yaklaşık 150 m civarındadır. Kayıt uzunluğu ise 4,5 km civarında olup, 25 m grup aralığına sahip 360 kanal streamer ile kaydedilmiştir (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Yansıma profil geometrisi.

2.1. Çok Kanallı Sismik Yansıma Verisi Toplama

Veri 2 ms örnekleme aralığıyla kaydedilmiş ve profil boyunca 12,5 m aralıklarla ortak derinlik noktaları oluşmuştur. Kayıt işleminden önce veriye 3 Hz'lik alçak geçişli ve yüksek kesmeli filtre uygulanmıştır. Ana veri olan Strike Line 4 ve Line H şimdiki adıyla GEOMAR Okyanus Araştırmaları Helmholtz Merkezi'nde diğer profiller ise Institute de Physique du Globe de Paris (IPGP)'de veri işlem yapılmıştır. Geleneksel veri işlem adımları için SEISMOS paket programı kullanılmıştır.

2.2. Geniş açılı sismik veri toplama

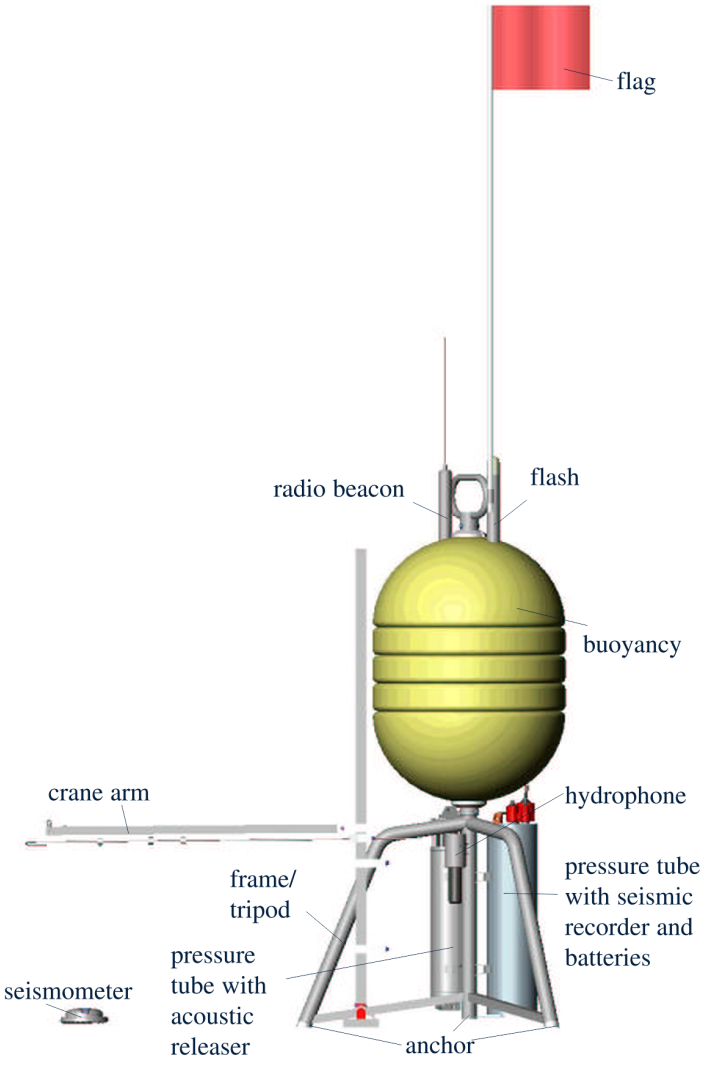
OBH kayıtçıları Strike Line 4 üzerinde yaklaşık 6,5 km aralıklı olarak bulunmaktadır. Sismik kırılma profili 112 l hacme sahip 5 elementli bir sismik kaynak ile elde edilmiştir. 60 s tetikleyici aralığına sahip 3,7 kn hıza hareket eden gemide yaklaşık 100 m atış aralığı elde edilmiştir. OBS verilerinin standart veri işlemi saat kayma düzeltmesi ve su dalgası varış zamanları ile aletin yer değiştirmesi ve kesin atış geometrisi oluşturulur. Daha sonra tekrarlı ve primer faz girişimi olmaksızın temiz bir sinyal üretebilmek amacıyla ve tahminsel kabarcık ardışık yansımalarını silmek için zaman geçişli dekonvolüsyon yapılmıştır. Bu düzeltmeden sonra zaman ofset değişimli Butterworth filtre, sinyalin zayıflamasıyla oluşan frekans değişimlerini temizlemek için gerçekleştirilmiştir. Bant geçişli filtre kayıt ve ofset zamanını attırdığı gibi devamlı olarak düşük frekanslara doğru değişir. Strike Line 4 üzerinde açık ilk varışlar ortalama 20-30 km ofsetle gözlenebilmiştir.

2.2.1. Okyanus tabanı sismik tanımlaması

Geleneksel deniz sismiği araştırmalarında sismik kaynak ve alıcılar deniz yüzeyine yakın bir gemi arkasından çekilir. Bu teknikle elde edilen yer altı görüntüleri hidrokarbon aramaları için bir ön koşul temsil eder. Okyanus tabanı sismiğinde alıcılar ya da kaynak deniz tabanında bulunur. Pozisyon olarak bu işlem daha karışıktır ve dolayısıyla büyük maliyetler içerir, fakat görüntüleme ve jeolojik bilgi açısında büyük önem taşımaktadır (Mjelde, 2003).

2.2.2. Okyanus tabanı hidrofonu/sismometresi (OBH/OBS)

Okyanus tabanı hidrofon (OBH) ve sismometre (OBS) sistemleri sualtı dalga ölçümleri ve bilimsel değerlendirmeler için deniz tabanında araştırmalar yapmak amacıyla kullanılır. Sadece bir özellikleri ile birbirlerinden farklılık gösterir, bu da OBS sistemi içinde ayrıca bir sismometrenin bulunmasıdır. Bu sitemler herhangi bir kablo olmaksızın bir araştırma gemisi ile bağımsız olarak çalışmayı sağlamaktadır (URL-1).



Şekil 2.2. Okyanus tabanı hidrofonu (OBH) (URL-1).

İlk OBH GEOMAR tarafından 1991 de yapılmış ve 1992 yılının Ocak ayında denizde test edilmiştir. Bu aletin 2000 den fazla veri toplanarak başarısı kanıtlanmıştır (URL-2).

OBS/OBH'ler araştırma gemisinden denize atılır ve deniz tabanında çapa ağırlığı ile sabitlenir. Hidrofon su içerisinde basınçla oluşan dalgaları kaydeder. Sismometre ise basınç ve makaslama dalgalarını kaydeder. Araştırma bittikten sonra OBS/OBH deniz yüzeyine gelir ve toplanır (URL-1).

3. KULLANILAN YÖNTEMLER

3.1. Çok Kanallı Sismik Yansıma

Çok kanallı sismik yansıma verileri kullanılarak deniz tabanının altındaki yapıları görüntülemek için çeşitli veri-işlem teknikleri uygulanmaktadır. Belirli bir düzen içerisinde birbirini takip eden bu işlemler grubuna "sismik veri işlem" denmektedir. 1929'da Meksika Körfezi kıyılarında yapılan çalışmalarda sismik yansıma yöntemi kullanılmaya başlanmış olup (Baysal ve Tardu, 1995), ilk sismik veri işlem uygulamaları ise 1960'lı yıllarda başlayarak (Dondurur, 2009) sismik veri kalitesinin önemli ölçüde artmasını sağlamıştır. Sismik veri işlemdeki temel amaç sinyal/gürültü oranını arttırarak, gürültüyü veriden tamamen silmektir.

Kara ve deniz sismiği çalışmaları birbirlerine benzemekle beraber kendi içlerinde önemli farklılıkları da barındırmaktadır. Deniz sismiğindeki veri işlem tekniklerinin kara verilerine göre değişiklikler içermesi gibi deniz verilerinin toplanması, frekans özellikleri ve bu verilerin yorumlanmasındaki özel teknikler bu iki yöntem arasında farklılıklar gösterir. Aynı şekilde deniz sismiği verilerinin içerdiği problemler ve bu problemlere bulunacak çözümler de önemli bir fark yaratmaktadır.

Çok kanallı sismik yansıma verilerinin değerlendirilmesi ile ilgili veri işlem aşamalarını Yılmaz (1987) üç ana aşamada irdelemiştir. Bu aşamalar sırasıyla Dekonvolüsyon, ODN (Ortak derinlik noktası) yığma ve migrasyondur. Sismik veri işlem yöntemlerinin hepsinin genel amacı veriyi yorumlamaya hazır bir hale getirmektir. Hatta uygulanacak her veri işlem adımı ve sırası bu işlemi yapacak uzman tarafından belirlenir. Şekil 3.1'de genel bir sismik veri işlem akışı verilmiştir.

Sismik veri işlem aşamaları kendi içlerinde incelendiğinde her bir adım ciddi bir uzmanlık gerektirmektedir. Sinyal veri işlemi sadece jeofizik değil birçok bilim dalı için önem arz eder. Bu veri işlem tekniklerini uygulayan yazılımları yazabilmek için ciddi bir fizik ve matematik bilgisine sahip olmak gerekir. Günümüz bilgisayar teknolojisi düşünüldüğünde bu veri işlemi yapmak için başta petrol endüstrisi olmak



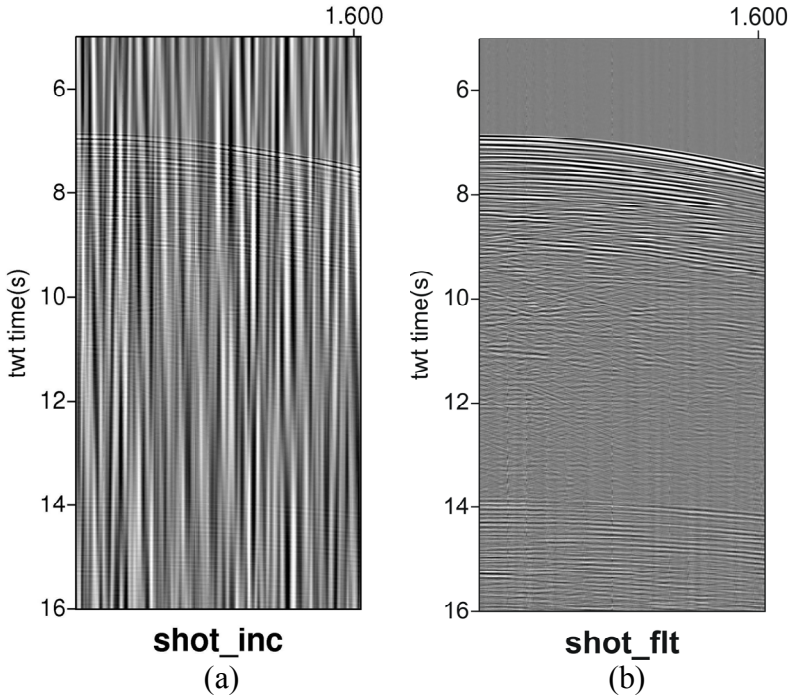
Şekil 3.1. Deniz sismiği verilerinin işleminde genel anlamda kullanılan akış diyagramı

üzere, akademik amaçları da hedefleyen ve maddi olarak çok pahalı olan birçok paket program piyasada bulunmaktadır.

Doktora çalışmamızın bu veri işlem ile ilgili kısımları Almanya Kiel Leibniz Deniz Bilimleri Enstitüsü'nde (IFM GEOMAR) gerçekleştirilmiş. Burada çok kanallı deniz sismiği veri işlemi işim SEISMOS programı kullanılmıştır. Bu bölümde sismik veri işlem sırasında kullanıldığımız bazı veri işlem aşamaları ve bunlara bağlı oluşan sonuç kesitleri ile ilgili kısa bir bilgilendirme anlatılmaktadır.

3.1.1. Filtreleme

Çok kanallı deniz sismiği verilerinin toplanması sırasında düşük frekanslı gürültüler de veriye katılmaktadır. Bu gibi istenmeyen gürültülerin veriden atılması için filtreleme işlemi yapılması gerekmektedir. Genel olarak filtreleri birkaç türe ayırabiliriz. Belirli bir frekansın altındaki veriler ile ilgilenildiğinde alçak geçişli (low pass), belirli bir frekansın üstündeki veriler ile ilgilenildiğinde yüksek geçişli (high pass), eğer belirli bir aralıktaki veriler ile ilgileniliyorsa bant geçişli (band pass) filtreler uygulanır. Buna ek olarak tek bir frekans ya da çok dar alanları ilgilendiren bir filtrelemeye ihtiyaç duyuluyorsa çentik (notch) filtreler uygulanır.



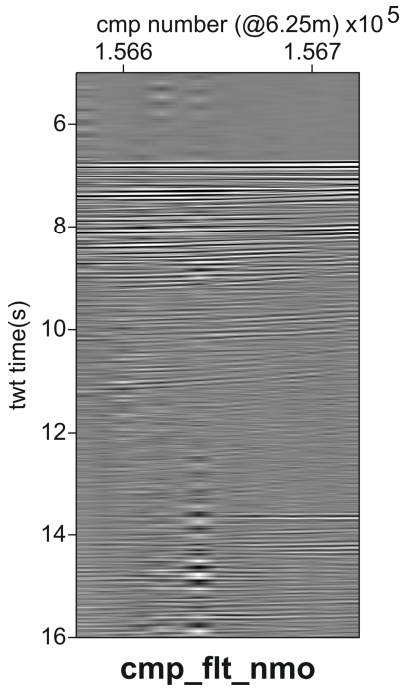
(a) (b)

Şekil 3.2. (a) Filtre yapılmamış veri (b) filtre yapılmış veri.

Çalışma alanımızda yapılan sismik veri işlemde SEISMOS sismik veri işleme programı için tasarlanmış olan Kaiser yüksek geçişli filtre kullanılmıştır. Doğru yüksek geçiş sınırlarını bulabilmek için veri üzerinde birkaç çeşit filtre uygulanmış, en uygun yüksek geçiş değerleri olarak, 2-4 Hz olan yüksek geçişli filtre seçilmiştir. Şekil 3.2'de filtre uygulanmamış atış grubu ve filtre uygulandıktan sonraki atış grubu verilmektedir.

3.1.2. Normal kayma zamanı düzeltmesi (NKZ)

Sismik verilerin toplanması sırasında alıcılar kaynaktan uzaklaştıkça, sismik verinin alıcılara geliş süresi de gecikecektir. Bir yansımanın herhangi bir alıcıdaki varış zamanının, yansımanın iki yol sıfır ofset varış zamanından olan farkına "normal kayma (normal moveout- NMO)" adı verilir (Dondurur, 2009). Zamandaki bu gecikme sismik atış grupları içinde hiperbolik bir görüntü oluşturacaktır. Sismik veriye uygulanacak doğru hız ile sismik atış grubundaki yansımalar düz bir hale gelecektir. Bu normal kayma hareketini düzeltmek için uygulanan hıza da Normal kayma hızı adı verilmektedir (Yılmaz, 1987).

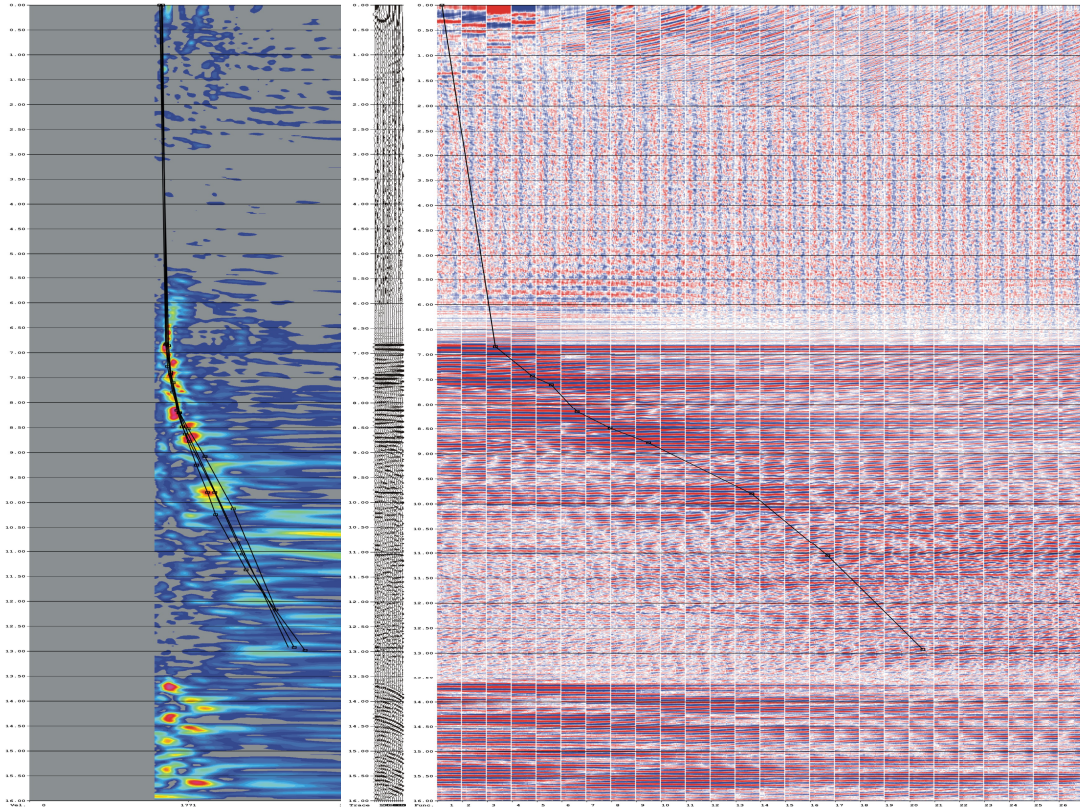


Şekil 3.3. Normal kayma zamanı (NKZ) düzeltmesi yapılmış veri.

Sismik verimize normal kayma zamanı düzeltmesi yapmak amacıyla çeşitli hızlar uygulanmıştır. Bu denemelerden en uygun hızın 1522 m/s olduğuna karar verilmiştir. Şekil 3.3'de NKZ düzeltmesi yapılmış bir ortak derinlik noktası (ODN) grubu verilmektedir.

3.1.3. Hız analizi

Sismik dalga yer içinde ilerlerken tabaka ara yüzeylerinden geçerek akustik empedansa bağlı olarak değişim gösterir. Bu değişimin temel öğesi sismik hızlardır. Yani sismik veride gördüğümüz kuvvetli yansımalar farklı hızlara sahip tabakaların sınırları olarak tanımlanmaktadır. Bu nedenle sismik verideki tabakalara ait gerçek hızların bulunması için hız analizi yapılmaktadır.



(a) (b) (c)

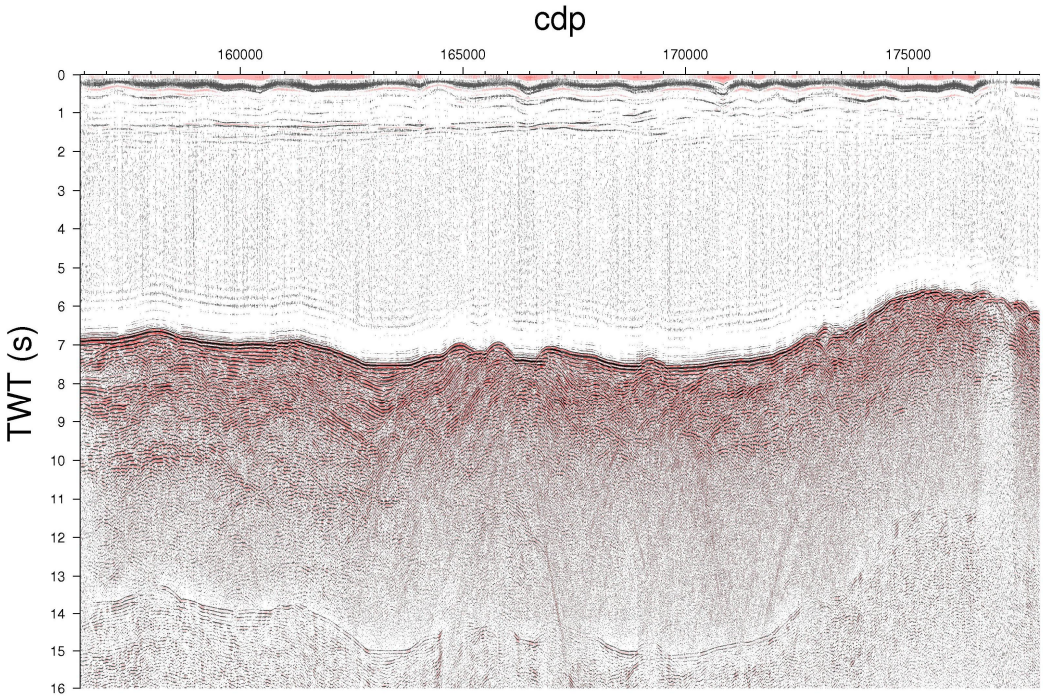
Şekil 3.4. Hız analizi (a) Hız dağılımları (b) NMO uygulanmış ODN grubu (c) 1400 m/s ve 12000 m/s arasında hızlar uygulanmış yığma parçası grubu.

Şekil 3.4'de sismik veri içinden seçilmiş bir ODN grubu için yapılmış hız analizi görülmektedir. Burada hız dağılımı (Şekil 3.4 a) (velocity semblance) sismik verideki yansıma yoğunluklarının bir görüntüsüdür. Yoğun kırmızı renkte görülen

alanlar yansımaların en kuvvetli olduğu yerleri göstermektedir. Şekil 3.4 c'de ise 1400 m/s hızdan başlayarak 12000 m/s hıza kadar ODN grubuna uygulanmış hızlar ve bu hızlara bağlı olarak oluşan yansımaların işaretlenmesi ile yapılan hız analizi verilmektedir.

3.1.4. Yığma

Yığma işlemi, her bir derinlik noktasından gelen bütün izlerin toplanarak tek bir iz haline getirilmesi işlemi olarak tanımlanır (Kurtuluş 2002). Böylece her bir derinlik noktası için tek bir iz elde edilmiş olur. Yığma bir tür filtreleme olayı olarak da göz önüne alınabilir. Yığma, gürültülerin yok edilmesi için ayrıca daha sürekli yapıları ve yansımaları daha iyi görebilmemize yarayan bir veri işlem aşamasıdır.



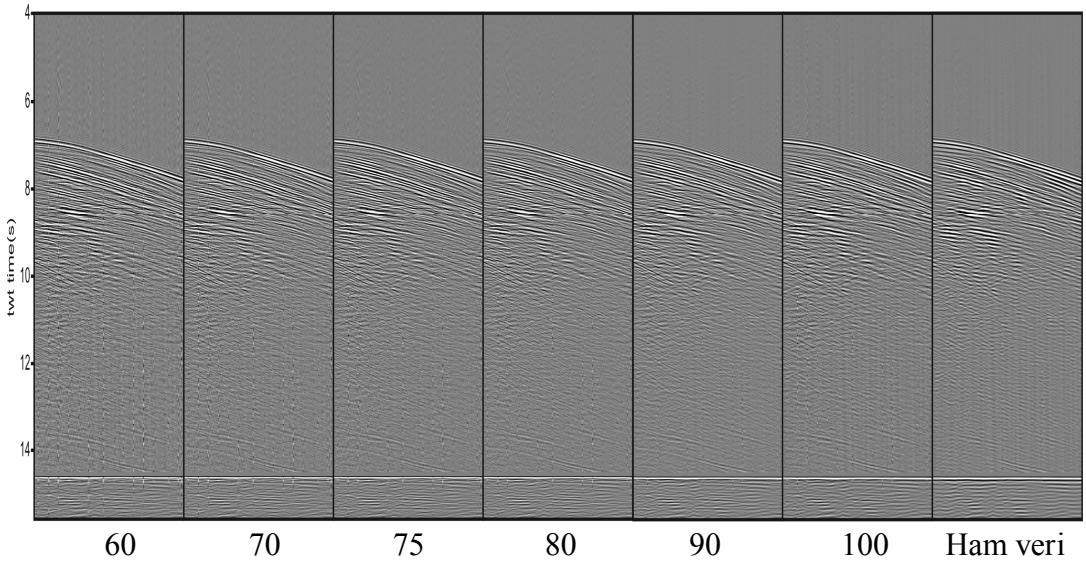
Şekil 3.5. Yığma yapılmış sismik kesit.

Sığ bölgelerdeki yanal hız değişimleri, yığma işlemini en fazla etkileyen faktördür. Yığma işlemine göz attığımızda eğimi fazla olan olayların hızları yüksek yığma hızlarına sahiptirler. Yığma öncesi veride olan çok eğimli yansıtıcılardan gelen yansımalar veya difraksiyonlar, tekrarlı yansımalar, yığma işleminde yok edilir veya zayıflatılır. Yığma hızı yansıtıcının eğimine bağlı olarak artar (Yılmaz, 1987). Şekil

3.5'de yığma işleminden sonra ST4 profili için elde edilmiş ilk yığma kesiti verilmektedir.

3.1.5. Dekonvolüsyon

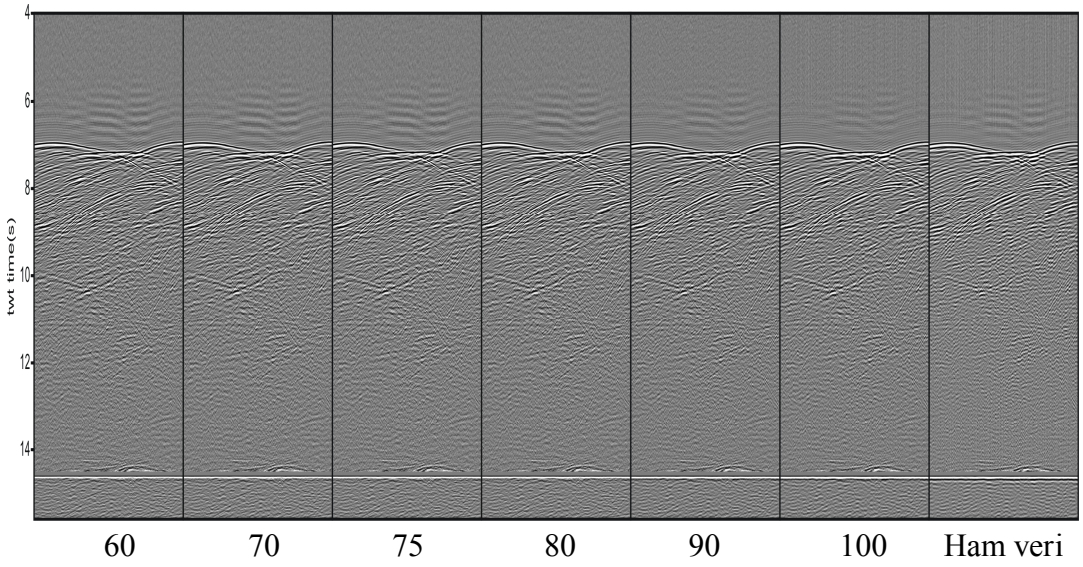
Deniz sismiği verilerinde oluşan dalgacık etkisi ve ardışık yansımaların etkilerinin giderilmesi amacıyla dekonvolüsyon işlemi yapılmaktadır. Bu işlemi yapmak için çeşitli parametreler belirlenir. Bunlar sırasıyla özilişki, tasarım penceresinin boyu ve kestirim uzaklığıdır. Dekonvolüsyon ile ilgili parametrelerin belirlenmesinde özilişki fonksiyonunun incelenmesi ile ardışık yansımaların belirlenebilmesi mümkün olmaktadır. Bu amaçla veri içerisinde en çok ilgilenilen alana ait dekonvolüsyon tasarım penceresi belirlenir. Kestirim uzaklığı ise dekonvolüsyon sonrası sismik verinin görünümü ve çıkış verisinin genlik spektrumu üzerinde en büyük etkiye sahip olan parametredir (Dondurur, 2009).



Şekil 3.6. Çeşitli kestirim uzaklıkları ile dekonvolüsyon uygulanmış atış toplulukları.

Şekil 3.6'da çok kanallı sismik verimiz içinden belirlenen bir atış topluluğu için seçilmiş olan 60, 70, 75, 80, 90 ve 100 ms'lik kestirim uzaklıkları ile elde edilmiş dekonvolüsyon sonuçları ve bu pencerelerin altında özilişki kesitleri ve dekonvolüsyon uygulanmamış ham veri verilmiştir. Bu atış grubu içerisinde ardışık yansımaların en iyi giderildiği kestirim uzaklığının 80 ms olduğu düşünülmüştür. Bu amaçla aynı kestirim uzaklıkları ile veri içinden seçilen bir yığma grubuna dekonvolüsyon uygulanmıştır (Şekil 3.7). Bu veriler incelendiğinde de 80 ms lik

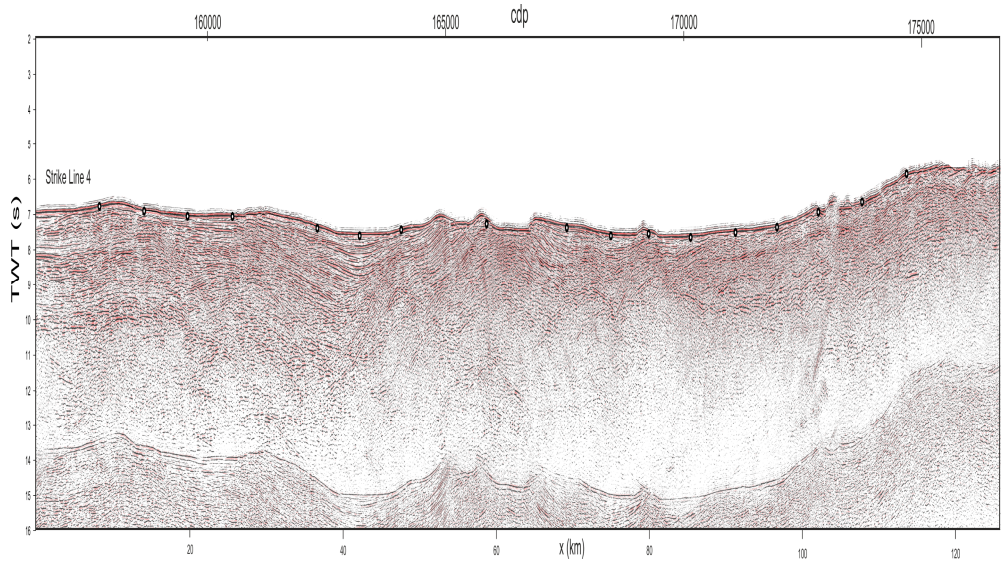
kestirim uzaklığının verimiz için en uygun dekonvolüsyon parametresi olduğuna karar verilmiş ve bu değer tüm veriye uygulanmıştır.



Şekil 3.7. Çeşitli kestirim uzaklıkları ile dekonvolüsyon uygulanmış yığma parçası.

3.1.6. Frekans-dalga sayısı (Stolt) migrasyonu

Stolt migrasyonu, yanal ve düşey yöndeki hız değişimlerini dikkate almaksızın sabit hızlı bir ortam öngören bir migrasyon çeşididir. Burada gelişi güzel hızlar kullanılması mümkün olmaktadır. Günümüzde Stolt migrasyonu tüm migrasyon yöntemleri içerisinde en hızlı ve dolayısıyla en ekonomik olanıdır. Sabit hızlı bir ortam içerisinde 90° eğimlere kadar oldukça doğru sonuçlar üretir (Dondurur, 2009).



Şekil 3.8. Frekans dalga sayısı migrasyonu uygulanmış sismik kesit.

Strike Line 4 (St4) adını verdiğimiz sismik kesitimize su deniz tabanı arasındaki sınır düşünülerek, 1500 m/s'lik bir sabit hızla bu migrasyon işlemiş uygulanmıştır (Şekil 3.8).

3.2. Geniş Açılı Sismik Veri Modellemesi

Geniş açılı sismik veriler genellikle 20-100 km ofset uzunluklu ve büyük bir hava tabancası kaynağı ile elde edilen sismik yansıma/kırılma veri türü olarak tanımlanır. 2 Boyutlu hız modeli ve yapının elde edilmesi için geniş açılı sismik kırılma yansıma seyahat zamanı modelleme sonuçları kullanılır. Burada etkin olan ters çözümdeki yerleştirmelerdir. Bu yerleştirmeler varış zamanları işaretlemesi ve sınıflandırılması, kıvrımlı geometri, veri belirsizlikleri ve bir başlangıç modelinin seçilmesi deneme yanılma düz çözüm modellemesi içinde uygulanabilir.

