

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**BARTIN-AMASRA AÇIKLARINDA DENİZ SİSMİĞİ VERİLERİNİN
DERİNLİK ORTAMINDA GÖÇ UYGULAMALARI VE BÖLGE
JEOLOJİSİ İLE İLİŞKİLENDİRİLMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Müh. Emre DAMCI

Anabilim Dalı: Jeofizik Mühendisliği

Programı: Jeofizik Mühendisliği

Tez Danışmanı: Prof.Dr. Emin DEMİRBAĞ

MAYIS 2004

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**BARTIN-AMASRA AÇIKLARINDA DENİZ SİSMİĞİ VERİLERİNİN
DERİNLİK ORTAMINDA GÖÇ UYGULAMALARI VE BÖLGE
JEOLJİSİ İLE İLİŞKİLENDİRİLMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Müh. Emre DAMCI
505001504**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 26 Nisan 2004
Tezin Savunulduğu Tarih : 21 Mayıs 2004**

**Tez Danışmanı : Prof.Dr. Emin DEMİRBAĞ
Diğer Jüri Üyeleri Prof.Dr. Cemil GÜRBÜZ (B.Ü.)
Doç.Dr. Aysun GÜNEY (İ.T.Ü.)**

MAYIS 2004

ÖNSÖZ

Hocam Prof. Dr. Emin Demirbağ'a tez çalışmam süresince gösterdiği ilgiden, veri işlem labaratuvarında bana sunduğu özgür çalışma ortamından ve gerek yazılım gerekse donanım konusunda sunduğu imkanlardan dolayı teşekkürü bir borç bilirim.

Tez kapsamında değerlendirilen sismik yansıma kesitlerinin jeolojik yorumlamasında fikirleriyle bana yol gösteren sayın Prof. Dr. Okan Tüysüz'e teşekkür ederim.

Tez kapsamında değerlendirilen sismik yansıma verilerinin toplanmasında emeği geçen MTA Sismik-1 gemisi personeline ve jeofizik mühendislerine teşekkür ederim. Veri-işlem çalışmalarında kullanılan Disco/Focus sismik veri-işlem paketinin güncelleştirilmesini bölümümüze ücretsiz sağlayan Paradigm Geophysical, Houston, Texas firmasına teşekkür ederim. Sismik verilerin toplanmasına olanak sağlayan TÜBİTAK-YDABAG grubu yetkililerine teşekkür ederim. Veri işlem, tez yazım ve çoğaltma çalışmalarında TÜBİTAK-102Y105 no'lu proje imkanlarından geniş ölçüde faydalanılmıştır.

Yüksek lisans tez çalışmam süresince ve tüm hayatım boyunca maddi manevi desteklerini esirgemeyen aileme ve tez çalışmamı bitirmem için bana destek veren ve telkinde bulunan tüm arkadaşlarıma sonsuz teşekkür ederim.

Mayıs 2004

Emre DAMCI

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR	v
TABLO LİSTESİ	vi
ŞEKİL LİSTESİ	vii
SEMBOL LİSTESİ	xi
ÖZET	xiii
SUMMARY	xv
1. GİRİŞ	1
2. YIĞMA (STACK) KESİTLERİNİN OLUŞTURULMASI	5
2.1. Atış-Alıcı Geometrisinin Oluşturulması	5
2.2. Verinin Ayıklanması	5
2.3. Statik Düzeltme	5
2.4. Atış-Alıcı Geometrisinin Yeniden Düzenlenmesi (Sort)	6
2.5. Genlik Düzeltmesi	7
2.6. Dinamik Düzeltme (NMO)	7
2.7. Yığma İşlemi	7
3. SİSMİK GÖÇ (MIGRATION)	10
3.1. Göç Yöntemleri	18
3.1.1. Sonlu-farklar Göç Tekniği	22
3.1.2. Kirchhoff Yöntemi	26
3.1.3. Frekans Ortamı Göç	31
3.2. Göç Yöntemlerinin Karşılaştırılması	35
4. BARTIN-AMASRA DENİZ SİSMİĞİ YANSIMA VERİLERİNE DERİNLİK ORTAMI GÖÇ UYGULAMALARI	38
4.1. Verilerin Özellikleri	38
4.2. Uygulanan Veri İşlem Aşamaları	38
4.2.1. Ters Evrişim	39
4.2.2. Sismik Hız Çeşitleri ve Hız Analizi	40
4.2.3. Zaman Ortamında Göç	49
4.2.4. Derinlik Ortamında Göç	51
5. ZONGULDAK-AMASRA DOLAYLARININ JEOLJİSİ VE TEKTONİĞİ	57
6. KESİTLERİN YORUMU	63
6.1. 07 Numaralı Hattın Yorumlanması	63
6.2. 11 Numaralı Hattın Yorumlanması	70

7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	76
KAYNAKLAR	82
EKLER	87
ÖZGEÇMİŞ	101

KISALTMALAR

CDP	: Common Depth Point
CMP	: Common Mid Point
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
NMO	: Normal Moveout
RMS	: Root Mean Square
BSR	: Bottom-Simulating Reflector
İTÜ	: İstanbul Teknik Üniversitesi
YÖKG	: Yığma Öncesi Kısmi Göç
S/G	: Sinyal-Gürültü Oranı

TABLO LİSTESİ

	<u>SayfaNo</u>
Tablo 1.1. Sismik verilerin toplama parametreleri.....	2
Tablo 3.1. Sismik göç yöntemlerinin Sınıflandırılması.....	16
Tablo 6.1. 1968 Bartın depremi odak mekanizması çözümü (Tan, 1996).....	75
Tablo 7.1. Zaman Ortamı Sismik Göç Yöntemlerinin karşılaştırması.....	79
Tablo 7.2. Derinlik Ortamı Sismik Göç Yöntemlerinin karşılaştırması.....	79

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1	MTA - İTÜ - Cambridge Üniversitesi ekibi tarafından 1998 yılında toplanan sismik hatların yerlerini gösteren harita 1
Şekil 2.1	Deniz yüzeyine göre farklı derinliklerden çekilen atış-alıcı düzenekleri 6
Şekil 2.2	Atış-alıcı düzeninden, ortak yansıma noktası düzenine geçiş 6
Şekil 2.3	(a) Ortak yansıma noktası düzeninde veri grubu, (b) NMO düzeltilmesi uygulandıktan sonra, (c) genlik çekmesiyle bozulan kesimler ayıklandıktan sonra (Yılmaz, 1987) 7
Şekil 2.4	11 numaralı hattın yığma kesiti 8
Şekil 2.5	07 numaralı hattın yığma kesiti 9
Şekil 3.1	(a) Sismik yığma kesiti, (b) sismik göç kesiti 11
Şekil 3.2	CD mesafesi sismik dalagnın A dan ve B den P ye gidişi zamanı. D, profil boyunca kaymış (Gardner ve dig., 1974'ten değiştirilerek alınmıştır) 11
Şekil 3.3	Nokta kaynağın (x,z,t) uzayındaki tepkisi (Stolt ve Benson, 1986) 12
Şekil 3.4	(a) Sıfır-açılım kesiti, (b) yansıtıcı yüzey (Clearbout, 1985) 13
Şekil 3.5	(a) Nokta kaynaktan hiperbolik dalganın yeryüzünde kaydı, (b), (c) derinlik adımıyla yeraltındaki kaynağa yaklaşılması, (d) artan derinlikle alıcının kaynağın üzerine gelmesi (Clearbout, 1985) 14
Şekil 3.6	(a) Derinlik modelinde arayüzeyden yansıyan ışın yolları, (b) zaman ortamında kaydedilen yansıma izleri (McQuilllin, 1985) 17
Şekil 3.7	(a) Yeraltındaki konumu CD olan yansıtıcı yüzey (b) zaman kesitinde $C'D'$ yansıması olarak gözükür ve göçişlemi ile CD konumuna gelir (Yılmaz, 1987) 19
Şekil 3.8	AB eğimli yansıtıcı yüzeyi üzerindeki C noktası göç işleminden sonra C' noktasına hareket etmiştir. Yatay yönlü yer değiştirme d_x , düşey yönlü yer değiştirme d_z ve göç işlemi sonrası eğim açısı $\bar{\theta}_t$, (3.2), (3.3) ve (3.4) denklemleri ile hesaplanır (Yılmaz, 1987) 20
Şekil 3.9	Sonlu-farklar ile yansıtıcı yüzeye yaklaştırma (Yılmaz, 1987).... 22
Şekil 3.10	$z=0$ da (x,t) düzlemindeki sismik kesitinin aşağı uzanım tekniği ile yaklaştırma yapılarak çeşitli derinliklerdeki zaman kesitleri. Yaklaştırma z yönündedir. $t=0$ anı için (x,z) düzleminde göç kesiti görülür (Yılmaz, 1987) 23
Şekil 3.11	(a) Derinlik adımı 40 ms (b) 20 ms ve (c) 10 ms 24
Şekil 3.12	(a) Derinlik kesitindeki bir nokta kaynağın, (b) zaman kesitindeki cevabı (Yılmaz, 1987) 27
Şekil 3.13	(a) Derinlik kesitinde birden çok nokta kaynağın (b) zaman kesitinde ki görünümü (Yılmaz, 1987) 27

Şekil 3.14	(a) Birçok nokta kaynaktan oluşmuş yansıtıcı yüzeyin (b) zaman ortamındaki cevabı (Yılmaz, 1987)	28
Şekil 3.15	(a) Şekil 3.12'deki nokta kaynaktan kaynaklanan durumun gerçek sismik katyittaki görünümü ve (b) göç işleminden sonraki görünümü. (c) Şekil 3.13'teki fay süreksizliklerinden kaynaklanan saçılmanın gerçek sismik kesitteki görünümü ve (d) göç işleminden sonraki görünümü	29
Şekil 3.16	Zaman ortamındaki eğimli yüzeylerin frekans ortamında ki görünümü (Yılmaz, 1987)	31
Şekil 3.17	(a) Frekans ortamındaki B noktası, (b) göç işleminden sonra B' noktasına hareket etmiştir (Chun ve Jacewitz, 1981'den değiştirilerek alınmıştır)	32
Şekil 3.18	(a) Zaman ortamındaki hiperbolik yansıma eğrisinin (b) frekans-dalgasayısı ortamındaki gösterimi (Yılmaz, 1987)	33
Şekil 3.19	Üstte eğimli yansıtıcıların zaman ortamında göç işlemi ve altta frekans ortamı göç işlemi. Dik eğimle ilişkili A, göç işleminden sonra B konumunu almıştır (Yılmaz, 1987)	34
Şekil 3.20	Faz ötelemesi göç işlemi akış diyagramı (Yılmaz, 1987)	34
Şekil 4.1	Ters evrişim uygulanmadan önceki yığma kesiti	41
Şekil 4.2	Önkestirmeli ters evrişim uygulandıktan sonraki yığma kesiti....	42
Şekil 4.3	Sismik kesit üzerinde hız analizi yapılacak olan dilimin seçilmesi (açık renkli olarak gösterilmektedir). Düşey eksen	
Şekil 4.4	çift-yol seyahat zamanıdır	44
	(a)-(i) Sırası ile 1500'den 3000 m/s aralığında artan hızlarla Şekil 4.3'teki kesitin seçilen 1300 ile 1700 CDP aralığına göç işlemi uygulanması, (h) orijinal kesit, (l) hız analizi ile elde edilen tek boyut hız fonksiyonu.....	45
Şekil 4.5	11 numaralı hat için elde edilen iki boyutlu hız modeli. Düşey eksen çift-yol gidiş-geliş zamanıdır.....	46
Şekil 4.6	07 numaralı hat için elde edilen iki boyutlu hız modeli. Düşey eksen çift-yol seyahat zamanıdır.....	47
Şekil 4.7	(a) Ortamın ait olduğu hızlardan daha yüksek hızlar kullanılarak göç işlemi uygulanması. (b) Ortamın ait olduğu hızlardan daha düşük hızlar kullanılarak göç işlemi uygulanması	48
Şekil 4.8	Yanlış hızlar kullanılarak göç işlemi uygulanması sonrasında genliklerdeki bozulmalar	48
Şekil 4.9	Kirchhoff göç yöntemi kullanılarak elde edilmiş olan 11 numaralı hatta ait zaman ortamındaki sismik göç kesiti	50
Şekil 4.10	Sonlu-farklar göç yönteminin 15-derece denklemini kullanılarak elde edilmiş olan 11 numaralı hatta ait zaman ortamındaki sismik göç kesiti	52
Şekil 4.11	Sonlu-farklar göç yönteminin 45-derece denklemini kullanılarak elde edilmiş olan 11 numaralı hatta ait zaman ortamındaki sismik göç kesiti	53
Şekil 4.12	Verinin frekans dağılımı	54
Şekil 4.13	Sonlu-farklar göç yöntemi kullanılarak elde edilmiş olan 11 numaralı hatta ait derinlik ortamındaki sismik göç kesiti	55
Şekil 4.14	Frekans ortamı, faz ötelemesi ve düzeltmesi göç yöntemi kullanılarak elde edilmiş olan 11 numaralı hatta ait derinlik	

	ortamındaki sismik göç kesiti	56
Şekil 5.1	Bölgenin Tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999)	57
Şekil 5.2	Batı Pontitlerin ana tektonik birimleri (Tüysüz, 1999)	59
Şekil 5.3	Zonguldak-Kurucaşile arası jeolojik haritası (1:500000 MTA Jeoloji haritasında sadeleştirilerek çizilmiştir)	60
Şekil 6.1	07 numaralı hatta ait sismik kesitin yorumu	64
Şekil 6.2	Şekil 6.1’de görülen BSR arayüzeyi	66
Şekil 6.3	Deniz tabanı ile BSR arayüzeyinden gelen yansıma izlerinin kaydı	67
Şekil 6.4	07 numaralı kesitin karadaki yüzey jeolojisi kesiti ile birleştirilmesi	69
Şekil 6.5	Derinlik ortamındaki 11 numaralı hattın sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali	71
Şekil 6.6	Kurucaşile dolaylarında alınmış jeolojik kesitleri (Sunal ve Tüysüz, 2002)	72
Şekil 6.7	Bindirme sistemi geometrisi (Mitra, 1986)	73
Şekil 6.8	11 numaralı sismik kesitin ve karaya doğru devamı boyunca alınan kesitin birleştirilmesiyle oluşturulmuş jeolojik kesit. Bartın açıklarında 1968 yılında meydana gelen depremin ($M_s=6.6$, Tan, 1996) kesit üzerine izdüşümü işaretlenmiştir	74
Şekil A.1	07 numaralı hatta ait sismik kesit 85-685 CDP’ler arası hız analiz paneli Düşey eksen tüm şekillerde çift-yol seyahat zamanıdır	88
Şekil A.2	07 numaralı hatta ait sismik kesit 685-1385 CDP’ler arası hız analiz paneli	88
Şekil A.3	07 numaralı hatta ait sismik kesit 1300-2000 CDP’ler arası hız analiz paneli	89
Şekil A.4	07 numaralı hatta ait sismik kesit 2400-3100 CDP’ler arası hız analiz paneli	89
Şekil A.5	07 numaralı hatta ait sismik kesit 3100-3700 CDP’ler arası hız analiz paneli	90
Şekil A.6	07 numaralı hatta ait sismik kesit 3700-4300 CDP’ler arası hız analiz paneli	90
Şekil A.7	07 numaralı hatta ait sismik kesit 4300-4900 CDP’ler arası hız analiz paneli	91
Şekil A.8	07 numaralı hatta ait sismik kesit 4900-5500 CDP’ler arası hız analiz paneli	91
Şekil A.9	07 numaralı hatta ait sismik kesit 5500-6100 CDP’ler arası hız analiz paneli	92
ŞekilA.10	11 numaralı hatta ait sismik kesit 87-787 CDP’ler arası hız analiz paneli	92
ŞekilA.11	11 numaralı hatta ait sismik kesit 600-1300 CDP’ler arası hız analiz paneli	93
ŞekilA.12	11 numaralı hatta ait sismik kesit 1500-2150 CDP’ler arası hız analiz paneli	93
ŞekilA.13	11 numaralı hatta ait sismik kesit 2750-3450 CDP’ler arası hız analiz paneli	94
ŞekilA.14	11 numaralı hatta ait sismik kesit 3294-3694 CDP’ler arası hız analiz paneli	94
Şekil B.1	07 numaralı hattın yığılmış sismik yansıma kesitine ait	

	Kirchhoff yöntemiyle zaman ortamında göç işlemi uygulanmış kesiti	96
Şekil B.2	07 numaralı hattın yığılmış sismik yansıma kesitine ait sonlu-farklar yöntemiyle zaman ortamında göç işlemi uygulanmış kesiti	97
Şekil C.1	07 numaralı hattın yığılmış sismik yansıma kesitine ait sonlu-farklar yöntemiyle derinlik ortamında göç işlemi uygulanmış kesiti	99
Şekil C.2	07 numaralı hattın yığılmış sismik yansıma kesitine ait faz ötelemesi yöntemiyle derinlik ortamında göç işlemi uygulanmış kesiti	100

SEMBOL LİSTESİ

λ	: Dalga boyu
v	: Sismik dalga yayılım hızı
f	: Baskın frekans
t	: Zaman
t_{at}	: Atış noktasının deniz yüzeyine olan uzaklığı
t_{al}	: Atıcının deniz yüzeyine olan uzaklığı
v_d	: Deniz suyunda sismik dalga yayılım hızı
k_s	: Katlama sayısı
k	: Kanal sayısı
g	: Grup aralığı
a	: Atış aralığı
z	: Derinlik
x	: Orta nokta koordinatı
P	: Yayınan dalga alanı
D	: Yeryüzünde kaydedilen dalga alanı
M	: Yansıma katsayısı
d_x	: Yatay yer değiştirme
d_z	: Düşey yer değiştirme
θ_t	: Görünür yansıma eğimi
$\bar{\theta}_t$	: Gerçek yansıma eğimi
Q	: Gecikmiş dalga alanı
$\bar{v}$	: Ortalama hız
k_z	: Düşey eksen dalga sayısı
k_x	: Yatay eksen dalga sayısı
ω	: Açısal frekans
v_{rms}	: Karekök ortalama hız
Δz	: Derinlik adımı
v_{ort}	: Ortalama hız
y_τ	: Çıkış sinyali
Δt	: Örnekleme aralığı
a_t	: Süzgeç katsayısı
x_t	: Giriş sinyali
ε_t	: Hata fonksiyonu
$E(z)$	: Hata fonksiyonunun z dönüşümü
A	: Genlik
v_{ara}	: Ara hız

v_{ani} : Ani hız
 v_{st} : Yığma hızı

BARTIN – AMASRA AÇIKLARINDA DENİZ SİSMİĞİ VERİLERİNİN DERİNLİK ORTAMINDA GÖÇ UYGULAMALARI VE BÖLGE JEOLJİSİ İLE İLİŞKİLENDİRİLMESİ

ÖZET

Tez çalışması kapsamında değerlendirilen sismik yansıma verileri MTA-İTÜ-Cambridge Üniversitesi ekibi tarafından MTA Sismik-1 gemisi ile Batı Karadeniz Havzasının güney kesiminde, Bartın – Amasra açıklarında İstanbul Zonu veya Batı Pontidler olarak bilinen bölgede toplanmıştır. Bölgenin jeolojik yapısı Devoniyen'den Kuvaterner'e kadar değişik tektonik rejimlerin etkisi altında kalmıştır. Hersiniyen'de doğu-batı yönlü, Alp orojenezinde ise kuzey-güney yönlü sıkışmanın etkisi altında kalmıştır. İç-Pontid'in Kuzey'e dalmasıyla birlikte bölge yükselmeye ve aşınmaya uğramıştır. Bölgede gözlenen fayların büyük bir kısmı normal faylanma, bir kısımda ters faylanmadır. Karmaşık jeolojik yapıya sahip bölgede ani hız değişimleri ve yapısal değişimlerden dolayı sismik yansıma sinyalleri saçılmaya uğrar. Ayrıca kesit düzlemindeki sismik yansıma sinyalleri sismik kesit üzerinde ait oldukları gerçek jeolojik yapıdan farklı konum ve eğimde görülürler. Saçılma hiperbollerinin toparlanması ve yansıma sinyallerinin ait oldukları gerçek konumlarına getirilebilmesi için sismik göç işlemi uygulanması gerekmektedir. Bu amaçla tez kapsamında sismik yansıma kesitlerine zaman ve derinlik ortamında göç işlemi uygulanarak, karşılaştırmaları yapılmıştır. Deniz tabanı morfolojisinin karmaşık olması, yanal yönlü hız değişimlerinin ve bindirmeli yapıların varlığından dolayı sismik verilerinin zaman ortamı göç işlemi uygulaması sonucunda kesitlerde yeterli iyileşme elde edilememektedir. Bu yüzden verilere derinlik ortamında göç işlemleri uygulanması gerekmektedir. Derinlik ortamı göç uygulaması ortamın sismik hız yapısıyla birebir ilişkilidir. Bu amaçla hız yapısının elde edilmesi için göç hız analizi yapılmıştır. Hız analizi, sonuçların karşılaştırılmasının kolaylığı ve hızlı sonuç elde edilebilme olanağından dolayı zaman ortamında göç yöntemleri kullanılarak yapılmıştır. Göç işlemleri yöntemlerinden Kirchhoff, sonlu-farklar ve frekans ortamı göç yöntemleri zaman ve derinlik ortamında uygulanarak, elde edilen sonuçlar ışığında karşılaştırmaları yapılmıştır. Derinlik ortamında göç kesitlerinin elde edilmesinden sonra bölgede daha önce yapılmış olan jeolojik ve jeofizik çalışmalardan faydalanılarak kesitlerin jeolojik yorumuna gidilmiştir. Zaman ortamında göç yönteminde göç kesitini, yığma kesitiyle karşılaştırma ve hızlı sonuç alma imkanı varken, derinlik ortamında göç işleminde ise gerçek jeolojik yapı ile doğrudan ilişkilendirebilme ve yanal yönlü yapısal ve hız değişimlerine duyarlı olması açısından avantaj sağlamaktadır. Kirchhoff ve f-k yöntemleri 90 derece eğime sahip yansıma yüzeylerini başarıyla göç ettirebilmektedir. Ancak yanal yönlü yapısal ve hız değişimlerinin olduğu ortamlarda sonlu-farklar yöntemi kadar başarılı olamamaktadır. Elde edilen hız analizi sonucunda ortamın sismik hızları 1400 m/s – 2000 m/s arasında değiştiği elde edilmiştir. Sismik yansıma kesitlerinin ait olduğu kesimler Kretase'den Eosen'e kadar olan birimleri kapsamaktadır. 11 numaralı sismik kesitte, bölgenin genel tektonik bindirmeli rejimine bağlı gelişmiş olan bindirmeli yapı, göç işlemi uygulanması sonrasında belirgin hale gelmiştir. 07

numaralı hattın derinlik ortamında göç uygulaması sonrası yapılan değerlendirmeyle, deniz tabanından yaklaşık 500 m derinde tabakalanmayı kesen bir arayüzey gözlenmiştir. Bu arayüzeyin altında sismik hızın ve genliğin düşmesi ve sismik yansıma izlerinin genlik polaritesinin deniz tabanına göre ters dönmesi dikkate alındığında, bu arayüzeyin üstte gaz hidrat barındıran çökel birimlerden alttaki serbest gaz barındıran çökel birimlere geçiş yüzeyi olduğu söylenebilir.