En iyi modelleme stratejisi;

1. Model parametreleri
2. Yapı ile ilgili ön bilgi
3. Yer yapısının karmaşıklığı
4. Veri karakteristiği
5. Kesişen sismik yansıma verilerinin kullanımı şeklinde tanımlanır (Zelt, 1999).

Geniş açılı sismik verilerin modellenebilmesi için Zelt ve Simith, (1992) tarafından geliştirilen yöntem ile çalışan RAYINVR programı kullanılmıştır. Program ışın izleme modellemesi kullanımıyla 2 boyutlu birleştirilmiş düz ve ters çözüm modellemesini temel almaktadır (Zelt ve Smith, 1992).

3.2.1. Işın izleme modellemesi

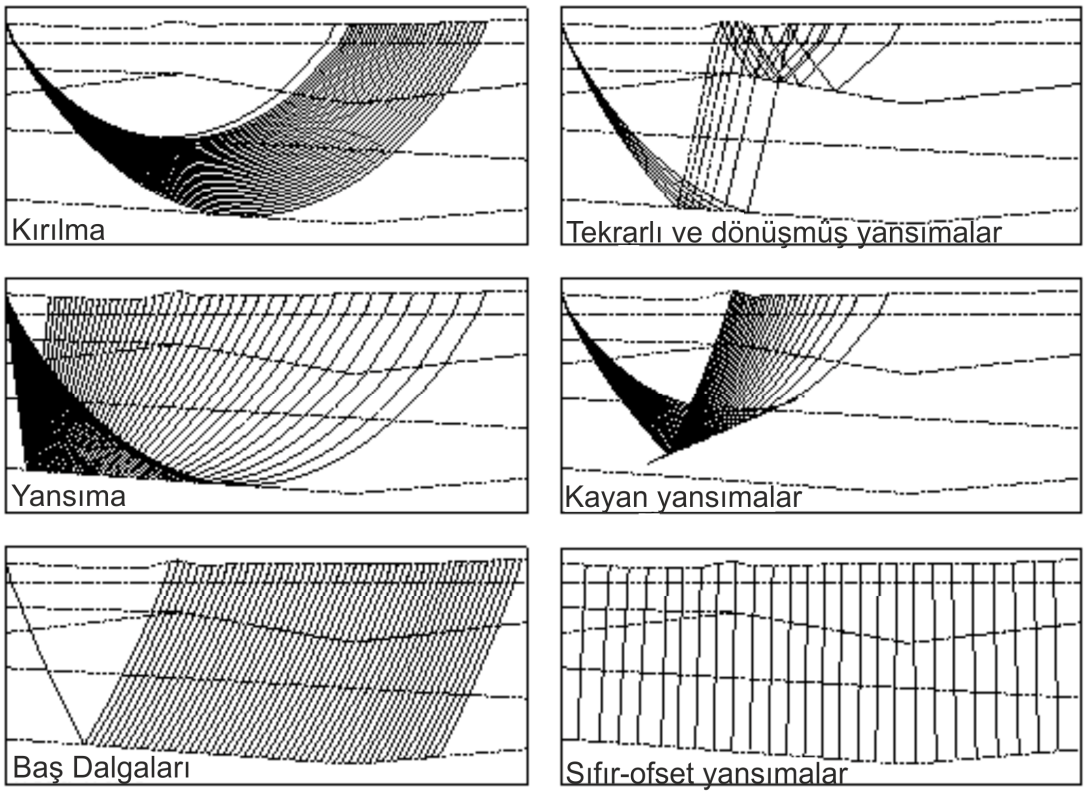
Işın izleme modellemesinin temeli, esas parametre olan sismik hızların yer içindeki dağılımını modellemektir. Işın yolu kaynaktan alıcıya giden sismik dalganın yayılımını gösterir. Işın her zaman bir jeolojik ara sınırdan geçerken kırılır ya da yansır. Işının bu yayılma sırasında geçirdiği değişimler bir imza olarak tanımlanır. Bu imza ışının geçmişi hakkında kombinasyonları sembolize eder (Grunberg ve diğ., 2004).

İki boyutlu modellemede, OBS'ler tarafından kaydedilen sismik kırılma ve yansıma varışları kullanılarak düz çözüm ve ters çözüm modellemesi yapılmaktadır. Düz çözüm ile modelleme de tabakalı ortama ait hız ve derinlik bilgilerini kullanılır. Bu bilgiler ile gözlemsel ve hesaplanan kırılma ve yansımaların seyahat süreleri arasındaki fark hesaplanarak, bu farkın minimum olması için uygun hız-derinlik modelinin oluşturulması esasına dayanır. Ters çözüm ile modelleme ise gözlemsel veri ile hesaplanan veri arasındaki farkın belirli bir hata kriterine ulaşıncaya kadar tekrarlı olarak modelin yenilenmesi ilkesine dayanır.

3.2.2. İki Boyutlu kabuk yapılarının sismik seyahat zamanı modellemesi

Düz çözüm için ışın izleme algoritması Cervenf ve diğ. (1977), McMechan ve Mooney (1980), Spence ve diğ. (1984) tarafından geliştirilmiştir. Spence (1984), Huang ve diğ. (1986), Firbas (1987) ve Lutter ve diğ. (1990) ise 2 boyutlu yapıların ters çözümü için yöntem geliştirmişlerdir. Bu yöntemler aslında sadece düz çözüm için tasarlanmış olan ışın izleme algoritmaları için kullanılır. Bu yaklaşımların etkinliği sınırlıdır çünkü düz çözüm algoritması ters çözümün özel ihtiyaçlarına uygun olmalıdır. Bu ihtiyaç, bir dizi bağımsız parametre kullanarak sayısal olarak verimli ve sağlam bir ışın izleme yöntemiyle, esnek bir model ve bu modelin parametrelerini elde etmek olarak tanımlanabilir.

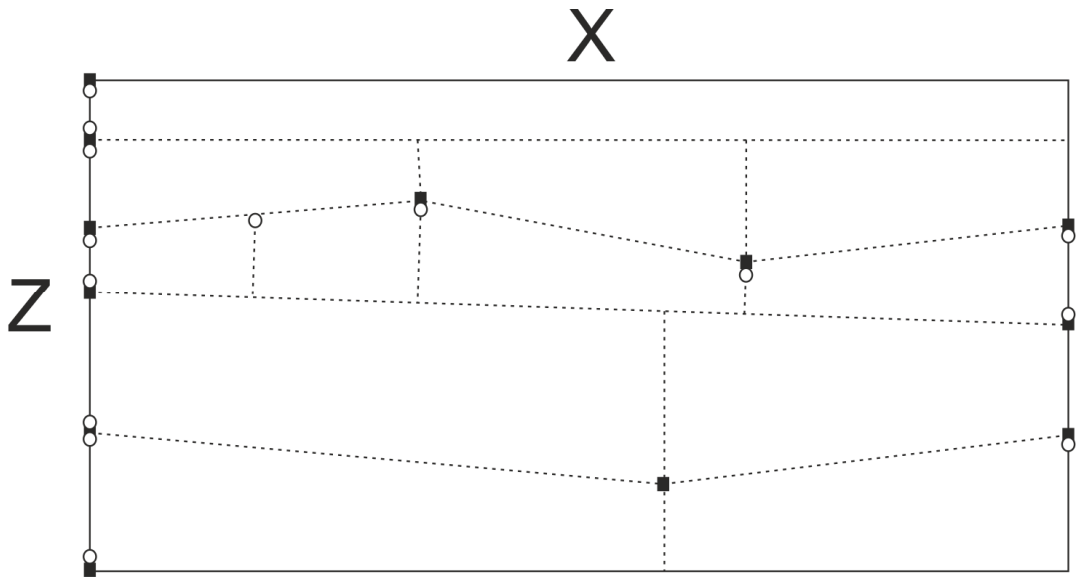
Doğrusal olmayan seyahat zamanı modellemesi bir başlangıç modeli ile yapılır ve iteratif yaklaşım gerektirir. Sonuç olarak pratiklik gerektiren ve etkili bir düz çözüm adımıdır. Her tabakayı belirleyen model parametrelerinin pozisyonu ve sayısı (hız ve düğüm noktası sınırları) tamamen genelleştirilebilir ve böylece verinin yeraltı çözünürlüğünü belirler ve aynı zamanda yüzey kabartmaları ve yakın yüzey hız değişimlerinin modele dahil edilmesine izin verir. Ters çözümün ilk adımı, sınır düğümlerinin dikey pozisyonları ve model hızlarına göre seyahat zamanlarının kısmi türevlerinin analitik hesabıdır. Bu kısmi türevler ışın yolları boyunca hesaplanır ve gözlenen sismik seyahat zamanı verisindeki her tanımlanmış varış bilgisine karşılık gelebilir (kırılma, yansıma, baş dalgası ve tekrarlı yansımalar gibi) (Şekil 3.9). Sönümlü en küçük kareler yöntemi hız ve düğüm noktalarını eşzamanlı olarak ayarlamak için seçilen güncel model parametrelerini belirlemek için kullanılır (Zelt ve Smith, 1992).



Şekil 3.9. Kırılan, yansıyan, baş dalgaları, tekrarlı ve dönüşmüş, sabit olmayan yansıma ve sıfır ofset yansıma dalgaları (Zelt ve Smith, 1992).

3.2.3. Model parametrelerinin belirlenmesi

Ters çözüm için kullanılan bir ışın yolu algoritması ve onun etkinliği model parametrelerinin belirlenmesiyle güçlü bir şekilde karakterize edilir. Bu parametreleştirme Zelt ve Ellis (1988) tarafından kullanılan bir modifikasyondur ki bunların tabakalı, 2 boyutlu izotropik hız yapısının değişken blok boyutlu gösterimi Şekil 3.10'da verilmiştir. Her bir tabaka sınırı keyfi bir numaralandırma ve doğrusal interpolasyon tarafından bağlanmış düğüm noktalarının aralıkları ile belirtilir. Bu düğüm noktalarının konum ve sayısı her bir sınır için farklı olabilir. Her tabaka içinde P dalga hızı alanı tabakaya ait alt ve üst hız noktalarının aralığı ve keyfi numarası tarafından belirlenir. Üst tabaka hızı noktasının konum ve numarası alt tabaka hız noktasınınkinden ve diğer tabakaların hız noktalarından farklı olabilir (Zelt ve Smith, 1992).



Şekil 3.10. Hız model parametresi belirlenmesi ile ilgili örnek. Burada 5 tabakalı model 26 bağımsız model parametresi ile tanımlanmıştır. 12 tane düğüm noktası (kareler) ve 14 hız noktası (daireler) bulunmaktadır. Işın izleme amacıyla model, otomatik olarak 12 tane trapez bloğa bölünmüştür. Dikkat edilmesi gereken ilk husus birinci tabaka homojen ve yataydır. İkinci tabaka sabit bir hıza sahiptir ve 3. Ve dördüncü tabakalar arasındaki sınırla hız süreksizliği arasında bir ilişki yoktur.

3.2.4. Düz çözüm

Tasarlanan modelden hareketle yapay verilerin veya model tepkisinin hesaplanması düz çözüm olarak tanımlanır. Genel anlamda düz çözüm, model ortamından veri ortamına geçişi temsil eder. Gözlenen veriler d ve ortam parametreleri m ile gösterilirse, d ve m arasındaki ilişkiyi temsil eden özel bir fonksiyon,

$$G(m)=d \tag{3.1}$$

olarak tanımlanabilir. Model terminolojisinde m ve d'nin her ikisi de bir vektördür ve bunlar için sırasıyla model parametreleri ve gözlem verileri deyimleri kullanılır. Model parametreleri modeli tanımlayan büyüklüklerdir. G ise bir operatör olarak, basit bir analitik bağıntı veya bir diferansiyel ya da integral bağıntısı olabilir (Oruç, 2012).

3.2.5. Ters çözüm

Genel anlamda ters çözüm, yanıtı bilinen bir problemi tanımlamaktır. Temel ve mühendislik bilimlerde bir fiziksel sistem içerisinde belirli uzaklık veya zaman

aralıklarında yapılan çeşitli ölçümlerden bir dizi sayısal veri elde edilmektedir. Bu verilerin kaynağına inilerek, verilere neden olan değişkenlerin bulunması işlemi temelde bir ters problem çözümüdür. Sonuç olarak ters çözüm, veri ortamından bilinmeyen ortamına bir geçiş işlemidir (Oruç, 2012). Çalışmada kullanılan model sönümlü en küçük kareler yöntemini esas almaktadır.

3.2.5.1. Sönümlü en küçük kareler yöntemi ile ters çözüm

Seyahat zamanı ters çözümü lineer olmayan bir problemdir çünkü ışın yolu hız bağımlıdır. Bu problem, bir başlangıç modeli ve yüksek dereceden terimler ile Taylor serisi açılımıyla doğrusallaştırılarak çözülür. Genel olarak (3.2) formülü ile tanımlanan doğrusallaştırılmış ters çözüm problemi sönümlü en küçük kareler tekniği ile çözümlenir (Aki ve Richards, 1980).

$$A\Delta m = \Delta t \tag{3.2}$$

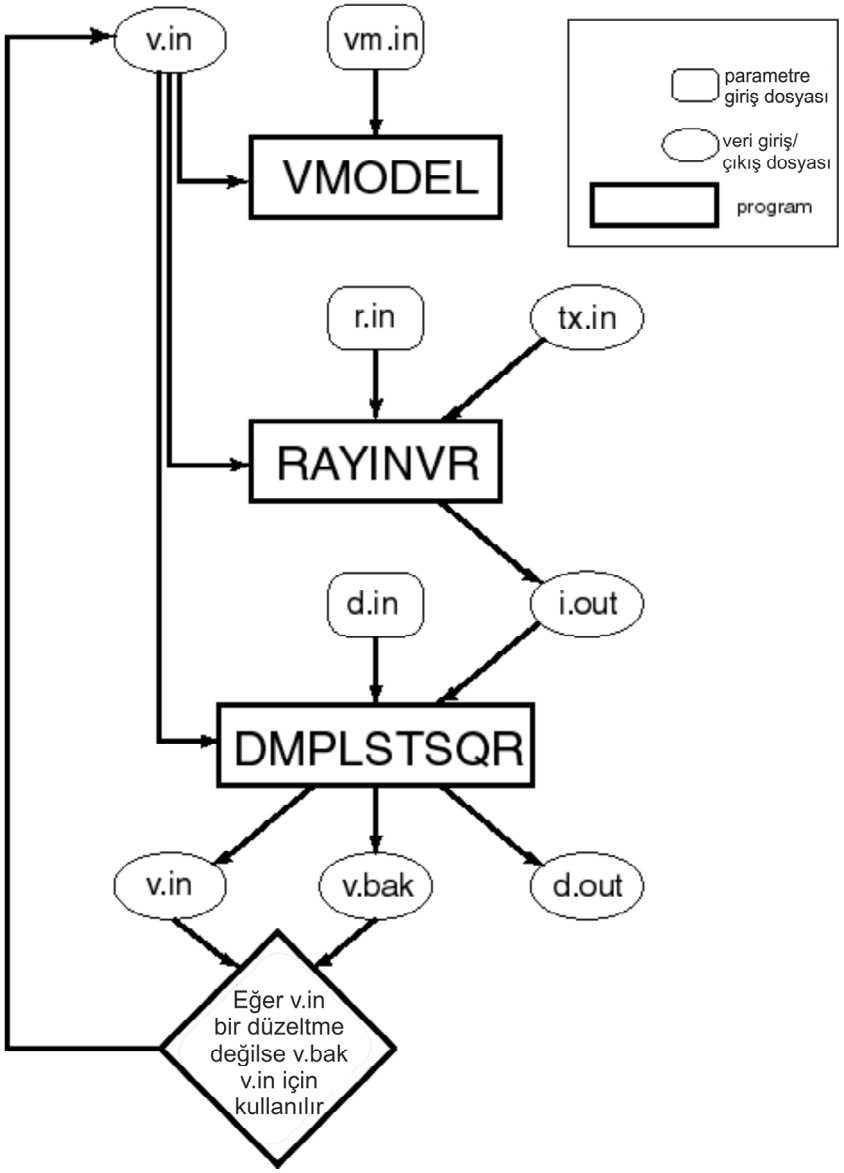
Burada A: kısmi türev matrisi, Δm : Model düzeltme vektörü ve Δt : Seyahat zamanı vektörüdür. Sönümlü en küçük kareler yönteminin çözümü için (3.2) denklemi aşağıdaki gibi yazılır.

$$\Delta m = (A^T C_t^{-1} A + D C_m^{-1})^{-1} A^T C_t^{-1} \Delta t \tag{3.3}$$

Burada, C_t ve C_m sırasıyla veri ve model ağırlıklandırma matrisleri ve D ise sönüm parametresidir. D değeri çözünürlük ve model parametrelerinin belirsizliği arasındaki değişimi beliler (Zelt ve Simith, 1992).

3.2.6. Modelleme çalışması

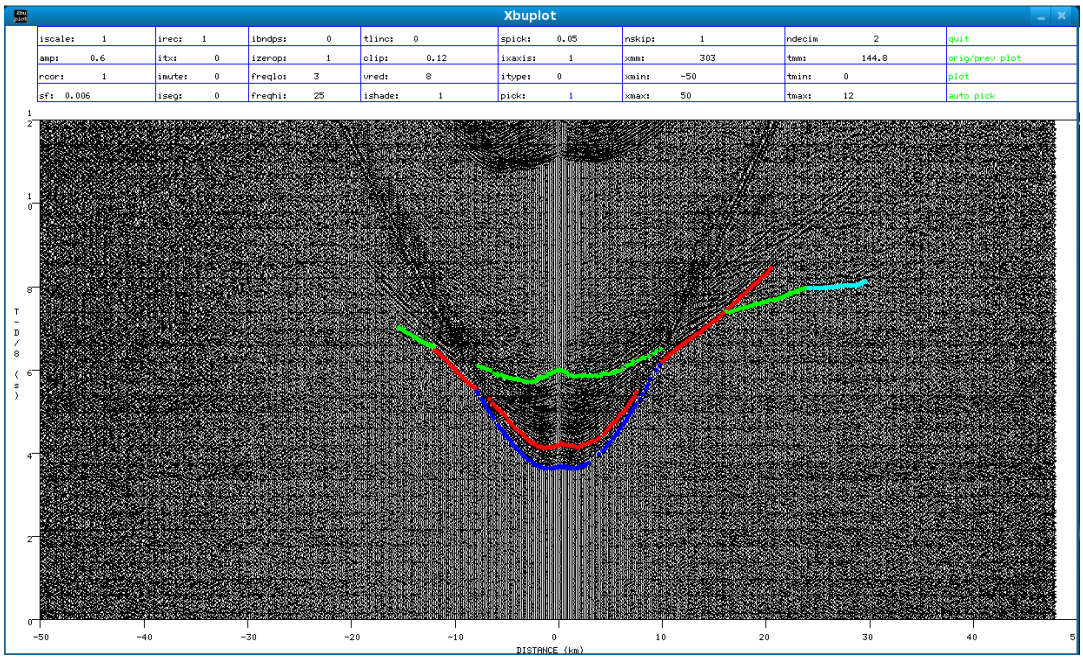
Ters çözümün hedefi, gözlenen veri ile modelden hesaplanan veri arasındaki farkı en aza indirmektir. Buda verideki belirsizliklere göre en uygun modeli oluşturmakla gerçekleşir. Konu ile ilgili ayrıntılı bilgi Zelt ve Simith (1992) ve Zelt (1999) da detaylı olarak anlatılmıştır. Bu modeli oluşturabilmek için kullanılan RAYINVR programı ile ilgili genel akış şeması Şekil 3.11'de verilmiştir. Buradan da görüleceği üzere modellemeye başlangıç aşamasında yapılacak ilk işlem bir giriş verisi hazırlamaktır.



Şekil 3.11. RAYINVR akış şeması

Modelleme yapmaya başlamadan önce ilk olarak OBS kayıtları üzerinden sismik kırılma ve yansımalar belirlenir. Bu amaçla Linux tabanında çalışan XZPLOT programı kullanılır. Burada amaç her tabakaya ait kırılmaları ve yansımaları farklı renklerde görsel ve sayısal olarak işaretlemektir (Şekil 3.12). Çalışma genelinde deniz tabanından gelen ilk kırılmalar mavi renkte, 2. tabakadan gelen kırılmalar kırmızı, 3. tabakadan gelen kırılmalar ise yeşil renkte ve birkaç OBS'de gözlenen 4. tabakadan gelen kırılmalar ise açık mavi renkte işaretlenmiştir. Yine benzer şekilde 2. tabakaya ait yansıma kırmızı, 3. tabakaya ait yansıma ise yeşil renk kullanılarak işaretlenmiştir. Bazı kırılma zamanlarının işaretlenmesi sırasında polarite farklılıkları

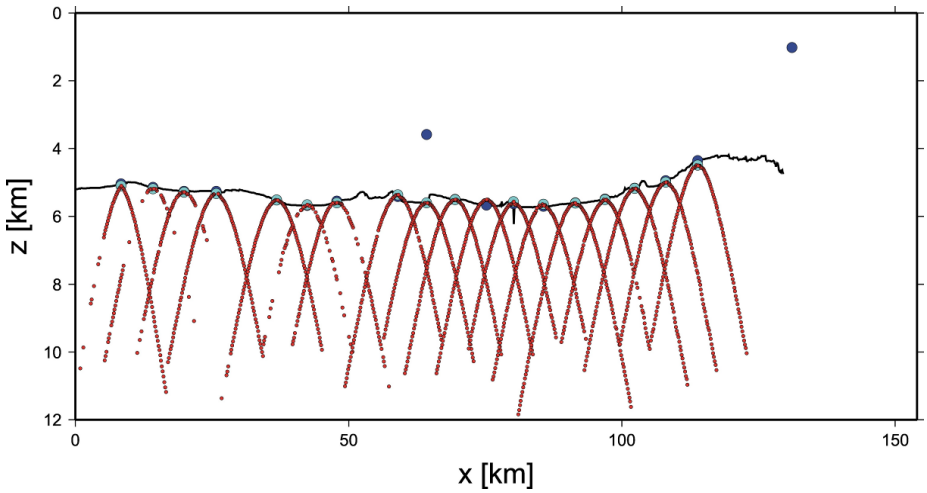
gözlenmiş olup bu amaçla daha net bir sonuca ulaşmak için polariteler değiştirilmiştir.



Şekil 3.12. XZPLOT programı ile işaretlenmiş kırılma ve yansımalar.

Çalışma alanındaki, OBS verilerinden deniz tabanından gelen ilk kırılmalar okunmuş daha sonra batimetri (deniz tabanı) verisinin üzerine OBS/OBH'lerin pozisyonları da yerleştirilerek görsel olarak deniz tabanın yapısı gözlenmiştir (Şekil 3.13).

İşaretlenen kırılma ve yansımalar doğrultusunda bir başlangıç hız modeli ve buna bağlı olarak bir giriş dosyası oluşturulmuştur. Hız modelinin belirlenmesinde Çok kanallı sismik yansıma verisi üzerinde tabakalar işaretlenerek başlangıç hız modelindeki tabakaların olası pozisyonları tahmin edilmeye çalışılmıştır. Bütün bu hazırlıktan sonra model üzerinde çalışılmış hesaplanan ve gözlenen veriler arasındaki fark en az olana kadar modellemeye devam edilmiştir.



Şekil 3.13. OBH Pozisyonları, batimetri ve deniz tabanı pikleri

4. VERİLERİN YORUMLANMASI

4.1. Çok Kanallı Sismik Yansıma Verisi

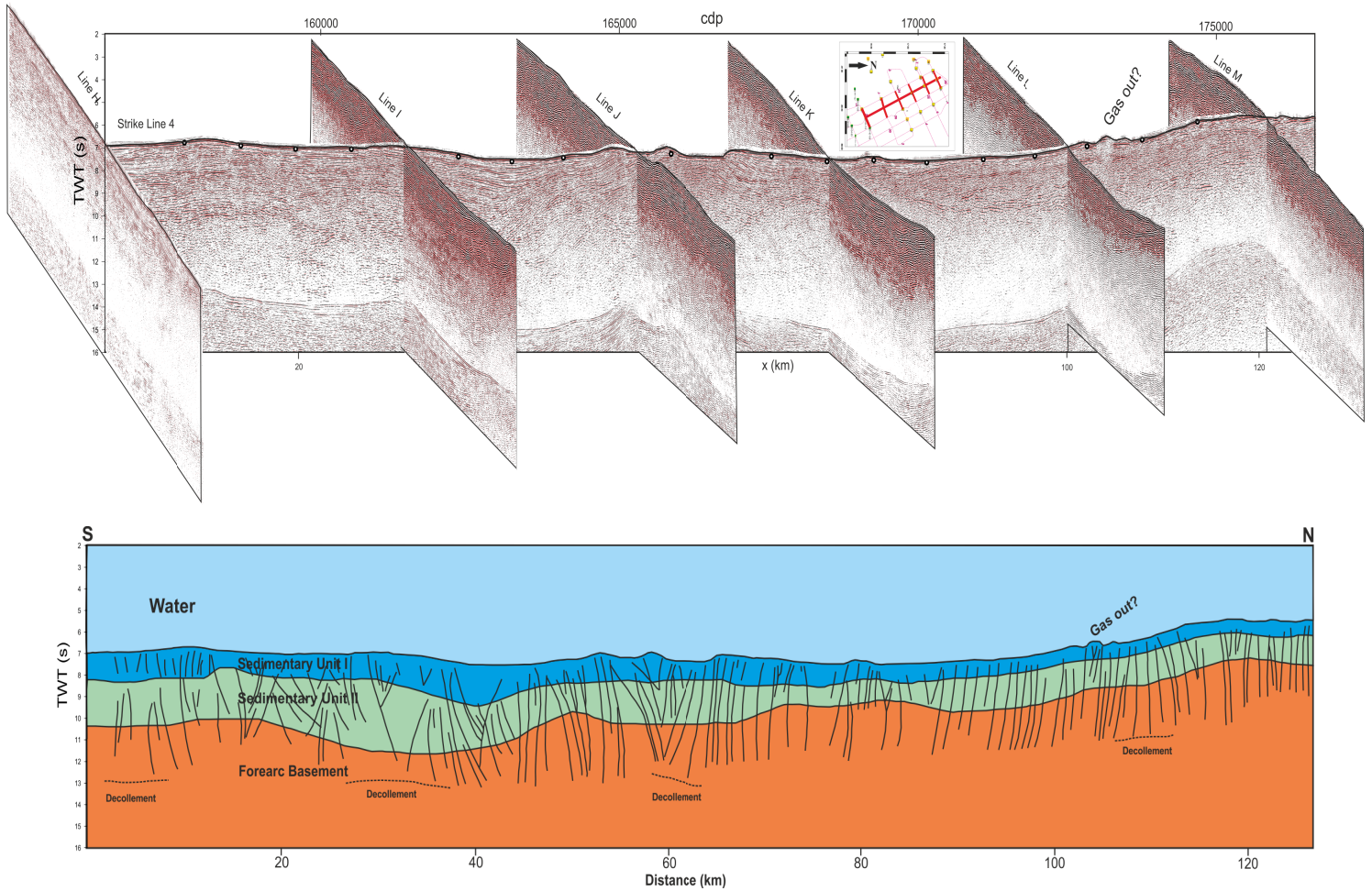
Çalışma alanında yüzlerce kilometrelik sismik veri toplanmış ve bir kaçı Şekil 4.1'de verilmiştir. Sismik fasiyeslerin analizi için standart sismik stratigrafi teknikleri kullanılmıştır. Bu alandaki profillerde volkanik yay önü temelinin üzerinde iki sediment tabakasının varlığı gözlenmiştir.

Ana profilimiz olan Strike Line 4'ü incelersek, ilk sediment tabakası Birim I, bir dizi yüksek genlikli, engebeli, kesilmiş yansımalardan meydana gelmiştir (Şekil 4.1). İkinci tabaka hafif süreksiz ilk tabaka tarafından uyumlu bir şekilde örtülmüş paralel yansımalarla izlenir ve birinci tabakadan daha fazla kalınlığa sahiptir. Bu tabakanın altında güçlü yansımalar gözlenmektedir.

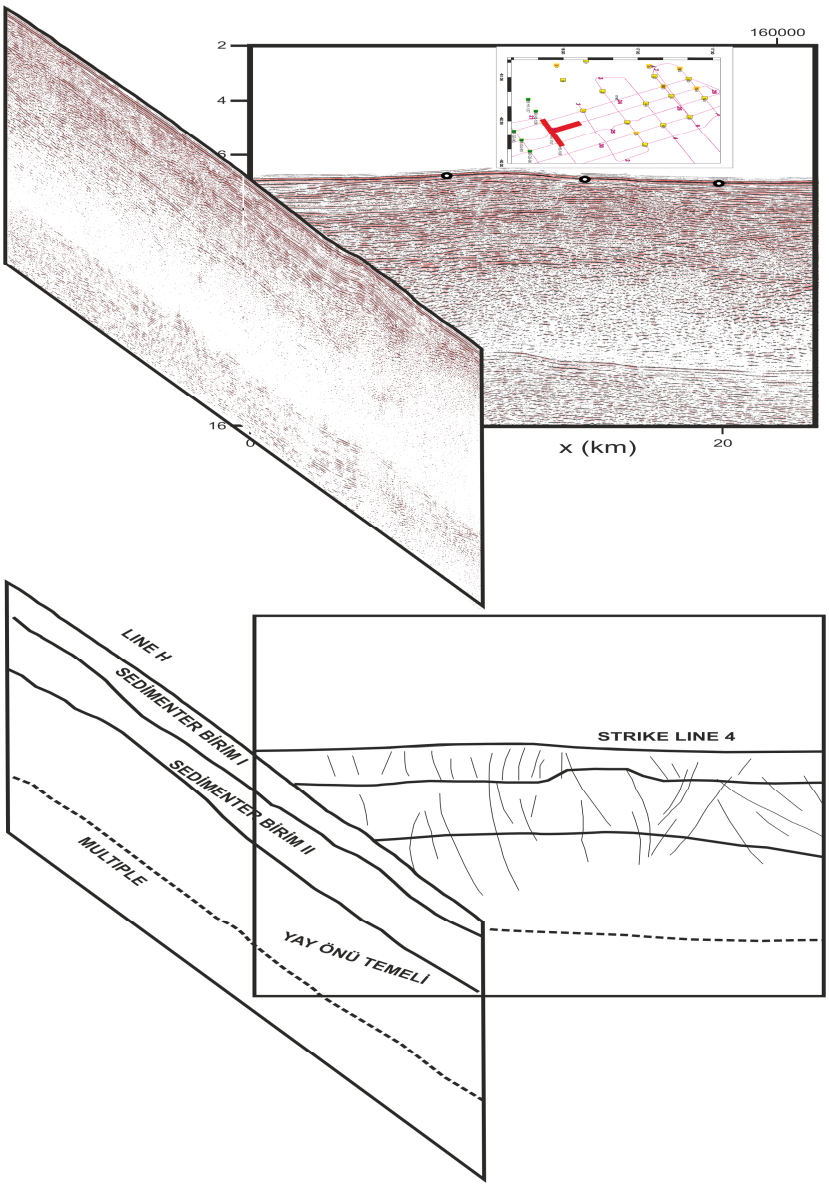
Yay temeli güçlü yansımalarla karakterize edilir. Temel tüm profil boyunca gözlenmiş ve süreksiz sismik yansımalarla oluşmuştur. Tipik olarak bu yay önü yansımaları, yay önü baseninden okyanus sediment dizilerinin dalgalı yansımalarıyla ayrılır.

0-160000 CDP (Common deep point-ODN) ler arasında iki farklı türde faylanma izlenmektedir (Şekil 4.2 ve Şekil 4.3). 156500 CDP'den 157500 CDP'ye kadar olan alanda deniz tabanının yaklaşık 1 sn'lik bölümünde normal ve ters fayların iç içe olduğu gözlenmektedir. Fay düzlemlerinin eğim yönleri hem güney hem kuzeye doğru olup, genellikle yüksek eğim açısına sahiptirler. Bu bölgede bazı faylarda düzlemin içbükey olmasından kaynaklanan tabaka eğim değişimleri söz konusudur.

160000 CDP-165000 CDP arasındaki bölgenin hemen hemen tamamına hakim olan sedimenter bir basen bulunmaktadır. Bu alanda izlenen faylar sürekli olup, 7 s TWT (Two way traveltime-Gidiş geliş zamanı) ile 13,5 s TWT arasında devamlı şekildedir. Basene uygun çanak şekli yaklaşık 10 s TWT'lik kesimde de izlenir. Faylanma türleri genellikle yüksek açılı olup, normal fay şeklindedir. Tabaka bükülmeleri yayvan olup normal fayların içbükey geometrisine bağlı gelişmiştir.

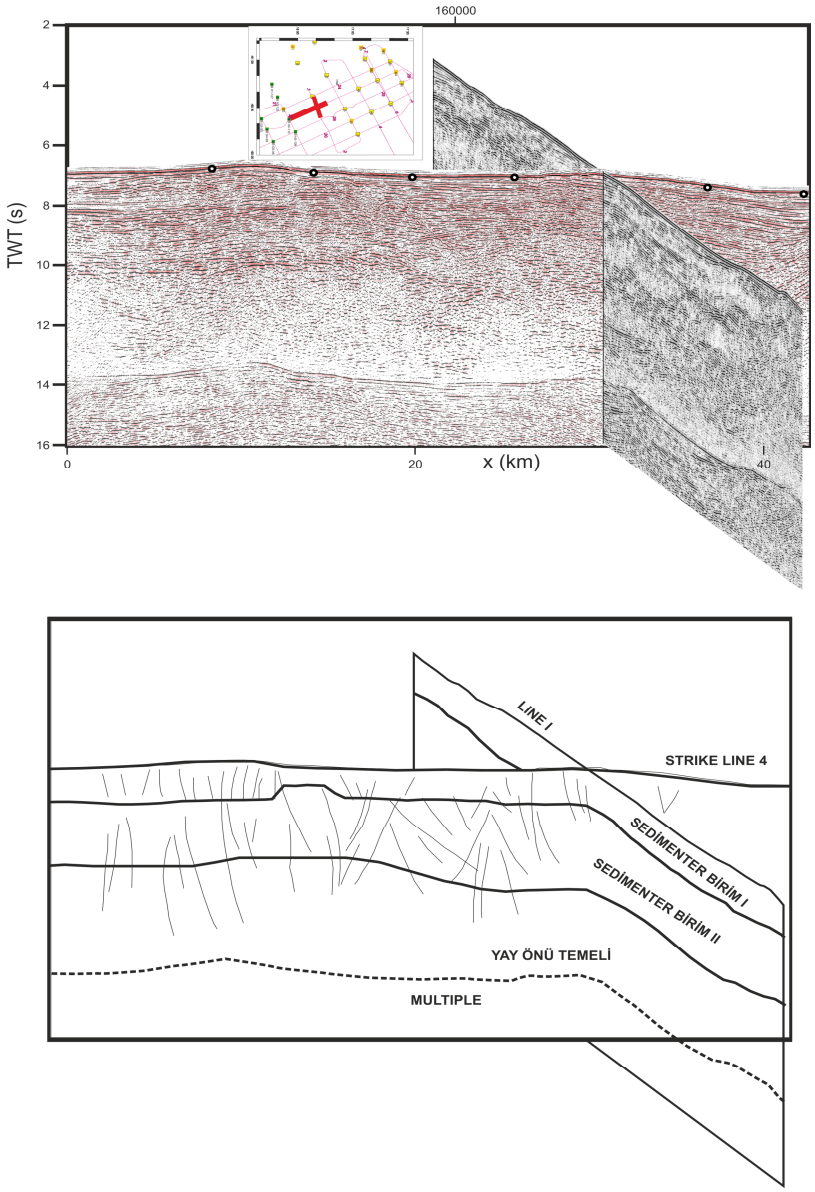


Şekil 4.1. Yorumlanmamış (üstte) ve yorumlanmış (altta) çok kanallı sismik yansıma profili (Strike Line 4) ve bu profili kesen H Line, I Line, J Line, K Line, L Line ve M Line profilleri.



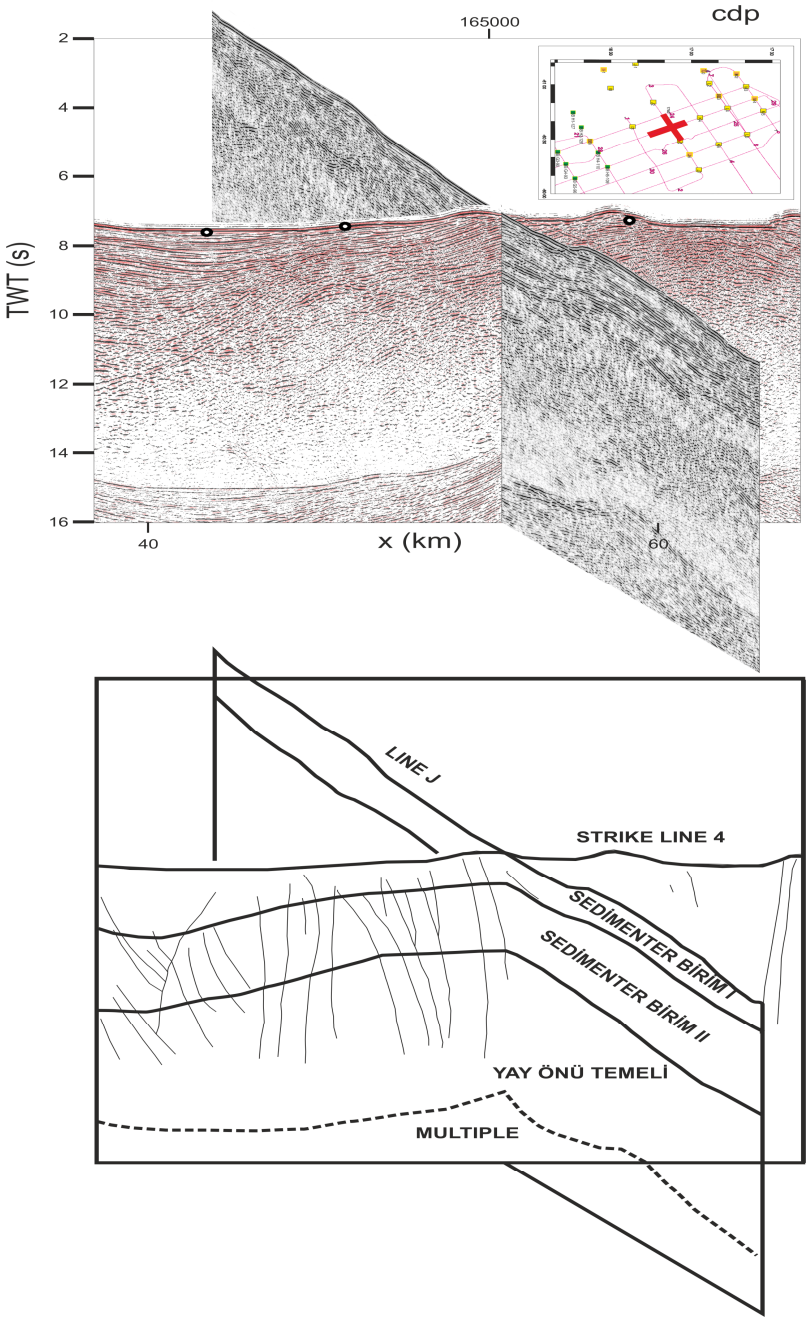
Şekil 4.2. Line H profili ve Strike Line 4 profilinin bir kısmının yorumlanmamış (üstte) ve yorumlanmış (altta) görüntüleri.

165000 CDP-170000 CDP arası yüzeyde 167000 CDP'ye denk gelen kısımda fay dikliği (fault scarp) mevcuttur. Bu diklik civarı normal faylı olup, bu faylanmanın 12 s TWT ye kadar devamlı olduğu gözlenmektedir. 165000 CDP -166000 CDP'deki sırtlar arasında ters faylar mevcut olup, bu fayların genel eğim yönü kuzeydir. 166000 CDP-167000 CDP arası çöküntü alan karşılıklı faylarla deforme edilir. Bunların türü genellikle normal faydır. Bu alanın genelinde faylanmalarda normal fay karakteri ve yüksek açı hakimdir.



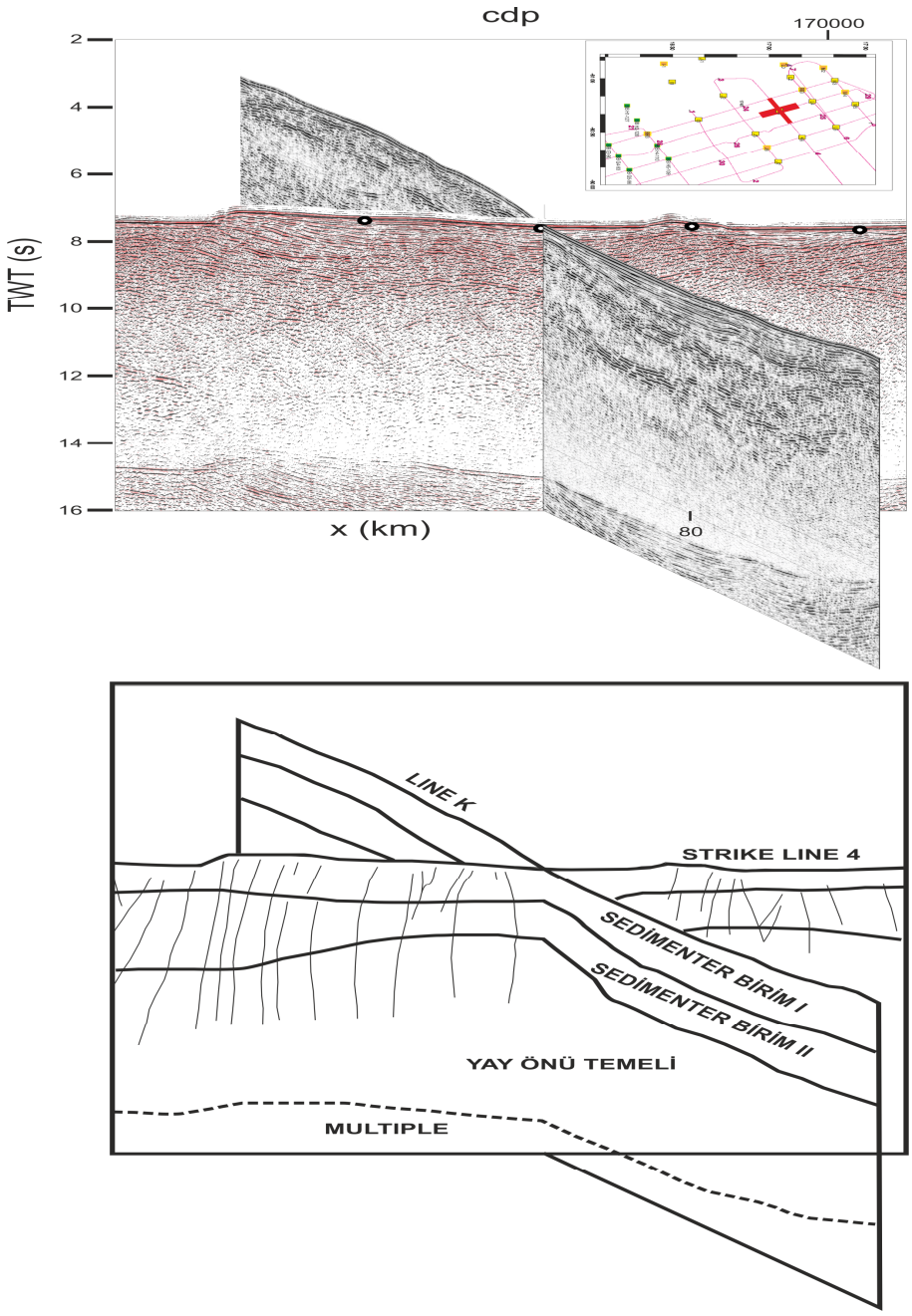
Şekil 4.3. Line I profili ve Strike Line 4 profilinin bir kısmının yorumlanmamış (üstte) ve yorumlanmış (altta) görüntüleri.

170000 CDP ve 175000 CDP arası alanda, deniz tabanı 170000 CDP ile 173000 CDP arasında bir önceki lokasyona uygun şekilde çöküntünün kuzey kesimini oluşturur. Bu alanda, 175000 CDP civarında sırt ve düşük açılı yükselim söz konusudur. Düzlük alanda genellikle güneye eğimli normal faylar bulunmakta olup, sırt bölgelerinde ise sığ kesimde normal faylar 7 sn TWT ile 11 s TWT arasında ise ters faylar hakimdir.



Şekil 4.4. Line J profili ve Strike Line 4 profilinin bir kısmının yorumlanmamış (üstte) ve yorumlanmış (altta) görüntüleri.

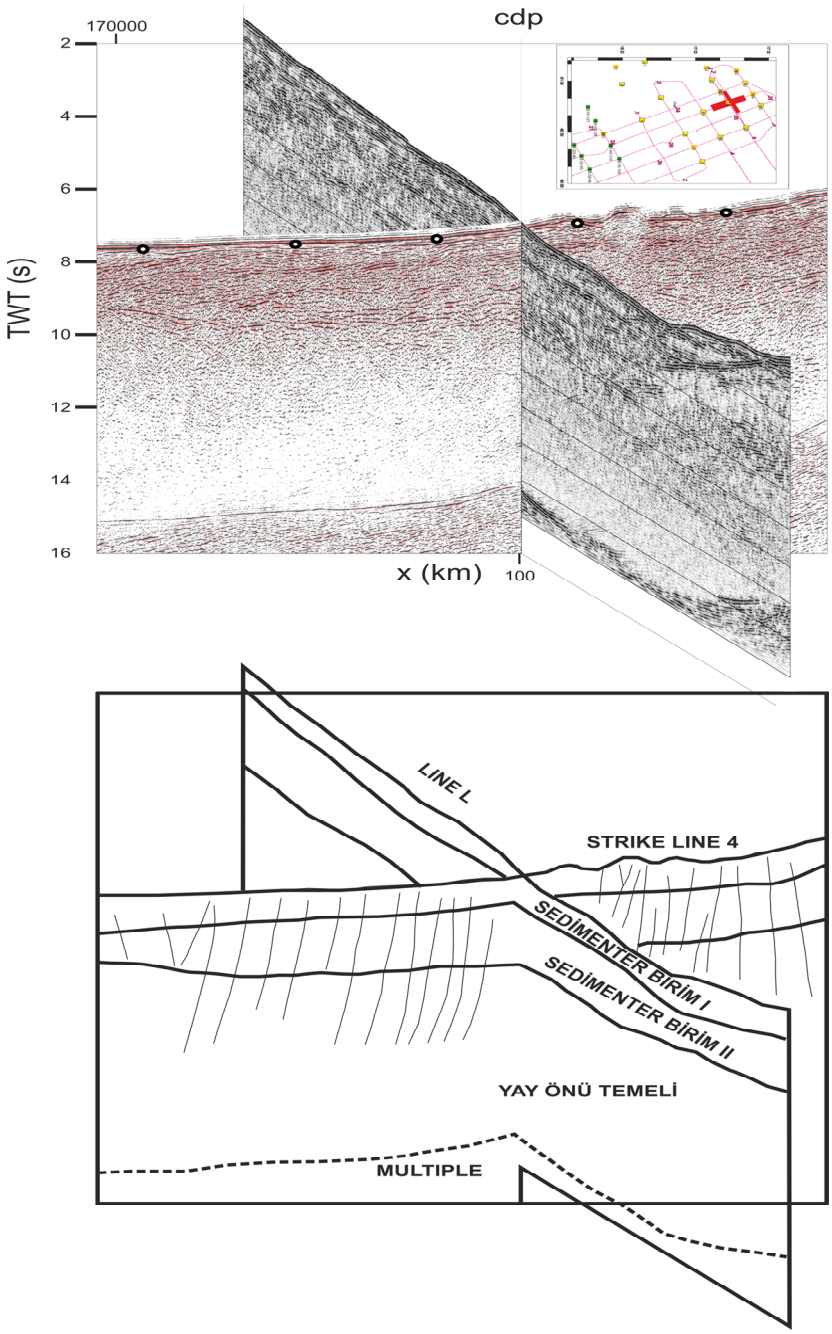
175000 CDP den kesitin sonuna kadar olan kısımda 175000 CDP ile 177000 CDP arası deniz tabanının 7,5 s TWT ile 10 s TWT arası sürekli ve 90 dereceye yakın faylanma ile deforme edilir. 177000 CDP den itibaren tabakaların fay düzlemlerine doğru eğimleri izlenmekte olup faylanma türleri güneye eğimli normal faylardan oluşur.



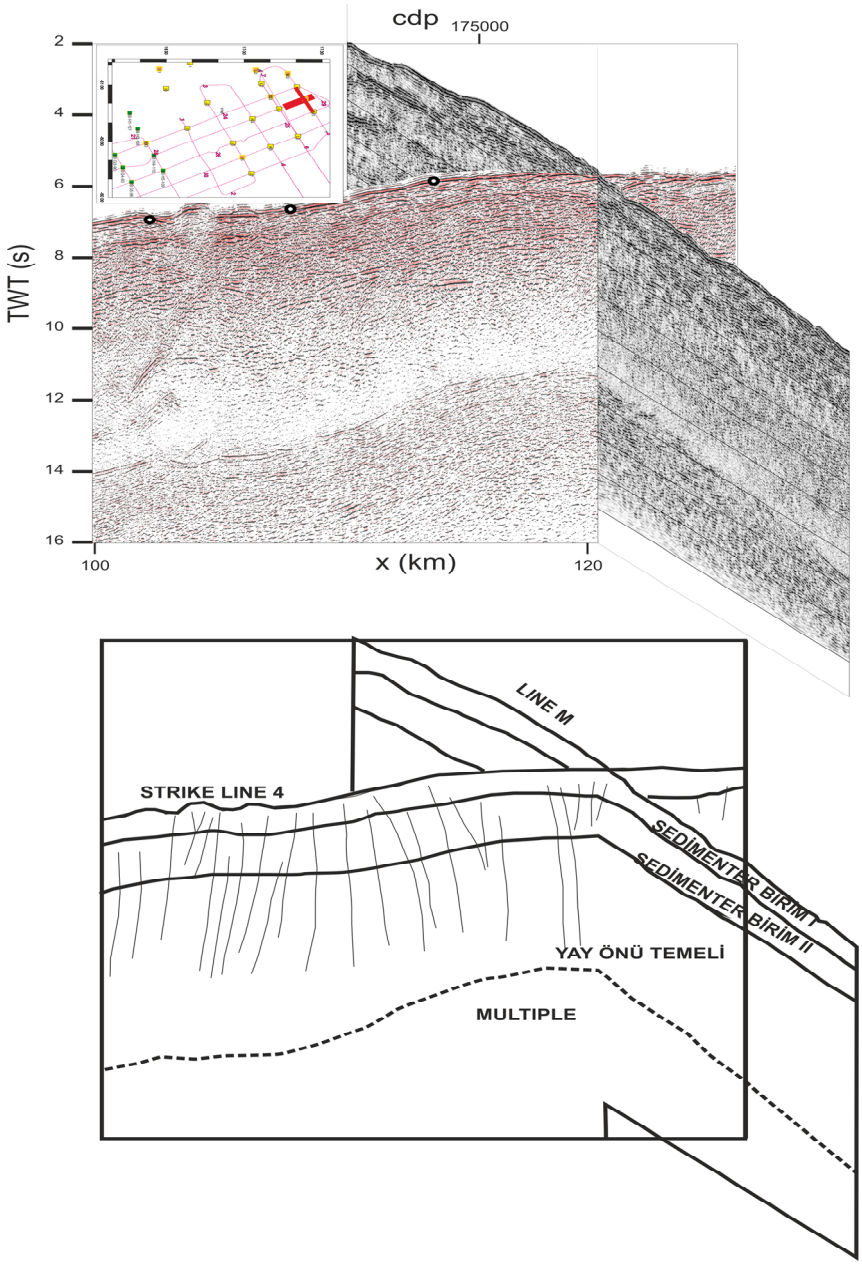
Şekil 4.5. Line K profili ve Strike Line 4 profilinin bir kısmının yorumlanmamış (üstte) ve yorumlanmış (altta) görüntüleri.

Yığışım kamasının ve backstop un altına dalan kabuk ve dekolmanlara ait yansımalar görülür. Şekil 4.1'de yay önü temelinin altında kesitin güneyinde 13 s (TWT) civarında belirgin yansımalar bulunmaktadır. Bu yüksek genlikli yansımalar devamlılık göstermemekte, kesitin 10, 30, 60 ve 110 km'lerinde görülebilmekte ve dekolman yüzeyi (Bangs ve diğ., 1999, 2003) olarak yorumlanmaktadır.

Backstopdaki yansımaları kesin olarak tanımlamak oldukça zordur çünkü yansımaların genliklerinin zayıflığı yığışım kamasının derinlerinden bilgi almamızı engeller. Ancak dekolman yansımaları kesit üzerinde yüksek genlikler ile görmek mümkündür.



Şekil 4.6. Line L profili ve Strike Line 4 profilinin bir kısmının yorumlanmamış (üstte) ve yorumlanmış (altta) görüntüleri.



Şekil 4.7. Line M profili ve Strike Line 4 profilinin bir kısmının yorumlanmamış (üstte) ve yorumlanmış (altta) görüntüleri.

4.2. Geniş Açılı Sismik Modelleme Verisi

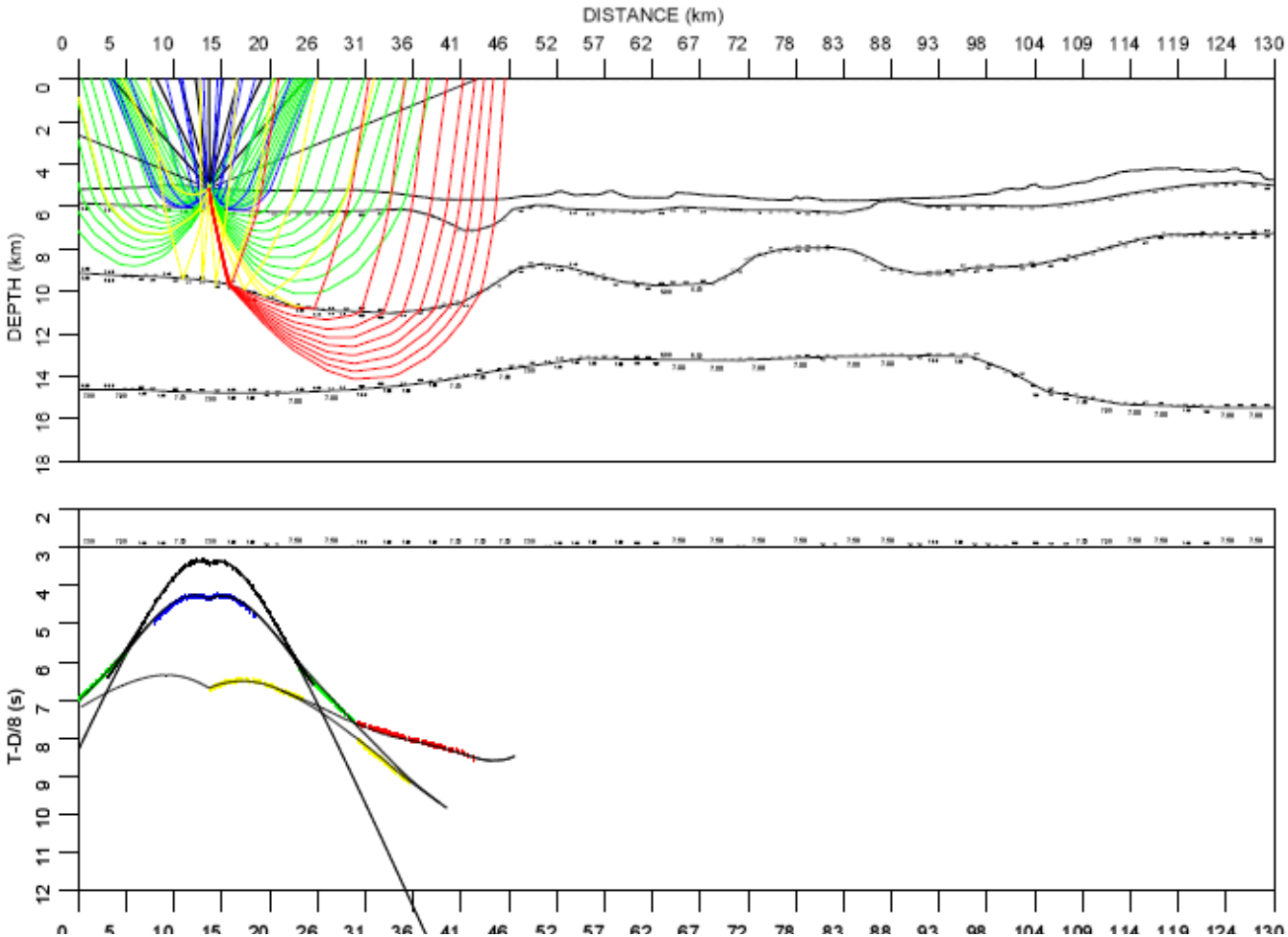
Veri birleştirilmiş düz ve ters çözüm seyahat zamanı modelleme kodu kullanılarak modellenmiştir. Bu kod Zelt ve Smith (1992)'nin seyahat zamanı çözümlemesini temel almaktadır. Hız modeli Strike Line 4 için yapılmıştır. Önemli ve açık sismik

kırılma ve yansıma varış zamanları model için seçilmiştir. Hız modeli tabaka sınırlarını belirleyen düğüm noktalarındaki alt ve üst hız değerleri ile tanımlanmıştır. Yansıtıcılar çok kanallı sismik yansıma verisi üzerinde gözlenmiş, tabakaların gerçek yerlerinin ışın yolu modellemesinde belirlenmesi için başlangıç olarak kullanılmıştır. Gözlenen ve modellenen ışınlar hız modeli ve OBH verisi üzerinde aynı renklerle gösterilmiştir.

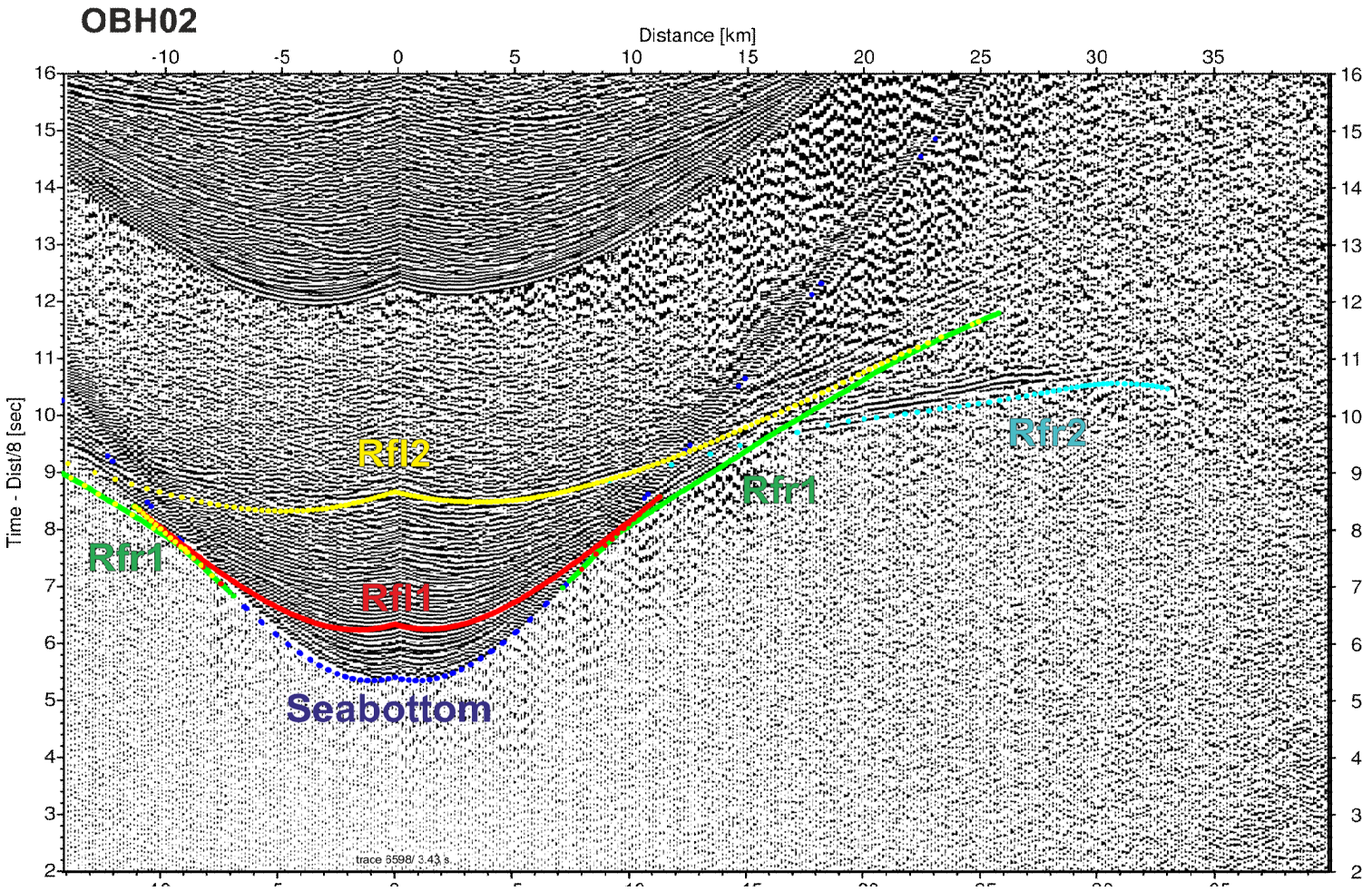
Yaklaşık 30-35 km'lik bir ofset içerisinde kırılma yansıma ve direk varışlar izlenebilmiştir. Dikkate değer yansımalar Rfl1 ve Rfl2 6 s ve 9 s azaltılmış seyahat zamanı için de gözlenmiştir. Gözlenen ve modellenen verilerdeki uyum zaman uzaklık çizimleri ile gösterilmiştir (Şekil 4.8 - Şekil 4.39).

Sediment varışlarının hız modeli hızları 1,8'den 3,5 km/s'e kadar olan 2 tabaka göstermektedir ve bu tabakaların kalınlıkları 2,3 km ve 5,9 km arasında değişmektedir. Bu tabakalar hızı 5-6 km/s ve derinliği 9±1 km olan temel üzerinde bulunmaktadır. İlk sediment tabakası için modellenmiş kırılmalar Rfr1 ve yansımalar ise Rfl1 olarak gösterilmiştir. Bu geniş açılı profildeki sığ yansımalar hızları 1,8-2,0 km/s aralığında olduğu belirlenmiş düşük hızlı bir tabakayı işaret eder. Güçlü ikincil varışlı kırılmalar Rfr2 ve buna karşılık gelen yansımalar ise Rfl2 olarak işaretlenmiş bu tabaka çok kanallı sismik yansıma kesiti üzerinde de görülmüştür. Bu daha sıkı olan sediment tabakasının hızlarının 2,2 ve 2,5 km/s arasında olduğu hesaplanmıştır (Şekil 4.9 - Şekil 4.39).