DEPTH MIGRATION OF SEISMIC REFLECTION DATA FROM OFFSHORE BARTIN-AMASRA AND THEIR GEOLOGICAL INTERPRETATION

SUMMARY

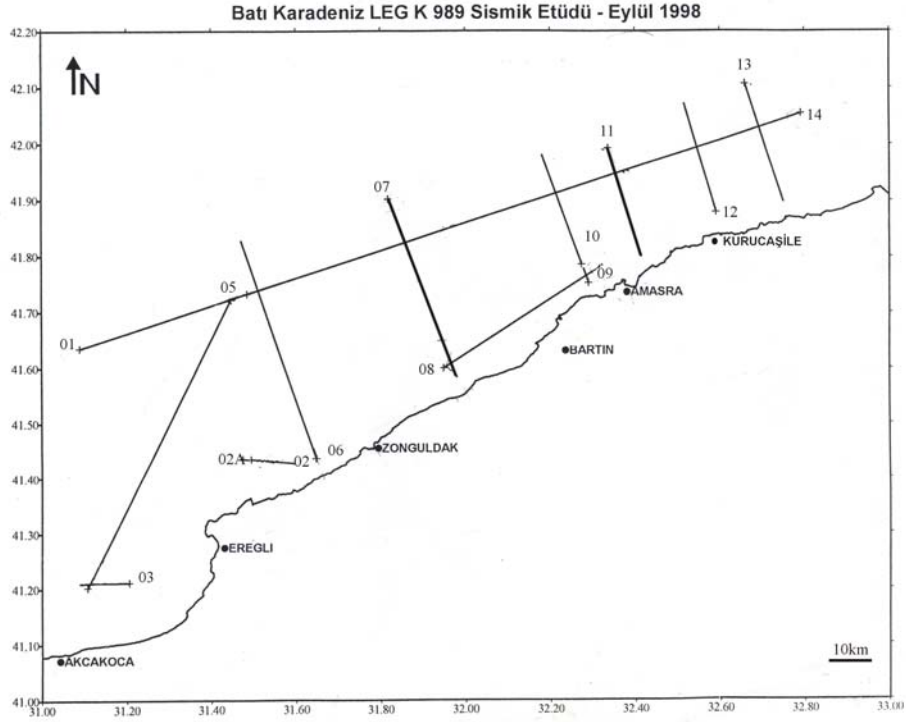
Seismic reflection data were collected on offshore Bartın-Amasra area on the southern margin of the Western Black Sea Basin on a small continental fragment known as either the Istanbul Zone or the Western Pontides by MTA-ITU-Cambridge University collaboration in 1998. Geology of the study area has different tectonic regimes from Devonian to Quaternary. East-west trending Hellenic compression and north-south trending compression during the Alpine orogene affected the region. The region was uplifted by northward subduction of Intra-Pontide. Most of the faults observed in the region are normal faults and some others are transverse faults. Because of complex geological structures, seismic velocity and structural changes occur rapidly. As a result of this complex geology, diffracted seismic signals are observed in the stacked seismic sections. Moreover, reflection signals appear in different positions rather than their actual positions on the stacked seismic sections where there exist dipping layers. To collapse the diffraction hyperbolas and to migrate the reflection levels to their actual positions, seismic migration must be applied to the stacked seismic sections. In this thesis, seismic migration was applied both in time and depth domain. In the study area, time domain migration cannot produce good results due to the complexity of the seabed morphology, lateral velocity variations and imbricate structures. Thus the depth migration application was necessary to obtain good quality of seismic sections. The success of depth migration is strongly related to accuracy of seismic velocity model of the subsurface. Therefore migration velocity analysis was performed to obtain best velocity model. The migration velocity analysis was performed by using time domain migration to obtain faster results and easy comparison with the stacked sections. Migration techniques such as Kirchhoff, finite-difference and f-k migration were applied both in time and depth domain. Kirchhoff and f-k migration techniques can be applied where there exist dipping events up to 90 degrees. When lateral velocity changes are significant, finite-difference migration gives better results than the Kirchhoff and f-k migrations. The depth migrated seismic sections were interpreted in terms of geological and seismological knowledge of the area known from the previous studies. For the time domain migration, stacked and migrated sections can be compared easily; on the other hand, for the depth domain migration, the seismic sections can be compared to geological sections. Depth migrated seismic section from line-11 shows imbricate structures which were possibly developed by a compressional tectonic regime. The other depth migration section from line-07 shows an interface at approximately 500m below the seabed which intersects with the reflections from the sedimentary units. Observed decay in seismic velocities and reflection amplitudes below this interface as well as polarity reversal in amplitude with respect to the seabed are interpreted as Bottom Simulating Reflector (BSR) which is the interface between gas hydrates bearing sediments and gas free sediments.

1. GİRİŞ

Bu tez çalışmasında Karadeniz’de Akçakoca-Kurucaşile arasında toplanan sismik yansıma verilerine derinlik göçü uygulamaları konu alınmıştır. Şekil 1.1’de çalışma alanı ve sismik hatlar görülmektedir. Çalışma alanında toplanan hatlardan ikisine ait sismik kesitler (07 ve 11 numaralı) üzerinde derinlik ortamında göç uygulamaları yapılmıştır. Ham sismik verilere yığma işleminden önce ortak orta nokta (common depth point; CDP) geometrisinin oluşturulması, statik düzeltme, dinamik düzeltme (normal moveout; NMO), atış-alıcı düzeni değişikliği (sort), genlik düzeltmesi, hız analizi işlemleri uygulanmıştır. Yığma (stack) kesitleri oluşturulması amacıyla uygulanan bütün bu veri işlem aşamaları bu tez çalışmasından önce tamamlanmıştır. Bu çalışma yığma kesitleri kullanılarak sismik göç hız analizlerinin yapılmasının ardından, zaman ve derinlik ortamında göç işlemi uygulamaları yapılarak elde edilen göç kesitlerinin karşılaştırılması ve jeoloji ile ilişkilendirilmesi amaçlarını kapsamaktadır. Çalışmada kullanılan sismik verilerin veri toplama parametreleri Tablo 1.1 ’de verilmiştir.

Bölge jeolojisi karmaşık bir yapı göstermektedir. Bölgenin nasıl bir rejim sonucu geliştiği hala tartışma konusudur (Sunal ve Tüysüz, 2002). Bölgenin jeolojisini oluşturan birimler üç ana oluşum altında toplanmıştır. Bunlar Alt Devoniyen’den başlayarak Paleozoik, Kretase’yi de içine alan Mezozoik, son olarak da Tersiyer ve Kuvaterner’e ait oluşuklar yer almaktadır.

Tez kapsamında yığılmış sismik yansıma kesitlerine göç işlemi uygulanmıştır. Göç işlemi sismik yansıma kesitlerindeki dalımlı yeraltı yapılarını gerçek jeolojik konumlarına getirir ve yeraltındaki süreksizlik noktalarından kaynaklanan saçılmaları toplayarak, fay düzlemleri gibi yeraltı yapılarını belirgin hale getirir. Eğimli yüzeylerden ve süreksizlik yapılarından kaynaklanan saçılmalar sismik kesitin jeolojik yapıya göre daha karmaşık hale gelmesine, üst üste yığılan saçılmaların yansıma seviyelerini örtmesine sebep olmakta, bu ise sismik kesitlerin yorumlanmasını güçleştirmektedir.



Şekil 1.1 MTA-İTÜ-Cambridge Üniversitesi ekibi tarafından MTA Sismik-1 gemisi kullanılarak 1998 yılında toplanan sismik hatların yerlerini gösteren harita.

Tablo 1.1 MTA-İTÜ-Cambridge Üniversitesi ekibi tarafından MTA Sismik-1 gemisi kullanılarak 1998 yılında toplanan sismik verilerin toplama parametreleri

Atış aralığı = 50 metre
Ofset aralığı = 150 metre
Grup aralığı = 12.5 metre
Örnekleme aralığı = 2 milisaniye
Kanal sayısı = 72
Kayıt uzunluğu = 8 saniye

Genel olarak mevcut göç yöntemleri, toplama veya integral yöntemleri, sonlu-farklar denklemi veya diferansiyel yöntemleri ve dönüşüm yöntemleri olarak üç ana başlık altında toplanabilir. Kirchhoff toplama tekniği (Kirchhoff summation), saçılma-toplama tekniği temel alınarak (Schneider, 1978) geliştirilmiştir. Sonlu-farklar göç yöntemi (finite-difference migration) diferansiyel yöntem olarak da adlandırılmaktadır. Clearbout (1985) bu yöntemin ayrıntılı kuramsal temelini ve pratik yönünü ortaya koymuştur. Stolt (1978) Fourier dönüşümüyle göçü geliştirmiştir. Yine Stolt tarafından bu yöntem zaman ortamı göçüne uygun hız değişimi elde edilmesi için tekrar düzenlenmiştir. Diğer bir yöntem frekans-dalga

sayısı göçü, faz-öteleme (phase-shift) yöntemidir (Gazdag, 1978). Kullanılan göç yöntemi ne olursa olsun, göç işlemi uygulanan sismik kesitin yorumlanabilirliği önemli ölçüde sismik kesitin kalitesine, sinyal-gürültü (S/G) oranına ve kullanılan hızlara bağlıdır.

Yanal süreksizlik ve hız değişiminin aşırı olduğu durumlarda, zaman ortamı göç, gerçek jeolojik yapıyı belirleyememektedir. Yığılmış kesit yüzeyde ölçülen dalga alanı olarak düşünülebilir. Yanal yönde kuvvetli hız değişimleri mevcut ise bu durumda ancak derinlik göçü uygulanmasıyla sağlıklı bir sonuç elde edilebilir. Ani hız değişimlerinin olduğu durumlarda saçılma izleri hiperbolik değildir. Bu nedenle, zaman ortamı göç hızda ve görüntüde bir takım hatalara sebep olur. Bütün bu olumsuz etkiler detaylı hız bilgisi oluşturularak derinlik ortamı göç yöntemi ile giderilebilir. Sonlu farklarda göç işleminde aşağı uzanım tekniği kullanılarak yaklaştırma yapıldığından, kullanılan derinlik adımı büyük önem taşımaktadır. Stolt (1978) göç işlemi için Fourier dönüşüm tekniğini kullanmıştır. Bu yöntem Clearbout (1977) ve Lynn (1977) tarafından da çalışılmıştır. Diğer bir sonlu-farklar yöntemiyle ise omega-x veya f-x yöntemidir. Omega-x göç yönteminde kullanılan denklem 45-derece dalga denkleminin bazı parametrelerinin değiştirilmesiyle elde edilir. Düşey yönlü değişimin olduğu ortamlarda dalga denkleminin çözümü basittir, ancak yanal yönlü değişim olduğunda dalga denklemi geçerliliğini kaybeder (Gazdag ve Squazzero, 1984).

Göç işleminin sağlıklı yapılabilmesi için ortamın gerçek hız yapısının doğru olarak bilinmesi gerekmektedir. Göç işleminin sismik verilere uygulanmasıyla, eğimli yansıtıcı yüzeyleri gerçek konumlarına getirilir. Böylece elde edilen sismik kesitten ortamın jeolojisi elde edilebilir. Göç işlemi sonunda dalımlı yapıların eğimi artar, gerçek konumundan daha aşağıda olan eğimli yapılar yukarı yönde hareket ederler. Güçlü yanal değişimler olduğunda, zaman ortamında göç doğru sonuç vermemekte, bu yüzden derinlik ortamında göç uygulanması gerekmektedir. Zaman ortamında göçün aksine derinlik ortamında göç işleminde sismik kesit derinlik ortamında oluşturulur. Böylece jeolojik olarak daha kolaylıkla anlamlandırılabilir. Güçlü yanal hız değişimleri genellikle karmaşık örtü tabakalı yapılar, sokulum yapıları, bindirme zonlarında ve düzensiz deniz tabanı morfolojisinin olduğu durumlarda ortaya çıkmaktadır. Düzensiz deniz tabanı karmaşık ışın yolu bozulmalarına neden olmaktadır. Zaman ortamında göç böyle bir yapıda istenilen sonucu

vermeyeceğinden derinlik ortamında göç uygulanması gerekir. Yığma sonrası derinlik ortamında göç için doğru derinlik hız modeli ve yaklaşık olarak sıfır açılım kesitini yansıtan yığılmış kesit olmalıdır. Derinlik ortamında göç için,

- 1-Elde edilen en iyi yığılmış CDP kesit ile zaman ortamında göç uygulanır,
- 2-Zaman ortamı kesitlerinden derinlik-hız modeli oluşturulur,
- 3-Oluşturulan model ile derinlik ortamında göç işlemi uygulanır,
- 4-Elde edilen yeni derinlik kesiti ile derinlik-hız modeli güncellenir,
- 5-Elde edilen yeni modelle tekrar derinlik ortamı göç uygulanır ve bu işlem en iyi model elde edilene kadar devam eder.

Bu tez kapsamında yığılmış sismik kesitlere uygulanan veri işlem adımlarından ilki, tekrarlı yansımaları bastırmak amacıyla uygulanan ters evrişimdir. Bu aşamadan sonra hız analizi yapılarak göç işlemi için sismik hızların belirlenmesine çalışılmıştır. Göç işleminin sismik yansıma verilerine uygulanabilmesi için yeraltı yapısını oluşturan birimlere ait sismik hızların bilinmesi gerekmektedir. Bu hızların belirlenebilmesi için ayrıntılı hız analizinin yapılması gerekmektedir. Hız fonksiyonunun oluşturulmasından sonra zaman ve derinlik ortamlarında göç işlemi uygulanarak sismik kesitler yoruma hazır hale getirilmiştir. Sismik kesit boyunca elde edilen tek boyutlu hız fonksiyonlarından sismik kesitin iki boyutlu hız modeli elde edilir. iki boyutlu hız modeli elde edildikten sonra bütün bir kesite zaman ortamı göç uygulanarak sismik hızlar iyileştirilmeye çalışılmıştır. Bütün sismik kesitlere göç işlemi uygulanması gerekirse de, hepsine derinlik ortamında göç uygulanmasına gerek yoktur.

Sismik kesitlerin derinlik ortamında göç işlemi yapıp derinlik kesitleri elde edildikten sonra jeolojik ve sismolojik verilerle ilişkilendirilmesi yapılarak yorumlanmıştır. Tartışma ve sonuç kısmında ise veri işlem ve yorumlama aşamalarının sonuçları toplu olarak değerlendirilmiştir.

2. YIĞMA (STACK) KESİTLERİNİN OLUŞTURULMASI

2.1. Atış-Alıcı Geometrisinin Oluşturulması

MTA Sismik-1 gemisi ile 1998 yılında toplanmış olan çok kanallı verilerin Disco/Focus sismik veri işlem paket programı kullanılarak geometrisi oluşturulmuştur. Böylece sismik verilerin atış-alıcı düzenlemeleri yapılarak hangi sismik izin hangi ortak noktaya ait olduğu, hangi izin yeraltında hangi noktadan geldiği belirlenmiştir.

2.2 Verinin Ayıklanması

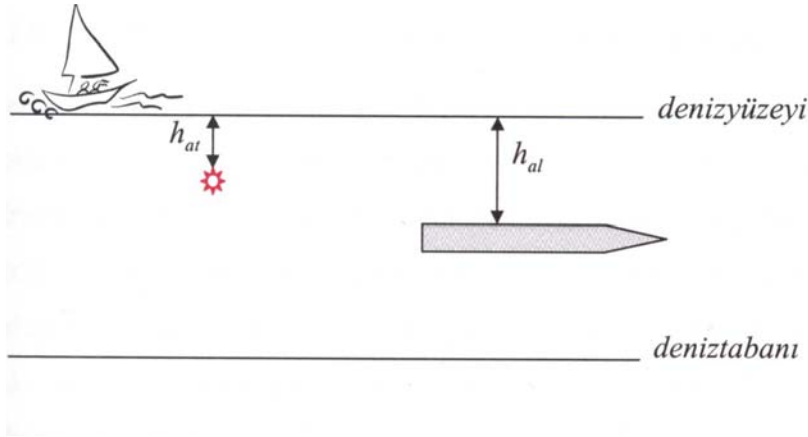
Bu aşamada kayıt esnasında kaynaktan alıcıya direk gelen dalgalar ve sığ kesimlerden gelen kırılma dalgaları, veri toplamadan kaynaklanan hatalı kayıtlar temizlenmiştir. Deniz yüzeyinden deniz tabanına kadar olan kısım, kesme (mute) işlemi ile temizlenmiştir.

2.3 Statik Düzeltme

Sismik verilerin toplanması esnasında kaynak ve alıcılar deniz yüzeyi altında farklı seviyelerde bulunmaktadır. Deniz tabanı referans alınarak farklı seviyelerde bulunan kaynak ve alıcılar deniz yüzeyi seviyesine çekilmiştir (Şekil 2.1).

$$t_s = \frac{h_{at}}{v_d} + \frac{h_{al}}{v_d} \quad (2.1)$$

Eşitlik 2.1’de t_s statik düzeltme miktarını, t_{at} ve t_{al} sırasıyla atış ve alıcının deniz yüzeyine olan derinlikleri, v_d ise deniz suyunda P-dalgasının yayılım hızıdır.



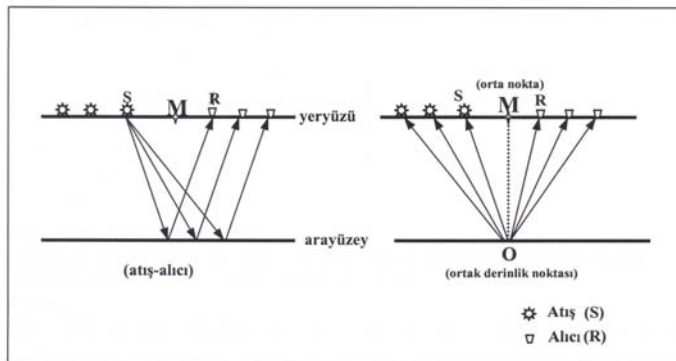
Şekil 2.1 Deniz yüzeyine göre farklı derinliklerden çekilen atış-alıcı düzenekleri.

2.4 Atış-Alıcı Geometrisinin Yeniden Düzenlenmesi (Sort)

Sort işlemi sismik izlerin atış-alıcı ortak noktasına atanmasını sağlamaktadır. Aynı ortak noktalardan yansıyarak gelen sismik izlerin üst üste yığılmasıyla S/G oranının artırılması sağlanarak sismik kesitlerin görüntü kalitesinin artırılması sağlanmıştır. Böylece yansıma izleri daha belirginleşmektedir. Sort işlemiyle ortak yansıma noktaları (CDP) oluşturulması sağlanmaktadır (Şekil 2.2). Sismik veri gruplarında tek bir noktadan yansıyan yansıma sayısı, katlanma sayısı k_s olarak adlandırılır. Bu sayı izleyen eşitlik ile verilir.

$$k_s = \frac{kg}{2a} \quad (2.2)$$

Burada k kanal sayısı, g grup aralığı ve a atış aralığıdır. Bu durumda çalışmada kullanılan veri toplama parametrelerine göre (Tablo 1.1) k_s değeri 9 olarak elde edilmektedir. S/G oranında katlanma sayısının karekökü kadar bir iyileşme sağlanır.



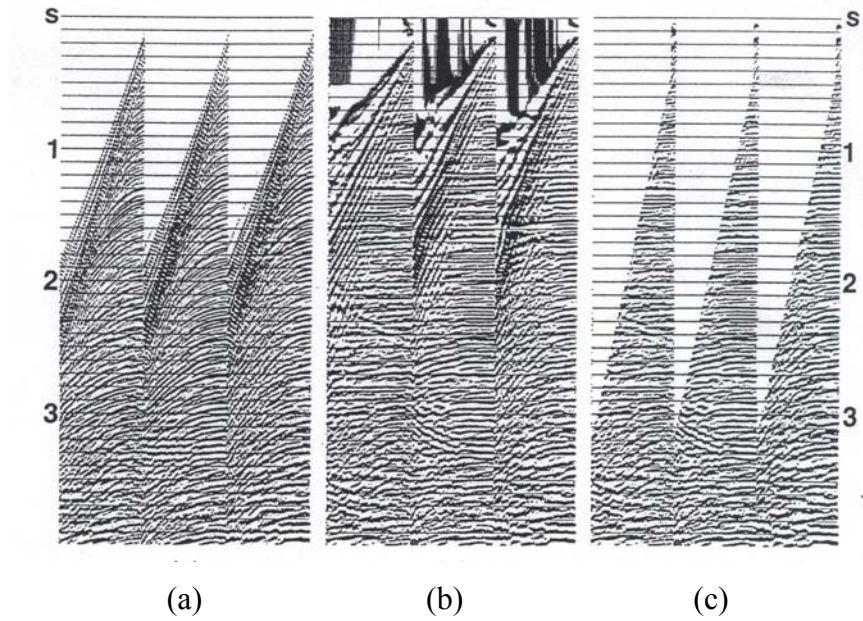
Şekil 2.2 Atış alıcı düzeninden, ortak yansıma noktası düzenine geçiş.

2.5 Genlik Düzeltmesi

Sismik izlerde dalga alanının küresel açılımından kaynaklanan genlik düşmesi için genlik analizi yapılmıştır. Bu işlem sonrasında genlik kayıplarının giderilebilmesi için üstel bir fonksiyon kullanılmış ve izleyen adımda 10-15 ve 70-80 band geçişli süzgeç uygulanmıştır.