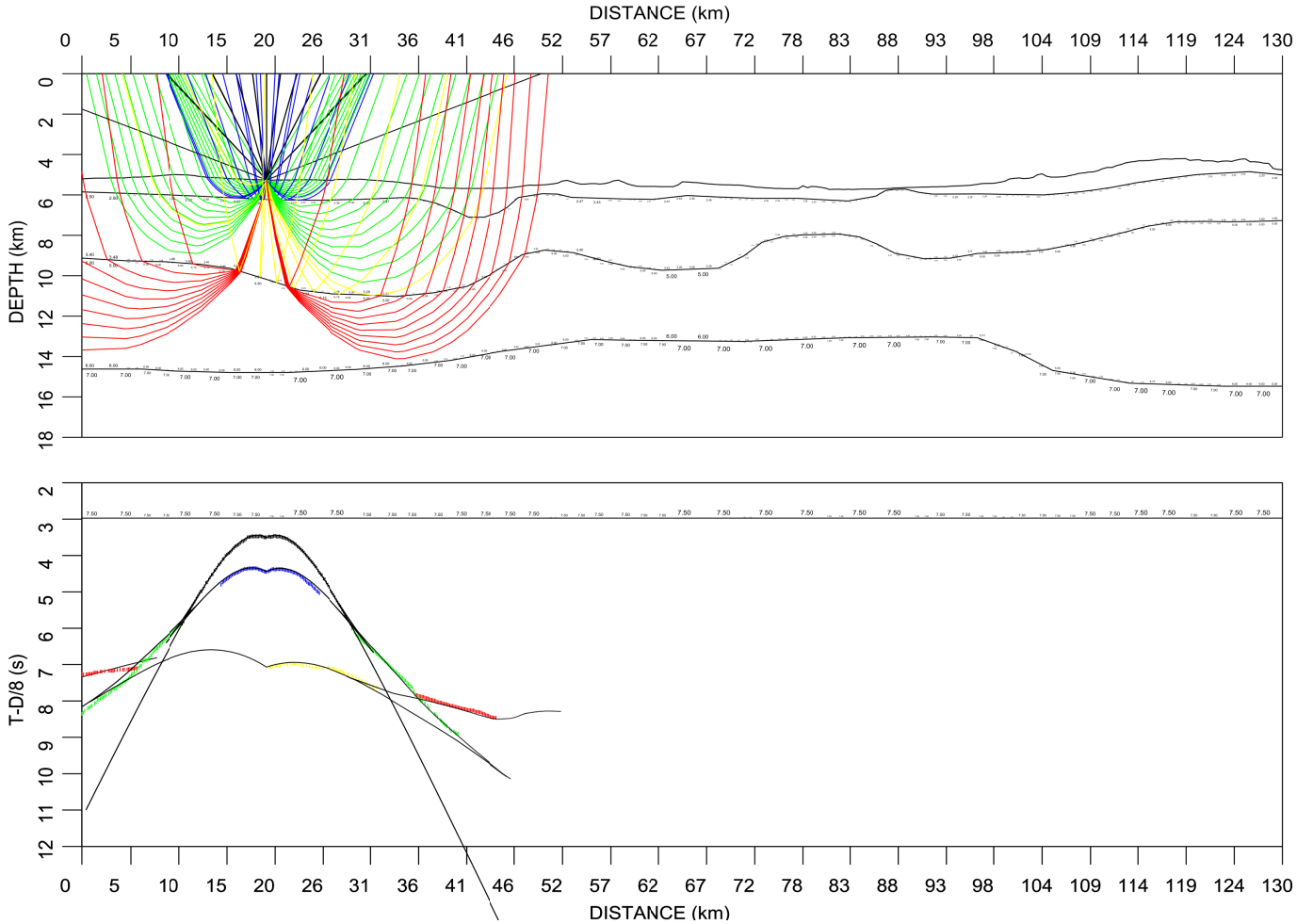
OBH modelinde 50 ve 80 km'lerde ada yayı temelinin üzerinde 2-2,5 km'lik iki adet kabartı gözlenmiştir. Burada elde edilen hız modelinden bu sırtların üst kısmındaki hızların sırasıyla 3,3 ve 3,5 km/s, temeldeki hızlarının ise 5 km/s olduğu belirlenmiştir.



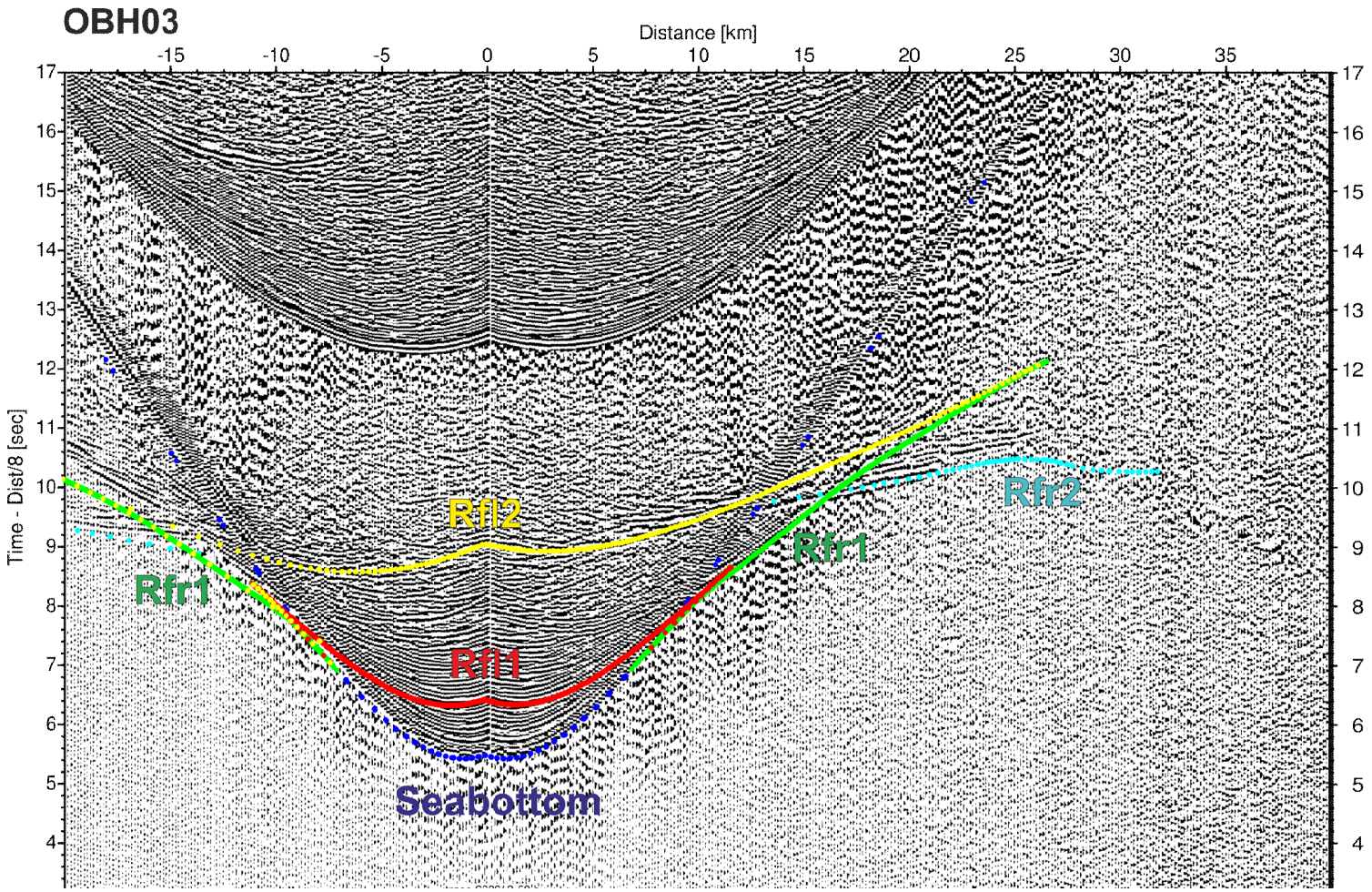
Şekil 4.8. OBH02 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



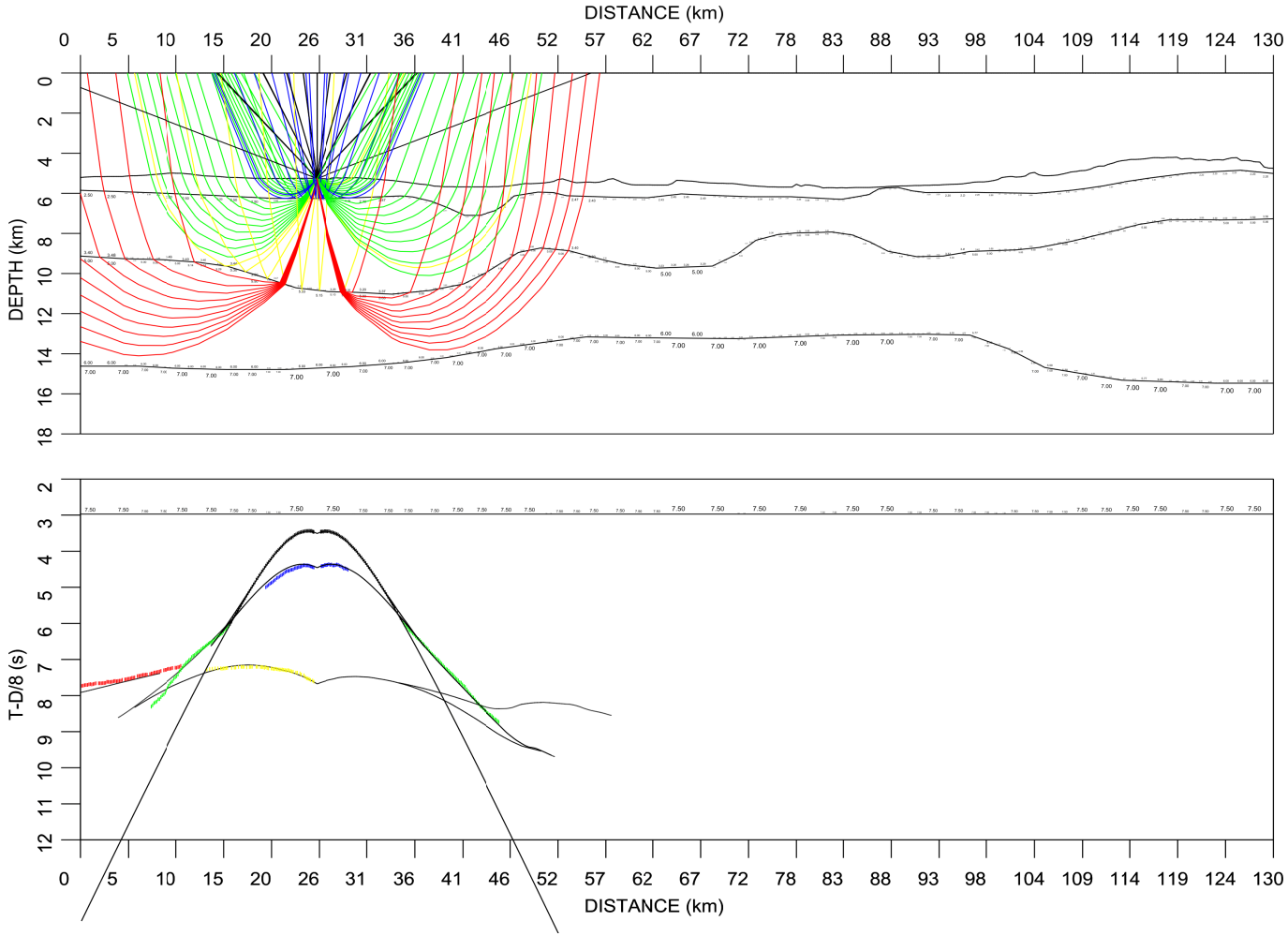
Şekil 4.9. OBH02 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



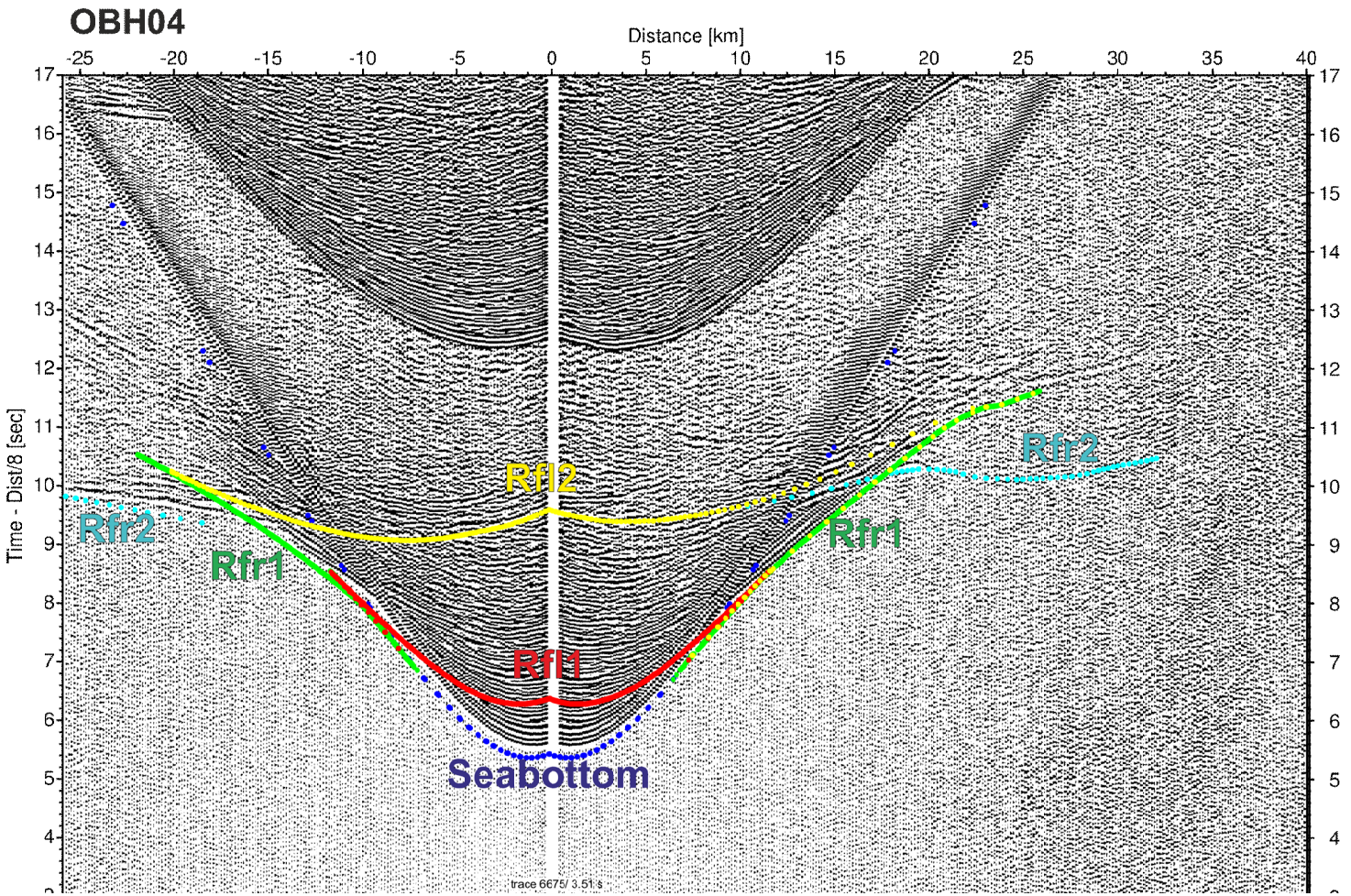
Şekil 4.10. OBH03 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



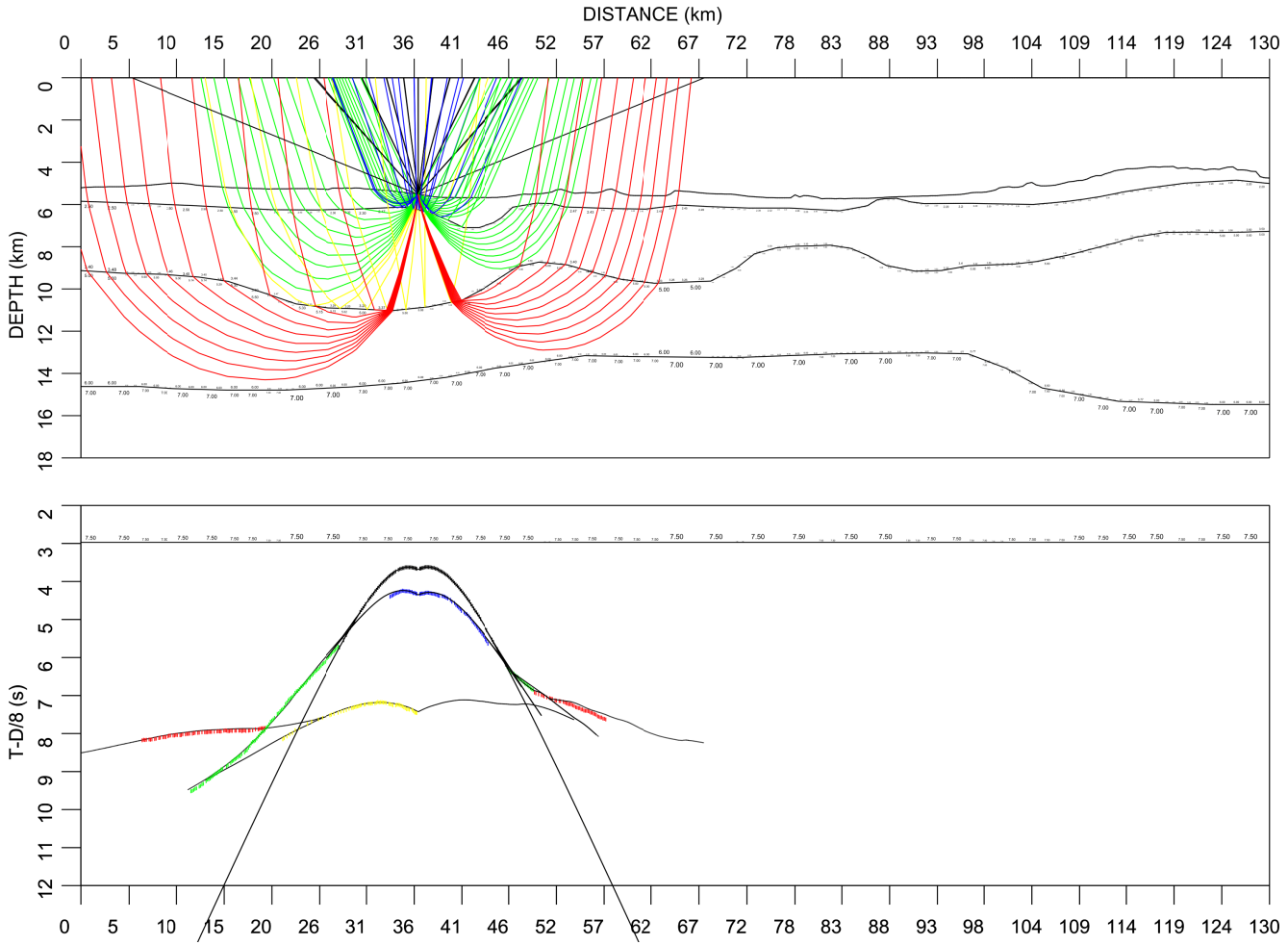
Şekil 4.11. OBH03 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



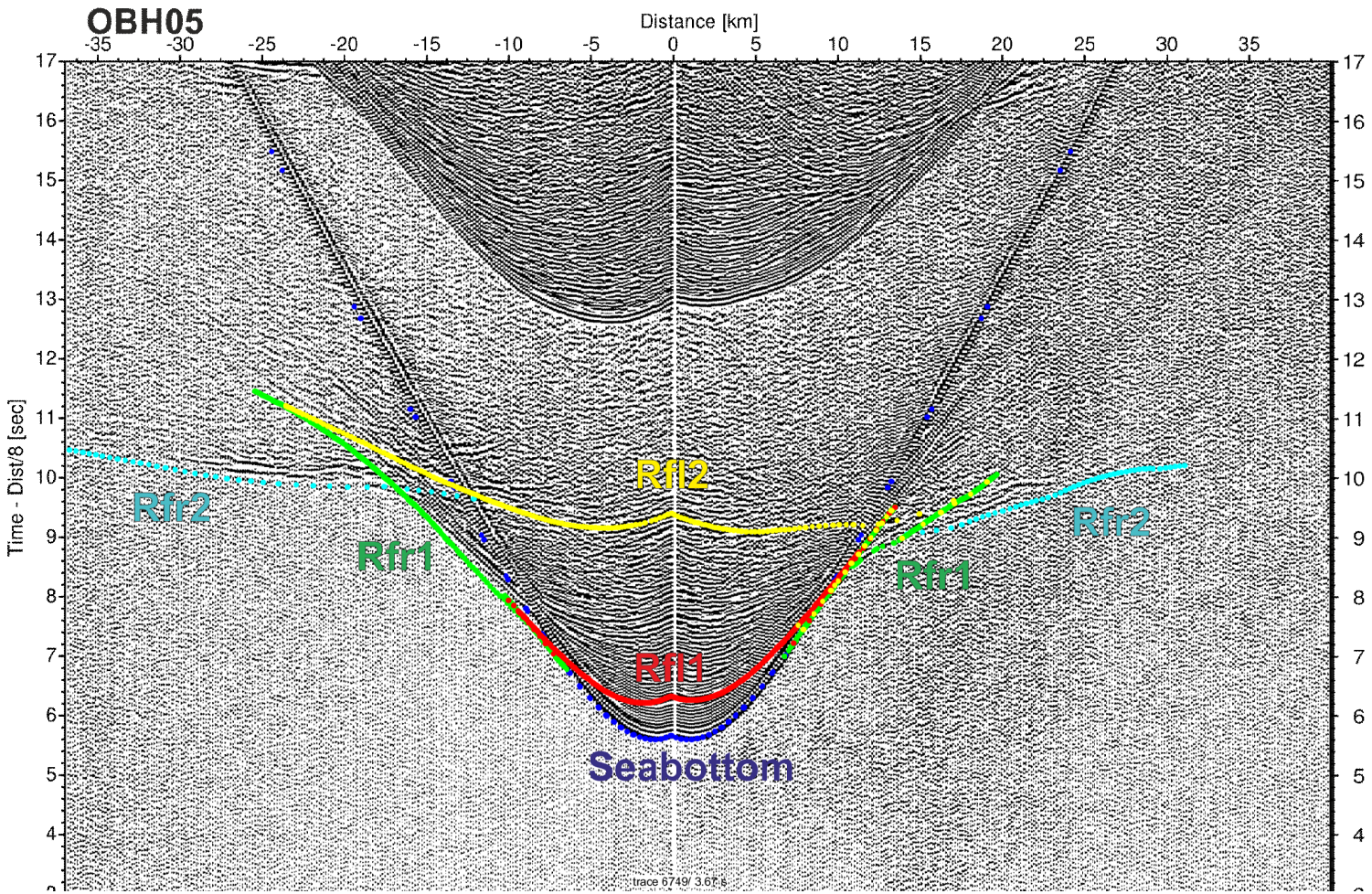
Şekil 4.12. OBH04 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



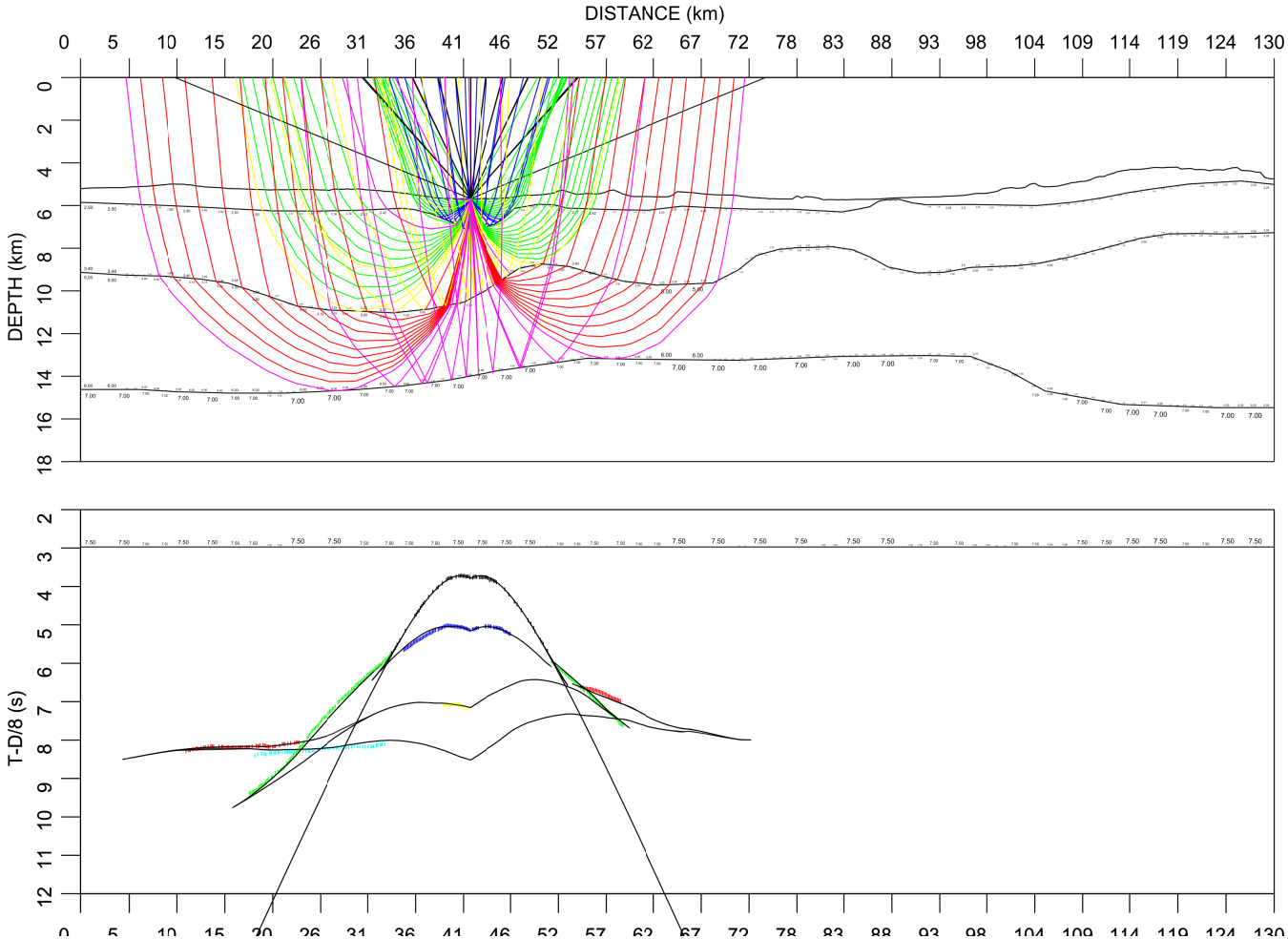
Şekil 4.13. OBH04 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



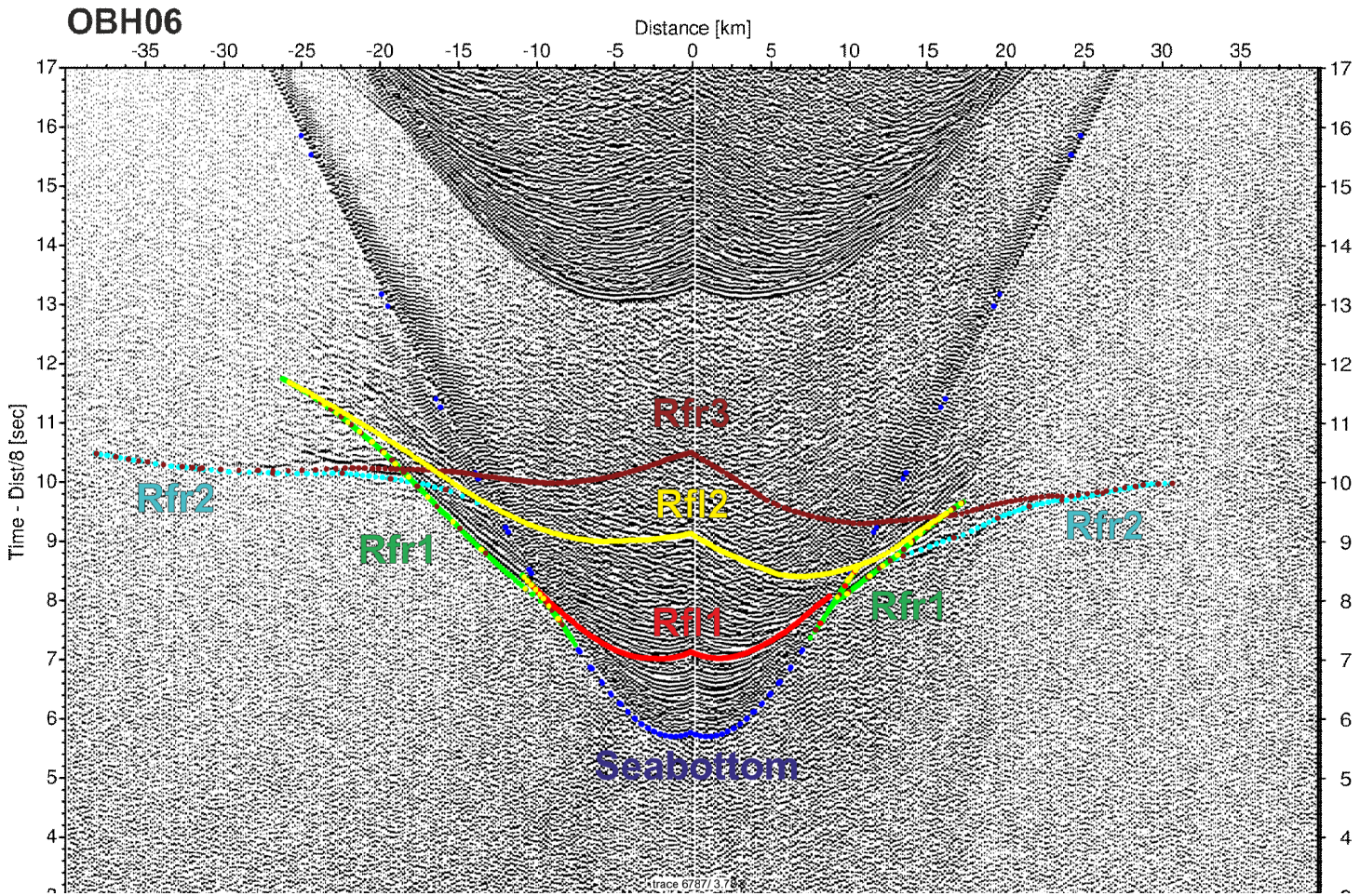
Şekil 4.14. OBH05 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



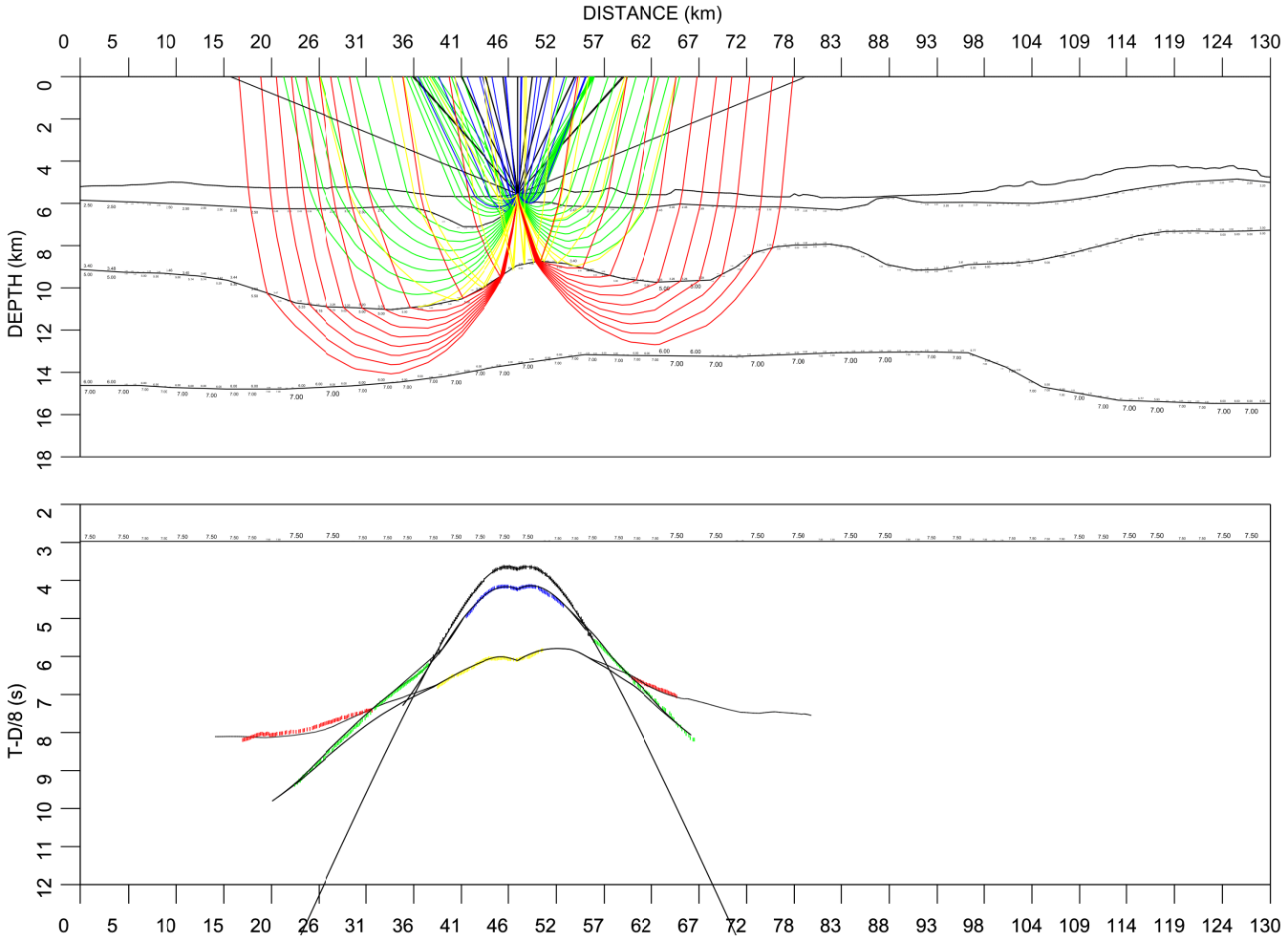
Şekil 4.15. OBH05 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



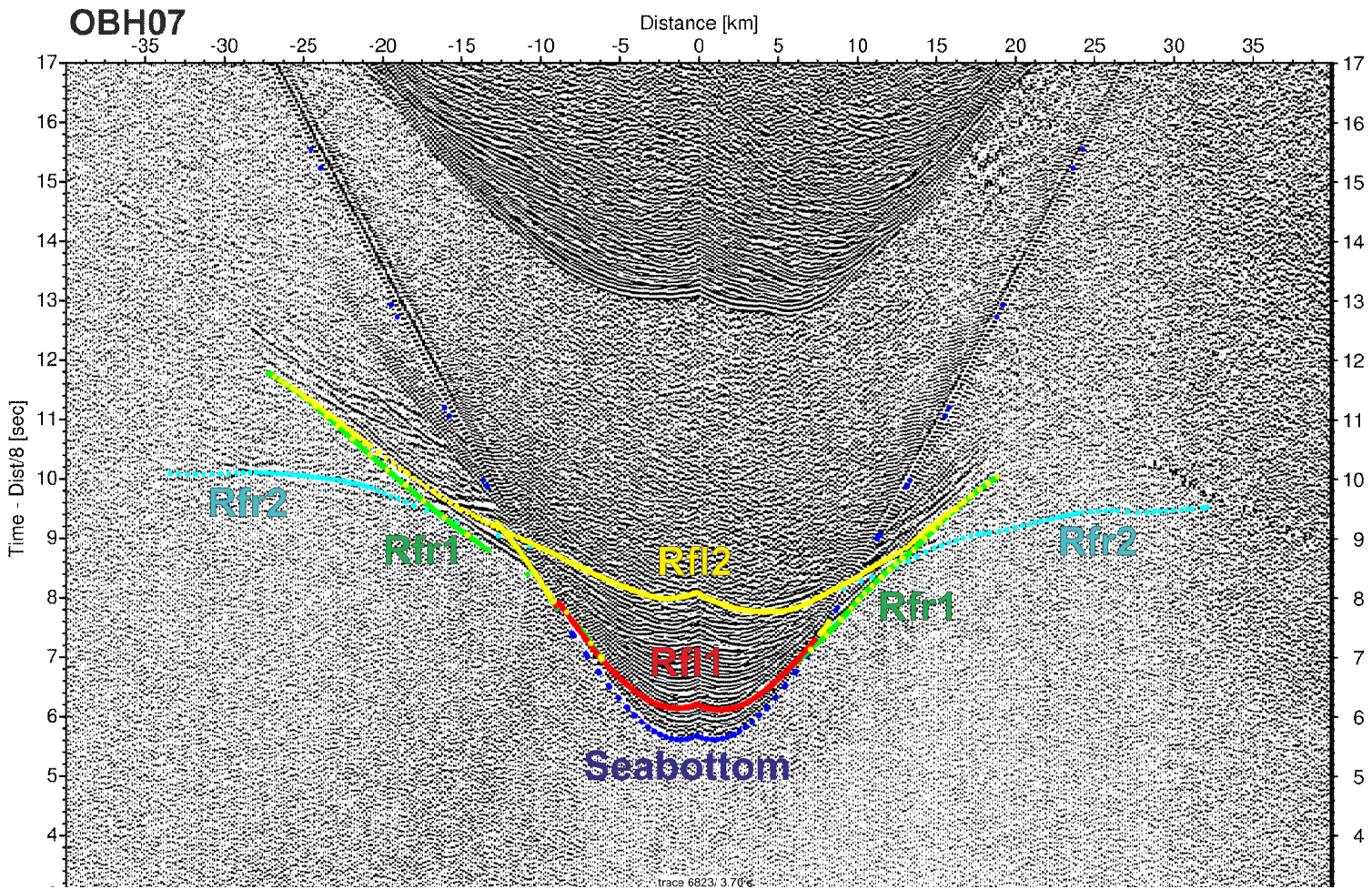
Şekil 4.16. OBH06 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



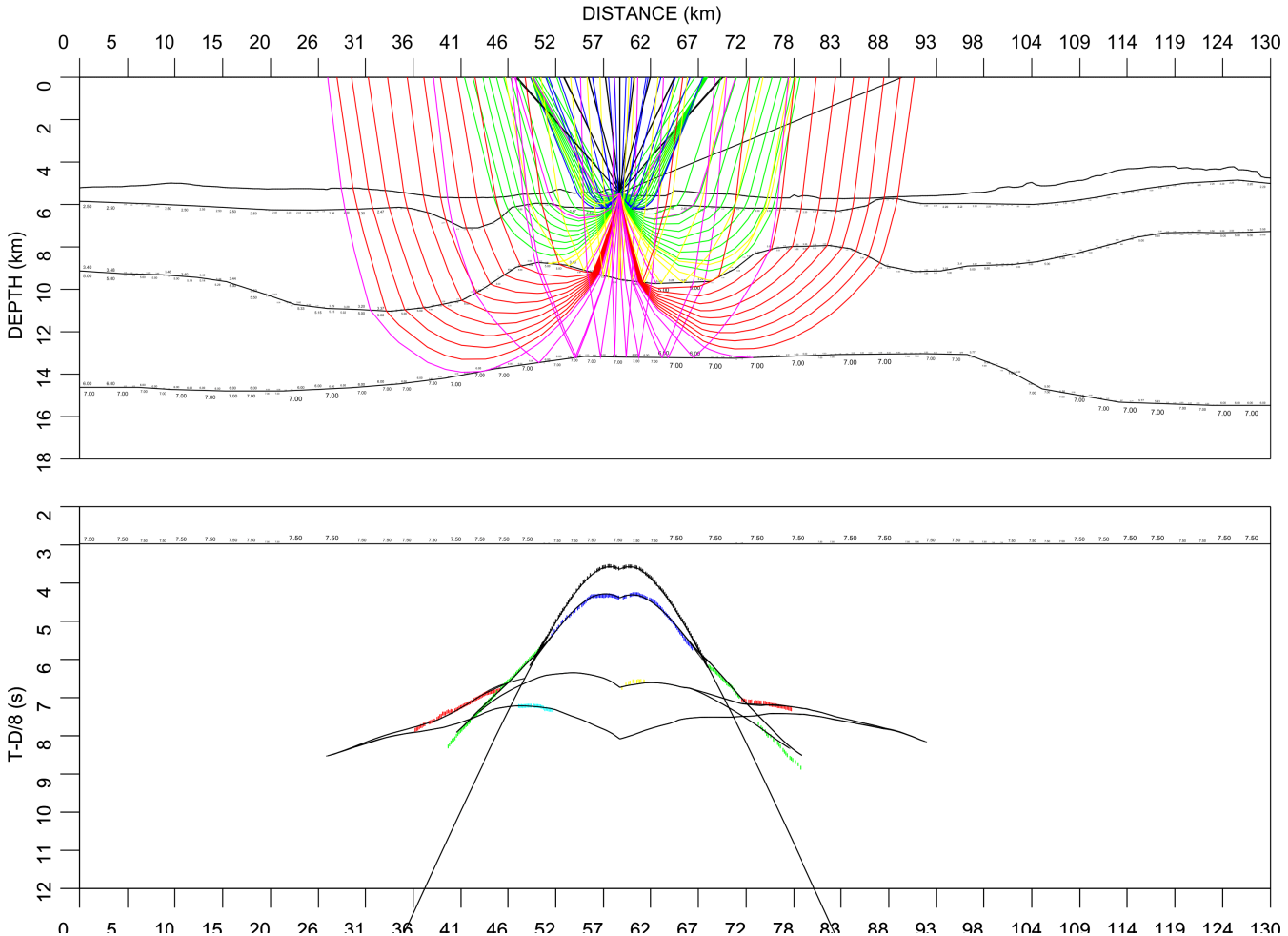
Şekil 4.17. OBH06 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



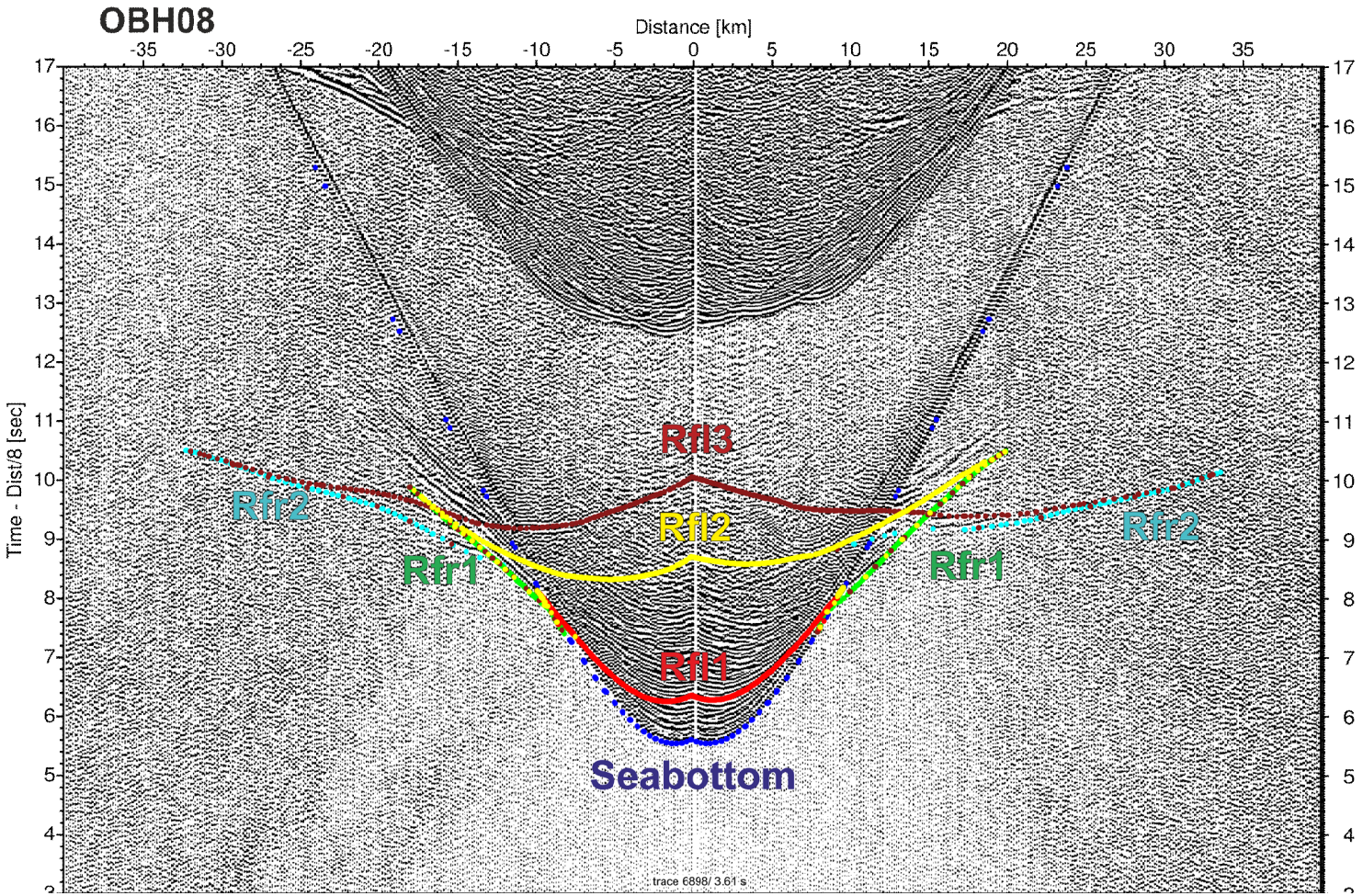
Şekil 4.18. OBH07 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



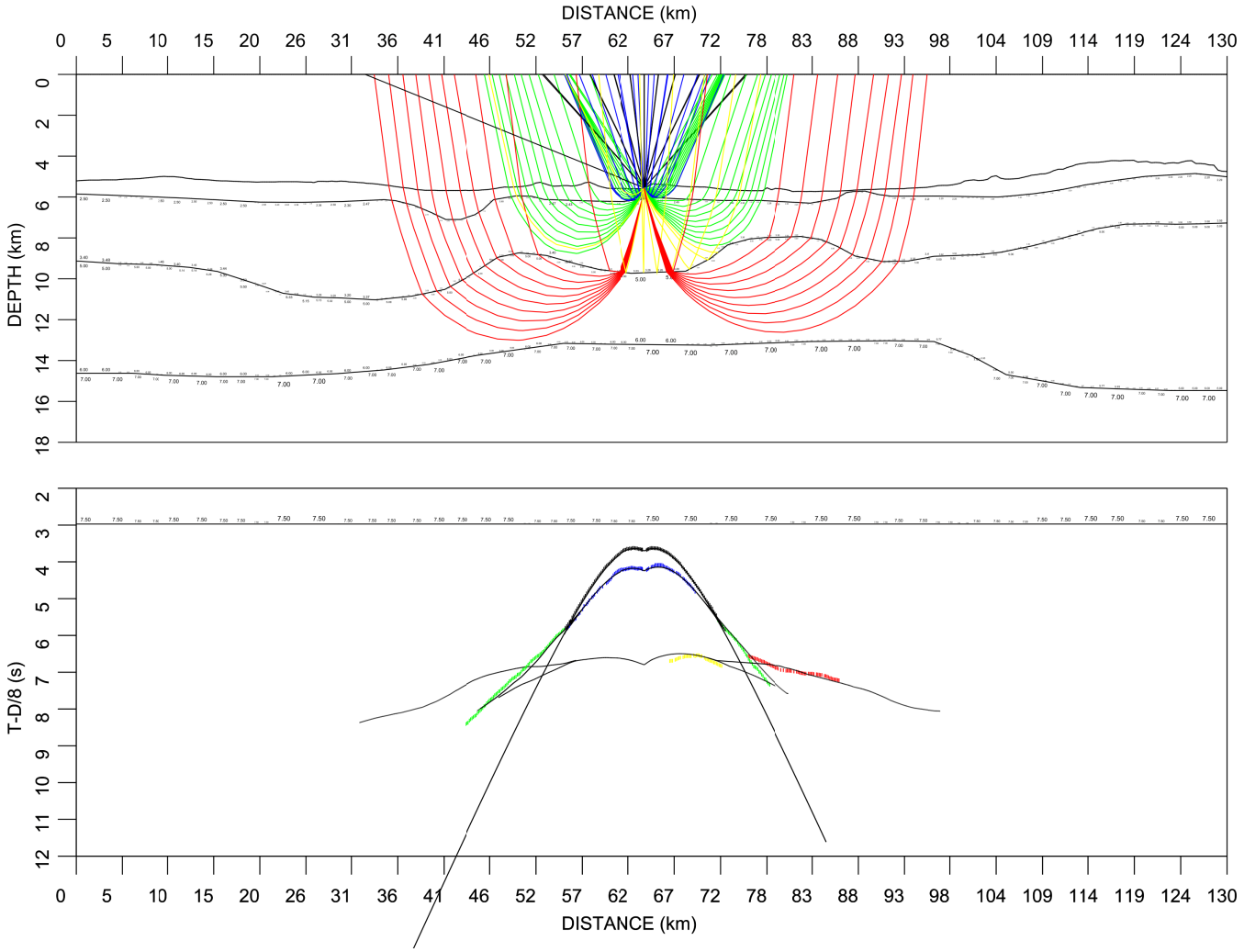
Şekil 4.19. OBH07 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



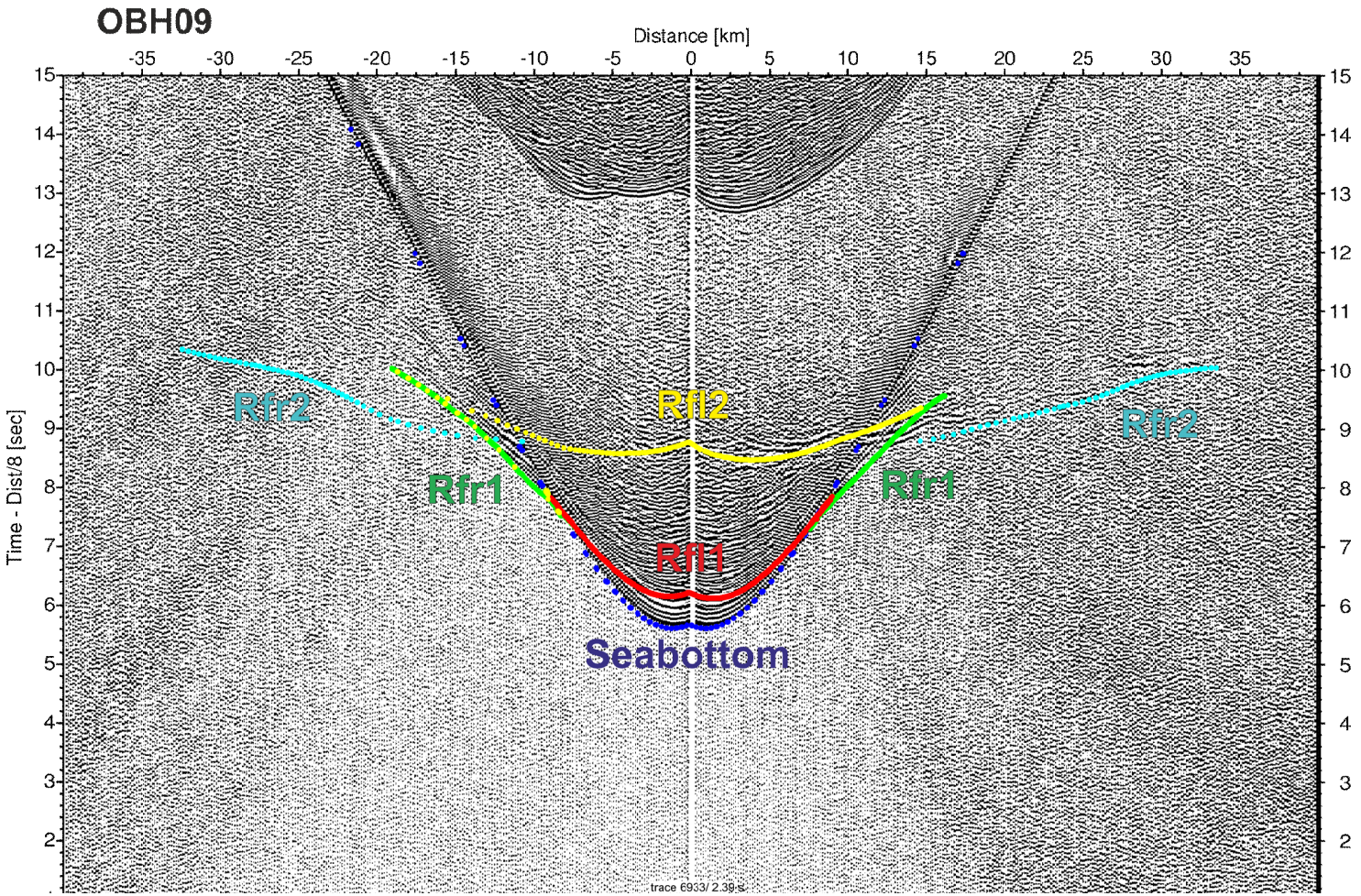
Şekil 4.20. OBH08 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



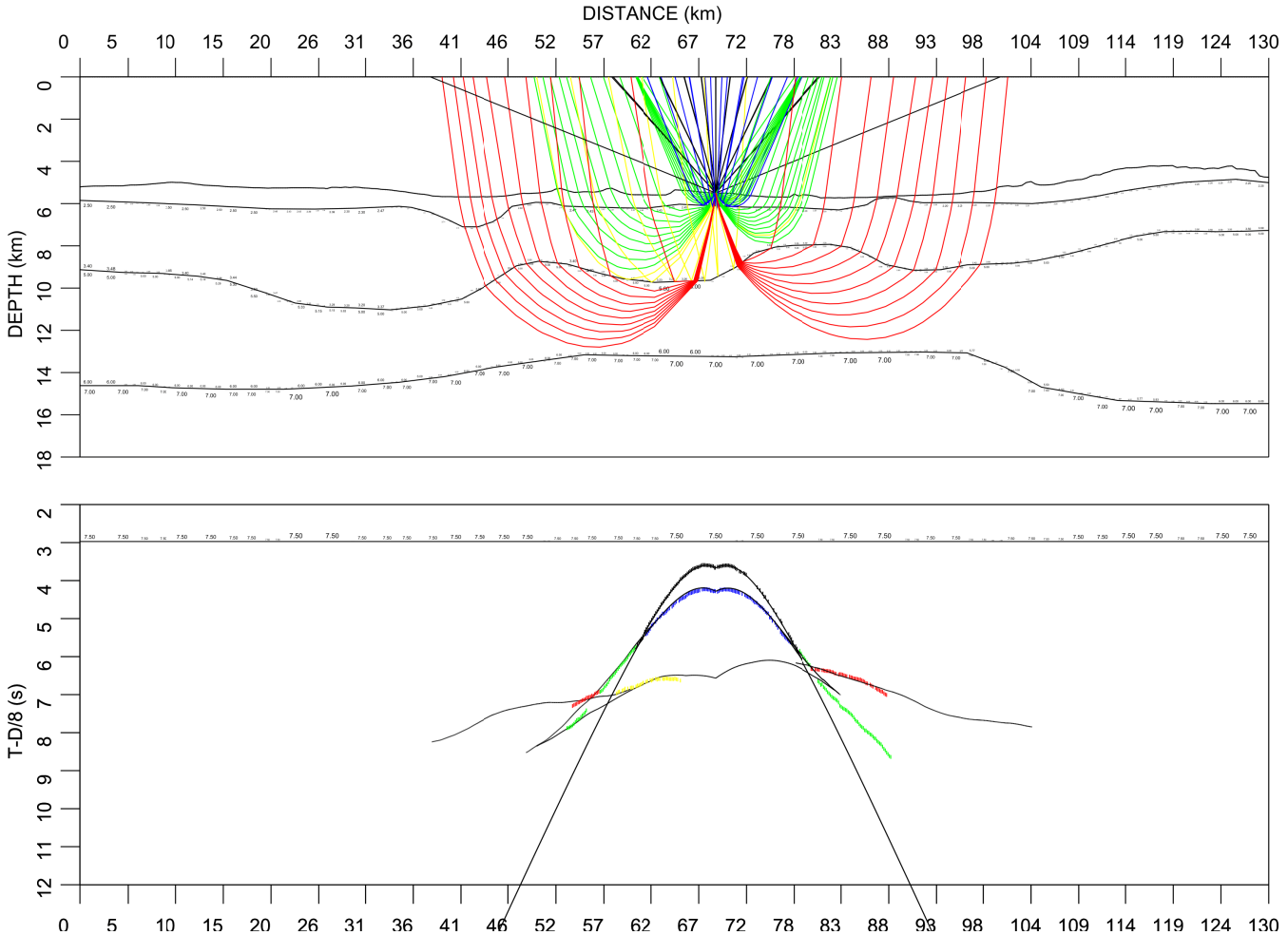
Şekil 4.21. OBH08 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



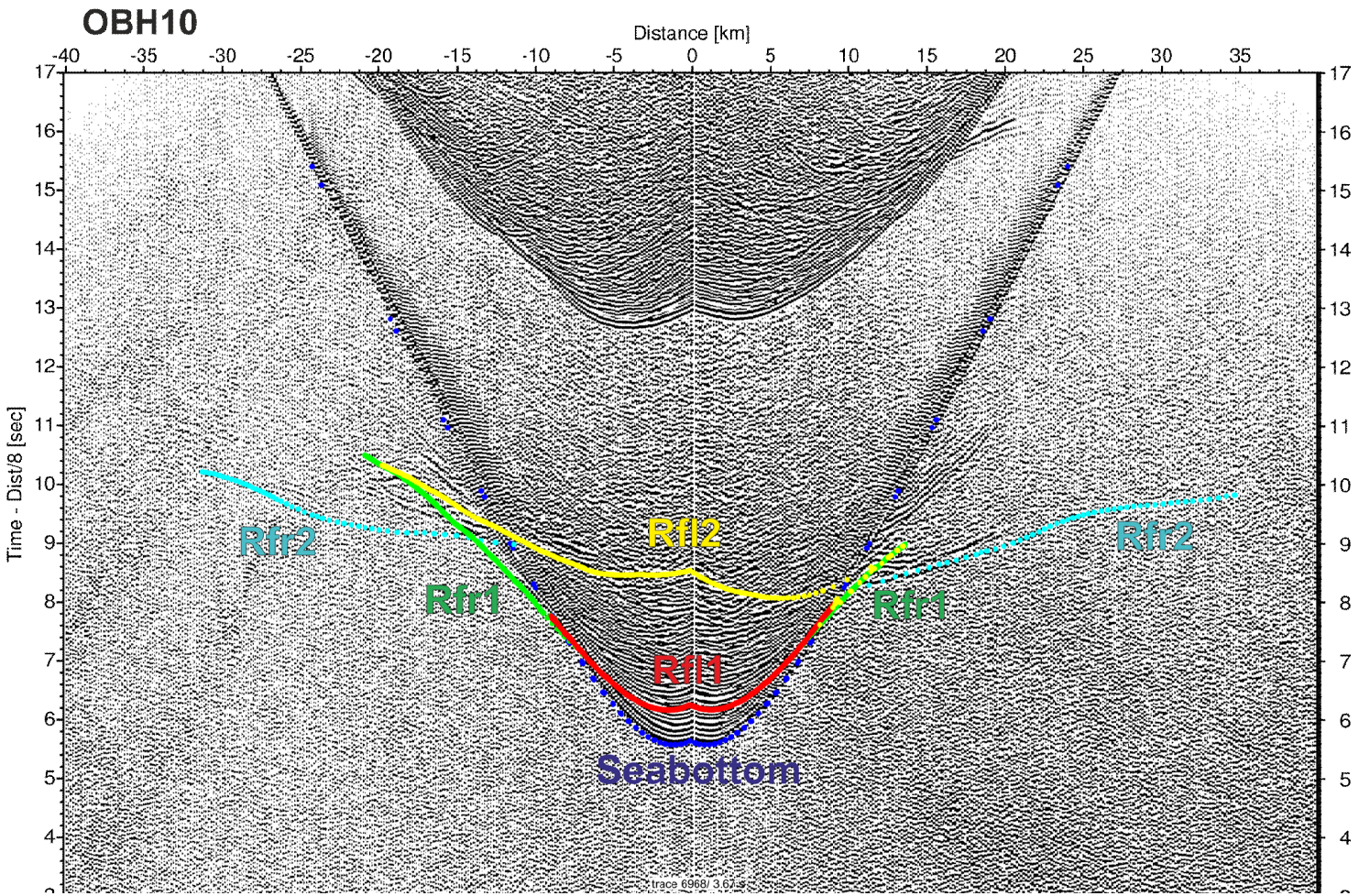
Şekil 4.22. OBH09 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



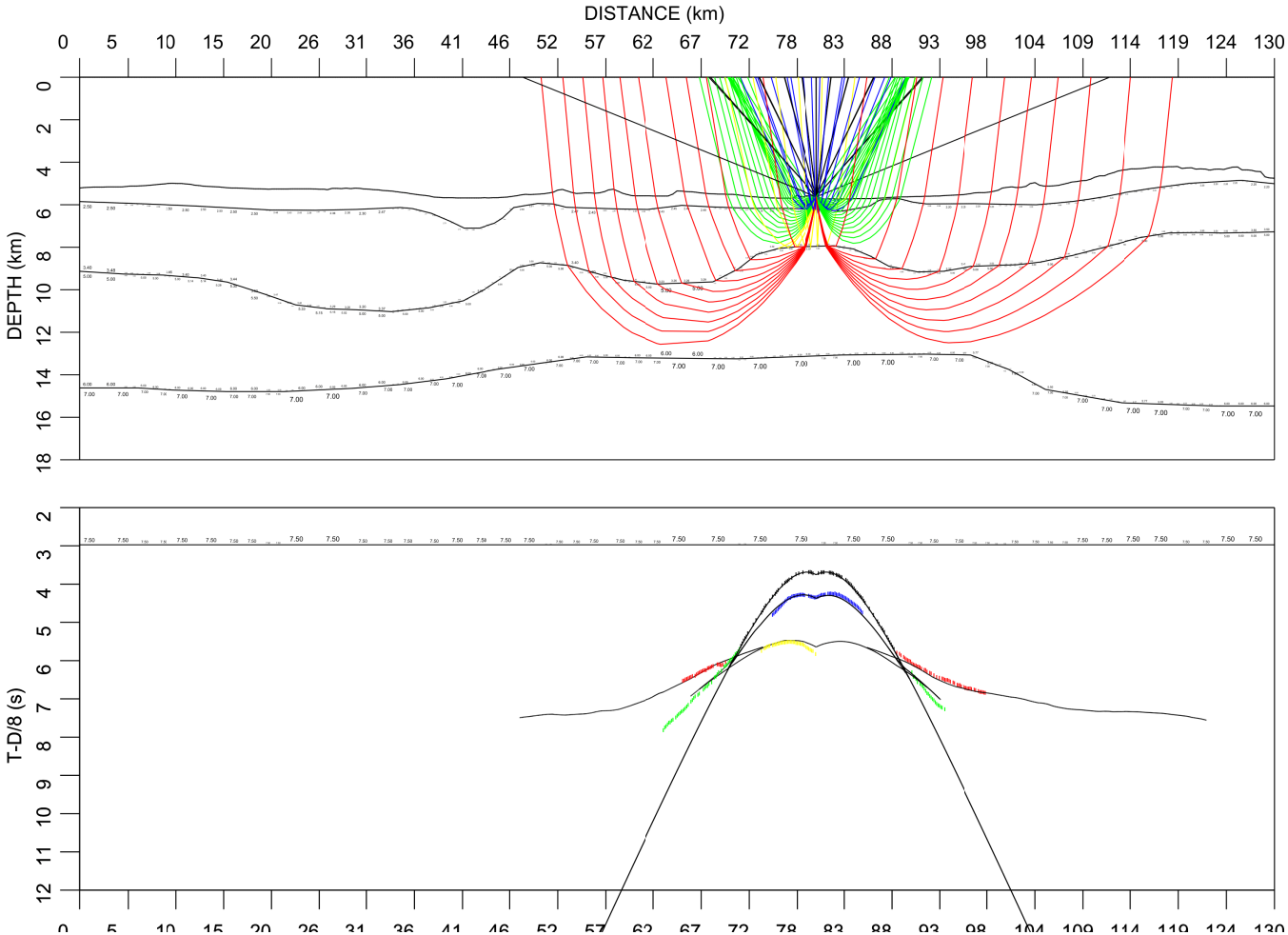
Şekil 4.23. OBH09 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