2.6 Dinamik Düzeltme (NMO)

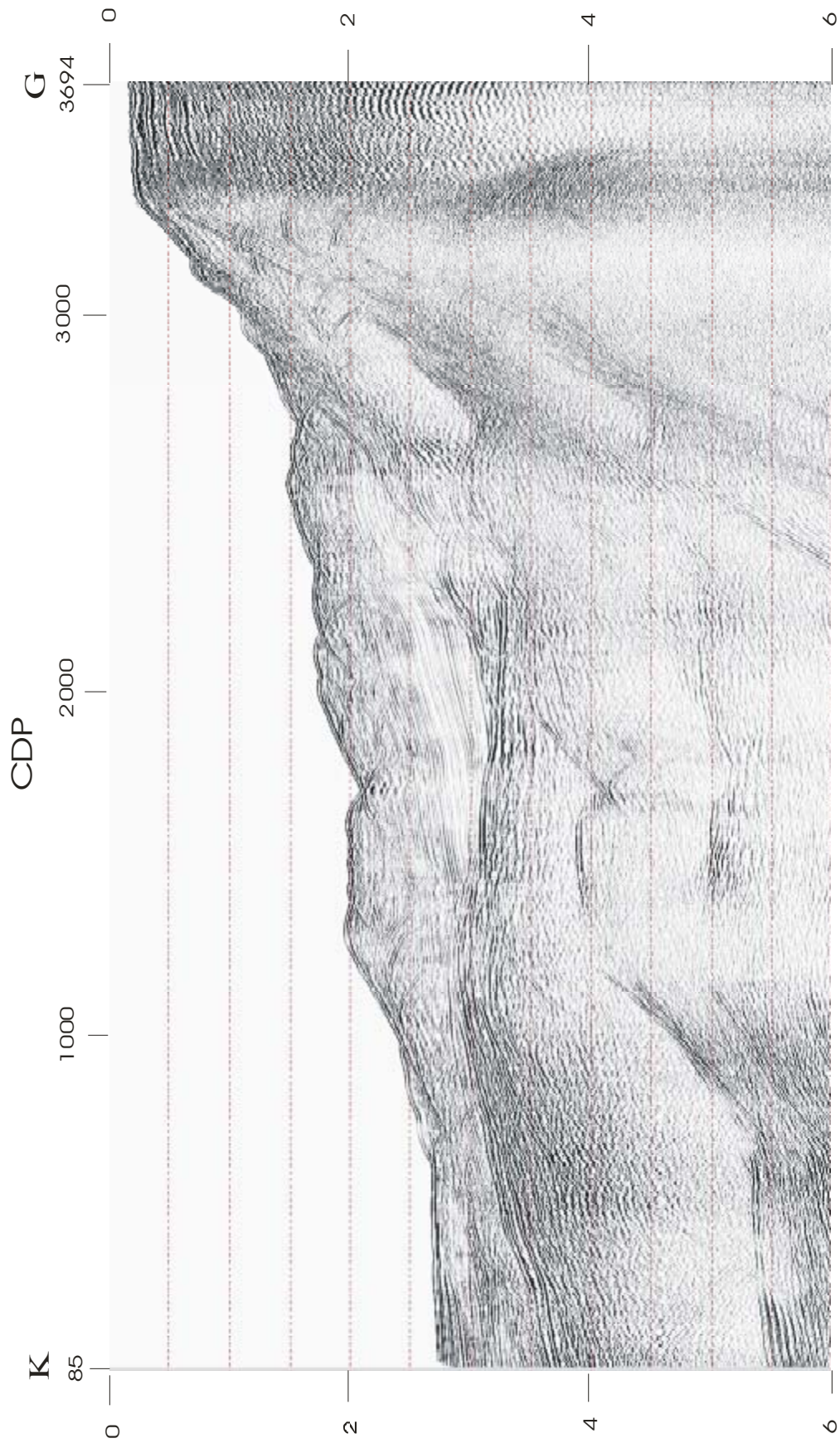
Hız analizi yapılarak NMO düzeltmesi uygulanmıştır. Bu düzeltme ile atış alıcı geometrisinden kaynaklanan hiperbolik etki giderilmiştir. Dinamik düzeltmenin uygulanmasından sonra veride oluşan bozulmalar (stretching) mute fonksiyonu tanımlanarak atılmıştır (Şekil 2.3).



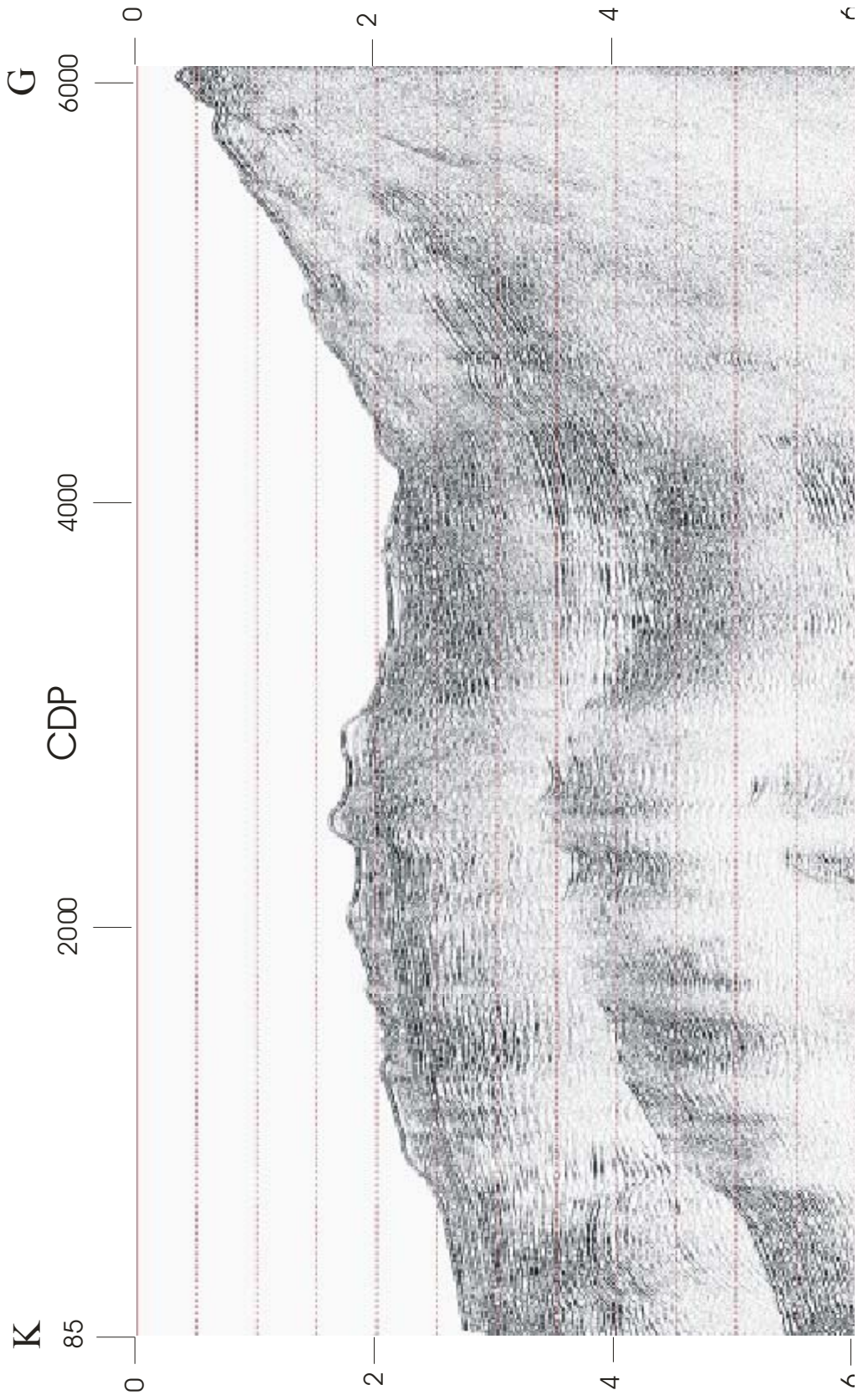
Şekil 2.3 (a) Ortak yansıma noktası düzeninde veri grubu, (b) NMO düzeltmesi uygulandıktan sonra, (c) genlik çekmesiyle bozulan kesimler ayıklandıktan sonra (Yılmaz 1987).

2.7 Yığma işlemi

Hız analizinden elde edilen hızlarla Verilere yığma işlemi uygulanmıştır. Böylece ortak noktadan yansıyan izler üst üste yığılarak sinyallerin güçlenmesi sağlanmış olur. Ayrıca rasgele izlerde zayıflayarak bastırılmıştır. Yığma işlemi ardından kesitler yığma sonrası sismik göç işlemi için uygun hale getirilmiştir. Şekil 2.4’de 11 numaralı ve Şekil 2.5’de 07 numaralı sismik hatların yığma kesitleri gösterilmiştir.



Çity-yol Seyahat Zamani (sn)



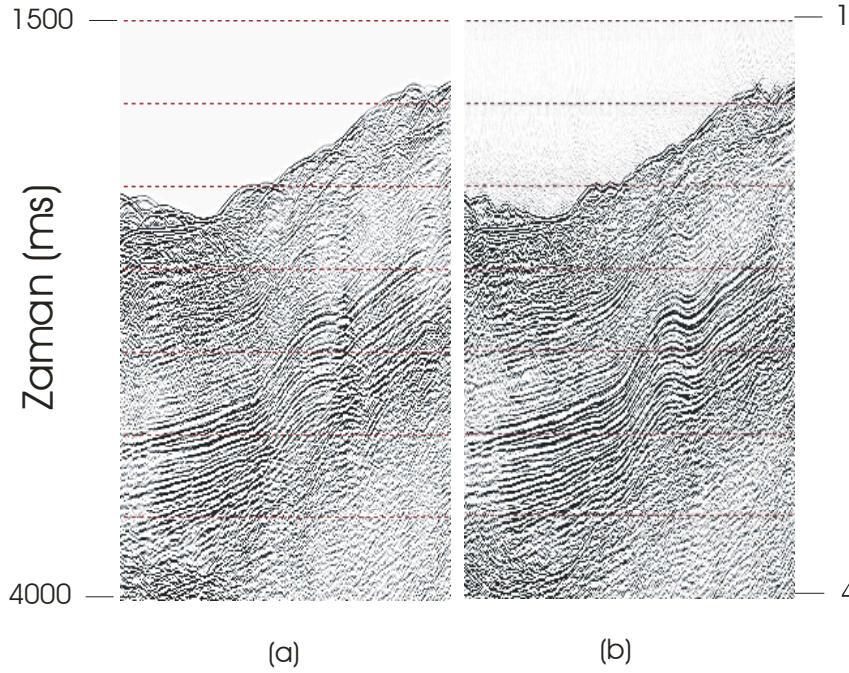
3. SİSMİK GÖÇ (MIGRATION)

Göç işlemi sismik yansıma kesitlerindeki dalımlı yeraltı yapılarını gerçek jeolojik konumlarına getirir ve yeraltındaki süreksizlik noktalarından kaynaklanan saçılmaları toplar, böylece fay düzlemleri gibi yeraltı yapılarını belirgin hale getirir. Diğer bir deyişle göç işlemi yeryüzünde kaydedilen dalga alanını girdi olarak alıp, kaydedilen dalga alanının yayılımını kontrol eden dalga denklemi ile dalga alanının konumunu ve yansıma genliğini hesaplayan bir görüntüleme aşamasıdır. Göç işlemi yanal yönde bir yer değiştirme gerçekleştiremez. Yapılan işlemde yukarı eğimli bir yer değiştirme söz konusudur ve saçılmaları hiperbolün tepe noktasına toplanmasını sağlar.

Göç işleminin amacı, veri toplama aşamasında yerin içine gönderilen sismik dalgaların çeşitli arayüzeylerden yansıyarak kaydedilmesiyle elde edilmiş olan sismik seviyeleri, sismik hat boyunca gerçek jeolojik kesitle uyumlu hale getirmektir. Şekil 3.1’de gösterildiği üzere sismik kesitte görülen yansıma izleri yeraltı geometrisine bağlı olarak kendi gerçek konumundan farklı olarak ortaya çıkmaktadır. Örnek olarak eğimli yapıların eğimi azalmakta, konkav yapılar konveks şekline dönüşmektedir. Eğimli yüzeylerden ve süreksizlik yapılarından kaynaklanan saçılmalar sismik kesitin jeolojik yapıya göre daha karmaşık hale gelmesine, üst üste yığılan saçılmaların yansıma seviyelerini örtmesine sebep olmakta, bu ise sismik kesitlerin yorumlanmasını güçleştirmektedir (Yılmaz, 1987).

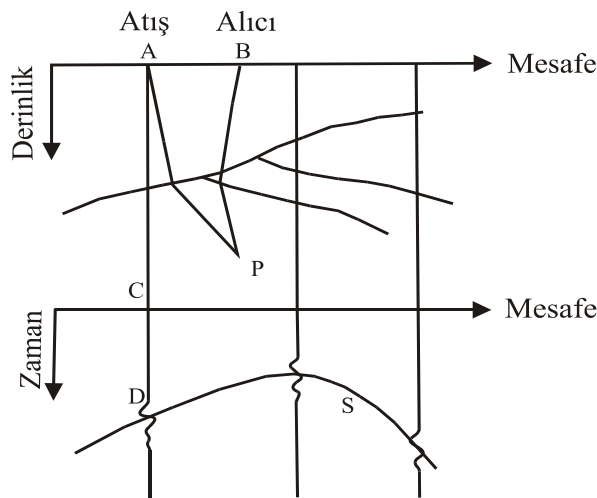
Yanal süreksizlikler ve yanal hız değişimlerinin aşırı olduğu durumlarda, zaman ortamı göç, gerçek jeolojik yapıyı belirleyememektedir. Göç işleminin ana ilkesi, yeraltındaki bir noktayı, o noktadan yayılan saçılmış dalga alanıyla belirlemektir. Şekil 3.2’de (x, z) düzlemindeki P noktasının (x, t) düzlemindeki görüntüsünü vermektedir (Gardner ve diğ., 1974). Şekil 3.2’de görüldüğü üzere hiperbolik yansıma düzgün değildir. Bu gibi durumlarda yanal süreksizliklerin doğru bir şekilde göç ettirilebilmesi için derinlik ortamı göç işleminin kullanılması gerekmektedir.

Şekil 3.3’de jeolojik kesitin profil boyunca zaman ortamındaki gösterimi görülmektedir. x boyunca z derinliğindeki bir nokta yansıtıcının sismik cevabı zaman ortamında hiperbol eğrisi olarak gözükmemektedir. Tek boyutlu bir ortamda



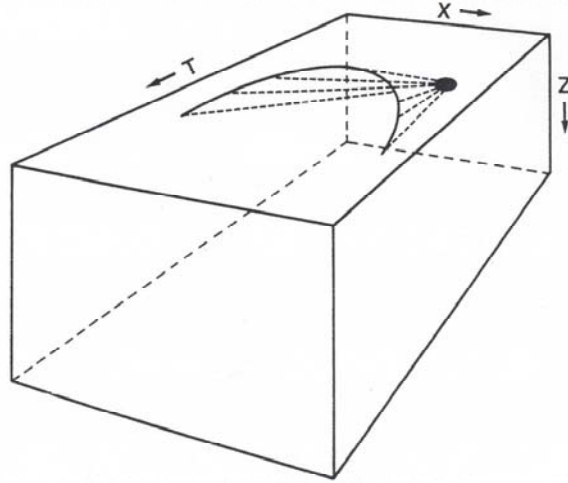
Şekil 3.1 (a) Sismik yığma kesiti, (b) sismik göç kesiti.

sismik kesit kolayca jeolojiyle ilişkilendirilebilir. Çünkü zaman $t = 2z/v$ ilişkisi vardır. Fakat yanal yönde değişimin bulunduğu ortamlarda z ve t nin bire bir ilişkisinden söz etmek mümkün değildir (Stolt ve Benson 1986). Ayrıca iki boyutlu göç işleminde, yığma kesitinde üçüncü boyuttan bir etkinin varlığı gözardı edilmektedir.



Şekil 3.2 CD mesafesi sismik dalagnın A dan ve B den P ye gidişi zamanı. D, profil boyunca kaymış (Gardner ve diğ., 1974’ten değiştirilerek alınmıştır).

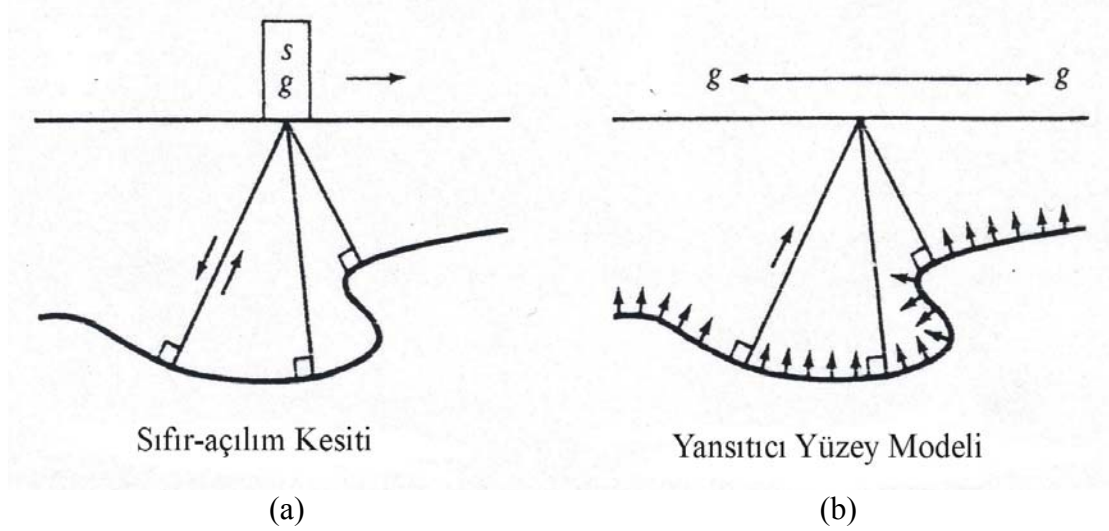
Yığılmış kesit göç ettirildiği zaman, göç işlemi kaynak ve alıcı konumları çakışık olarak toplanmış veriye uygulanmaktadır. Sıfır-açılım (Zero-offset) tek kaynak ve tek alıcının çakışık olarak sismik hat boyunca birlikte hareket ettirilmesidir. Kaydedilen enerji yansıma düzlemlerinin normali boyunca bir yol izler. Bu kayıt geometrisi gerçek dünyada mümkün değildir. Ancak aynı sonucu verecek değişik bir geometri uygulanabilir. Sismik kaynakların yansıma yüzeyleri boyunca yer aldığı düşünülürse (Loewenthal ve diğ., 1976), hat boyunca her bir *ortak orta noktaya* (common mid point; CMP) bir alıcı düşer. CMP yığılmış kesit yüzeyde ölçülen dalga alanı olarak düşünülebilir. Kaynaklar patlatıldığında yukarıya doğru yayılan dalgalar oluşturmaktadır. Dalgalar yüzeyde alıcılar tarafından kaydedilirler. Bunun sonucunda elde edilen sismik kesitler yansıtıcı yüzeyler modeli (exploding reflectors model) olarak adlandırılır ve önemli bir farklılık dışında sıfır-açılım kesitlerle aynıdır.



Şekil 3.3 Nokta kaynağın (x,z,t) uzayında ki tepkisi (Stolt ve Benson, 1986).

Sıfır-açılım kesitler çift-yol seyahat zamanıyken, yansıtıcı yüzey modeli tek-yol seyahat zamanıdır. Şekil 3.4(a) 'da yer içinde sismik dalgaların gerçekçi yaklaşımla yayılımı görülmekte Şekil 3.4(b) 'de ise yansıtıcı yüzey durumuna göre yayılımı görülmektedir. Normalde dalga aşağı yönde yayılırken ikinci durumda dalga sadece yukarı yayılmaktadır. Yer içerisinde yayılan dalgaların yeryüzünde kaydedilmesiyle ve yaklaştırma yapılarak Şekil 3.5'de olduğu gibi dalga'nın yansıdığı noktaya odaklanılmış olur. Böylece (x,z) uzayı dışında yansıma noktasının varlığı belirlenmiş olur. Kesitleri uygun hale getirebilmek için yansıtıcı yüzey modelinde yayılma hızı gerçek hızın yarısı olarak alınabilir. İki model arasındaki benzerlik özellikle güçlü yanal hız değişimleri olduğu zaman ciddi farklılıklar göstermektedir

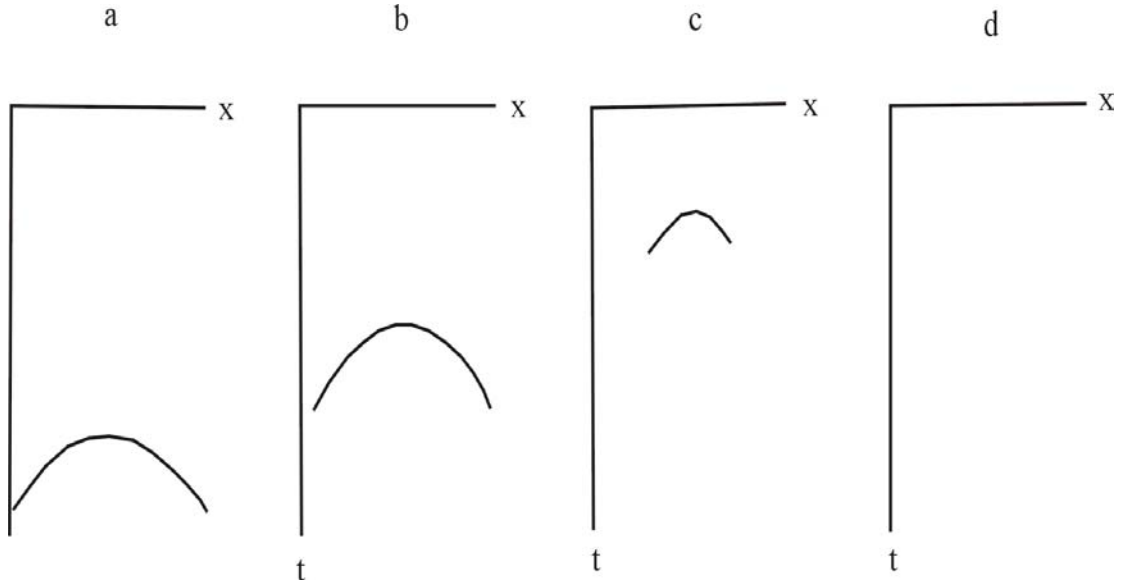
(Kjartansson ve Rocca, 1979). Geleneksel CMP kayıtları geometrisi, sıfır-açılım olmayan dalga alanı sağlamaktadır. Veri işlem sırasında, açılımları orta nokta düzleminde, sıfır-açılım noktası üzerinde yığarak açılımlar toplanır. Bu yapılırken hiperbolik yayılım göz önünde tutulur. Güçlü yanal hız değişimlerinin olduğu durumlarda hiperbolik yaklaşım bazı CMP noktalarındaki yansılarda iyi sonuç vermeyebilir. Tek-yol (derinlikte) skalar dalga denklemi genel göç algoritmaları için temeldir. Bu algoritmalar açık olarak tekrarlı yansımaları yüzey dalgalarını veya gürültüleri modellemez. Göç işlemine tabi tutulan veride bu tür enerjiler birincil yansımalar gibi davranırlar. Bu yüzden tekrarlı yansımalar, kesit düzlemi dışından gelen etkiler yok sayılır ve sismik dalgacığın tek bir tepkime olduğu ve genliğinin yayılmayla değişmediği varsayımları yapılır. Yalnız bütün bu varsayımlar sadece heterojenliğin zayıf olduğu koşullarda geçerlidir.