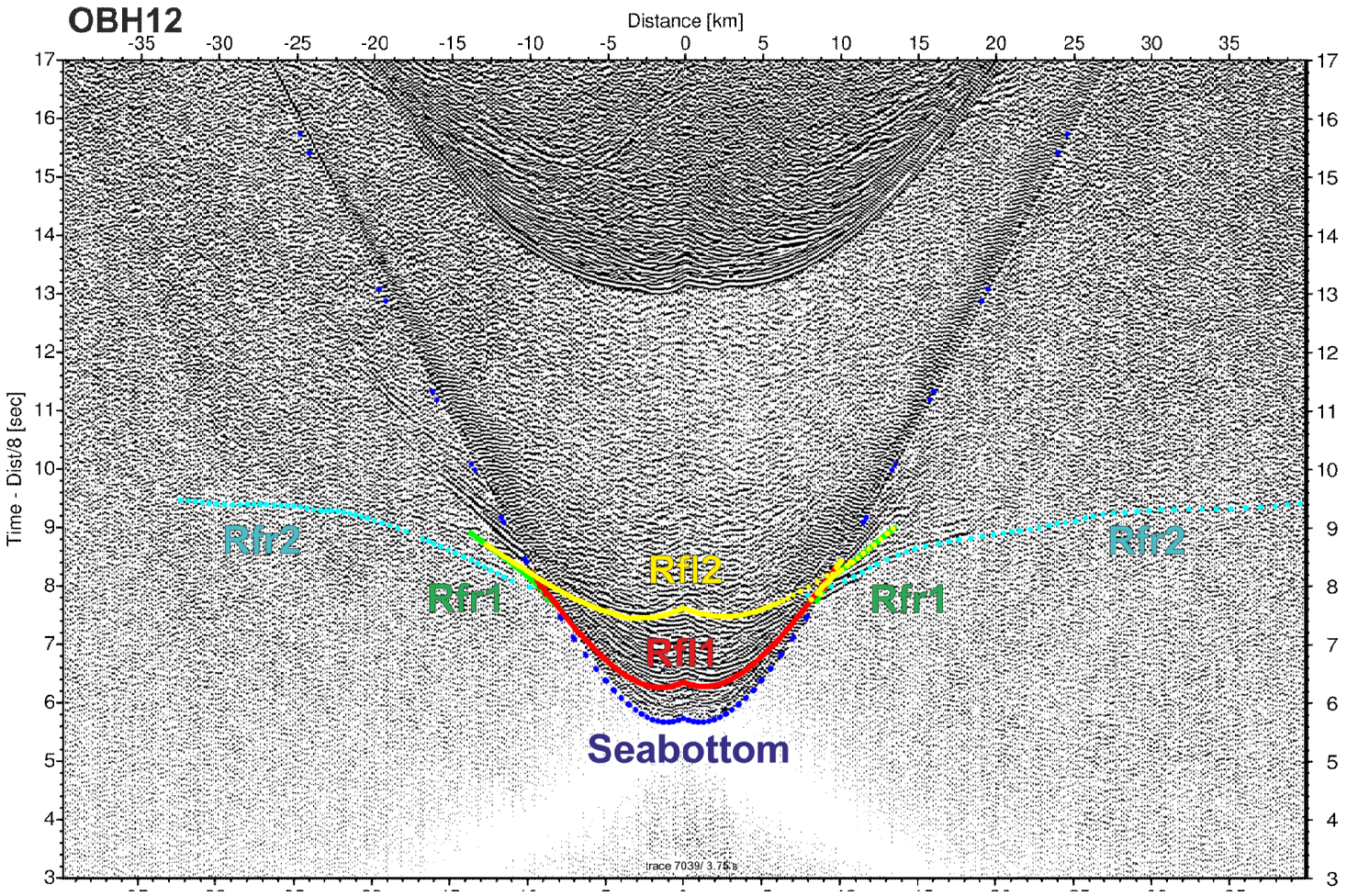
Şekil 4.24. OBH10 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



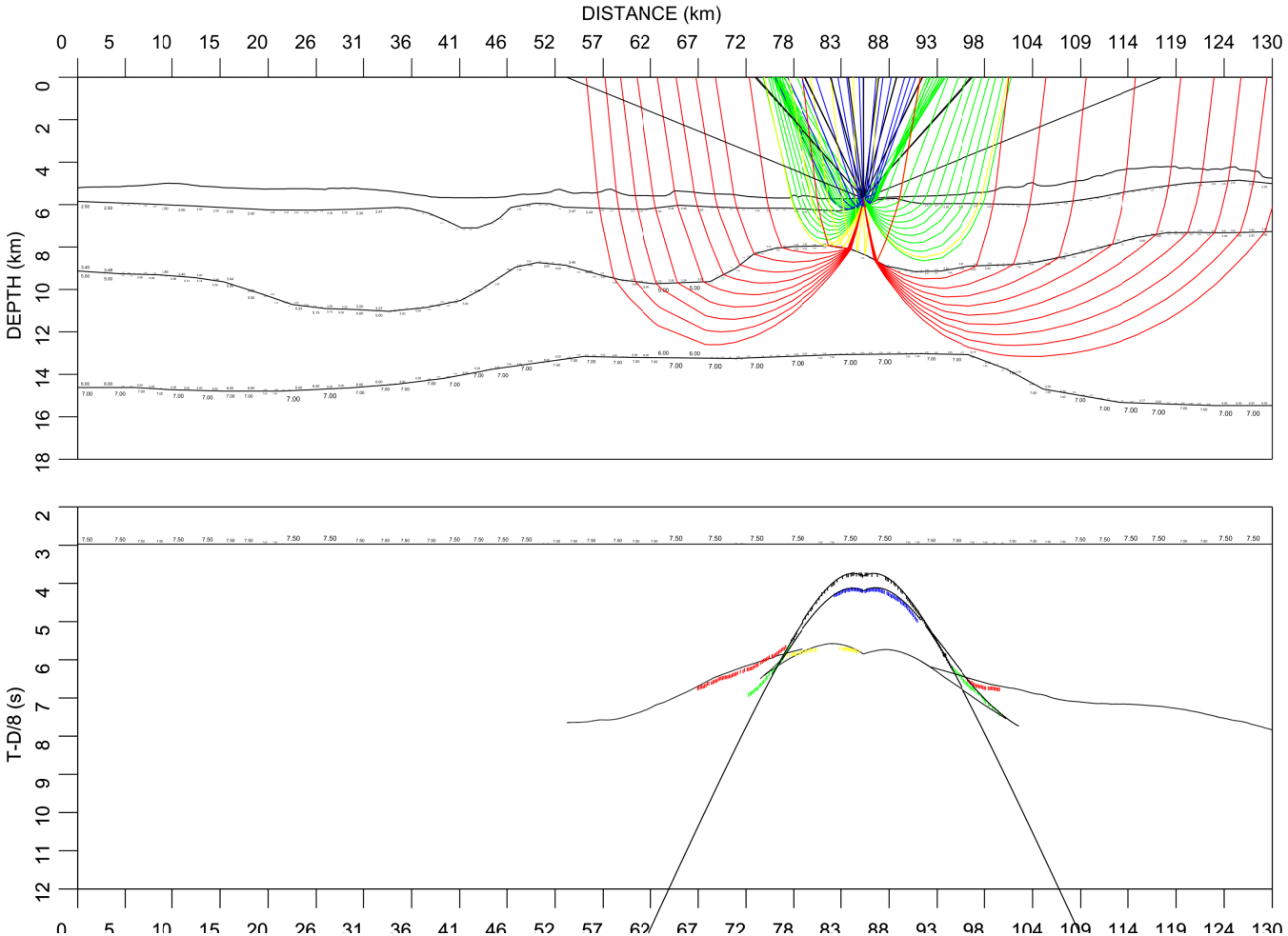
Şekil 4.25. OBH10 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



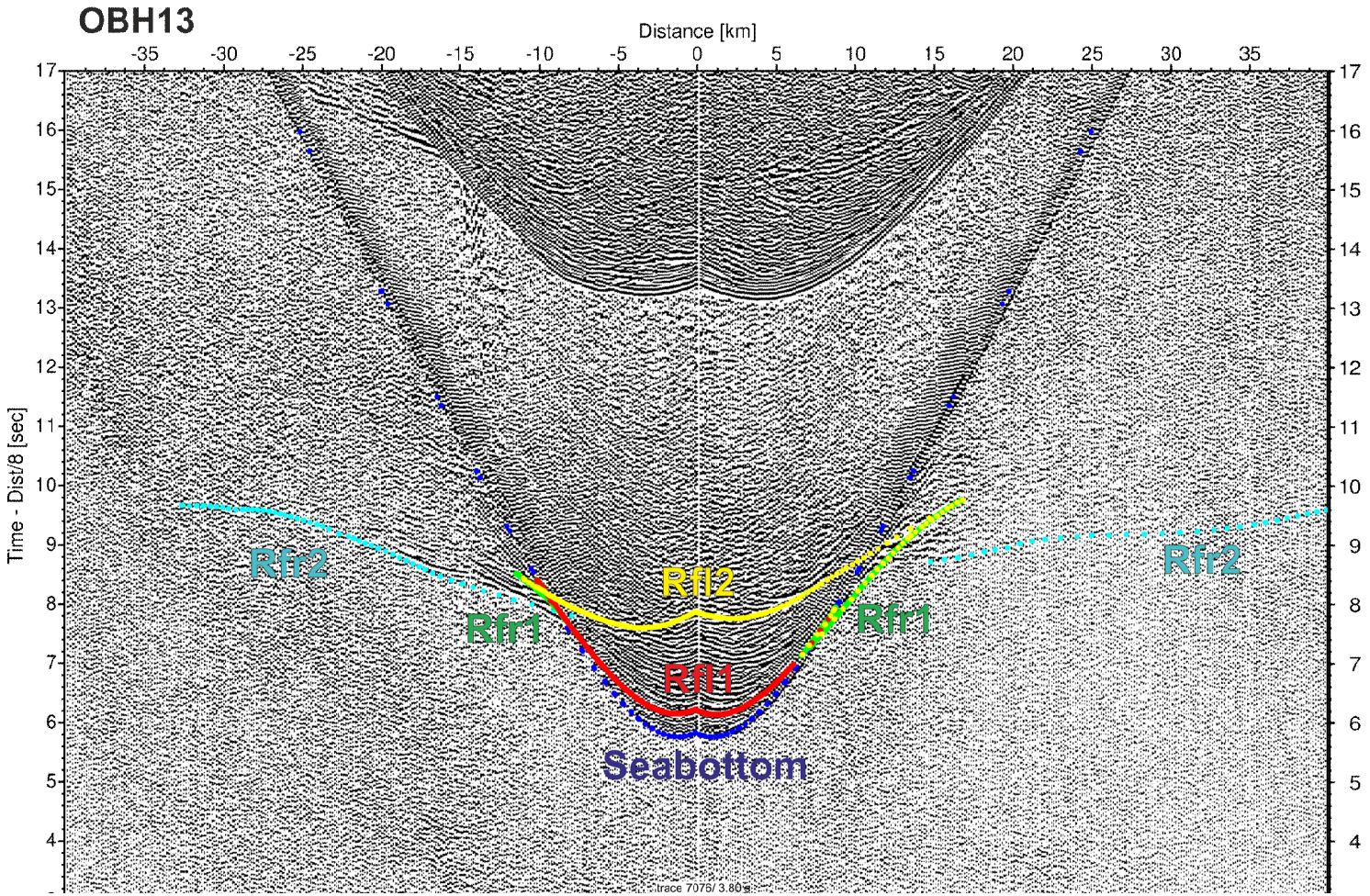
Şekil 4.26. OBH12 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



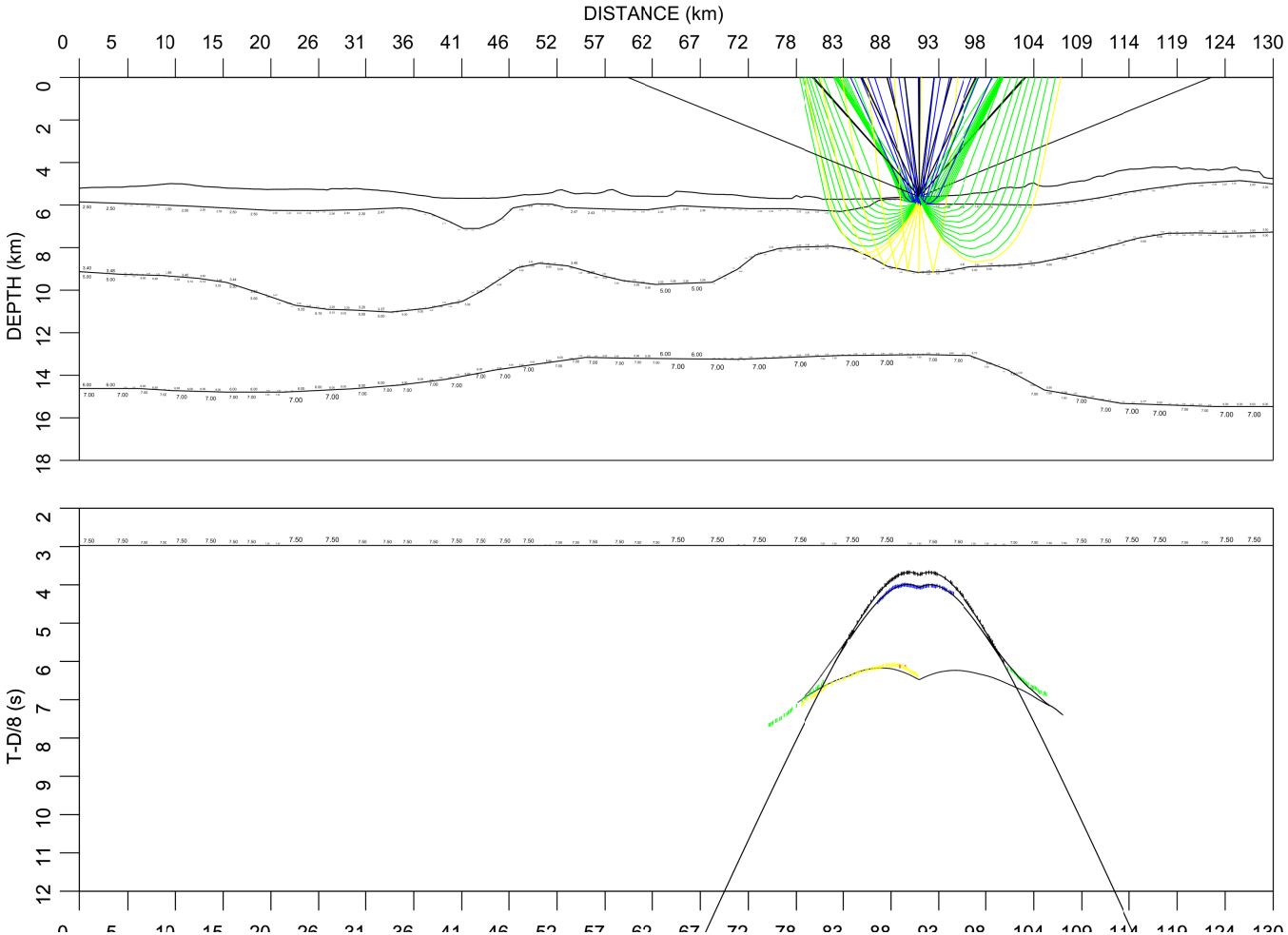
Şekil 4.27. OBH12 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



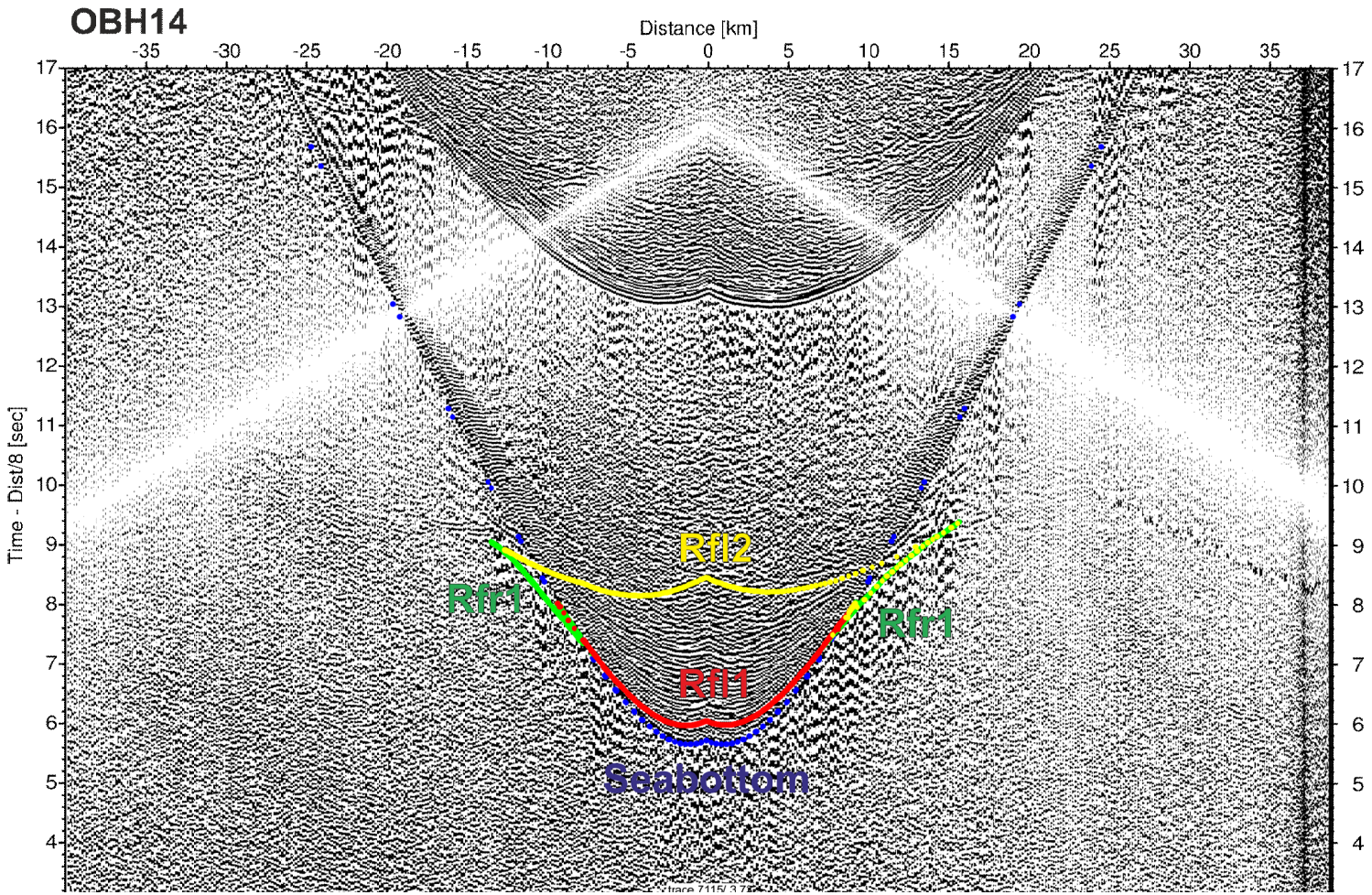
Şekil 4.28. OBH13 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



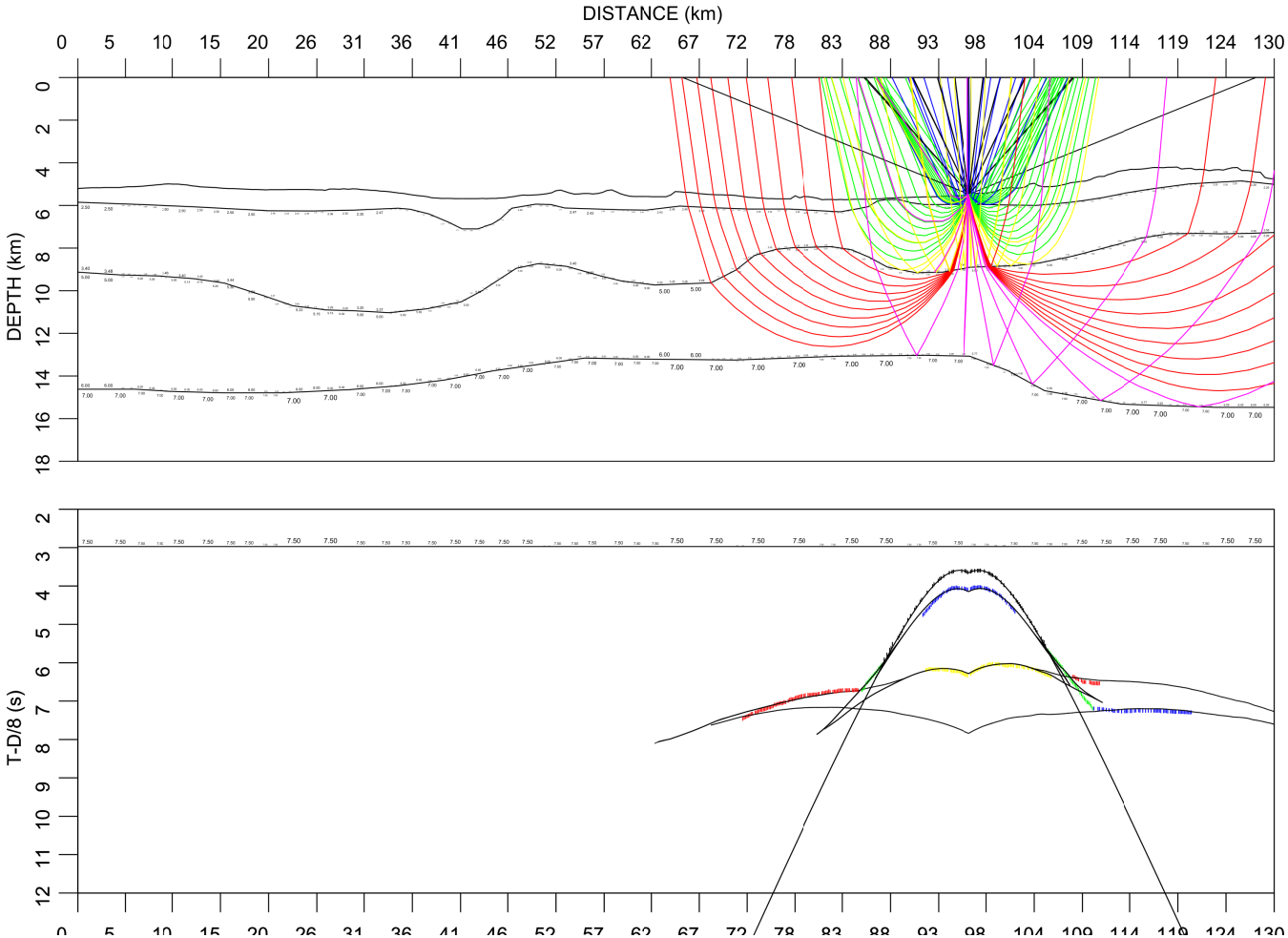
Şekil 4.29. OBH13 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



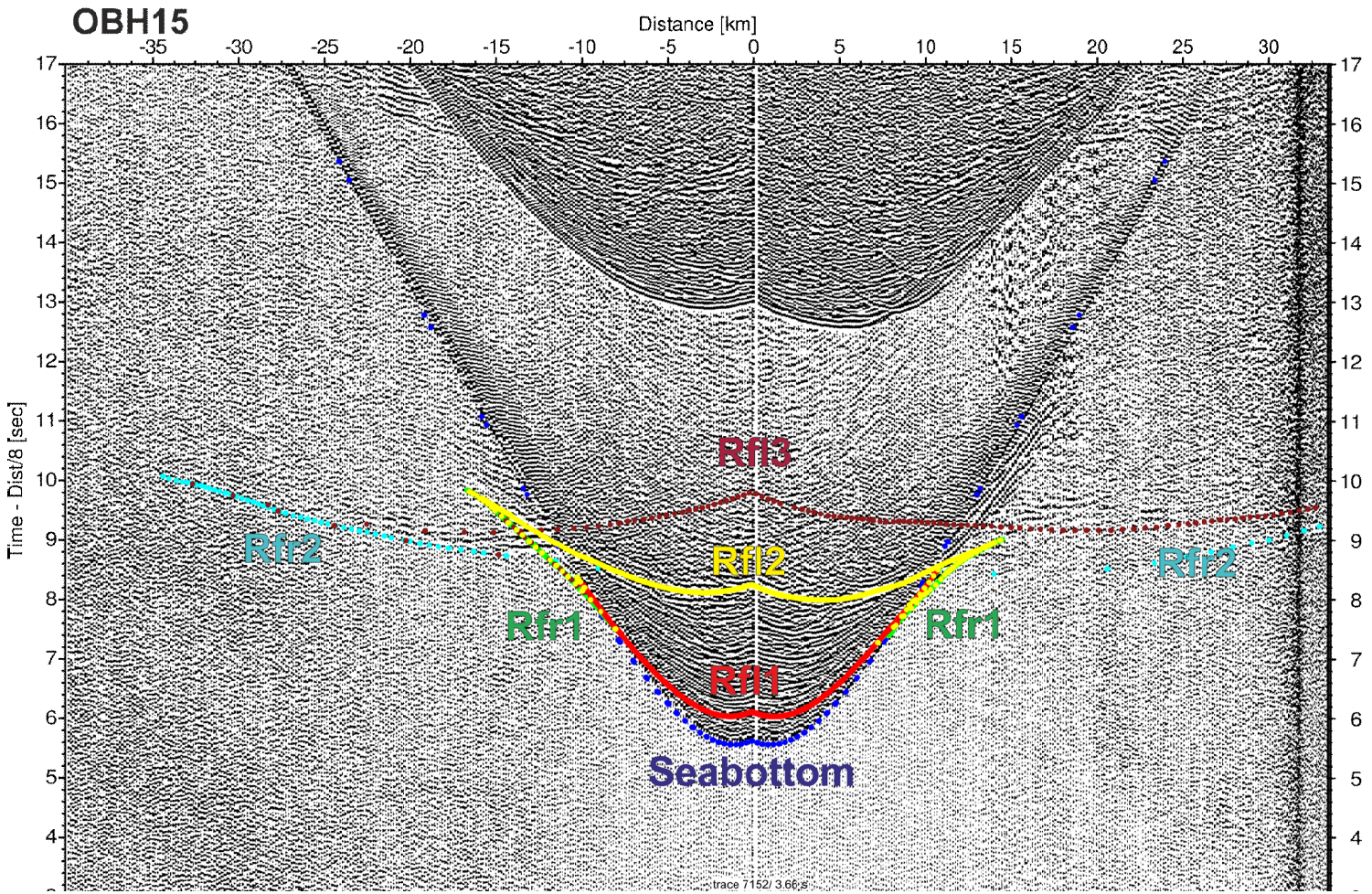
Şekil 4.30. OBH14 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



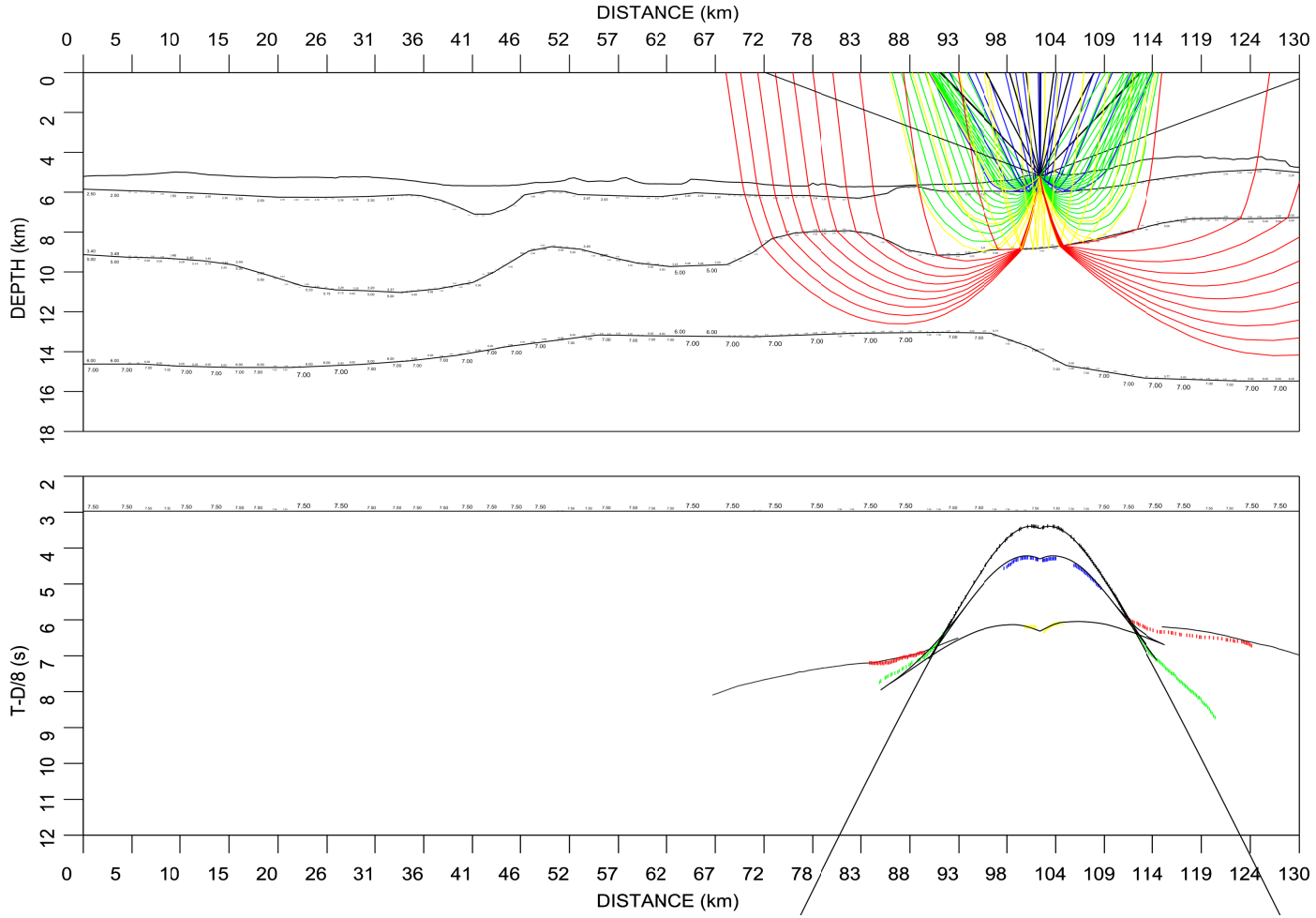
Şekil 4.31. OBH14 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



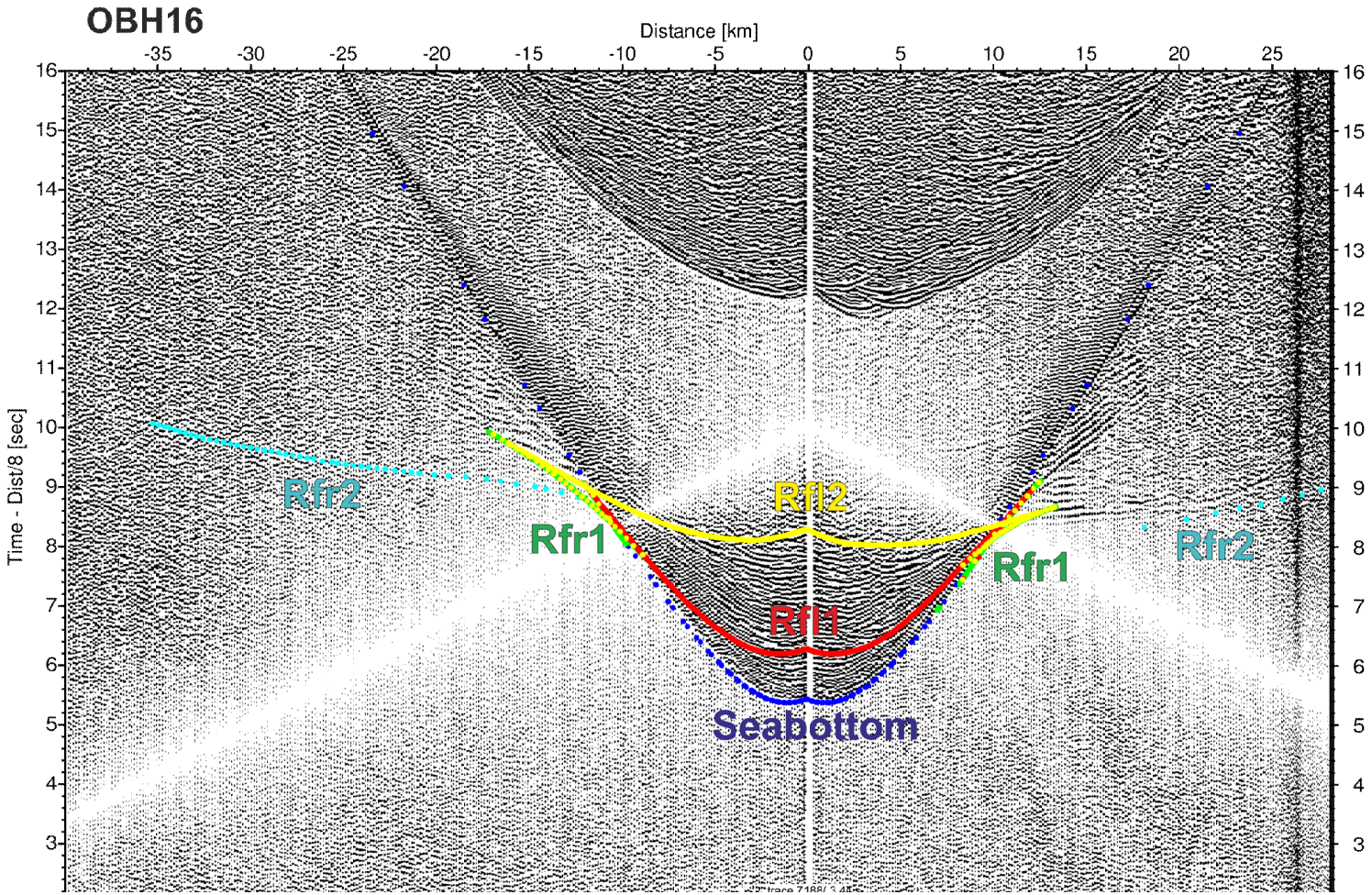
Şekil 4.32. OBH15 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



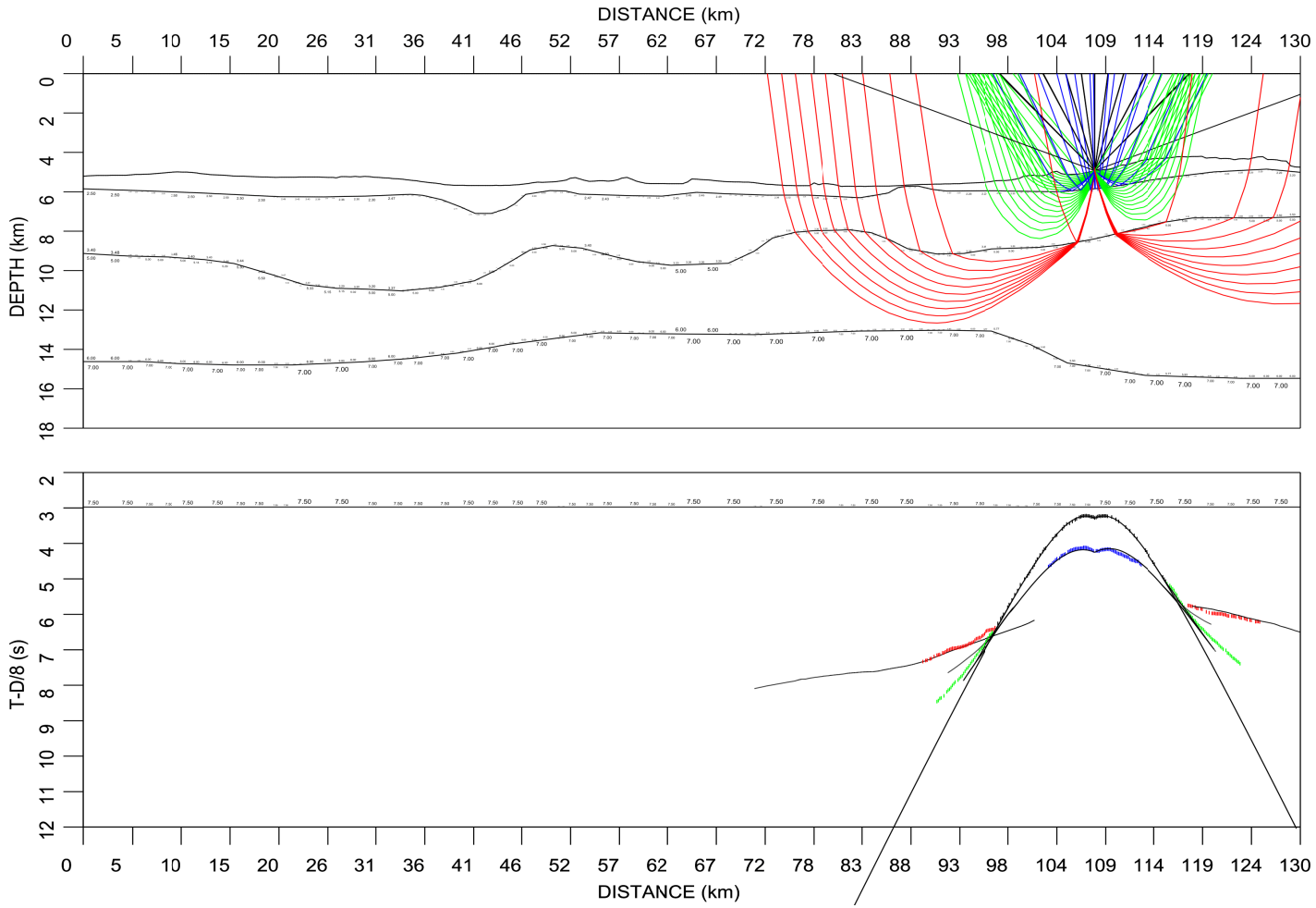
Şekil 4.33. OBH15 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



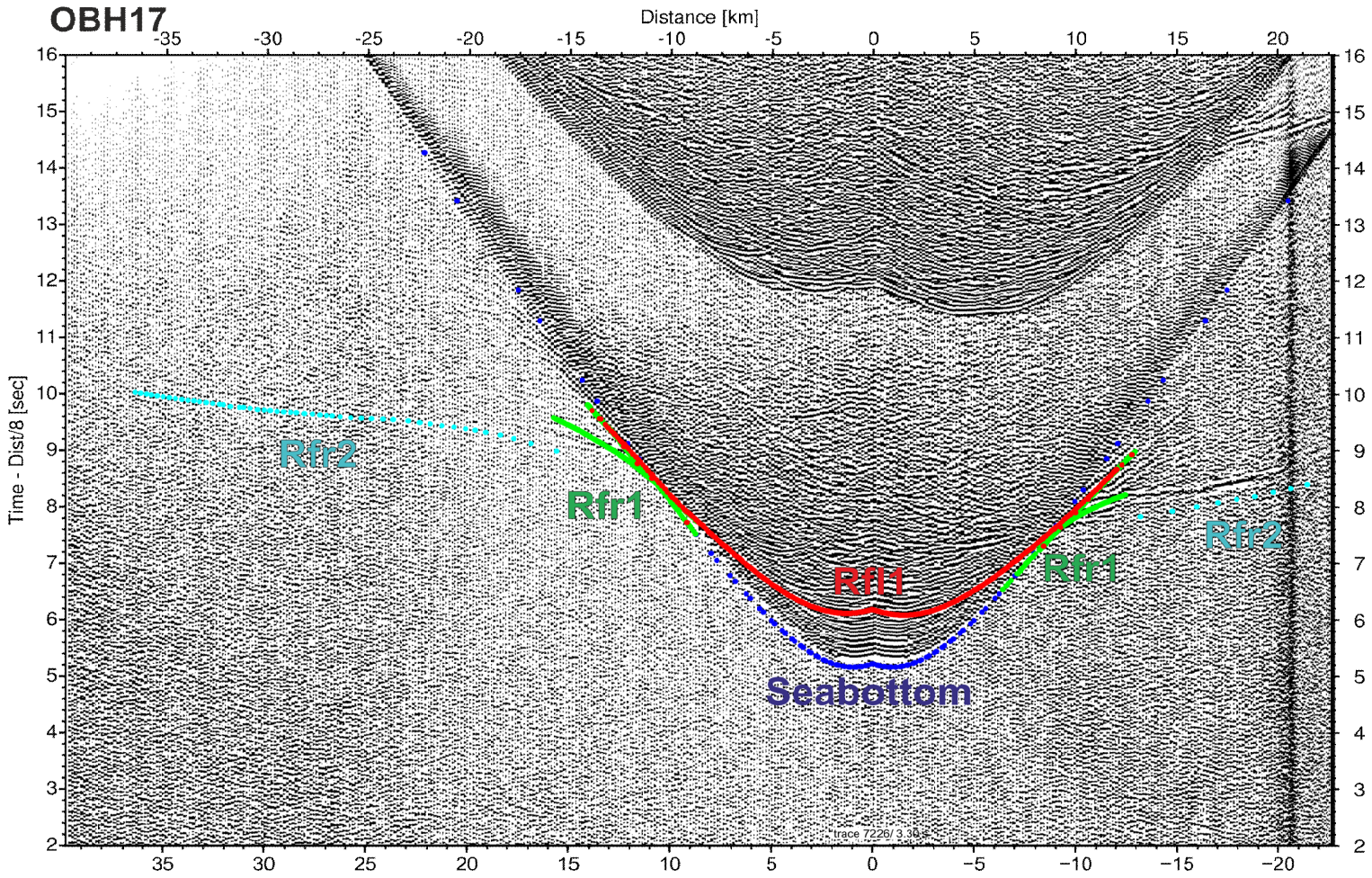
Şekil 4.34. OBH16 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



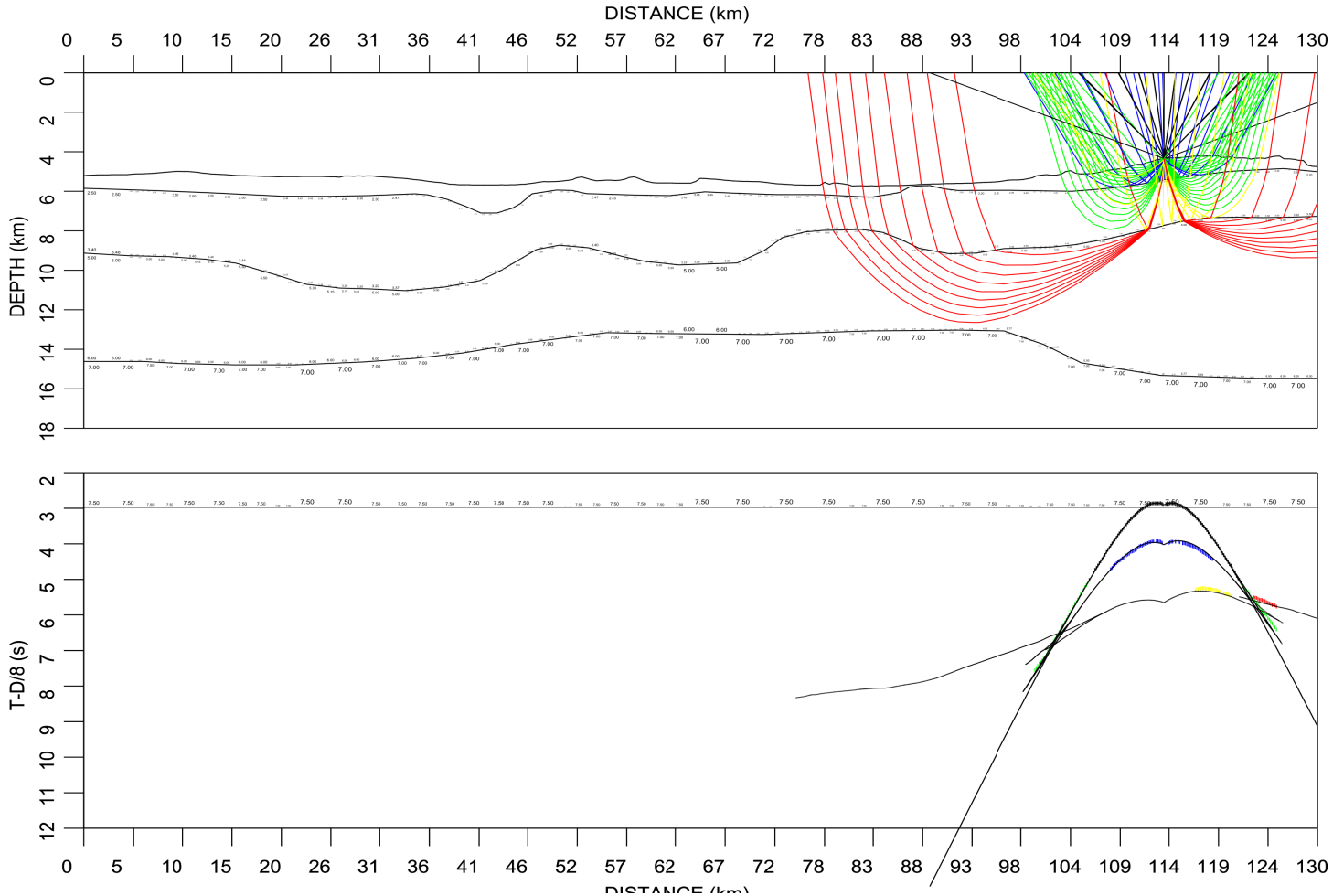
Şekil 4.35. OBH16 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



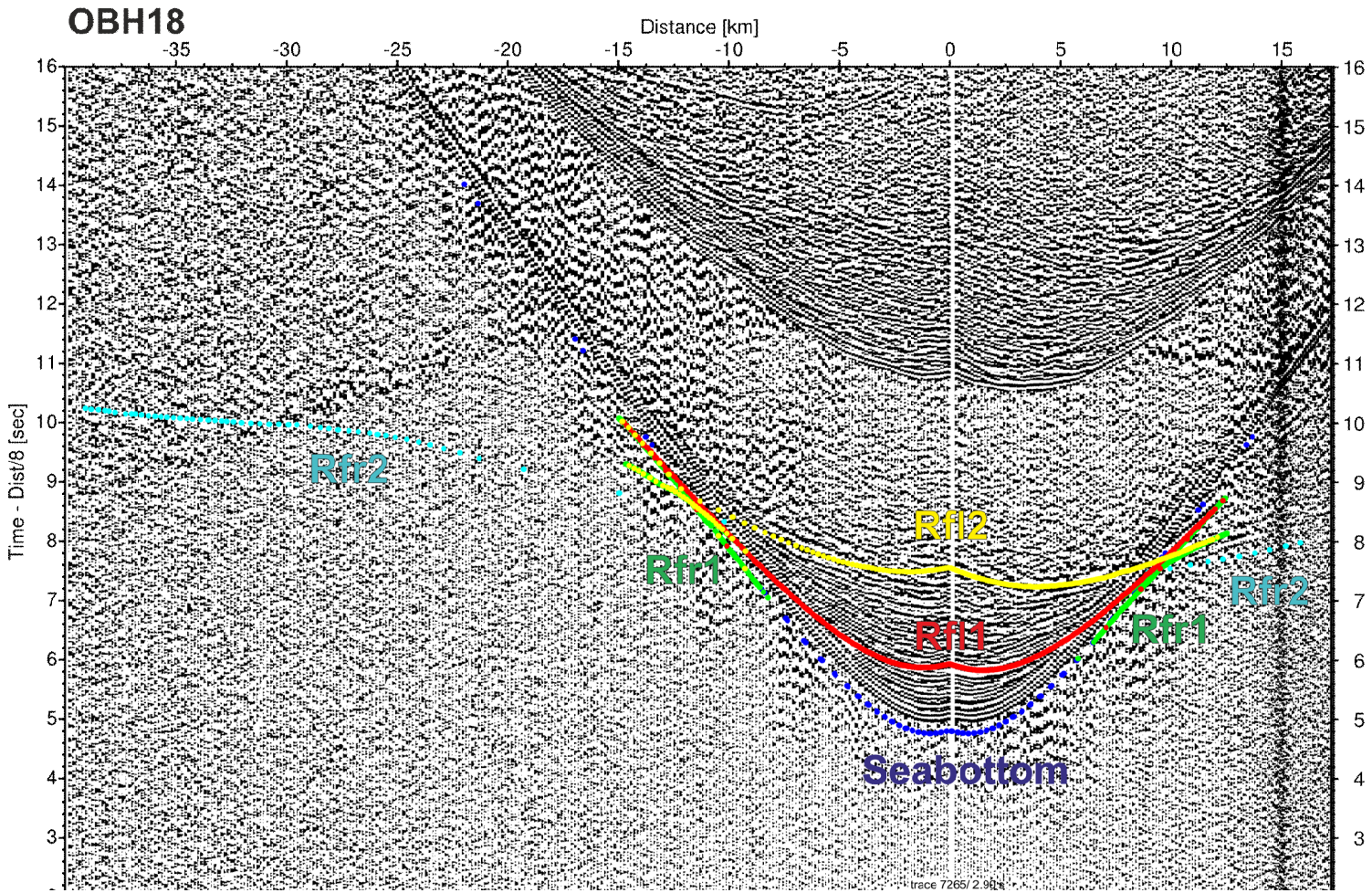
Şekil 4.36. OBH17 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



Şekil 4.37. OBH17 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.



Şekil 4.38. OBH18 için seçilmiş tabakalara ait işaretler (altta) ve modelleme sonucunda elde edilmiş olan ışınlar (üstte). Seçilen veri ve bu noktaların modellenmiş ışın yolları aynı renkle gösterilmektedir.



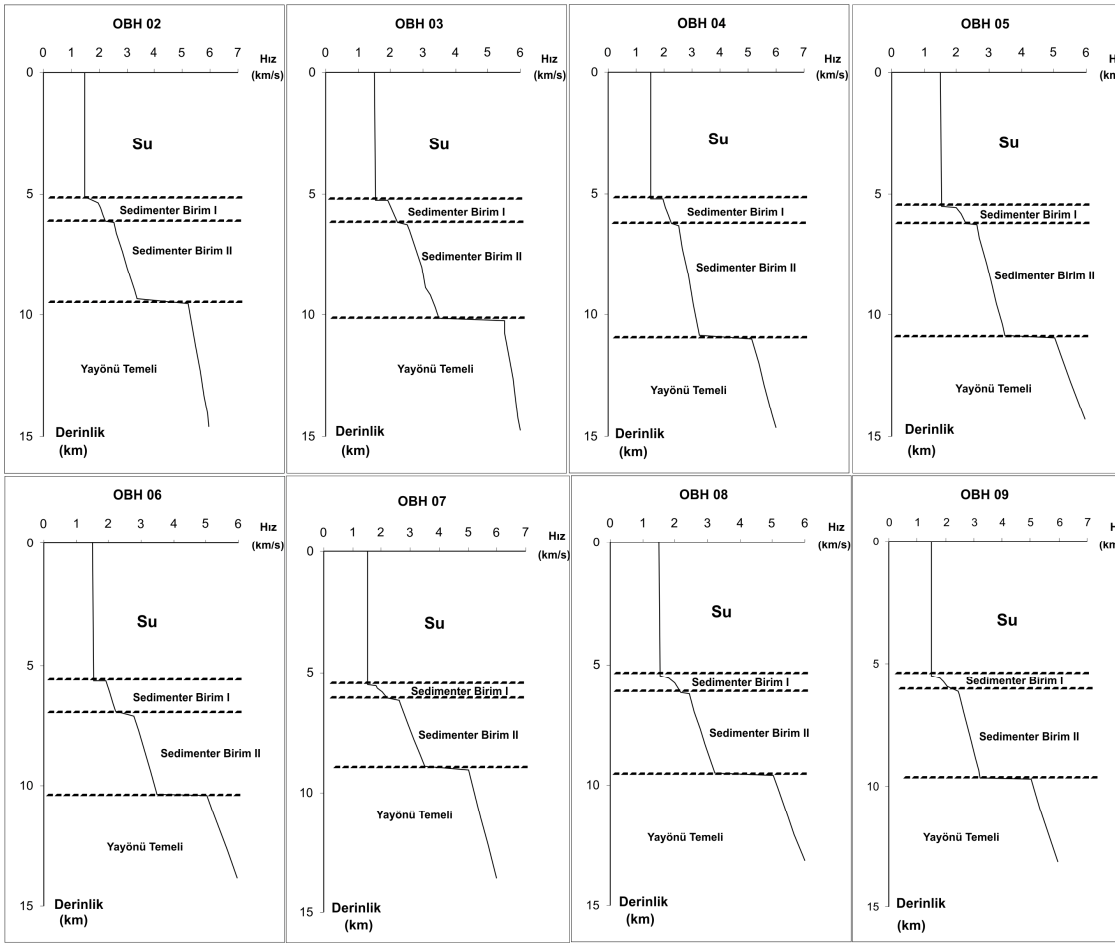
Şekil 4.39. OBH18 verisi ve üzerine renkli olarak işaretlenmiş modelleme sonucu elde edilmiş tabakalar.

4.2.1. Hız- Derinlik Fonksiyonunun Belirlenmesi

Hız derinlik fonksiyonları güneyden kuzeye doğru bütün OBH istasyonları için hazırlanmıştır (Şekil 4.40 ve Şekil 4.41). Deniz tabanının derinliği güneyden kuzeye doğru yumuşak bir geçişle yaklaşık OBH02 de 5100 m iken OBH18 de ise 4400 m olarak değişmektedir.

Çalışma alanındaki sedimentler iki ayrı tabaka olarak gözlenmiştir. Sediment tabakasının hız oranı 1,8±0.2 km/s den 3,3±0.2 km/s ve toplam sediment kalınlığı 4±1,6 km dır. Yay önü temeli ise 9±2 km derinlikte ve üst kısmındaki hızı ise 5±0,2 km/s olarak bulunmuştur. Gözlenen ve modellenen veri arasındaki uyum zaman zaklık çizimleri üzerinden görülmektedir (En küçük kareler (RMS) hatası ortalama 54 ms ve ortalama ki kare değeri ise 3,59).

Sedimenter birim I de sismik hızlar 0.18-0.56 s^{-1} derinlik gradienti ile 1,8±0,2 km/s dan 2,29±0,2 km/s artışa sahiptir. Birim I in kalınlığı 0.41 ve 1.27 km arasındadır. 6-7 km derinlikte (deniz tabanının 1,5-2 km altında) hız gradienti 0,29-0,47 s^{-1} olan sedimenter birim II yer almaktadır. Bu birimin kalınlığı 1,38 ve 4,56 km arasında değişmektedir. Sonuç olarak toplam sediment kalınlıkları ve hız gradientleri tablo 4.1' de verilmektedir.

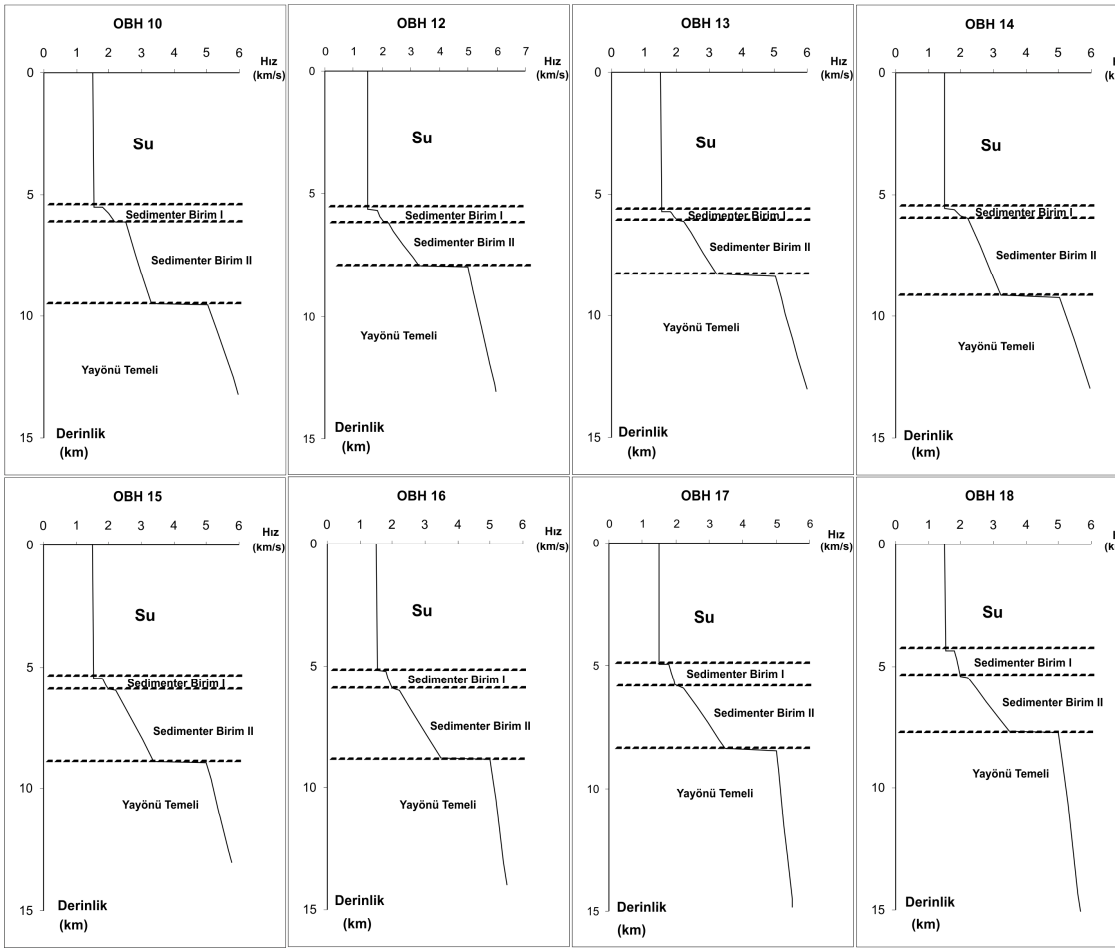


Şekil 4.40. Geniş açılı veri kullanılarak OBH02, 03, 04, 05, 06, 07, 08, 09 için hazırlanmış hız derinlik fonksiyonları. Burada kesik çizgiler ile gösterilen sınırlar su, sedimenter birim I, sedimenter birim II, yay önü temelini göstermektedir.

Tablo 4.1. 16 OBH istasyonu için sediment hız gradientleri ve kalınlıkları.

	İstasyonlar							
	OBH02	OBH03	OBH04	OBH05	OBH06	OBH07	OBH08	OBH09
Sedimenter Birim I (hız km/s)	0,29	0,30	0,29	0,33	0,27	0,26	0,28	0,24
Sedimenter Birim I (derinlik km)	0,98	0,91	1,03	0,69	1,27	0,55	0,72	0,42
Sedimenter Birim II (hız km/s)	0,34	0,37	0,29	0,34	0,29	0,35	0,31	0,32
Sedimenter Birim II (derinlik km)	3,16	3,90	4,50	4,56	3,19	2,73	3,26	3,55

	İstasyonlar							
	OBH10	OBH12	OBH13	OBH14	OBH15	OBH16	OBH17	OBH18
Sedimenter Birim I (hız km/s)	0,28	0,27	0,23	0,30	0,25	0,25	0,24	0,26
Sedimenter Birim I (derinlik km)	0,60	0,57	0,41	0,43	0,51	0,82	0,99	1,10
Sedimenter Birim II (hız km/s)	0,34	0,38	0,40	0,34	0,39	0,47	0,38	0,44
Sedimenter Birim II (derinlik km)	3,34	1,38	1,75	2,07	1,88	2,00	1,69	1,76



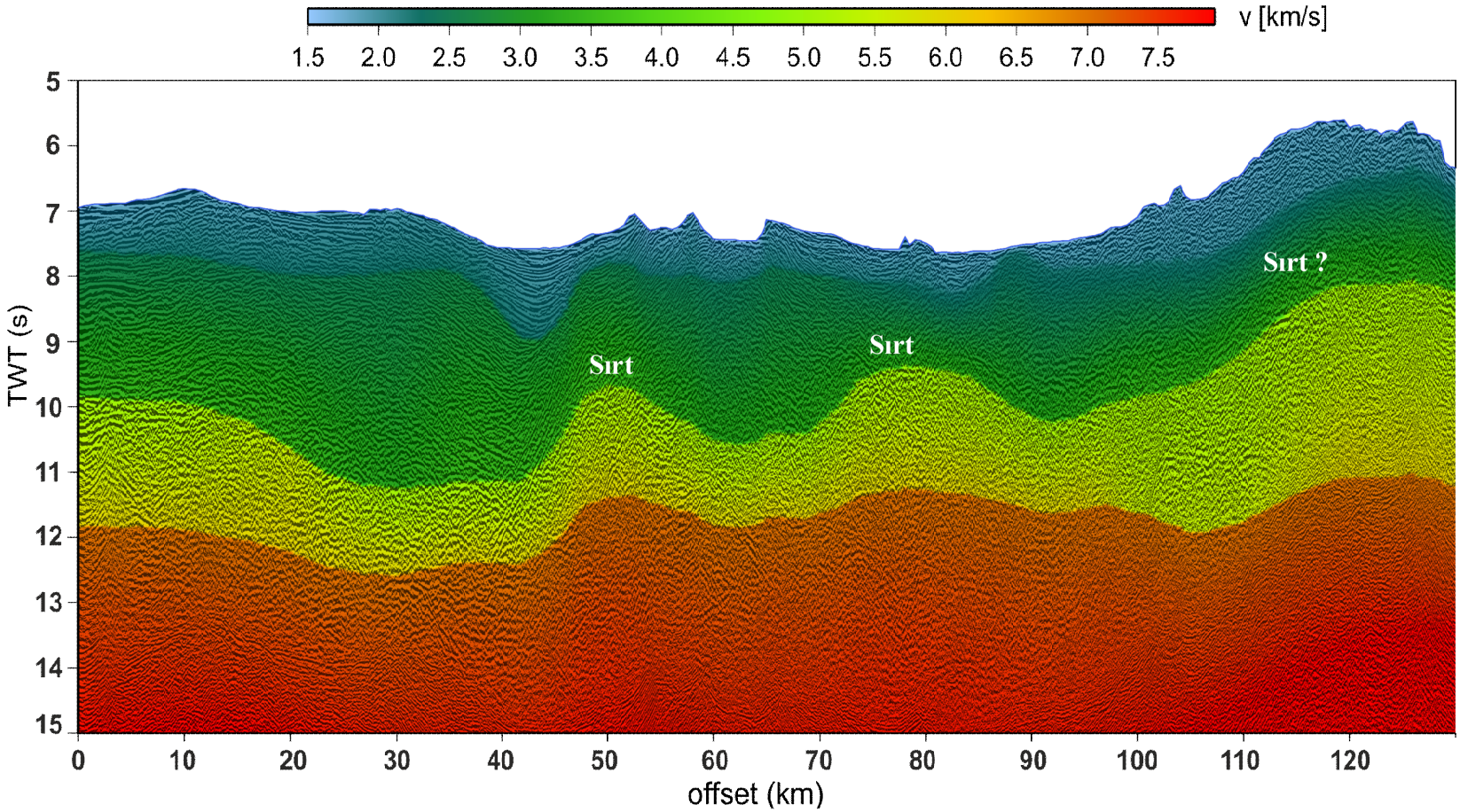
Şekil 4.41. Geniş açılı veri kullanılarak OBH10, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18 için hazırlanmış hız derinlik fonksiyonları. Burada kesik çizgiler ile gösterilen sınırlar su, sedimenter birim I, sedimenter birim II ve yay önü temelini göstermektedir.