Şekil 3.4 (a) Sıfır-açılım kesiti, (b) yansıtıcı yüzey (Clearbout, 1985).

Birçok farklı göç yöntemleri geçmişten günümüze uygulanmış gelmiştir. Tablo 3.1’de değişik göç işlemlerinin değişik türdeki sismik verilere uygulanışı özetlenmektedir. Genel olarak mevcut göç yöntemleri, toplama veya integral yöntemleri, sonlu-farklar denklemi veya diferansiyel yöntemleri ve dönüşüm yöntemleri olarak üç ana başlık altında toplanabiliriz. Geliştirilen ilk göç tekniği, bilgisayarların kullanılmasından önceki yarım-daire yığma metodudur (semicircle superposition). Daha sonraki teknik ise eğrilikleri ortamın hızına göre değişen saçılma hiperbolleri boyunca sismik genliklerin toplanması üzerine kurulmuş olan saçılma-toplama yöntemidir (diffraction-summation). Daha önceden genlik toplama ve faz düzeltmesi uygulanmış

veriye, Kirchhoff toplama tekniği (Kirchhoff summation), saçılma-toplama tekniği temel alınarak (Schneider, 1978) geliştirilmiştir.



Şekil 3.5 (a) Nokta kaynaktan hiperbolik dalganın yeryüzünde kaydı, (b), (c) derinlik adımıyla yeraltındaki kaynağa yaklaşılmaması, (d) artan derinlikle alıcının kaynağın üzerine gelmesi (Claerbout, 1985).

Diğer bir göç tekniği de yansıtıcı yüzeyler (exploding reflectors) tarafından üretilen sıfır-açılımlı yukarı yayılan dalga alanı olarak modellenebilen yığılmış kesit fikri üzerine kuruludur (Claerbout ve Doherty, 1972). Bu modellemede göç işlemi, dalga alanının yayılımı takip edilerek görüntülenebilir. Görüntülemeyi daha iyi anlayabilmek açısından, $t = 0$ anında yansıtıcı yüzey tarafından üretilen $P(x, y, z, 0)$ şeklinde bir dalga alanı düşünelim. Zamanda bir ilerleme olmadığı sürece herhangi bir yayılma da söz konusu olmayacaktır. Böylece dalga cephesinin şekli, yansıtıcının şekliyle aynı olmalıdır. $t = 0$ anında dalga cephesinin şekliyle yansıtıcı yüzeyin şeklinin aynı olması, görüntüleme ilkesi (imaging principle) olarak adlandırılmaktadır. Yüzeyde kaydedilen dalga alanından yansıtıcının geometrisini belirleyebilmek için ihtiyaç duyulan şey dalga alanını yansıtıcıya geri yaklaştırmaktır. $P(x, y, z, t)$ yukarı giden dalga cephesi ise, yeryüzünde $z = 0$ 'da $D(x, y, t)$ olarak kaydedilir. Bu durumda $D(x, y, t) = P(x, y, 0, t)$ olur. Burada P , $t = 0$ anındaki patlamayla meydana gelmektedir. Patlamanın ilk genliği bölgesel olarak yansıma katsayısı $M(x, y, z)$ 'ye bağlı olarak artmakta veya azalmaktadır. Böylece migrasyonun, D verisinin yansıma katsayısı M 'ye göre haritalanması olduğu görülmektedir. D ve M birbirlerine P dalga alanıyla bağlıdır. Bu

haritlalama işleminde $P(x,y,0,t)$ 'den $P(x,y,z,t)$ 'nin türetilmesi yaklaştırma, $P(x,y,z,0)$ 'a sınırlama ise görüntülemedir. P 'nin skalar dalga denkleminde olan,

$$\left(\nabla^2 - \frac{4}{v^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \right) P(x,y,z,t) = 0 \quad (3.1)$$

uygun olduğu kabulü ile yaklaştırma yapmak mümkündür (Stolt ve Benson 1986). t sabit alınırsa denklem daire olur, z sabit alınırsa (x,t) düzleminde hiperbol olur. $P(x,z,t)$, herhangi bir t anı için çember tanımlayacak ve herhangi bir z anı için hiperbol tanımlayacak. t anı sabit alındığında sismik dalgaların yer içindeki yayılımı görülüyormuş gibi daire şeklinde görülecektir.

Dalga alanının aşağı uzanımı, skalar dalga denkleminin sonlu farklar ile çözümünden rahatça elde edilebilmektedir. Bu tür yaklaşımla elde edilen göç yöntemleri sonlu-farklar göç yöntemi (finite-difference migration) olarak adlandırılmaktadır. Clearbout (1985), bu yöntemin ayrıntılı kuramsal temelini ve pratik yönünü ortaya koymuştur.

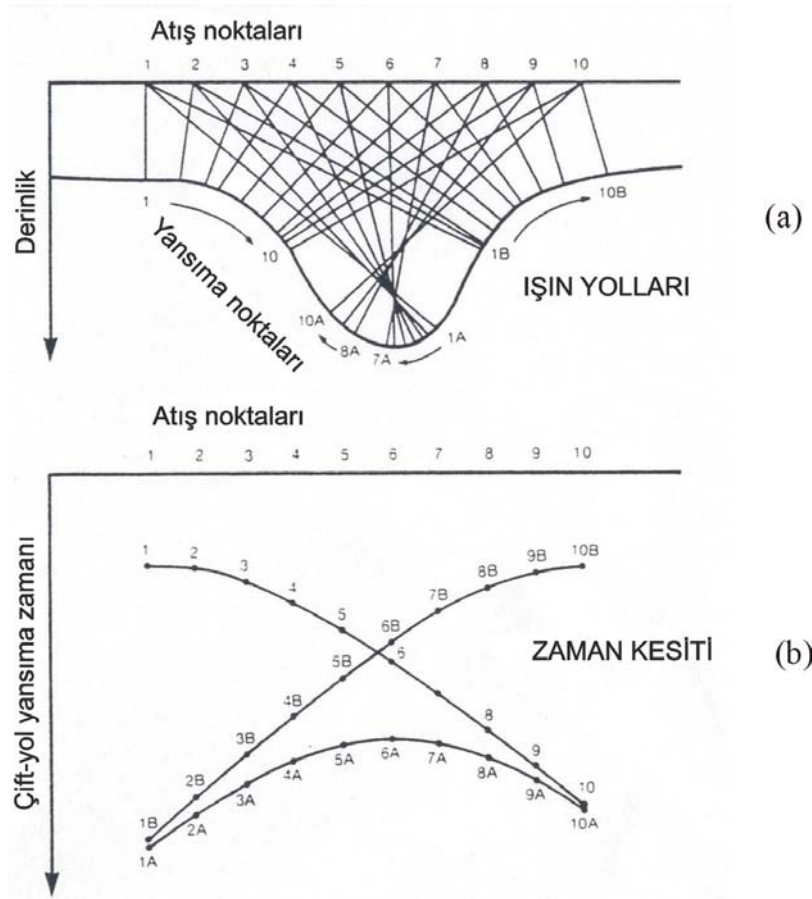
Kirchhoff toplama yöntemi ve sonlu-farklar tekniğinden sonra, Stolt (1978), Fourier dönüşümüyle göçü geliştirmiştir. Bu yöntem, zamandan frekansa ve derinlikten düşey dalga sayısına dönüşümü gerçekleştirmektedir. Bu esnada yatay dalga sayısı değişmemektedir. Stolt yöntemi sabit hız yaklaşımını esas almaktadır. Ancak yine Stolt tarafından zaman ortamı göçüne uygun hız değişimi elde edilmesi için tekrar düzenlenmiştir. Diğer bir frekans-dalga sayısı göçü, faz-öteleme (phase-shift) yöntemidir (Gazdag, 1978). Bu yöntem aşağı uzanımın, frekans-dalga sayısı ortamındaki faz ötelemesi düşüncesine dayanmaktadır. Görüntüleme ilkesi, her bir derinlik adımında yaklaştırılmış dalga alanının frekans bileşenleri üzerine toplamıyla ilişkilidir.

Kullanılan göç yöntemi ne olursa olsun, göç işlemi uygulanan sismik kesitin yorumlanabilirliği sismik kesitin kalitesine, sinyal/gürültü (S/G) oranına ve kullanılan hızlara bağlıdır. Göç işleminin sağlıklı yapılabilmesi için ortamın gerçek hız yapısının doğru olarak bilinmesi gerekmektedir. Eğer ortamın gerçek hız yapısından farklı bir hız yapısı kullanılırsa göç ettirilen kesit yanlış sonuçlar üretecektir.

Tablo 3.1 Sismik göç yöntemlerinin sınıflandırılması (Yılmaz 1987'den derlenmiştir).

Tür	Açıklama
1) Yığma	1) Yorumcunun her zaman istediği kesit.
2) Düşey ışın yolu boyunca derinlik dönüşümü	2) Sadece, yapısal eğimi bulunmayan derinlikle hızın değiştiği ortamlarda geçerlidir.
3) Zaman göçü	3) Yığılmış kesit saçılmalar ve yapısal eğimler içerdiği zaman ihtiyaç duyulur. Düşey hız değişiminde geçerlidir. Hafif yanal hız değişimlerinde de uygulanabilir.
4) Derinlik göçü	4) Yığılmış kesit yapısal eğim ve yanal yönde büyük hız değişimleri içerdiğinde ihtiyaç duyulur.
5) Yığma öncesi kısmi göç (YÖKG)	5) Yığılmış kesit sıfır-açılım kesitine eşit olduğunda yığma sonrası göç uygulanabilir. Ancak bu farklı yığma hızlarına sahip dalımlarla ve büyük yanal hız değişimlerine uygun bir yaklaşım değildir. YÖKG, bu tür durumlarda daha iyi yığma sağlamaktadır. Her ne kadar YÖKG sadece dalımları ve yanal hız değişimlerini çözsede, yığmadan sonra tekrar göçe tabi tutulabilir.
6) Yığma öncesi tam zaman göçü	6) Çıkış göç ettirilmiş kesittir. Ortada herhangi bir göç ettirilmemiş yığılmış kesit mevcut değildir. Bu yorumcu göç ettirilmemiş yığılmış kesitle bunun göçe tabi tutulmuş kesitini birlikte görmek ister. Ama bu YÖKG de olduğu gibi dalım sorununu çözmemektedir.
7) Yığma öncesi derinlik göçü	7) Yığma işlemiyle giderilememiş güçlü yanal hız değişimleri gözlemlendiğinde ihtiyaç duyulur.
8) Yığma sonrası 3-B zaman göçü	8) Yığılmış kesit kesit düzleminin dışından dalım etkisi içeriyorsa ihtiyaç duyulur.
9) Yığma sonrası 3-B derinlik göçü	9) Karmaşık 3-B yer altı yapısının sebep olduğu güçlü yanal hız değişimleri olduğu zaman ihtiyaç duyulur.
10) Yığma öncesi 3-B zaman göçü	10) YÖKG başarısız olduğunda ve yığma, kesit dışından etkiler içerdiğinde ihtiyaç vardır.
11) Yığma öncesi 3-B derinlik göçü	11) Eğer hesaplama zamanı müsaade ederse ve 3-B yer altı yapısı doğru olarak biliniyorsa herkesin elde etmek istediğidir.

Göç işleminin sismik verilere uygulanmasıyla, eğimli yansıtıcı yüzeyleri gerçek konumlarına getirilir. Böylece elde edilen sismik kesitten ortamın jeolojisi elde edilebilir. Göç işlemi sonunda dalımlı yapıların eğimi artar, gerçek konumundan daha aşağıda olan eğimli yapılar yukarı yönlü hareket ederler (Şekil 3.1). Göç işlemi yansıtıcı yüzeylerin eğiminden kaynaklanan etkileri giderir. Yığma sismik kesitinde gerçeğe göre antiklinal yapılar daha geniş ve senklinal yapılar daha dar olarak yer alırlar. Bunun nedeni eğimli yüzeyin farklı noktalarından gelen yansımaların aynı noktada farklı zamanlarda kaydedilmesidir. Bu yüzden bu tip yapılar yığılmış sismik kesitte “papyon kravat” (bow tie) etkisine yol açmaktadır. Şekil 3.6’da bu olayın oluşumu görülmektedir. Göç işlemi faylardan ve diğer süreksizlik yüzeylerinden kaynaklanan hiperbol şeklindeki saçılmaları toplar. Bu gibi saçılmalar neticesinde



Şekil 3.6 (a) Derinlik modelinde arayüzeyden yansıyan ışın yolları, (b) zaman ortamında kaydedilen yansıma izleri (McQuillin ve diğ., 1984).

diğer yapılar örtülür. Örtülen yapıları açığı çıkartmak ve saçılmaları gidermek için göç işlemi uygulanır. Yanal yönde kuvvetli hız değişimleri mevcut ise bu durumda derinlik göçü uygulanmasıyla sağlıklı bir sonuç elde edilebilir. Ani hız değişimlerinin olduğu durumlarda saçılma izleri hiperbolik değildir (Şekil 3.2). Bu

nedenle, zaman ortamı göç hızda ve görüntüde bir takım hatalara sebep olur. Bütün bu olumsuz etkiler detaylı hız bilgisi oluşturularak derinlik ortamı göç ile halledilebilir. Göç işlemi uygulandıktan sonra sismik kesitin çözünürlüğü artmaktadır (Şekil 3.1). Sismik göç işleminden sonra, küresel dalga cephesinin yatay düzlemde kapladığı dairesel alanın yarıçapıyla ilişkili olan Fresnel Zonu, daralarak yanal yönde çözünürlüğü arttırmaktadır. Ayrıca sismik veriden eğim, kavis ve saçılmaların giderilmesiyle, sinyal/gürültü oranı artmakta ve böylece çözünürlük de artmaktadır. Göç işlemi sismik verileri gerçek jeolojik yapılarına dönüştürmekte, odak etkisinden kaynaklanan faz ve genlik bozulmasını düzeltmektedir.

3.1 Göç Yöntemleri

Önceki bölümde de bahsedildiği üzere, geleneksel göç yöntemlerinden elde edilen çıktı, yığılmış kesitte olduğu gibi zaman ortamında gösterilmektedir. Bu iki eksen birbirinden ayırmak için yığılmış kesitin zaman eksenini t ve göç ettirilmiş kesitin zaman eksenini τ ile ifade edilecektir. Zaman ekseninden derinlik eksenine dönüşüm $z = v\tau/2$ bağıntısı ile verilir. Şekil 3.7’de görüldüğü üzere yatay ve dikey yer değiştirme $C'D'$ nin CD ye göç ettirilmesi ile belirlenebilmektedir. Şekil 3.8’de ise AB nin $A'B'$ ye göç ettirilmesiyle AB üzerindeki C noktası da C' noktasına göç etmektedir. Yatay ve düşey yer değiştirme d_x , d_t ve göçten sonraki eğim açısı $\bar{\theta}_t$ terimleri (hepsi göç ettirilmiş kesitlerden elde edilebilir) ortam hızı v , seyahat zamanı t ve göç ettirilmemiş zaman kesitinde görülen eğim açısı θ_t ile ifade edilebilir. Chun ve Jacewitz (1981) aşağıdaki formülleri türetmişlerdir.

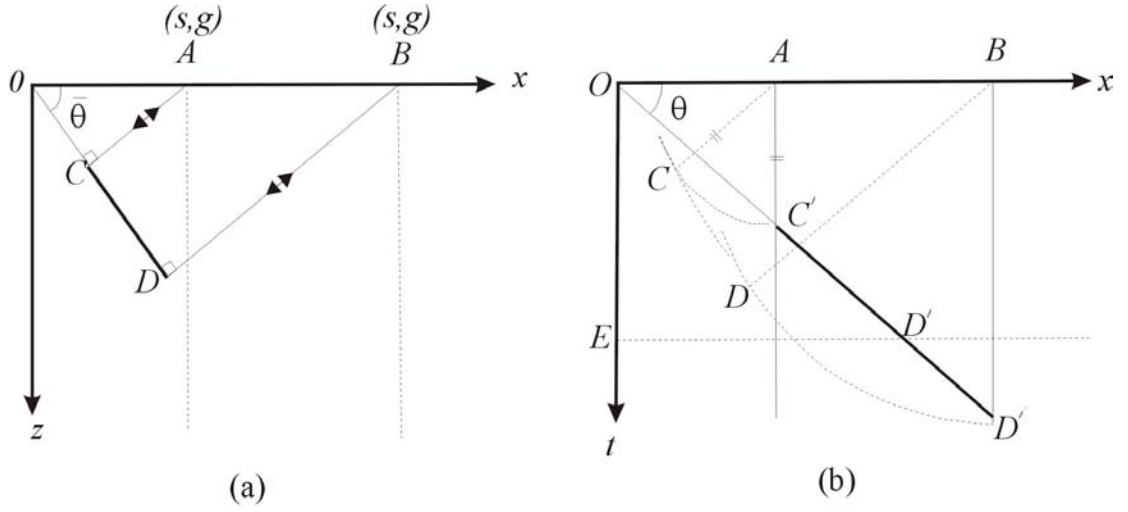
$$d_x = (v^2 t \tan \theta_t) / 4 \quad (3.2)$$

$$d_t = t \left\{ 1 - \left[1 - (v^2 \tan^2 \theta_t) / 4 \right]^{1/2} \right\} \quad (3.3)$$

$$\tan \bar{\theta} = \tan \theta_t / \left[1 - (v^2 \tan^2 \theta_t) / 4 \right]^{1/2} \quad (3.4)$$

burada $\theta_t = \Delta t / \Delta x$ göç ettirilmemiş zaman kesitinden ölçülmüştür. Göç sonrası eğim göç öncesi eğimden daha fazladır. Eğim ne kadar fazla olursa göç de o kadar fazla olur. (3.2) numaralı denklemde yer değiştirme d_x , t ile artmaktadır. d_x hızın karesinin işlevidir. Eğer göçte kullanılan hızın hata oranı yüzde 20 ise göçte ki hata

oranı yüzde 44 olmaktadır. Düşey yer değiştirme d_t 'de zamanla artmaktadır (Yılmaz 1987).



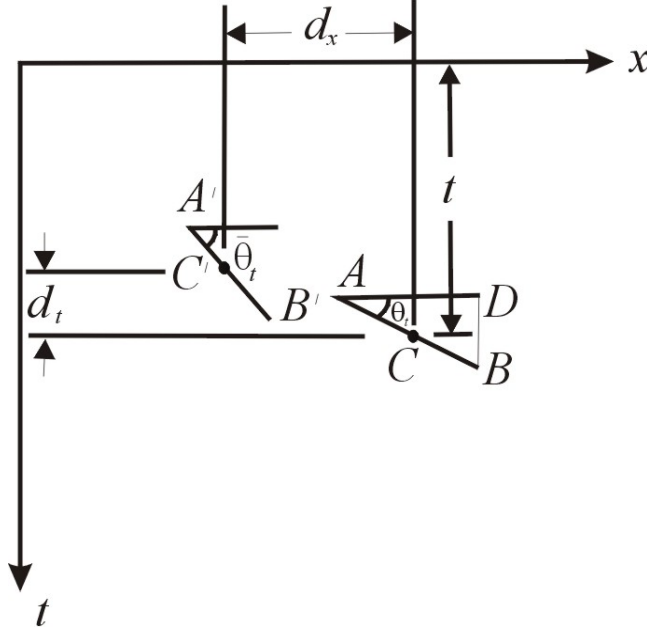
Şekil 3.7 (a) Yeraltında ki konumu CD olan yansıtıcı yüzey (b) zaman kesitinde $C'D'$ yansıması olarak gözükür ve göç işlemi ile CD konumuna gelir (Yılmaz 1987).

Şekil 3.7'ye baktığımızda, farz edelim ki yüzeydeki A ve B noktaları arasında sıfır-açılımlı kayıt alınsın, görüldüğü gibi yer altındaki $C'D'$ yapısı kesitin dışına göç etmiştir. Buradan da anlaşılmaktadır ki yığılmış kesit üzerindeki veri sismik hattın altındaki yapıyla uyumlu olmayabilir. Demek ki sismik hattın altındaki yapı kayıt edilmeyebilir. Bu yüzden yapısal eğimin olduğu yerlerde sismik hattın uzunluğunun ve yerinin doğru seçilmesi gerekmektedir. Ayrıca düşey yönde de yapının tam olarak görüntülenmesi için kayıt uzunluğunun da yeterli olması gerekmektedir. Yine Şekil 3.7 'de görüldüğü üzere kayıt OE arası alınmış olsaydı $C'D'$ yapısı tam olarak görüntülenemeyecekti. Göç hızları da yapıların boyutlarıyla ilişkilidir. Yüksek hızlar daha fazla göç demektir ve böylece antiklinal yapıların boyutu küçülür. Bu geometrik yapıdan aşağıdaki tanımlamalar yapılabilir.

1-Jeolojik kesitteki yapıların eğimi zaman kesiti sismik kayıtlarda olduğundan daha diktir, böylece göç, yığma kesitindeki yansıtıcı yüzeylerin eğimini artırır.

2-Jeolojik kesitte görüldüğü gibi yansıtıcı yüzeyin uzunluğu zaman ortamı sismik kesitteki yansıtıcı yüzeyin uzunluğundan kısadır. Böylece göç yansıtıcı yüzeylerin boyunu kısaltmaktadır.

3-Göç yansıtıcıları eğim yukarı yönde hareket ettirmektedir.



Şekil 3.8 AB eğimli yansıtıcı yüzeyi üzerindeki C noktası göç işleminden sonra C' noktasına hareket etmiştir. Yatay yönlü yer değiştirme d_x , düşey yönlü yer değiştirme d_t ve göç işlemi sonrası eğim açısı $\bar{\theta}_t$, (3.2), (3.3) ve (3.4) denklemleri ile hesaplanır (Yılmaz, 1987).

Senklinal türdeki yapılar, bağlı yay görüntüsü vermektedir. Şekil 3.6'da bunu nedeni gösterilmektedir. Şekil dikkatli incelendiğinde sıfır-açılımlı kesitte arayüzeye dik olarak yansıyan ışınların görünümü zaman kesitinde görülmektedir. Göç işleminden sonra antiklinal yapılar daralır, senklinal yapılar genişler.

Saçılma türü göç işlemleri istatistiksel yaklaşım olarak adlandırılmaktadır. Bu yöntemin en önemli özelliği dik eğimlerde başarılıdır. Ancak sinyal gürültü oranının az olması halinde iyi sonuç vermemektedir. Sonlu-farklar yöntemi bir deterministik yaklaşımdır (Clearbout, 1976). Göç süreci dalga denklemiyle gerçekleştirilmektedir. Sonlu-farklar yöntemi düşük sinyal gürültü oranında bile iyi sonuç vermektedir. Dezavantajı ise uzun hesaplama zamanı ve aşırı eğimli veriyle işlem yapma zorluğu olmaktadır. Frekans ortamında göç işlemi de dalga denklemini temel alan deterministik bir yaklaşımdır (Stolt, 1978). Sonlu-farklar yaklaşımı ile çözmek yerine iki boyutlu Fourier dönüşümü yapılmaktadır. Bu yöntem ile hızlı bir hesaplama süreci ile düşük sinyal gürültü oranında bile aşırı eğimli yapılar için bile mükemmel sonuç vermektedir.

Güçlü yanal yapısal ve hız değişimleri olduğunda, zaman ortamında göç doğru sonuç vermemekte, bu yüzden derinlik ortamında göç uygulanması gerekmektedir. Zaman

ortamında göçün aksine derinlik ortamında göçte kesit derinlik ortamında oluşturulur. Böylece jeolojik olarak daha kolay anlamlandırılabilir. Güçlü yanal hız değişimleri genellikle karmaşık örtü tabakalı yapılar, sokulum yapıları, bindirme zonlarında ve düzensiz deniz tabanı morfolojisinin olduğu durumlarda ortaya çıkmaktadır. Yanal yönde hız değişimleri genellikle aşırı eğimli yapılarla ilişkilidir (Yılmaz 1987). Derinlik ortamında göç yönteminden iyi sonuç alınabilmesi için iyi yığılmış CDP verisi kullanılmalıdır.

Düzensiz deniz tabanı karmaşık ışın yolu bozulmalarına neden olmaktadır. Zaman ortamında göç böyle bir yapıda istenilen sonucu vermeyeceğinden derinlik ortamında göç uygulanması gerekecektir. Homojen olmayan ortamlar için, saçılma noktası hiperbol olmaktan çıkar ve tepe noktası, saçılma noktasından yana kayar. Zaman ortamı göç ile karmaşık deniz tabanından kaynaklanan saçılma hiperbollerini başarı ile toplanabilir. Ancak bu arayüzey altındaki yapılarda bozulmalar meydana getirir. Kullanılan derinlik-hız modeli ne kadar iyi olursa elde edilen sonuçta o kadar iyi olur.

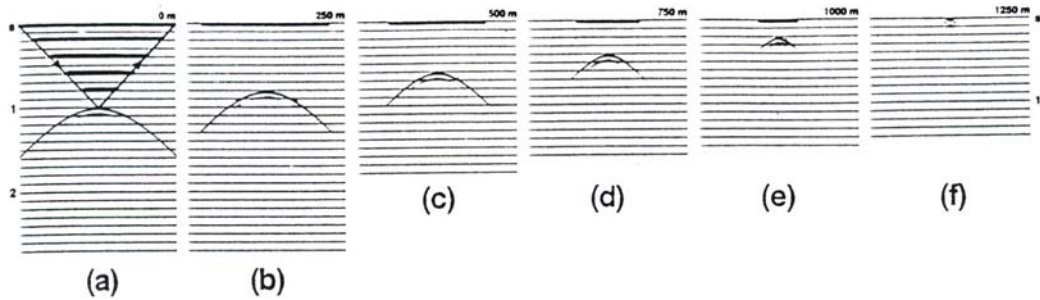
Yığma sonrası derinlik ortamında göç için doğru derinlik-hız modeli ve yaklaşık olarak sıfır açılım kesitini yansıtan yığılmış kesit olmalıdır. Eğer yeterli doğrulukta yığma kesiti oluşturulamıyorsa, derinlik ortamında yığma öncesi göç uygulanmalıdır. Derinlik ortamında göç için,

- 1- elde edilen en iyi yığılmış CDP kesit ile zaman ortamında göç uygulanır,
- 2- zaman ortamı kesitlerinden hız derinlik modeli oluşturulur,
- 3- oluşturulan model ile derinlik ortamında göç işlemi uygulanır,
- 4- elde edilen yeni derinlik kesiti ile derinlik-hız modeli güncellenir,
- 5- elde edilen yeni modelle tekrar derinlik ortamı göç uygulanır ve bu işlem en iyi model elde edilene kadar devam eder.

Derinlik ortamında göç uygun zaman ortamında göçün ardından sonra elde edilen hız modeliyle, eğer ihtiyaç varsa yapılmalıdır. Göç işlemi sonucunun kalitesi sinyal-gürültü oranı, en yüksek eğim, iz aralığı, örnekleme aralığı ve frekans içeriği gibi veri özelliklerine bağlıdır (Larner ve diğ., 1981). Ancak karmaşık yapıli ortamlarda güvenilir derinlik-hız modeli oluşturulabilmesi için daha önce açılmış bir kuyudan faydalanılmalıdır. Aksi takdirde çözümün kesin doğruluğundan bahsetmek mümkün değildir, çünkü yapılan yinelemeli çözümden elde edilen sonuç tek değildir. Sonsuz çözüm elde etmek mümkündür.

3.1.1 Sonlu-farklar Göç Tekniği

Sonlu farklar yönteminde aşağı uzanım yöntemiyle yansıtıcı yüzeye yaklaştırma yapılır (Şekil 3.9). Kademeli olarak alıcılar yansıtıcı yüzeye yaklaştırılır. Alıcılar yansıtıcı yüzeyin üzerine geldiğinde hiperbol eğrisi üzerindeki varış zamanlarından en erkeni kaydedilecektir. Böylece hiperbol tepe noktasına toplanmış olur. Bunun sonucunda ise elde edilen göç ettirilmiş kesittir. Aşağı uzanım yönteminde kullanılan göç tekniği, sonlu farklar göç yöntemi olarak adlandırılır ve skalar dalga denklemini kullanır.



Şekil 3.9 Sonlu-farklar ile yansıtıcı yüzeye yaklaştırma (Yılmaz 1987).

Skalar dalga denkleminin çözümü karmaşıktır. Çünkü derinlik, zaman ve uzaya göre dalga alanının ikinci türevlerini içerir.

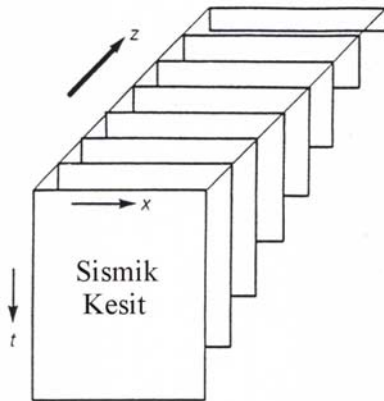
$$\frac{\partial^2 Q}{\partial \tau^2} = \frac{v^2}{8} \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} \quad (3.5)$$

burada Q gecikmiş dalga alanı, t girdi zamanı, τ çıktı zamanı, x ise orta nokta koordinatıdır. Yukarıdaki denklem 15-derece sonlu farklar zaman göçü denklemdir. Bu denklem dispersiyon ilişkisinden türetilmiştir ki hızın düşey olarak değiştiği göz önüne alınır. Ancak yanal yönde hafif hız değişimleri içeren ortamlarda da uygulanabilir. Bu denklem sadece saçılma hiperbollerini tepe noktalarına toplar bu yüzden saçılma terimi olarak adlandırılır. Yanal yönde bir değişim olduğunda saçılma eğrisi, tepe noktası yana ötelenmiş bir hiperbol şeklini alır. Bu yöne ötelenmiş hiperbolün 15-derece sonlu farklar yöntemiyle göçünde saçılmalar tepe noktaya toplandığında yana saçılmış bir şekil alır. Bu yanal yöndeki bozulma ince-mercek (thin-lens) terimiyle giderilmektedir. Bu terimin 15-derece denklemine eklenmesiyle

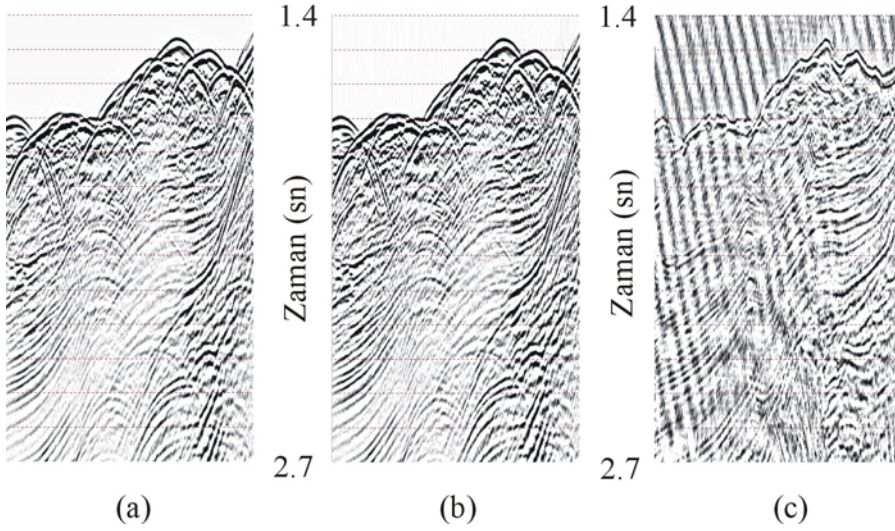
$$\frac{\partial Q}{\partial z} = 2 \left[\frac{1}{\bar{v}(z)} - \frac{1}{v(x,z)} \right] \frac{\partial Q}{\partial t} \quad (3.6)$$

şeklini alır. Saçılma ve yanal hız değişimine duyarlı bu denklem ilk önce dalga alanı Q 'ya saçılma terimi daha sonra ince-mercek terimini uygulamak suretiyle iki adımda gerçekleştirilmektedir. Bu ise 45-derece dalga denklemidir. 15-derece dalga denklemi pratikte 35 dereceye kadar olan eğimli yapıları yeterli doğrulukta göç ettirilebilir. Fakat daha dik yapıları göç ettirebilmek için 45 derece dalga denklemi kullanılması gerekmektedir. 45 derece sonlu farklar yöntemi frekans ortamında daha iyi açıklanabilmektedir.

Sonlu-farklar yaklaşımında başlıca iki kabul yapılır. Birincisi yığılmış kesitler sıfır-açılım kesitlerine karşılık gelir. İkincisi ise sıfır-açılım kesitleri kaynakları yansıtıcı yüzeye indirgeyerek modellenenir. Böylece varış zamanı çift yoldan tek yol varış zamanına indirgenmiş olur (Kjartansson ve Rocca, 1979). Çözümü yapabilmek için sınır ve başlangıç koşulları gereklidir. Başlangıç koşulu $z = 0$ yüzeyinde kaydedilmiş olan dalga alanıdır. Migrasyon sırasında da, maksimum gözlem zamanından sonra da dalga alanının sıfır olduğu kabul edilir. Bu da kaydedilmiş sismik iz sonu demektir. (x, z, t) koordinatlarında sismik iz (x, t) düzleminde yer alır. Yeraltı ise (x, z) düzleminde yer alır. Sonlu-farklar göç tekniği sınırlı z derinliği için (x, t) düzlemini yakınlaştırmaktadır ve Dalga alanını $t = 0$ anı için oluşturmaktadır (Şekil 3.10). 15-derece sonlu farklar göç yönteminde teorik olarak 15 dereceye kadar olan eğimler göç etmesine rağmen uygulamada 35 dereceye kadar eğimler göç edebilmektedir. Bu durum yapılan kabullerden dolayı kaynaklanmaktadır.



Şekil 3.10: $z=0$ 'da (x, t) düzlemindeki sismik kesitin aşağı uzanım tekniği ile yaklaştırma yapılarak çeşitli derinliklerdeki zaman kesitleri. Yaklaştırma z yönündedir. $t=0$ anı için (x, z) düzleminde göç kesiti görülür (Yılmaz 1987).



Şekil 3.11 (a) Derinlik adımı 40 ms, (b) 20 ms, (c) 10 ms.

Derinlik adımını küçük almak demek sismik kesitin daha iyi göç ettirileceği anlamına gelmemektedir (Şekil 3.11c). Hatta optimum derinlik aralığında bile yetersiz göç oluşmaktadır (Şekil 3.11b). Derinlik adımının doğru seçimi dispersiyon etkisini yok eder ve yetersiz migrasyonu engeller. Uygun derinlik aralığı, kullanılan hız modeli, örnekleme aralığı, frekans içeriği ve eğimli yapılar göz önünde bulundurularak hakim periyodun yarısı veya tamamı arasında bir değer olarak seçilmelidir. Sonlu-farklar doğru hız modelinde bile yetersiz göçe sebep olabilir (Yılmaz 1987).

Dispersiyon ilişkisi göz önüne alınırsa,

$$k_z = \frac{2\omega}{v} - \frac{vk_x^2}{4\omega} \quad (3.7)$$

burada $ik_z P$ yerine $\partial P / \partial z$ yazarsak

$$\frac{\partial P}{\partial z} = - \left(\frac{2\omega}{v} - \frac{vk_x^2}{4\omega} \right) P \quad (3.8)$$

15-derece tek yol dalga denklemi bulunmuş olur. Bu ilişkiler sabit hızlar için geçerlidir. Gerçek dalga alanı P 'ye zamanda ötelenmiş Q dalga alanı ilişkilendirildiğinde $P = Q \exp(-i\omega t)$ elde edilir. Bu denklem derinlikle değişen hız fonksiyonun için yeniden düzenlenirse

$$\frac{\partial P}{\partial z} = \left(\frac{\partial}{\partial z} - i \frac{2\omega}{\bar{v}(z)} \right) Q e^{(-i\omega t)} \quad (3.9)$$

elde edilir. Denklem (3.9) ve denklem (3.8), (3.6)'da yerine yazılırsa

$$\frac{\partial Q}{\partial z} = i \frac{vk_x^2}{4\omega} Q + i2\omega \left[\frac{1}{\bar{v}(z)} - \frac{1}{v} \right] Q \quad (3.10)$$

elde edilir. Sağdan birinci terim saçılma terimi, ikincisi ince-mercek terimidir. $v = \bar{v}(z)$ özel durum göz önüne alındığında ince-mercek terimi yok olur. Ters Fourier dönüşümünden sonra,

$$\frac{\partial^2 Q}{\partial z \partial t} = \frac{v}{4} \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} \quad (3.11)$$

böylece parabolik diferansiyel denklem bulunur. Aşağı uzanım yönteminde z yerine τ kullanılarak göç ettirilmiş kesit zaman kesiti olarak görüntülenebilir.

$$\tau = 2 \int_0^z \frac{dz}{\bar{v}(z)} \quad (3.12)$$

Dispersiyon ilişkisinde $\omega_\tau = vk_z/2$ yazarsak ve karesini alırsak

$$\omega_\tau = \omega - \frac{v^2 k_x^2}{8\omega} \quad (3.13)$$

elde edilir. Bu da (ω_τ, k_x) düzleminde bir elipsdir. (3.13) denkleminde $P = Q \exp(-i\omega t)$ dalga alanı uygulanıp ve ters Fourier dönüşümü alındığında,

$$\frac{\partial^2 Q}{\partial \tau \partial t} = \frac{v^2}{8} \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} \quad (3.14)$$

15-derece sonlu farklar zaman ortamı göç denklemi elde edilir. Bu terime ince-mercek terimide eklendiğinde 45-derece zaman ortamı sonlu farklar yöntemi elde edilmektedir.

Sonlu farklar yönteminin dezavantajı, tek yol dalga denkleminin hatalı dispersiyon ilişkisinden dolayı yüksek eğimli yapıları tam çözemesidir. Dispersiyon

ilişkisindeki bu hata dalga denkleminin çözümündeki yüksek mertebeden terimlerin ihmalinden kaynaklanmaktadır (Lee ve Suh, 1985).

Yanal yönde heterojen ortamda, dalga yaklaştırma sonlu-farklar yöntemi kullanılarak gerçekleştirilmektedir. Bu ise iki şekilde yapılmakta birincisi dalga denklemini Taylor serisine açarak, ikincisi ise continued-fractional yöntemiyle 15-derece dalga denkleminin birinci mertebeden yaklaşımdır ve açık (explicit) çözümdür. 45-derece dalga denklemi ise ikinci mertebeden kapalı (implicit) çözümdür (Lee ve Suh, 1985). Sonlu farklar yöntemi, skalar dalga denkleminin parabolik yaklaşımı, 35-derece eğime kadar başarılı olabilir. Diğer taraftan bu yöntem yanal yönde hız değişimine duyarlıdır.

Diğer bir sonlu-farklar yöntemi ise *omega-x* veya *f-x* yöntemidir. *Omega-x* göç yönteminde kullanılan denklem 45-derece dalga denkleminin bazı parametrelerinin değiştirilmesiyle elde edilir.

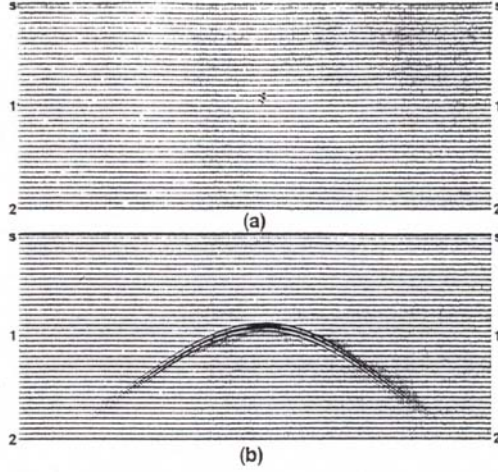
$$i \frac{\beta_1}{\alpha_1 m} \frac{\partial^3 Q}{\partial z \partial x^2} - \frac{\partial^2 Q}{\partial y^2} + i \frac{m}{\alpha_1} \frac{\partial Q}{\partial z} = 0 \quad (3.19)$$

Burada $\beta=0$, $\alpha=0.5$ alındığında 15-derece sonlu-farklar göç denklemi elde edilir. 45-derece ve *omega-x* arasındaki fark α ve β katsayılarından kaynaklanmaktadır. Δz adımının belirlenmesi diğer yöntemlerdeki gibidir. *Omega-x* diğer adıyla 65-derece denkleminde büyük Δz adımlarında yetersiz göç işlemi görülür. Küçük Δz adımlarında ise aşırı-göçe uğrarlar. Ancak 65-derece denklemi 15-derece ve 45-dereceye göre Δz adımına daha duyarlıdır ve iyi seçilmesi gerekir. Bu anlamda diğerlerine göre daha dar bir derinlik adımı seçeneği sunmakta ancak eğimli yapılarda daha başarılı olmaktadır. Hız hatalarına karşı daha hassas olan 65-derece denklemi ile uygulamada 80-dereceye kadar olan eğimli yapılar göç işlemine tabi tutulmaktadır.

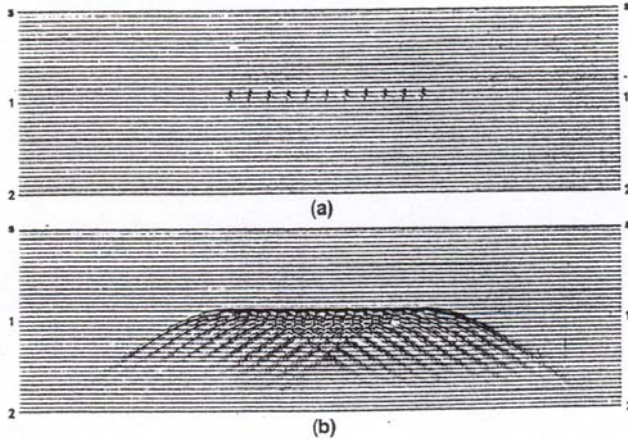
3.1.2 Kirchhoff Yöntemi

Huygens prensibine göre titreşmekte olan her bir nokta ikinci bir kaynak oluşturmaktadır. Titreşimle birlikte ikincil konik olarak hareket eden noktadan (x, z) düzlemi içinde yarım daire şeklinde dalga cepheleri yayılır. Homojen (x, z) düzleminde yarım daire şeklinde yayılan dalga cephesi yeryüzüne ulaştığında alıcılar

tarafından kaydedilerek, (x,t) düzleminde Şekil 3.12'deki gibi görülecektir. Yer altında birbirinden ayrı noktalar olsun, bu noktalardan yayılan dalgaların (x,t) düzlemindeki görüntüsü Şekil 3.13'teki gibi olacaktır. Bu noktaların daha sık olduğu düşünülürse, görüntü Şekil 3.14'teki gibi olacaktır. Bu ise yer altındaki jeolojik arayüzeyden elde edilen sismik izin benzeri olacaktır. İki uçtaki süreksizlikler yığma kesitlerindeki fay süreksizliklerinin benzeridir.



Şekil 3.12 (a) Derinlik kesitindeki bir nokta kaynağın, (b) zaman kesitinde ki cevabı (Yılmaz 1987).



Şekil 3.13 (a) Derinlik kesitinde birden çok nokta kaynağın (b) zaman kesitinde ki görünümü (Yılmaz, 1987).