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada Guadeloupe adasının güneyinde küçük Antiler'deki sedimenter yapı araştırılmıştır. Bu amaçla bölgede alınan geniş açılı sismik ve çok kanallı sismik yansıma verileri değerlendirilmiş, elde edilen sonuçlar yorumlanmıştır.

Çalışma alanı olan Küçük Antiller'deki sediment tabakaları geç Kretase'den beri birikmekte olan bindirme çökelleri olarak yorumlanmıştır (Pichot ve diğ., 2012). Okyanus temeli üzerinde uzanan en yaşlı sediment Kampaniyen- Mestrihtiyen yaşlıdır (Hemleben ve Troester, 1984). Geniş açılı sismik veriden hesaplanan hız-TWT modeli ile çok kanallı sismik yansıma kesitinin genel olarak birbirlerine uydukları görülmüştür (Şekil 5.1). Temel sediment sınırı seçilir, güçlü, sismik genlikler ile sismik profiller üzerinde kolaylıkla tanımlanmıştır. Sedimenter birim I ve sedimenter birim II devamlı küçük atımlı fayların etkisindedir ve bu faylar yitim hareketi ile meydana gelen sıkışma alanlarında oluşur.

Sismik kesitler üzerindeki ana fasiyes ayrımı başlıca üç birim olarak belirlenmiştir (Şekil 5.1). Bunlardan ilki sedimenter birim I, yüksek genlikli, inişli çıkışlı ve kesilmiş yansımalarla oluşmuştur. Bu birim sırtlar ve faylarla ifade edilebilir. Deniz tabanında 6 farklı antiklinal şekilli sırt ve bir fay dikliği oluşmuştur. Fayların genel türleri yüksek eğim açılı normal ve ters faylardır. Bu birimin ortalama hız 1,9 km/s olarak belirlenmiş, kalınlığı ise kesitin 7. ve 8. s (TWT) arasında değişim göstermişir. Bu birimin tabanındaki yansıtıcı sedimenter birim II olarak tanımlanmıştır. Birim II deki sismik fasiyes paralel ve devamlı olmayan yansımalarla oluşmuştur. Bu birim güçlü yansımalarla seçilebilen yay önü temelinin üzerinde bulunmaktadır. Birim ST4 profilinin kuzey ve orta bölümünde yaklaşık 1,2 s (TWT) kalınlığa sahiptir ancak profilin güneyinde bazı alanlarda ise 3,3 s (TWT)'ye ulaşmaktadır. Bu birim için hız 2,4-3,5 km/s arasında belirlenmiştir.

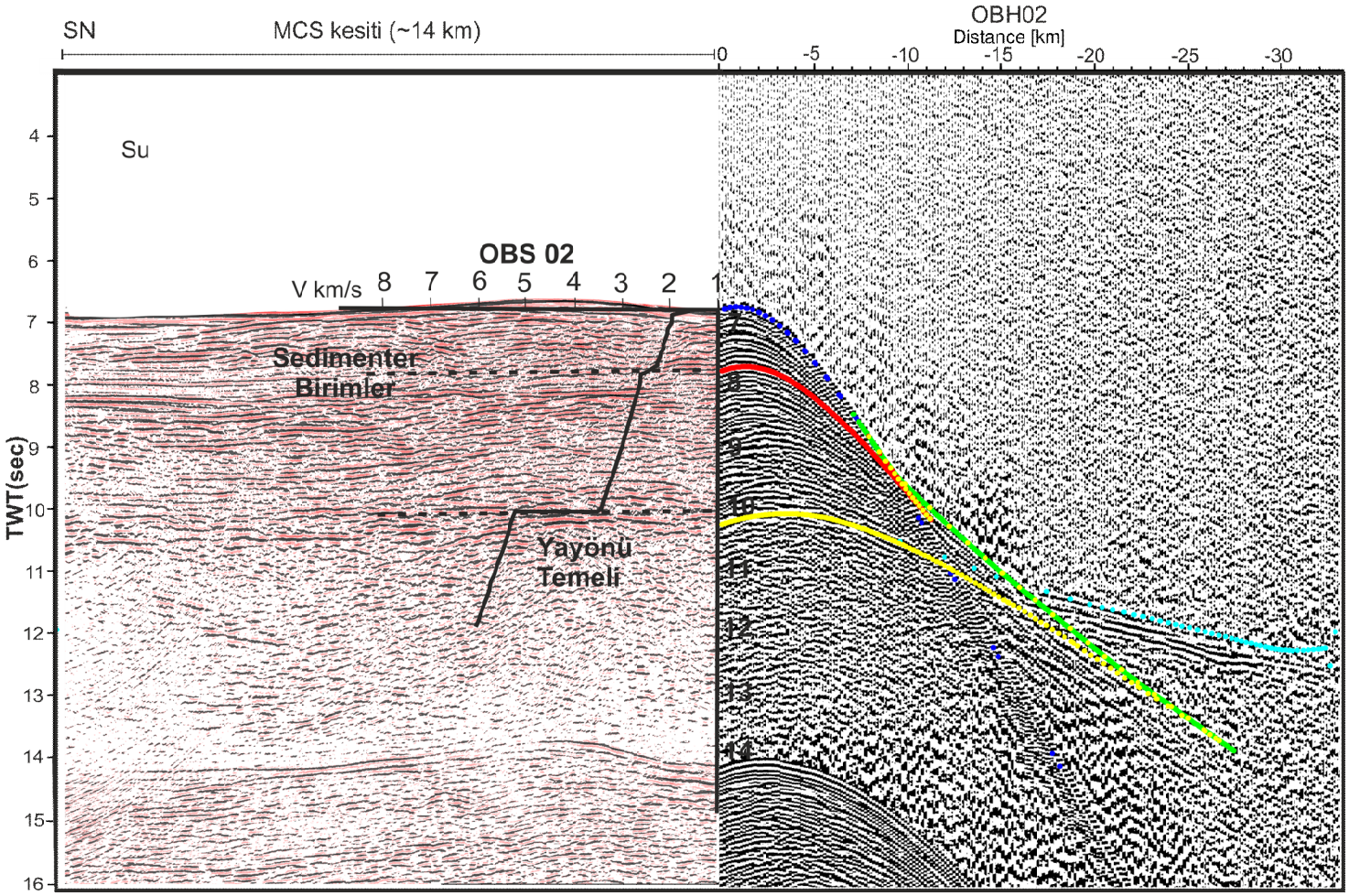


Şekil 5.1. ST4 profilinde alınmış çok kanallı sismik yansıma verisi (TWT-Gidiş geliş zamanı) ve OBH modellemesinden elde edilen hızlarla örtülmüş kesit.

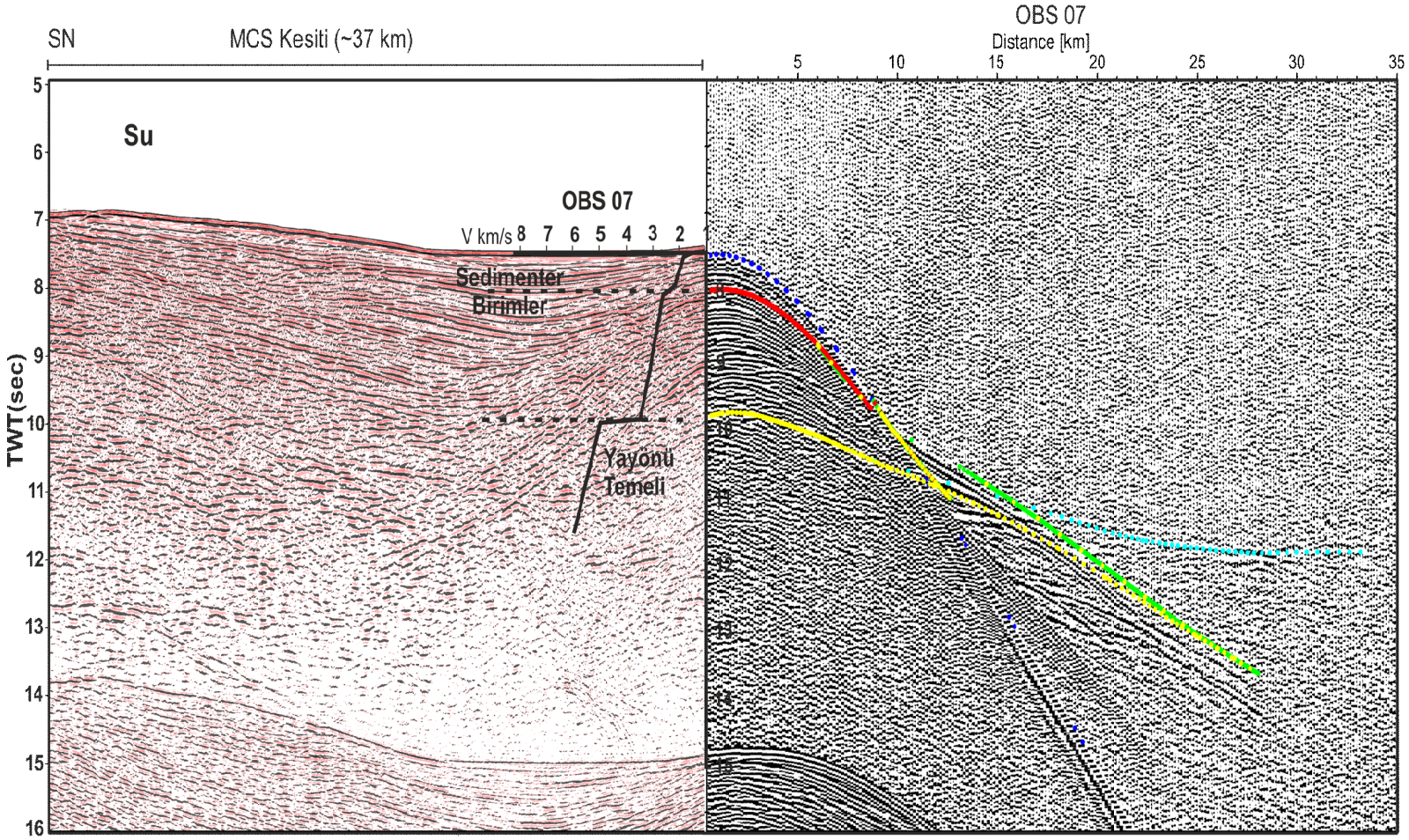
Guadeloupe marjinin güneyinde küçük Antiller yayı üzerinde ki 16 OBH istasyonundan elde edilen geniş açılı veri sediment dizilerinin kalınlığının yaklaşık 6 km olduğunu göstermektedir. Geniş açılı modelleme sediment zincirinin hız modeli için geliştirilen sismik kırılma ve yansımalardan elde edilmiştir. Sediment tabakaları MCS verisindeki ayırıcı yansıtıcılara bağlı olarak modellenmiştir. İki ana sedimenter sismik tabakanın hızı geniş açılı sismik veri kullanılarak 1,8-3,5 km/s aralığında hesaplanmıştır. Bu sediment tabakalarının altında hızı 5 km/s'den büyük olan bir tabaka Christeson ve diğ. (2003) ve Bangs ve diğ. (2003) tarafından yay temeli olarak isimlendirilmiştir.

OBH02 ve OBH07 için hazırlanan hız derinlik fonksiyonları ST4 profili üzerindeki yerlerinde sırasıyla Şekil 5.2'de ve Şekil 5.3'te TWT hız fonksiyonuna dönüştürülerek gösterilmiştir. OBH verisi ve modellenmiş veri de iyi bir karşılaştırma yapabilmek için sahip oldukları pozisyona göre yerleştirilmiştir. MCS veri çok kırıklı ve 10 s civarında güçlü yansımalarla yay önü temeline kadar gözlenmiştir. Burada OBH verisindeki hızlar 3,5 km/s'den 5,2 km/s'ye yükselmiştir. Sismik sinyaller bu sınırdan sonra zayıflamış belirgin bir tabaka ayrımı yapılamamıştır. Bu durum veri toplama parametreleri örneğin; sismik enerjinin eksikliğinden ya da jeolojiden kaynaklı sebeplerden kaynaklı olabilir. Yaklaşık 14 s civarındaki tekrarlı yansımalar sebebiyle daha derindeki yapılar gözlenememiştir. Yay önü baseninin sınırları OBH modelinde yaklaşık 10 s civarında gözlenmiştir. OBH modelinde belirlenen tabakaların tamamı MCS kesiti üzerinde de gözlenmiştir.

Çalışma alanı yakınlarında daha önce yapılmış çalışmalar ile kendi verilerimizi karşılaştırabiliriz. Christeson ve diğ., (2003) sediment hızlarını <3,3 km/s ve temel hızını ise >4,5 km/s olarak belirlemiştir. Benzer bir şekilde Kopp ve diğ., (2011) extrüzif volkanik kayaların sedimenter tabaka arasındaki hızını 5,5-6,0 olarak yorumlamıştır. Onlar MCS verisi ile bu veriyi oluşturdu (Bangs ve diğ., 2003) ve yay önü baseni üzerinde gelişen yapıdan dolayı oluşan 2-4 km kalınlığındaki sediment dizisinin deformasyonunun varlığına da değinmişlerdir. Ayrıca backstop deformasyonun tarihsel evrimini incelemiş ve bu yapıya bağlı olan sırtları yorumlamışlardır (Şekil 5.4).



Şekil 5.2. ST4 profilinin yaklaşık 14 km'lik kısmı ile OBH02 verisinin gerçek yerinin çakıştırıldığı şekildeki sismik olayların iyi bir uyum göstermektedir.

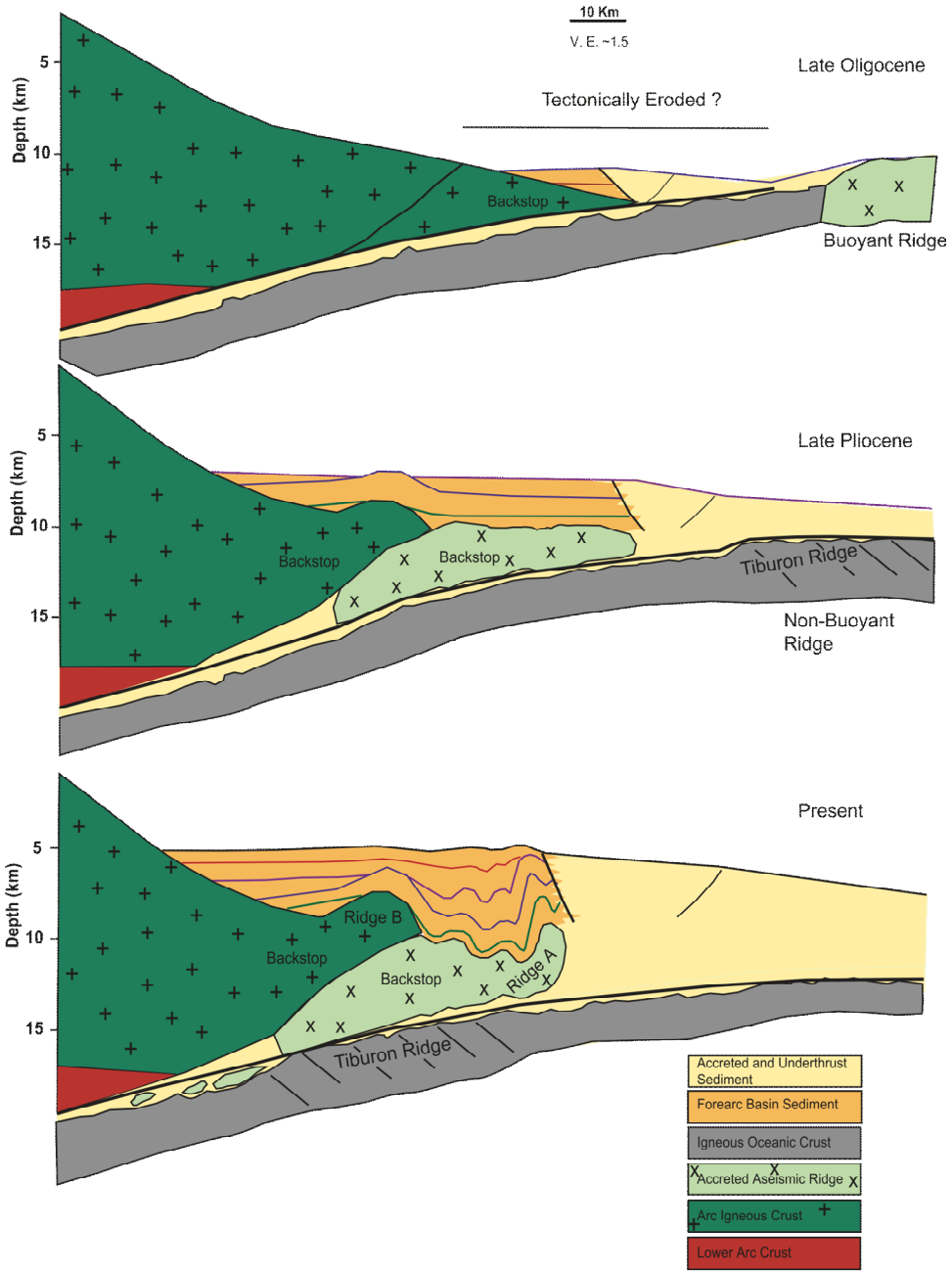


Şekil 5.3. ST4 profilinin yaklaşık 14 km'lik kısmı ile OBH07 verisinin gerçek yerinin çakıştırıldığı şekildeki sismik olayların iyi bir uyum göstermektedir.

Sediment ve yay önü temelinin hızlarının belirlenmesinde bu bölgede yapılan diğer çalışmalar göz önünde tutulmuştur.

ST4 profile üzerinde yapılan geniş açılı hız modelinin 50. ve 80. km'lerinde sırt olarak ifade edilmiş önemli kabartılar yay önü basenindeki sıkışmanın sonucu oluşmuştur. Yay önü baseni sedimentinin üzerindeki katlanan ve burulan backstop un uzantısı sırt çarpışmalarından oluşmuştur. Yığışım kaması ve yay önü baseni arasındaki dar geçiş Bangs ve diğ., (2003) tarafından verilen verilerde gözlenen A sırtına (Ridge A) (Şekil 5.4.) benzer bir şekilde oluşmuştur.

Yığışım kamasının topuğuna yakın büyük sismik genlikli dekolmanlar ST4 kesiti üzerinde gözlenmiştir. Kesitin 10, 30, 60 km'lerinde yaklaşık 13 s TWT civarında 110 km'de ise yaklaşık 11,5 s TWT civarında dekolmanlar belirlenmiştir. Benzer şekilde Bangs ve diğ. (2003) çalışmasında strike line S6 isimli sismik profilinde 13 s (TWT) civarında dekolman yansımalarını belirgin bir şekilde sunmuştur.



Şekil 5.4. Backstopun tarihsel asismik sırt oluşumu ve deformasyonun şematik yorumu verilmektedir. Bu verilerin yorumlanması, dik bir destek ile oluşan backstopun çarpışma sırtlarından geliştiği anlamına gelir. Sonuçlar yığışım kaması (sarı) ve yay önü baseni (turuncu) arasında dar bir geçiş zonundadır ve backstopun geometrisi backstopun altına yiten sedimentlere sebep olur (Bangs ve diğ., 2003).

KAYNAKLAR

Adamek S., Frohlich C., Pennington W. D., Seismicity of the Caribbean Nazca boundary: Constraints on microplate tectonics of the Panama region, *Journal of Geophysical Research*, 1988, **93**, 2053–2075.

Aki K., Richards P. G., *Quantitative Seismology,* 2nd Ed., Freeman, San Francisco, 1980.

Bangs N. L., Westbrook G., Ladd J. W., Buhl P., Seismic velocities from the Barbados Ridge Complex: Indicators of high pore fluid pressures in an accretionary complex, *Journal of Geophysical Research,* 1990, **6**, 8767–8782.

Bangs N. L., Westbrook G., Seismic modeling of the décollement zone at the base of the Barbados Ridge accretionary complex, *Journal of Geophysical Research*, 1991, **96**, 3853–3866.

Bangs N. L., Shipley T. H., Moore J. C., Moore G. F., Fluid accumulation and channeling along the northern Barbados Ridge de´collement thrust, *Journal of Geophysical Research,* 1999*,* **104**, 20, 414.

Bangs N. L., Christeson G. L., Shipley T. H., Structure of the Lesser Antilles subduction zone backstop and its role in a large accretionary system. *Journal of Geophysical Research*, 2003, **108**, 2358.

Baysal E., Tardu T., *Sequence stratigrafi prensipleri*, Ozan Sungulru Bilim Eğitim ve Yardım Vakfı, Ankara, 3-5, 1995.

Bernard P., Lambert J., Subduction and seismic hazard in the Northern Lesser Antilles: Revision of historical seismicity, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1988, **78**, 1965–1983.

Bouysse P., Andreieff P., Richards M., Baubron J. C., Mascle A., Maury R. C., Westercamp D., Aves swell and northern Lesser Antilles ridge: rock dredging results from Arcante 3 cruise. Géodynamique des Caraïbes, *Proc. Symp. Géo- dynamique des Caraïbes*, Technip, Paris, 65–76, 1985.

Bouysse P., Opening of the Grenada back-arc Basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and early Paleogene, *Tectonophysics*, 1988, **149**, 121–143.

Bouysse P., Westercamp D., Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc, *Tectonophysics*, 1990, **175**, 349–380.

Bowin C. O., Caribbean gravity field and Plate tectonic, *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 1976, **169**, 1-79.

Boynton C. H., Westbrook G. K., Bott M. H. P., Long R. E., A seismic refraction investigation of crustal structure beneath the Lesser Antilles Island Arc, *Geophys. J. R. Astron. Soc*, 1979, **58**, 371-393.

Cervenf V., Molotkov I., PSenCik I., *Ray Method in Seismology***,** University of Karlova, Prague, Czechoslovakia, 1977.

Christeson G. L., Bangs N. L., Shipley T. H., Deep structure of an island arc backstop, LesserAntilles subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, 2003, **108**, 2327.

Christeson G. L., Mann P., Escalona A., Aitken T., Crustal structure of the Caribbean–northeastern South America arc–continent collision zone, *Journal of Geophysical Research*, 2008, **113**, 1–19.

Clift P., Vannucchi P., Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust, *Reviews of Geophysics,* 2004, **42**, RG2001.

DeMets C., Jansma P. E., Mattioli G. S., Dixon T. H., Farina F., Bilham R., Calais E., Mann P., GPS geodetic constraints on Caribbean–North America plate motion, *Geophys. Res. Lett.,* 2000, **27**, 437–440.

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

Dorel J., Seismicity and seismic gap in the Lesser Antilles arc and earthquake hazard in Guadeloupe, *Geophysical Journal International*, 1981, **67**, 679–695.

Dziewonski A. M., Ekstr¨om G., Maternovskaya N. N., Centroid-moment tensor solutions for April-June, 1999*, Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2000, **119**, 161–171.

Edgar N. T., Ewing J. I., Hennion J., Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea, *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 1971, **55**, 833-870

Ewing J. I., Officer C. B., Johnson H. R., Edwards R. S., Geophysical investigations in the Eastern Caribbean: Trinidad Shelf, Tobago Trough, Barbados Ridge, *Atlantic Ocean. Geol.Soc. Am. Bull.*, 1957, **68**, 897-912.

Feuillard M., Macrosismicite de la Guadeloupe et de la Martinque report, *Inst. de Phys. du Globe de Paris,* 1985.

Feuillet N., Sismotectonique des Petites Antilles, PhD thesis, VII-Denis Diderot Univ., Paris, 2000.

Feuillet N., Manighetti I., Tapponnier P., Jacques E., Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles, *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 2002, **107**, 3–1.

Feuillet N., Beauducel F., Tapponnier P., Tectonic context of moderate to large historical earthquakes in the Lesser Antilles and mechanical coupling with volcanoes, *Journal Of Geophysical Research,* 2011, **B10308**, 116.

Firbas P., *Seismic Tomography,* 5nd Ed., Springer, Netherlands, 1987.

Flinch J. F., Rambaran V., Ali W., De lisa V., Hernandez G., Rodriguez K., Sams R., Structure of the Gulf of Paria pull-apart Basin (Eastern Venezuela-Trinidad, Caribbean Basins, *Sedimentary Basins of the World*, 477–494, 1999.

Grunberg M., Genaud S., Mongenet C., Seismic ray-tracing and Earth mesh modelling on various paralel architectures, *The journal of supercomputing*, 2004, **29**, 27-44.

Hemleben C., Troester J., Campanian–Maestrichtian deep-water foraminifers from Hole 543A, *Deep Sea Drilling Project,* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 78A, U.S. Government Printing Office, Washington, 509–524, 1984.

Heubeck C., Mann P., Geologic evaluation of plate kinematic models for the northern Caribbean plate boundary zone, *Tectonophysics*, 1991, **191**, 1–26.

Holcombe T. L., Ladd J. W., Westbrook G., Edgar N. T., Bowland C. L., Caribbean marine geology: Ridges and basins of the plate interior, The Caribbean Region: Boulder, Colorado, *Geological Society of America, Geology of North America*, 231–260, 1990.

Huang H., Spencer C., Green A., A method for the inversion of refraction and reflection travel times for laterally varying velocity structures, *Bull. sebm. SOC. Am.,* 1986, **76**, 837-846.

IFM-GEOMAR report, FS Maria S. Merian Fahrtbericht / Cruise Report MSM 04-2, Seismic Wide-Angle Profiles, 2007.

Jordan T. H., The present-day motions of the Caribbean plate, *Journal of Geophysical Research*, 1975, **80**, 4433–4439.

Kurtuluş C., *Sismik Arama Teori ve Uygulama,* Kocaeli Üniversitesi Yayınları, Kocaeli, 2002.

Lutter W. J., Nowack R. L., Braile L. W., Seismic imaging of upper crustal structure using travel times from the PASSCAL Ouachita experiment, *Journal of Geophysical Research*, 1990, **95**, 4261-4631.

Mann P., Taylor F. W., Lawrence R., Ku T., Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin, *Tectonophysics*, 1995, **246**, 1–69.

Mascle A., Letouzey A., *Geological Map of the Caribbean*, Rueil-Malmaison Institut Francais du Petrole, Paris, 1990.

Mascle A., Les marges actives et leurs bassins: l'exemple de la région "avant arc" antillaise, Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires, *ASF-Technip*, 1989, Paris, 315–326.

McMechan G. A., Mooney W. D., Asymptotic ray theory and synthetic seismograms for laterally varying structures: theory and application to the Imperial Valley, California, *Bull. seisrn. SOC. Am.,* 1980, **70***,* 2021-2035.

Mjelde R., Ocean Bottom Seismics, *Department of Earth Science OBS-iFg University of Bergen*, 1-3, Bergen, 2003.

Molnar P., Sykes L. R., Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1969, **80,** 1639-1684.

Officer C. B., Ewing J. I., Hennion J. F, Harkrider D. G., and Miller D. E., Geophysical investigation in the Eastern Caribbean:summary of 1955 and 1956 cruises. In Ahrens, *Physics and Chemistry of the Earth,* 1959, **3***,* New York (Pergamon Press), 17-109.

Oruç B., *Teori ve örneklerle jeofizikte modelleme*, 165, Umuttepe yayınları, Kocaeli, 2012.

Pichot T., Patriat M., Westbrook G. K., Nalpas T., Gutscher M. A., Roest W. R., Deville E., Moulin M., Aslanian D., Rabineau M., The Cenozoic tectonostratigraphic evolution of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise, at the western end of the North America–South America plate f boundary zone, *Marine Geology*, 2012, **303–306**, 154–171.

Robson G. R., An earthquake catalogue for the Eastern Caribbean 1530-1960, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1964, **54**, 785–832.

Speed R. C, Westbrook G. K., Mascle A., Biju-Duval B., Ladd J. W., Saunders J. B., Stein S., Schoonmaker J. E., Moore J. C., Lesser Antilles Arc and Adjacent Terranes, 10nd Ed., Marine Science International, Woods Hole, 1984.

Spence G. D., Whittall K. P., Clowes R. M., Practical synthetic seismograms for laterally varying media calculated by asymptotic ray theory, *Bull. seisrn. SOC. Am.,* 1984, **74**, 1209-1223.

Stein S., Engeln J. F., Wiens D. A., Fujita K., Speed R. C., Subduction seismicity and tectonics in the lesser Antilles arc, *Journal of Geophysical Research*, 1982, **87**, 8642–8664.

Sykes L. R., Ewing M., The seismicity of the Caribbean region, *Journal of Geophysical Research*, 1965, **70**, 5065–5074.

URL-1: http://www.kum-kiel.de/eng/pdf/OBS_tripod_eng.pdf , (Ziyaret Tarihi: 07.05.2013).

URL-2: http://gaia.ifm-geomar.de/downloads/reports/m54/5.10_obh_obs.pdf , (Ziyaret Tarihi: 07.05.2013).

Von Huene R., Scholl D. W., Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust, *Reviews of Geophysics*, 1991, **29**, 279–316.

Weber J. C., Dixon T. H., Demets C., Ambeh W. B., Jansma P., Mattioli G., Saleh J., Sella G., Bilham R., P´erez O., GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela, *Geology*, 2001, **29**, 75.

Weinzierl W., Crustal Structure Of The Central Lesser Antilles Island Arc: Seismic Near-Vertical And Wide-Angle Profiling, PhD Thesis, Christian Albrechts Universitat Zu Kiel, Kiel, 2010.

Westbrook G. K., Bott M. H. P., Peacock J. H., The Lesser Antilles subduction zone in the region of Barbados, *Nature Phys. Sci.*, 1973, **244**, 18-20.

Westbrook G. K., The structure of the crust and upper mantle in the region of Barbados and the Lesser Antilles, *Geophys. J. R. Astron. Soc*, 1975, **43**, 210-242.

Westbrook G. K., The Barbados Ridge complex: tectonics of a mature forearc system. Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins, *Spec. Publ., Geol. Soc. London*, In Leggett, J. K. (Ed.), 1982, **10**, 275-290.

Westbrook G., Ladd J.W., Buhl P., Bangs N., Tiley G.J., Cross section of an accretionary wedge: Barbados Ridge complex, *Geology*, 1988, **16**, 631–635.

Yılmaz Ö., *Seismic Data Processing*, SEG, Tulsa, 1987.

Zelt C. A., Smith R. B., Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophysical Journal International*, 1992, **108**, 16–34.

Zelt C. A., Ellis R.M., Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid travel time and amplitude forward modeling, *Can. J. Exp. Geohysics*., 1988, **24**, 16-31.

Zelt C. A., Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltime data, *Geophysical Journal International,* 1999, **139**, 183-204.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

[1] **Demir N.,** Kopp H., Flueh E. R., Klaeschen D., Weinzierl W., Hirn A., Laigle M., Thales Working Group, The Sedimentary Sequences of the Lesser Antilles Arc South of Guadeloupe FromWide-Angle and Reflection Seismic Data, *EGU General Assembly 2011,* Vienna, Austria, 4-8 April 2011.

ÖZGEÇMİŞ

1980 yılında İzmit'de doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini İzmit'de tamamladı. 1997 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden 2001 yılında mezun oldu. 2001-2005 yılları arasında Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans öğrenimini tamamladı. 2005 yılında Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Doktora eğitimine başladı. Doktora eğitimi sırasında Ekim 2007 – Eylül 2008 tarihleri arasında Kiel Christian Albrecht Üniversitesi'ne bağlı olan şimdiki adıyla GEOMAR Okyanus Araştırmaları Helmholtz Merkezi'nde Erasmus öğrenci değişim programı ile "Sismik Yansıma Veri İşlemi" ve "Geniş Açılı Sismik Verilerin Modellemesi" üzerine eğitimler aldı. Eylül 2008 – Ocak 2009 arasında Avrupa Birliği Salvador Projesi kapsamında Araştırmacı olarak GEOMAR Okyanus Araştırmaları Helmholtz Merkezi'nde bulundu. Nisan 2009 – Ekim 2009 arasında GEOMAR Okyanus Araştırmaları Helmholtz Merkezi'nde Erasmus staj programı kapsamında çalıştı. 2002 yılından beri Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak görev yapmaktadır.