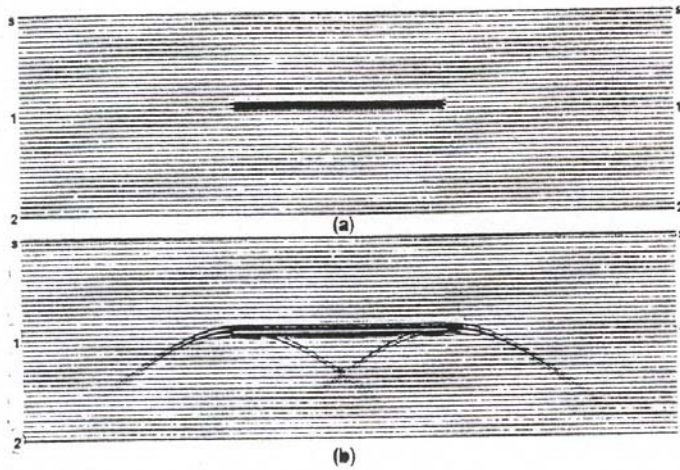
Şekil 3.15 (a)'da Şekil 3.13'deki saçılma hiperbollerinin benzeri sismik kesit üzerinde görülmektedir. Heyelanlı birimlerden kaynaklanan saçılma hiperbollerini Şekil 3.15(b) göç işleminden sonra toplanmıştır. Yine Şekil 3.15(c)'de Şekil 3.14'tekine benzer bir fay yüzeyinin gerçek sismik kesit üzerindeki görünümü verilmiştir. Şekil 3.15(d)'de ise göç işleminden sonraki hali görülmektedir. Böylece

yeraltı, Huygens ikincil kaynak teoreminden yola çıkılarak küçük noktalar ile görüntülenebilmekte ve süreksizlik noktalarında saçılmalar gözlenmektedir. Huygens prensibine göre yeraltındaki ikincil nokta kaynağın görüntüsü (x,t) düzleminde hiperbol olarak görülmektedirler. Burada bu saçılmaları hiperbol eğrisi boyunca tepe noktasına toplayacak olan Kirchhoff göç tekniği uygulanması gerekmektedir. Burada saçılmaların toplanması eğriliği hız fonksiyonu tarafından kontrol edilen hiperbolik yansıma boyunca genliklerin toplanmasıdır. Hiperbolik eğrinin fonksiyonu,

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{4x^2}{v_{rms}^2} \quad (3.15)$$

ile belirlenir. Saçılmış hiperbolik dalganın yansımada faz ve genlik davranışlarını belirleyen başlıca 3 faktör vardır;

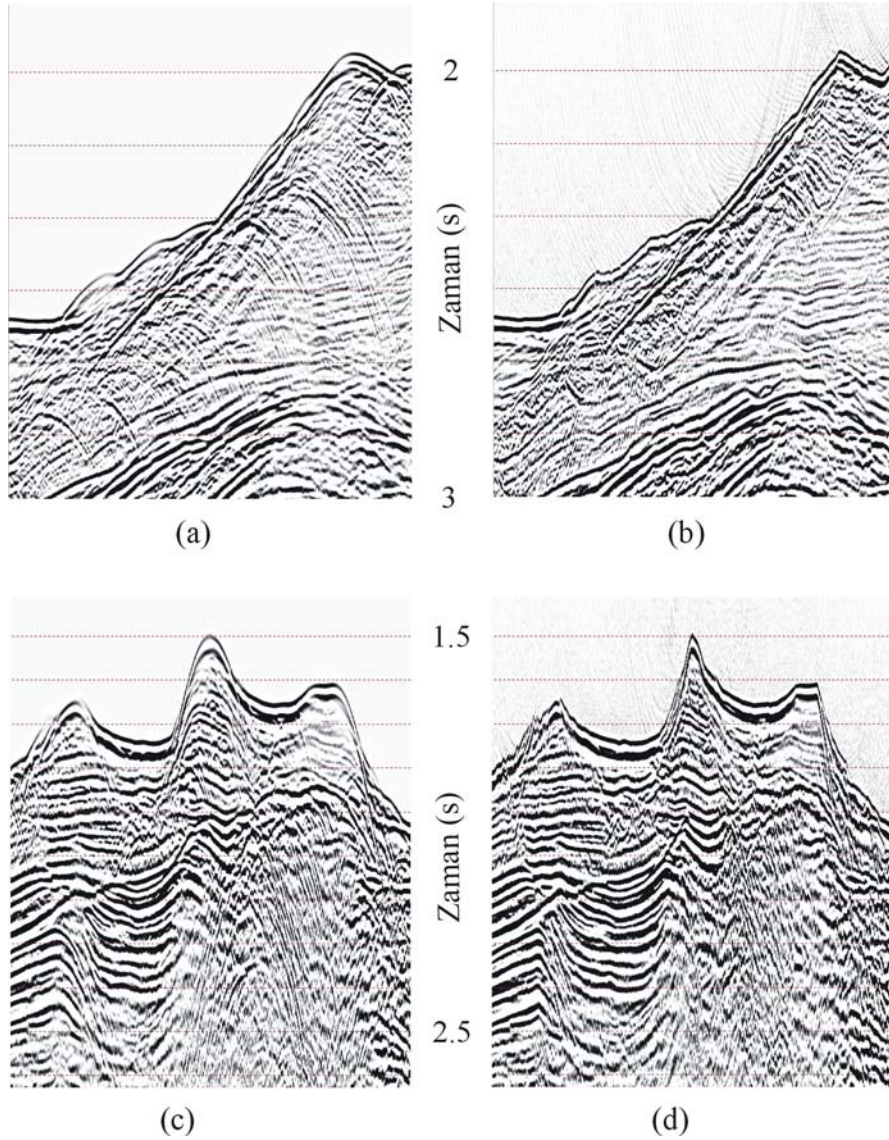
- 1- eğim etkisi veya directivity etkisi ki, genliğin açısal bağımlılığını tanımlar ve yayılma doğrultusu ile z düşey eksen arasındaki açının kosinüsü ile verilir,
- 2- iki boyutlu dalga yayılımı için uzaklığın karakökü ile ters orantılı olan küresel açılım etkisi,
- 3- 45 derece sabit faz spektrumu ve frekansın kare kökü ile orantılı genlik spektrumu ile oluşturulan dalgacık etkisidir.



Şekil 3.14 (a) Birçok nokta kaynaktan oluşmuş yansıtıcı yüzeyin (b) zaman ortamında ki cevabı (Yılmaz, 1987)

Yukarıdaki etkilerin tanımlı olduğu saçılma toplaması yöntemi Kirchhoff migrasyonu olarak tanımlanmaktadır (Yılmaz 1987). Bu noktada eldeki veriler eğim ve küresel açılım etkileriyle çarpılır. Daha sonra yukarıdaki tanımlamalara uygun süzgeç uygulanır ve daha önce hiperbolik eğri boyunca toplanır. Bu migrasyon tekniği kare-kök ortalama (RMS) hızlarını kullanır. Buda yatay yönde hız değişimine

imkan vermektedir. Skalar dalga denkleminin integral çözümünden Kirchhoff dalga denklemi elde edilir.



Şekil 3.15 (a) Şekil 3.13'deki nokta kaynaktan kaynaklanan durumun gerçek sismik katyittaki görünümü ve (b) göç işleminden sonraki görünümü. (c) Şekil 3.14'teki fay süreksizliklerinden kaynaklanan saçılmanın gerçek sismik kesitteki görünümü ve (d) göç işleminden sonraki görünümü.

$$P_{out}(x, z, t) = \frac{1}{2z} \int dx \left[\frac{\cos \theta}{r^2} P_{in} \left(x_{in}, z = 0, t - \frac{r}{v} \right) + \frac{\cos \theta}{vr} \frac{\partial}{\partial t} P_{in} \left(x_{in}, z = 0, t - \frac{r}{v} \right) \right] \quad (3.16)$$

denkleminde yer alan v RMS hızı, r ise giren veri ile çıkan verinin arasındaki mesafe

$$r = \left[(x_{in} - x)^2 + z^2 \right] \quad (3.17)$$

dir. (3.16) denklemi ile herhangi bir z derinliğindeki dalga alanı hesaplanabilir. Bu denklem ile göç işlemi uygulanmış kesit elde edilir. Bunun sonucunda süzgeç uygulanır ve hiperbolik iz boyunca genlikler toplanıp hiperbolün tepe noktasına yerleştirilir (Yılmaz 1987). Kirchhoff integral formülü sinyal-gürültü oranı yüksek olduğu zaman iyi sonuç vermektedir (Gardner ve diğ. 1974).

Teoride saçılma hiperbollerini sonsuz uzaklığa ve sonsuz zamana uzanırlar. Fakat uygulamada hiperbolik izler belli bir zamanda ve mesafede kesilirler. Hiperbollerin toplanacağı etkin açıklığa göç aralığı (migration aperture) adı verilmektedir. Aralık genişliği hiperbol eğrisinin bulunduğu sismik iz sayısı ile verilmektedir. Saçılma hiperbollerinin eğikliği sismik hız fonksiyonu ile verilmektedir. Düşük hız hiperbollerini, yüksek hız hiperbollerine göre daha dar aralığa sahiptirler. Bu da yüksek hıza sahip yansımaların göç işlemi sonrası daha fazla yer değiştirmeye uğradığını göstermektedir. Genellikle hız derinlikle artar ve sık kesimlerin göç işlemi için daha dar bir aperture gerekir. Derin kesimlerde ise daha geniş olmalıdır. Buradan hareketle denebilir ki, derindeki yansıma izleri sıgıdakilere göre daha fazla göç eder. Aralık boyunun dar olması göç işleminin kalitesini olumsuz etkiler. Aralık boyu sismik kesitteki iz sayısına eşit alındığında en iyi sonuç elde edilir.

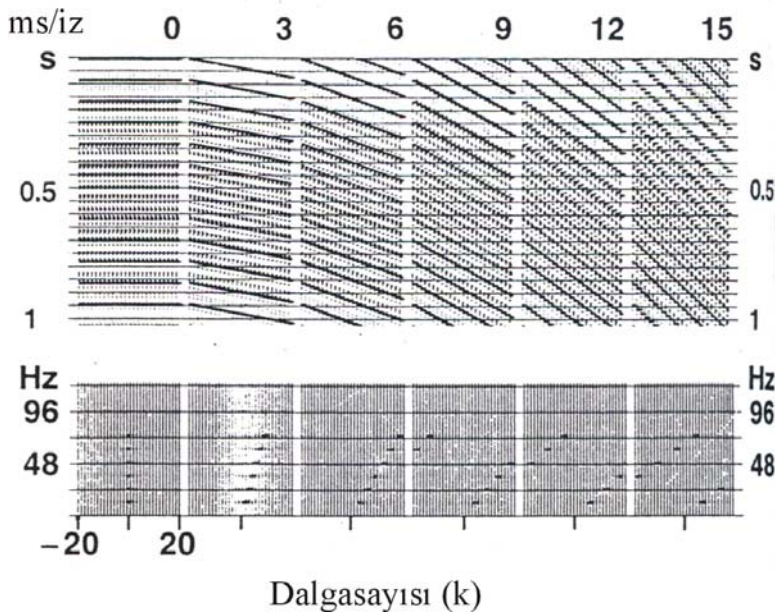
Göç işlemi sırasında, göç işleminin etki edeceği en yüksek eğimi tanımlanabilir. Böylece aşırı eğimli gürültüler bastırılabilir. Ayrıca eğim parametrelerini sınırlamak hesaplama süresinden tasarruf sağlamaktadır. Aralık genişliği ve eğim parametresinin değeri, göç işleminin etkin aperturunu belirlemektedir. Artan sismik hızlarla saçılma hiperbollerini giderek daha az toplanır. Buna yetersiz göç denir. Diğer taraftan artan hızlar uygulanırsa giderek daha fazla toplanır hiperboller ters dönmeye başlar ve aşırı göç etkisi gözükür. Sismik yansıtıcı yüzeyden kaynaklanan eğimli yansımalar ne kadar dik olursa hızların hassasiyeti de o kadar yüksek olur (Yılmaz 1987).

Kirchhoff toplama yöntemi 90 dereceye kadar eğimli yapıları göç ettirilebilir. Fakat yanal yönde hız değişimlerine karşı çok duyarlı değildir. Bu yöntem Kirchhoff göç tekniğini temel almaktadır. İlk adım olarak kesite zaman ortamında göç işlemi uygulanmakta, böylece düşey yönde göç işlemi gerçekleştirilmektedir. Fakat yanal yönde herhangi bir göç söz konusu değildir. Bu aşamadan sonra ilk önce ışın izleme ve daha sonrada derinlik göçü uygulanmaktadır. Bu yöntem her ne kadar yanal süreksizliklere karşı duyarlı olsa da sert yanal hız değişimleri olan ortamlar için

uygun değildir. Buna rağmen zaman ortamında kullanılan Kirchhoff yöntemine göre hız çekmelerine mercek etkisine ve hafif hız değişimlerine karşı başarılı sonuç vermektedir.

3.1.3 Frekans Ortamı Göç

Stolt (1978) göç işlemi için Fourier dönüşüm tekniğini kullanmıştır. Bu yöntem ayrıca Clearbout (1977) ve Lynn (1977) tarafından da çalışılmıştır. (t, x) düzlemindeki yansıma izleri (f, k) düzleminde dairesel olarak görüntülenir. Yansıtıcı yüzeyin eğimi ne kadar dik olursa frekans ortamındaki görünümü dalga sayısı eksenine o kadar yakın olur (Şekil 3.16). Şekil 3.17 göç öncesi ve sonrası frekans dalga sayısı düzleminde eğimli yapıyı göstermektedir. Göç işleminden önce

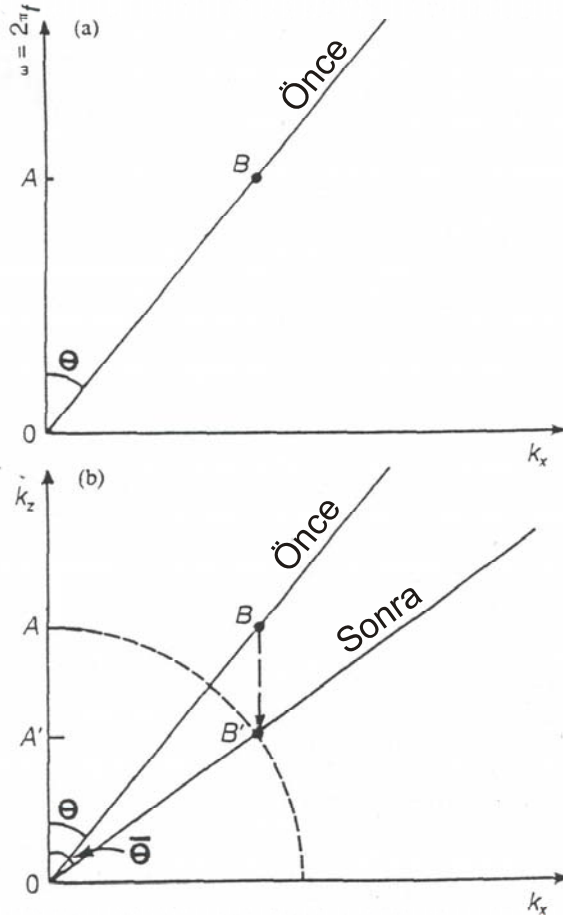


Şekil 3.16 Zaman ortamındaki eğimli yüzeylerin frekans ortamındaki görünümü (Yılmaz 1987).

düşey eksen ω iken, göç işleminden sonra k_z olmaktadır. $f-k$ migrasyonu sonucunda B noktası B' noktasına göç etmiştir. Değişim k_z boyunca ancak k_x boyunca bir değişim olmamaktadır. Göç işlemi sonrası yansıtıcı yüzeyin eğim açısı olan $\bar{\theta}$, görünür yansıma yüzeyinin açısından θ daha büyük olur. Şekil 3.18'de ise hiperbolün frekans dalga sayısındaki görünümü gözükmemektedir. Bu şekilde hiperbolik eğri ayırık dalımlı seri olarak gösterilmektedir. Şekil 3.19'da ise devamlı şekilde gösterilmektedir. $f-k$ migrasyonun denklemi elde etmek için yukarı yayılan $P(x, y, z, t)$ dalga alanının Fourier dönüşümü alınır. İki boyutlu ortamda (x, z)

düzleminde olduğundan $P(x, z, t)$ olur. Bu dalga alanını z derinliğine $e^{(-ik_z z)}$ faz ötelemesi uygulanarak iletilir. Böylece $t = 0$ zamanında z derinliğinde göç ettirilmiş kesit oluşturulur.

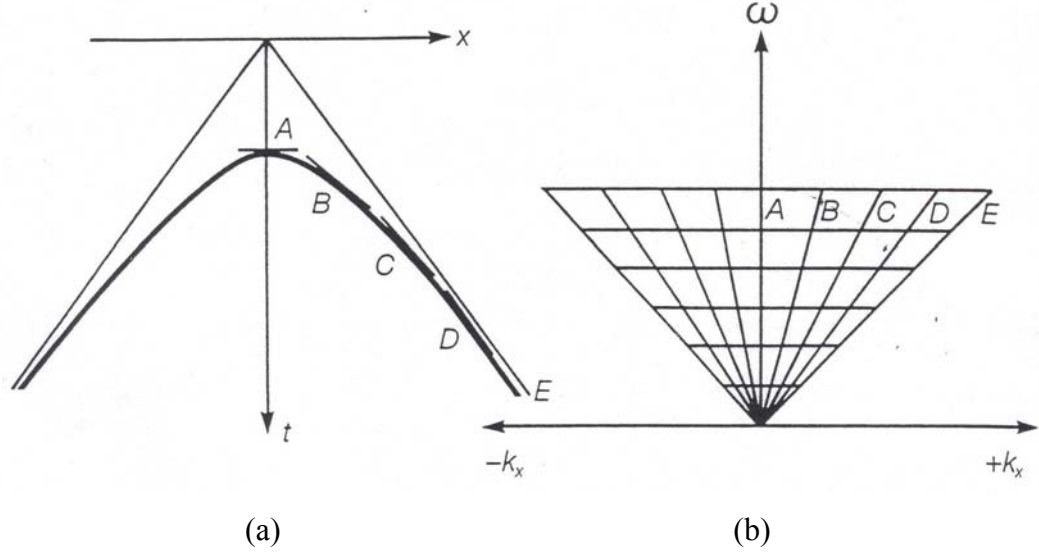
$$P(x, z, t = 0) = \iint P(k_x, 0, \omega) e^{(-ik_x x - ik_z z)} dk_x d\omega \quad (3.18)$$



Şekil 3.17 (a) Frekans ortamındaki B noktası, (b) göç işleminden sonra B' noktasına hareket etmiştir (Chun ve Jacewitz, 1981'den değiştirilerek alınmıştır).

Akış şeması Şekil 3.20'de gösterilmektedir. Faz ötelemesi yöntemi sadece düşey yönlü hız değişimlerine duyarlıdır (Yılmaz 1987). Göç işlemi uygulanmış kesit, göç işlemi uygulanmamış kesitten daha yüksek frekanslar içermez. Böylece göç işlemi öncesi ve sonrası kesitler aynı düzlem üzerinde gösterilebilirler. Bu yüzden de frekans katlanması gibi sorunlarla karşılaşmamaktadır (Gazdag 1978).

Ortamın sabit hız içerdiği özel durumlar için Stolt (1978) tarafından geliştirilen doğrudan görüntüleme yöntemi olarak adlandırılan göç yöntemi vardır. Bu yöntem açılal frekans ω den düşey k_z ye doğrudan görüntüleme olarak gösterilebilir.

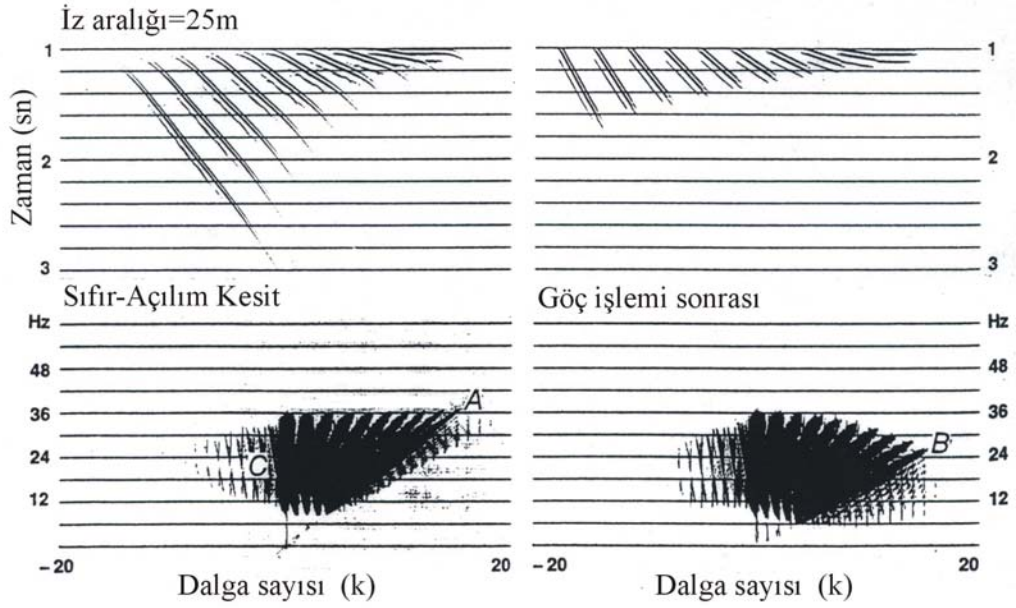


Şekil 3.18 (a) Zaman ortamındaki hiperbolik yansıma eğrisinin (b) frekans-dalgasayısı ortamındaki gösterimi (Yılmaz, 1987).

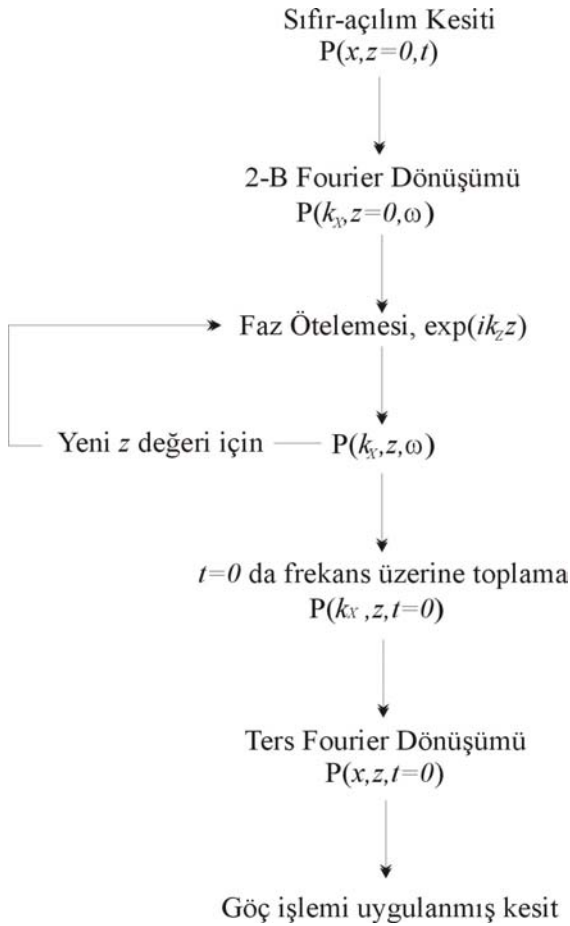
Faz ötelemesi 90 dereceye kadar eğimli yapılarla baş edebilmektedir. Kirchhoff yönteminde olduğu gibi istenilen eğime kadar göç işlemi sınırlandırarak yığma işleminden kaynaklanan gürültüler giderilebilirler. Fakat eğimin aşırı küçük alınmasından dolayı kesitte sismik yansıma genliklerinde yumuşama (smearing) etkisi oluşabilir. Aşırı eğimli yapılar söz konusu olduğunda Δz derinlik adımının küçük alınması gerekmektedir. Faz öteleme yönteminde dispersiyon ilişkisi temel alındığından yetersiz göç etkisine uğramaz. Sonlu-farkların aksine belli bir derinlik adımından sonra daha küçük derinlik adımları kesitte bir iyileşme meydana getirmemektedir. Ancak daha büyük derinlik adımlarında ise yetersiz göç ve savrulma etkisi görülmektedir. f-k yöntemi diğer yöntemlere göre hız fonksiyonuna karşı daha hassastır (Yılmaz 1987).

Zaman ortamında göç tekniğinde kullanılan faz ötelemesi sadece düşey yönlü hız değişimlerinin olduğu ortamlarda geçerlidir. Düşey yönlü değişimin olduğu ortamlarda dalga denkleminin çözümü basittir, ancak yanal yönlü değişim olduğunda dalga denklemi geçerliliğini kaybeder (Gazdag ve Squazzero, 1984). Yanal yönlü hız değişimi bulunan ortamlar için frekans ortamında faz düzeltmesi uygulanması gerekmektedir. Bunun için ilk uygulanacak adım yeryüzünde zaman ortamında toplanan veriyi frekans ortamına dönüştürmektir.

$$P(x, z = 0, t) \rightarrow P(k, z = 0, f) \quad (3.20)$$



Şekil 3.19 Üstte eğimli yansıtıcıların zaman ortamında göç işlemi ve altta frekans ortamı göç işlemi. Dik eğimle ilişkili A, göç işleminden sonra B konumunu almıştır (Yılmaz, 1987).



Şekil 3.20 Faz ötelemesi göç yöntemi akış diyagramı (Yılmaz, 1987).

Dalga alanını herhangi bir z derinliğinden $z + dz$ derinliğine yaklaştırmak için frekans dalgasayısı ortamına dönüştürülmüş dalga alanı, faz öteleme katsayısı ile çarpılır,

$$P(k, z + dz, f) = P(k, z, f) e^{i 2\pi dz \sqrt{\left(\frac{f}{v_{ort}}\right)^2 - k^2}} \quad (3.21)$$

burada dz derinlik artışı, f frekans, v_{ort} sismik kesit boyunca belli bir derinlikteki ortalama hız, k dalga sayısıdır. Daha sonra ikinci faz öteleme faktörü, dalga sayısı k için ters Fourier dönüşümü yapıldıktan sonra yanal yönlü hız değişimi için uygulanır.

$$P(k, z + dz, f) = P(k, z + dz, f) e^{i 2\pi f dz \left(\frac{1}{v(x)} - \frac{1}{v_{ort}}\right)} \quad (3.22)$$

burada $v(x)$ tanımlanan derinlikteki gerçek hızdır. v_{ort} ve $v(x)$ için faz ötelemesi düzeltilmesi uygulanmasıyla $z + dz$ de dalga alanı elde edilir. Fourier katsayıları, çıktı görüntüsü oluşturmak için türetilir. Bu verinin dz derinlik adımı ile aşağı uzanım işlemi yanal yönlü değişim için faz düzeltilmesi uygulanması ve maksimum derinliğe ulaşılan kadar dalga alanını görüntülemesi tekrarlanır.

Dalga alanı bileşenleri yer içerisinde, fazları değişerek yaklaştırılırlar. Dalga yaklaştırma işlemi iki şekilde yapılır. Birincisi yanal yönde sabit hız değişimi uygulanarak faz ötelemesi şeklindedir. İkincisi ise enterpolasyonla gerçek dalga alanının hesaplanmasıdır (Gazdag 1978).

3.2 Göç Yöntemlerinin Karşılaştırılması

Saçılma türü göç işlemleri istatistiksel yaklaşım olarak adlandırılmaktadır. Bu yöntemin en önemli özelliği dik eğimlerde başarılıdır. Ancak sinyal gürültü oranının az olması halinde iyi sonuç vermemektedir. Skalar dalga denkleminin integral çözümünden Kirchhoff dalga denklemi elde edilir. Kirchhoff integral formülü sinyal-gürültü oranı yüksek olduğu zaman iyi sonuç vermektedir (Gardner ve diğ. 1974). Hiperbollerin toplanacağı etkin açıklığa göç aralığı adı verilmektedir. Aralık genişliği hiperbol eğrisinin kestiği sismik iz sayısı ile verilmektedir. Aralık boyunun dar olması göç işleminin kalitesini olumsuz etkiler. Aralık boyunun sismik kesitteki

iz sayısına eşit alındığında en iyi sonuç elde edilir. Kirchhoff toplama yöntemi 90 dereceye kadar eğimli yapıları göç ettirebilir. Fakat yanal yönde hız değişimlerine karşı çok duyarlı değildir. Bu yöntem her ne kadar yanal süreksizliklere karşı duyarlı olsa da keskin yanal hız değişimleri olan ortamlar için uygun değildir. Buna rağmen zaman ortamında kullanılan Kirchhoff yöntemine göre hız çekmelerine mercek etkisine ve hafif hız değişimlerine karşı başarılı sonuç vermektedir.

Sonlu-farklar yöntemi bir deterministik yaklaşımdır (Clearbout, 1976). Göç süreci dalga denklemiyle gerçekleştirilmektedir. Sonlu-farklar yöntemi düşük sinyal gürültü oranında bile iyi sonuç vermektedir. Dezavantajı ise uzun hesaplama zamanı ve aşırı eğimli veriyle işlem yapma zorluğu olmaktadır. 15-derece dalga denklemi pratikte 35 dereceye kadar olan eğimli yapıları yeterli doğrulukta göç ettirebilir. Fakat daha dik yapıları göç ettirebilmek için 45 derece dalga denklemi kullanılması gerekmektedir. Sonlu farklar yönteminin dezavantajı, tek yol dalga denkleminin hatalı dispersiyon ilişkisinden dolayı yüksek eğimli yapıları tam çözemesidir. Dispersiyon ilişkisindeki bu hata dalga denkleminin çözümündeki yüksek mertebeden terimlerin ihmalinden kaynaklanmaktadır (Lee ve Suh, 1985). Bu göç tekniği RMS hızlarını kullanır. Bu da yatay yönde hız değişimine imkan vermektedir. 15-derece dalga denklemi birinci mertebeden yaklaşımdır ve açık çözümdür. 45-derece dalga denklemi ise ikinci mertebeden kapalı çözümdür (Lee ve Suh, 1985). Diğer taraftan bu yöntem yanal yönde hız değişimine duyarlıdır. 65-derece denklemi 15-derece ve 45-dereceye göre Δz adımına daha duyarlıdır ve Δz adımının iyi seçilmesi gerekir. Bu anlamda diğerlerine göre daha dar bir derinlik adımı seçeneği sunmakta ancak eğimli yapılarda daha başarılı olmaktadır. Hız hatalarına karşı daha hassas olan 65-derece denklemi ile uygulamada 80-dereceye kadar olan eğimli yapılar göç işlemine tabi tutulmaktadır. Sonlu farklar dalga denklemi 3 sebepten dolayı sınırlı çözüm üretir: (1) aşırı eğimler için hatalı dispersiyon ilişkisi, (2) sonlu-farklar yaklaşımından kaynaklanan sayısal hatalar, (3) sayısal duraysızlığa yatkınlık (Gazdag ve Sguazzero 1984). Sonlu farklar dalga denkleminin iki ciddi sorunu vardır birincisi hata oranı derinlik ve eğimle doğru orantılı olarak artmaktadır. İkincisi sonlu-farklar göçünde türevler sonlu farklar yaklaşımıyla çözüldüğünden hata içermektedir. Bu iki sorundan dolayı eğimli yapılarda dispersiyon etkisine neden olmaktadır.

Frekans ortamında göç işlemi de dalga denklemini temel alan deterministik bir yaklaşımdır (Stolt, 1978). Sonlu-farklar yaklaşımı ile çözmek yerine iki boyutlu Fourier dönüşümü yapılmaktadır. Bu yöntem ile hızlı bir hesaplama süreci ile düşük sinyal gürültü oranında bile aşırı eğimli yapılar için bile mükemmel sonuç vermektedir. Faz ötelemesi 90 dereceye kadar eğimli yapılarla baş edebilmektedir. Kirchhoff metodunda olduğu gibi istenilen eğime kadar göç işlemi sınırlandırarak yığma işleminden kaynaklanan gürültüler giderilebilirler. Fakat eğimin aşırı küçük alınmasından dolayı kesitte sismik yansıma genliklerinde yumuşama (smearing) etkisi oluşabilir. Aşırı eğimli yapılar söz konusu olduğunda Δz derinlik adımının küçük alınması gerekmektedir. Faz öteleme yönteminde dispersiyon ilişkisi temel alındığından yetersiz göç etkisine uğramaz. Sonlu-farkların aksine belli bir derinlik adımından sonra daha küçük derinlik adımları kesitte bir iyileşme meydana getirmemektedir. Ancak daha büyük derinlik adımlarında ise yetersiz göç ve savrulma etkisi görülmektedir. f-k yöntemi diğer yöntemlere göre hız fonksiyonuna karşı daha hassastır (Yılmaz 1987). f-k tekniklerinde eğim sınırlaması yoktur ancak hız değişimlerini çözmek açısından kısıtlıdır.

4. BARTIN - AMASRA DENİZ SİSMİĞİ YANSIMA VERİLERİNE DERİNLİK ORTAMI GÖÇ UYGULAMALARI

4.1 Verilerin Özellikleri

Eylül 1998’de MTA-İTÜ-Cambridge Üniversitesi işbirliği ile MTA Sismik-1 gemisi kullanılarak toplanan hatların yerleri Şekil 1.1’de görülmektedir. Yaklaşık K-G doğrultulu, kıyıya dik olan 07 ve 11 numaralı hatlar bu tez kapsamında değerlendirilmiştir. Bu hatlara ait veri toplama özellikleri Tablo 1.1’de verilmiştir. 72 kanallı olarak toplanmış olan verilerin kayıt uzunluğu 8 s, K-G doğrultulu ve sırası ile 38 ve 23 km uzunluğundadırlar.

11 ve 07 numaralı hatlar boyunca toplanan sismik verilerin düşey yönlü çözünürlüğü sismik dalga yayılım hızı 1500 m/s ve baskın frekans 30 Hz için yaklaşık 25 m kadardır. Düşey çözünürlüğün hesaplanması için ortamın sismik dalga yayılım hızı v ve baskın frekans f bilinmelidir. Buradan,

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (4.1)$$

bağıntısı ile düşey çözünürlük hesaplanabilir (Yılmaz, 1987). λ , sismik dalga boyu olup, $\lambda/2$ ’den daha kalın tabakalar sismik kesitte belirlenebilmektedir.

4.2 Uygulanan Veri İşlem Aşamaları

Ham sismik verilerin yorumlanmaya hazır hale getirilmesi için bir takım veri işlem aşamalarından geçmesi gerekmektedir. Uygulanacak veri işlem adımları verinin özellikleri göz önünde bulundurularak belli bir sıra içerisinde yapılmalıdır. Tez kapsamı içerisinde veri işlem uygulaması yapılmış olan sismik kesitlere daha öncede uygulanmış olan veri işlem adımları bulunmaktadır. Tez kapsamı içerisinde değerlendirilen veriler yığma işlemi yapılmış verilerdir. Bu tez çalışması yığma sonrası veri işlem adımlarını kapsamaktadır.

Yığılmış sismik kesitlere uygulanan veri işlem adımlarından ilki, tekrarlı yansımaları bastırmak amacıyla uygulanan ters evrişimdir. Bu aşamadan sonra hız analizi göç işlemi yapılarak sismik hızların belirlenmesine çalışılmıştır. Hız fonksiyonunun oluşturulmasından sonra zaman ve derinlik ortamlarında göç işlemi uygulanarak sismik kesitler yoruma hazır hale getirilmiştir.

4.2.1 Ters Evrişim

Yeraltındaki güçlü yansıtıcı yüzeyler sismik veri toplama aşamasında tekrarlı olarak kaydedilirler. Sismik verinin kaydı esnasında, bu güçlü yansıtıcılardan kaynaklanan yansımalar sonraki zamanlarda tekrar kaydedilirler. Kaydedilen tekrarlı yansımalar sismik kesit üzerinde esas yansıma seviyelerini örter ve yorumlanmasını güçleştirir. Bu tekrarlı yansıma etkisinin giderilebilmesi için ters evrişim yöntemi uygulanır.

Güçlü yansıtıcı yüzeyler arasına hapis olan sismik dalga tekrarlı olarak kaydedilir. Yer içine gönderilen birim genlikli sismik dalgacık yer altında bulunan arayüzeyden evrişerek yansır ve yeryüzünde kaydedilir. Yeryüzündeki güçlü negatif yansıma katsayılı yansıtıcı yüzeyden tekrar geri yansır. Bu olay belli bir düzen içerisinde gerçekleştiğinden sismik iz üzerinde belirlenebilir. Bunun için ön kestirmeli ters evrişim uygulanır. Bu işlem için uygulanan filtreleme ayırık evrişim denklemiyle tanımlanır,

$$y_{\tau} = \Delta t \sum_t x_t a_{\tau-t} \quad (4.2a)$$

burada x_t girdi, a_t filtre, y_{τ} çıktı ve Δt ise zaman artışıdır. t ve τ ayırık zaman değişkenleridir ve Δt aksi belirtilmedikçe değeri 1 olarak alınır.

Eğer a_t , α kadar kestirim mesafesiyle kestirim operatörü ise y_{τ} çıktısı, x_t girdisinin $x_{t+\alpha}$ gelecek zamanında ki değeridir.

$$y_{\tau} = \Delta t \sum_t x_t a_{\tau-t} = \hat{x}_{t+\alpha} \quad (4.2b)$$

burada $\hat{x}_{t+\alpha}$, gerçek değer $x_{t+\alpha}$ 'nın kestirimidir. Hata serisi bu iki değer arasındaki fark ile bulunur.

$$\varepsilon_{t+\alpha} = x_{t+\alpha} - \hat{x}_{t+\alpha} \quad (4.3)$$

burada ε_t , x_t 'nin kestirilemez kısmını oluşturmaktadır. Denklem (4.2b)'yi denklem (4.3)'de $\hat{x}_{t+\alpha}$ cinsinden yerleştirip z dönüşümü aldığında

$$E(z) = X(z)[1 - z^\alpha A(z)] \quad (4.4)$$

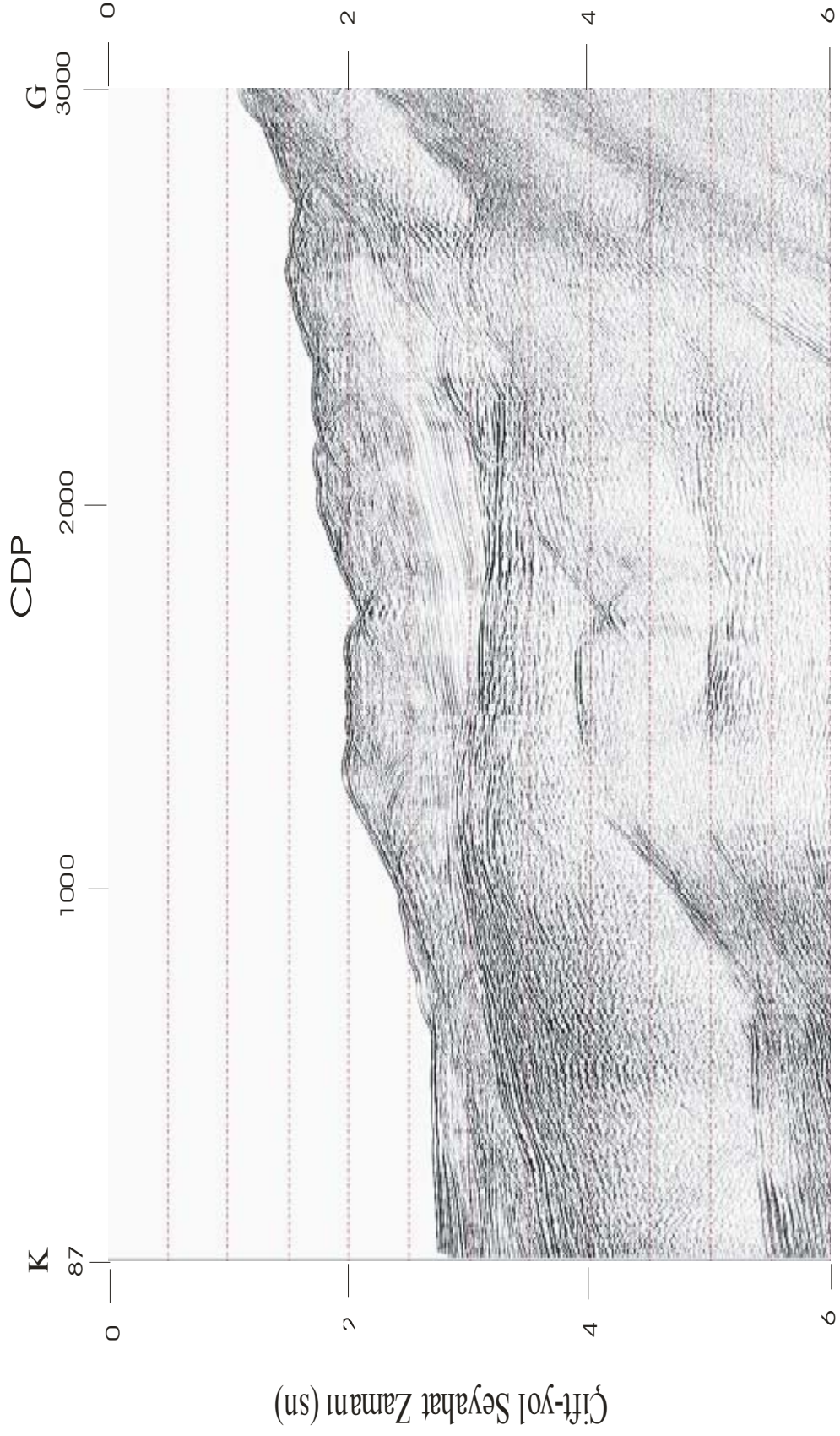
elde edilir. $(1 - z^\alpha A(z))$, kestirme hata operatörünün z dönüşümüdür. Böylece hata serileri denklem (4.2b) ve (4.3)'ün kullanılmasıyla yada denklem (4.4) ile tek adımda hesaplanabilir (Peacock ve Trietel, 1969).

Tez kapsamında yapılan çalışmalar da sismik kesitler üzerindeki tekrarlı yansıma izlerinin giderilmesi için kestirmeli ters evrişim uygulanmıştır. Bunun için Disco/Focus programının DECONA modülünden yararlanılmıştır. Bu amaçla sismik kesitte deniz tabanı yansıma yüzeyi ayrıntılı şekilde işaretlenerek WDEPTH modülü ile tanımlanmıştır. Böylece deniz tabanından kaynaklanan tekrarlı yansımaların bastırılmasına çalışılmıştır.

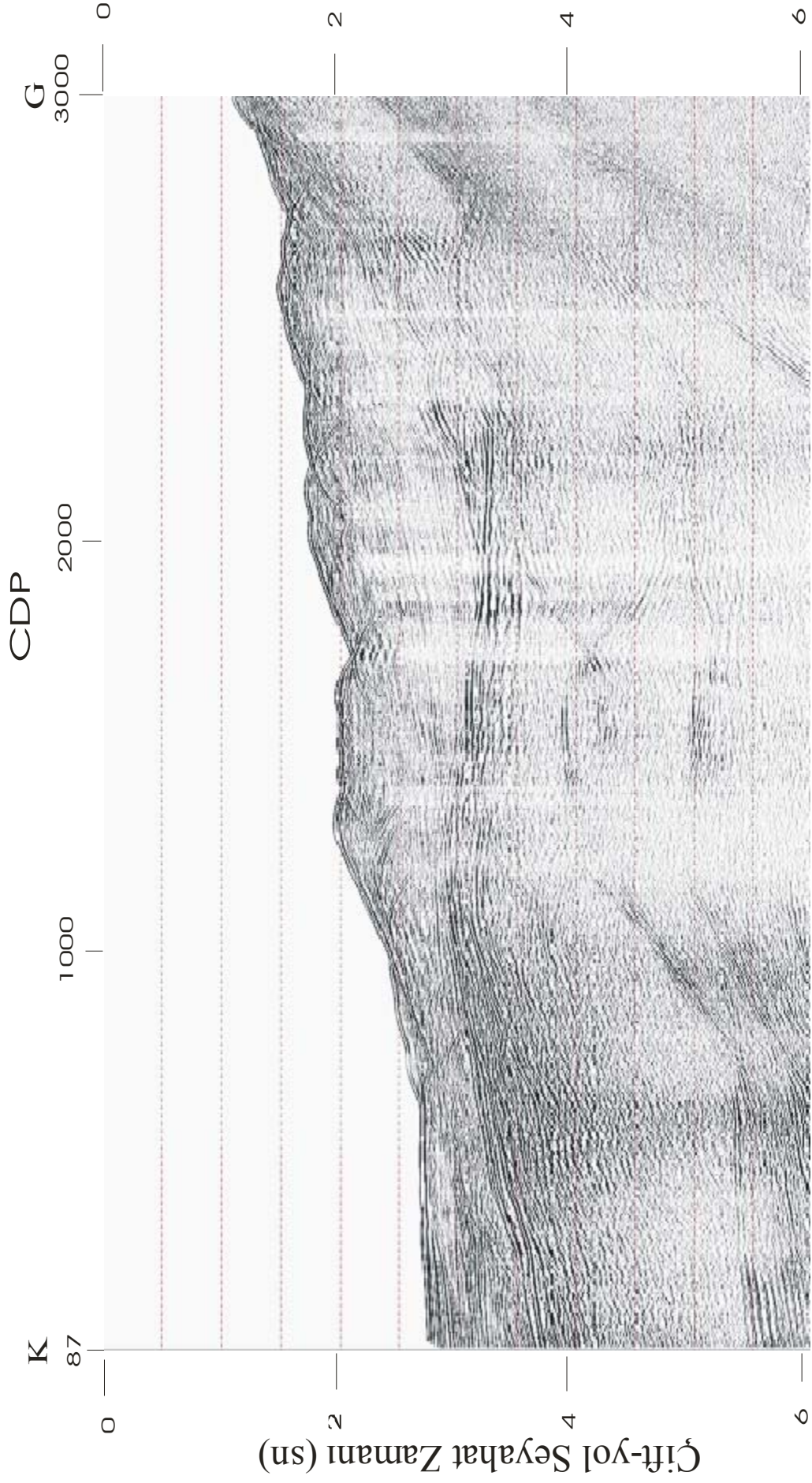
11 numaralı kesitte ters evrişim uygulanması öncesi ve ters evrişim uygulanması sonrası sırası ile Şekil 4.1'de ve Şekil 4.2'de görülmektedir. Şekil 4.2'de görüldüğü üzere tekrarlı yansımalar belli bir ölçüde bastırılmıştır. Ancak sismik kesitteki yansıma izlerinin üzerini yinede örtmektedir. Yorumlama için yeterli bir iyileşme söz konusu değildir. Ters evrişim uygulamasının bu sismik kesitler üzerinde başarılı olamamasının sebebi bölgenin jeolojisinin karmaşık bir yapı arz etmesinden kaynaklanmaktadır. Muhtemel verinin istatistiksel özelliklerinin kestirme ters süzgeçlemesi varsayımlarına tam uymamasından dolayıdır. Bunun sonucunda da bütün tekrarlı yansımaları veriden çıkaracak uygun bir süzgeç oluşturmak zorlaşmaktadır (Borselen ve diğ., 2003).

4.2.2 Sismik Hız Çesitleri ve Hız Analizi

Göç işleminin sismik yansıma verilerine uygulanabilmesi için yeraltı yapısını oluşturan birimlere ait sismik hızların bilinmesi gerekmektedir. Bu hızların belirlenebilmesi için ayrıntılı hız analizinin yapılması gerekmektedir. Hız analizinin doğruluğu önemlidir, çünkü saçılma hiperboller ve eğimli yapıların yeri hızlar doğru değilse yanlış olacaktır. Ortam homojen olmadığı zaman hızların önemi daha da artmaktadır.



Şekil 4.1 Ters evrişim uygulanmadan önceki yığma kesiti



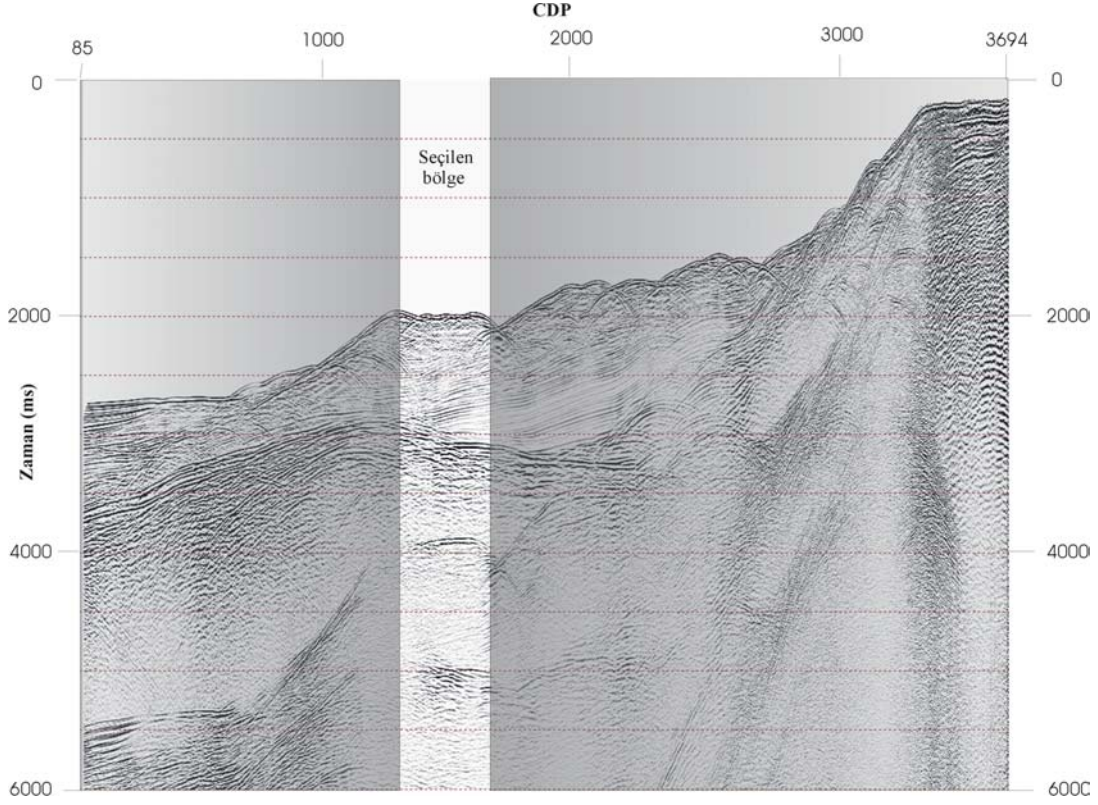
Şekil 4.2 Önkestirmeli ters evrişim uygulandıktan sonraki yığma kesiti.

CDP kesitinde hız analizi için bütün t zamanları için olası hız aralığındaki bütün hızlar ile analiz yapılarak, bunlardan uygun olan hızı seçmek şeklinde yapılmaktadır (Doherty, 1975). Yığma hızlarının elde edilmesi için, yığma işlemini temel alan teknik kullanılmalıdır. Aynı şekilde, göç işlemi hızlarının elde edilmesinde, göç işlemini temel alan teknik kullanılmalıdır (Yılmaz ve Chambers, 1984).

Sismik yansıtıcı yüzey eğimli bir düzlem ise CDP düzeninde yığma işlemi için gerekli olan hız, sismik dalganın yer altında seyahatinden daha yüksek olması gerekir (Levin, 1971). Yeraltı yatay olduğunda ise yığma hızlarıyla gerçek hızlar birbirine eşit olması gerekir (Yılmaz ve Chambers, 1984). Yer altı yapısı homojen olmadığından yığma hızları doğrudan göç işleminde kullanılamaz. Büyük yanal yönlü hız değişimi olan alanlarda, yığma hızları hiperbolik kayma zamanı temeline göre hesaplandığından RMS hızlarından farklı olabilirler. Çünkü NMO zamanı sadece ait olduğu noktadaki hızın fonksiyonu olmaktan çıkar, seyahat ettiği bütün noktaların fonksiyonu olur. Böyle ortamlarda RMS hızları veya göç işlemi için kullanılacak hızların, yığma hızlarından belirlenmesi yanlış sonuçlar doğurur (Lynn ve Clearbout, 1982). Yığma hızı yansıtıcı yüzeyin eğimine duyarlıdır (Levin, 1971). Migrasyon hızı ise eğimden bağımsızdır (Hubral ve Krey, 1980). Göç işlemi için ortama ait gerçek hızların kullanılması gerekmektedir.

Hız analizinde göç işlemi için uygun hızların elde edilme işlemi için sismik kesitte seçilen bölge için değişik hızlarda göç işlemi uygulanması gerekmektedir. Hız analizi için sismik kesitin belli bir aralıktaki dilimi seçilerek bu dilime sabit hızda göç işlemi uygulanmaktadır (Şekil 4.3). Örneğin seçilen dilim Şekil 4.3'te açık renkli olarak gösterilen alandır. Seçilen dilime sabit hızla göç işlemi uygulanır. Daha sonra hızı arttırmak suretiyle işlem tekrar uygulanır. Böylece Şekil 4.4'de Şekil 4.3'deki seçilen dilim için soldan sağa artan hızlarla panel oluşturulur. Şekil 4.4'de sismik kesitten alınan yığılmış veri (k) panelinde, a, b, c, d, e, f, g, h, i, j panellerinde ise bu veriye 1500, 1550, 1600, 1800, 2000, 2200, 2400, 2600, 2800, 3000 m/s'lik hızlarla göç işlemi uygulandıktan sonraki kesitler verilmektedir. Oluşturulan bu hız paneli üzerinde hangi saniyede hangi hız değerinde en uygun göç işlemi elde edilmişse belirlenip, (l) deki tek boyutlu hız fonksiyonu ilgili kesitin ait olduğu dilim için belirlenmektedir. Bu işlem Şekil 4.3'te görülen kesitin bütününe uygulanarak kesit boyunca Şekil 4.4.1'deki gibi tek boyutlu hız fonksiyonları oluşturulmaktadır. 07 ve 11 numaralı kesitlerin tamamına uygulamış olan hız analizi kesitleri EK B'de

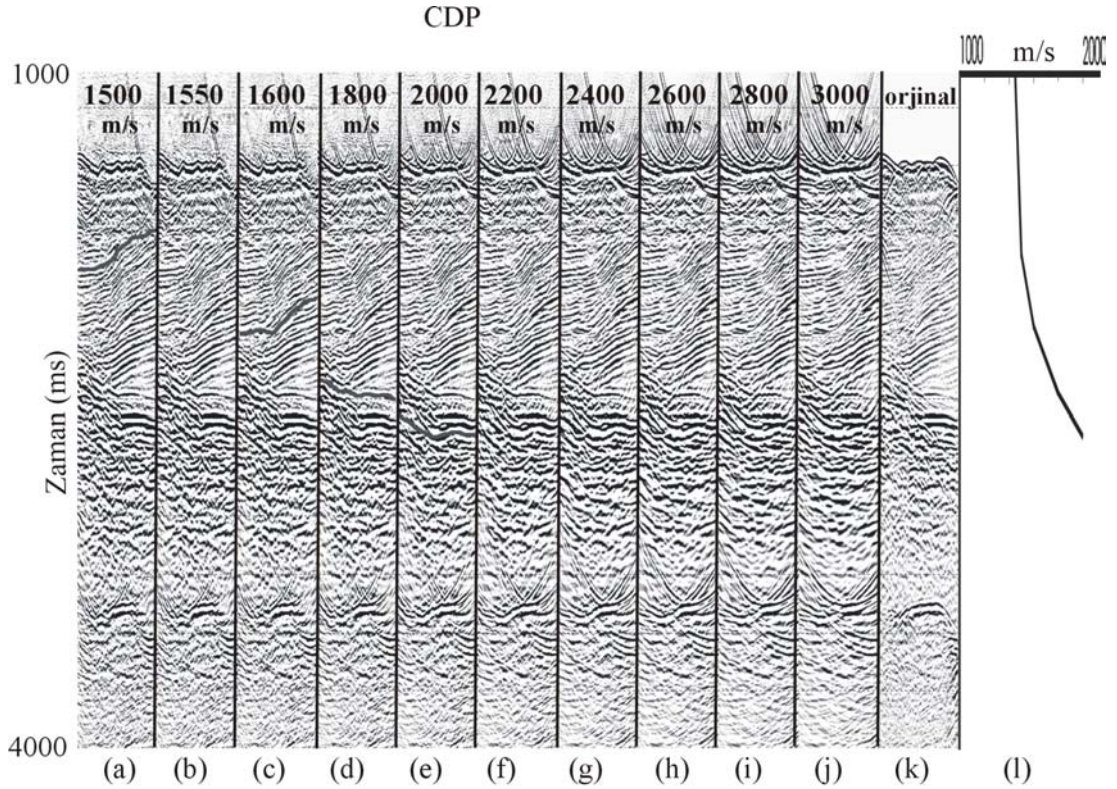
verilmiştir. Göç işlemi hız belirlemesinin bu aşamasında, hızları elde etmek için uygulanan göç teknikleri zaman ortamındadır. Bunun nedeni ise hem sismik kesit olan yığılmış kesit ile zaman ortamında göç işlemi uygulanmış kesitlerin her ikisi de zaman ortamında olduğundan karşılaştırılmaları kolay olmaktadır. Böylece sismik hızların hangi yansıma seviyesinden geldiği doğru bir şekilde belirlenmektedir.



Şekil 4.3 11 numaralı sismik kesit üzerinde hız analizi yapılacak olan dilimin seçilmesi (açık renkli olarak gösterilmektedir). Düşey eksen çift-yol seyahat zamanıdır.

Sismik kesit boyunca elde edilen tek boyutlu hız fonksiyonlarından sismik kesitin iki boyutlu hız modeli elde edilir. İki boyutlu hız modeli elde edildikten sonra bütün bir kesite zaman ortamı göç uygulanarak sismik hızlar iyileştirilmeye çalışılmıştır. Sabit hızla yapılan göç işlemlerinde ara hız ile karekök-ortalama (RMS) hız birbirine eşittir. Ancak iki boyutlu hız modeli oluşturulmasının ardından hızlar derinlikle değişmekte ve ara hız ile karekök-ortalama hız farklı değerler almaktadır. Zaman ortamı göç tekniklerinin uygulaması ileriki bölümlerde değinilecektir. Bu aşamadan sonra elde edilen hız modeliyle (Şekil 4.5) derinlik ortamında göç uygulanmıştır. Ayrıntılı hız analizi sonrası elde edilen hız yapısı mükemmel olmayabilir. Derinlik ortamında göç işleminin kalitesi ise tamamen hız bilgisinin doğruluğuna bağlıdır.

Şekil 4.5'te 11 numaralı hat ve Şekil 4.6'da 07 numaralı hat için oluşturulan hız-zaman modeli görülmektedir.



Şekil 4.4 (a)-(i) Sırası ile 1500'den 3000 m/s aralığında artan hızlarla Şekil 4.3'teki kesitin seçilen 1300 ile 1700 CDP aralığına göç işlemi uygulanması, (h) orijinal kesit, (l) hız analizi ile elde edilen tek boyut hız fonksiyonu.

Hız modeli oluşturulması için uygulanan yöntemde uygun hızın seçilmesi için izlenen yol, saçılmalardan kaynaklanan hiperbolik yansıma izlerinin toplanması ve yansıma izlerinin konumuna bakarak belirlenmiştir. Şekil 4.7'de görüldüğü üzere göç işlemi için kullanılan hız ortamın hızından daha yüksek seçildiğinde saçılma hiperboller ters dönmektedir. Göç işleminde kullanılan hızların ortamın gerçek hızından daha düşük bir değer olarak seçilmesinde ise saçılma hiperboller tam toplanmamaktadır. Ayrıca Şekil 4.8'de görüldüğü gibi ortama ait olan hızlardan farklı değerde sismik hızlar girildiğinde sismik kesitteki yansıma genlikleri bozulmakta, sonuç olarak sismik kesitin görünümü bozulmaktadır.

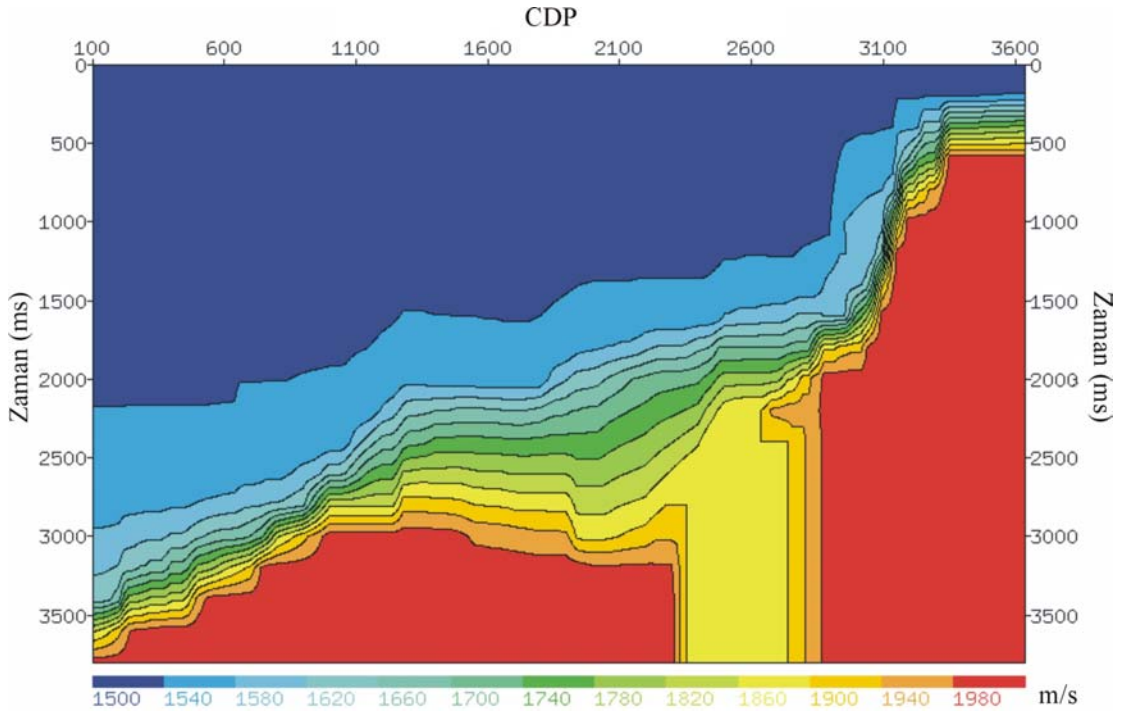
Sismik yansıma kayıtlarının değerlendirilmesinde ki en önemli unsurlardan biri olan sismik hızların doğru olarak belirlenmesi çok önemlidir. Aslında sismik dalgaların yer içerisinde yayılım hızı tek değildir. Sismik hız hesaplamaları amaca göre

farklılık göstermektedir. Sismik hızlar ara hız, ani hız, ortalama hız, ağırlıklı ortalama hız ve yığma hızı olmak üzere farklı amaçlara göre değişir.

Yığma hızı (stacking velocity): ortak yansıma noktası düzenindeki verilerin yığma işlemi için kullanılan bu hız

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{st}^2} \quad (4.5)$$

ile tanımlanır. Burada x bir ortak yansıma noktası atışlar dizisi için atış ile alıcının değişken aralığı; t , x deki varış zamanı; t_0 , düşey geliş-gidiş zamanı ve v_{st} ise yığma hızıdır.



Şekil 4.5 11 numaralı hat için elde edilen iki boyutlu hız modeli. Düşey eksen çift-yo gidiş geliş zamanıdır.

Ortalama hız (average velocity): belli bir derinlikteki bir yansıma yüzeyine kadar olan tüm tabakaları sıfır açılımla (kaynak-alıcı aynı noktada) kateden bir ışın yörüngesi için hesaplanan hızdır.

$$v_{ort} = \frac{z}{t} \quad (4.6)$$

burada z ; $z_1, z_2, z_3, \dots, z_n$ kalınlıklarının toplamıdır. Buna göre,

$$v_{ort} = \frac{z_1 + z_2 + z_3 + \dots + z_n}{t_1 + t_2 + t_3 + \dots + t_n} = \frac{\sum_{k=1}^n z_k}{\sum_{k=1}^n t_k} \quad (4.7)$$

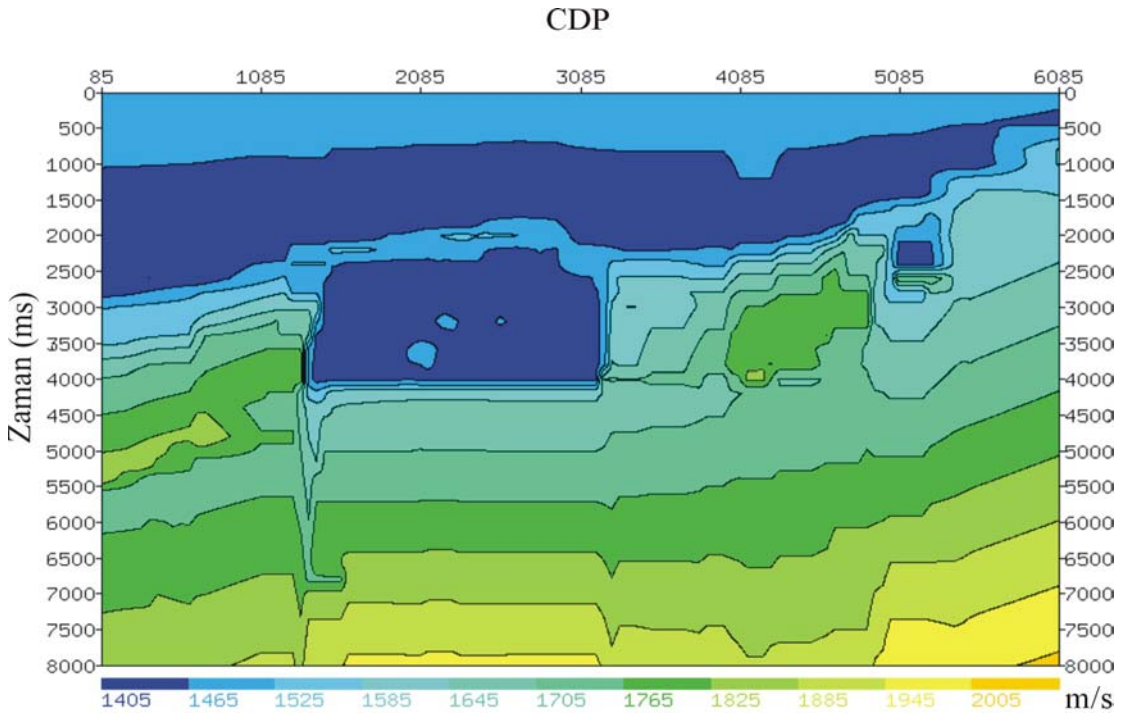
Ara hız (interval velocity): z_1 ve z_2 derinliklerindeki iki yansıtıcı, sırasıyla t_1 ve t_2 tek-yol zamanlarına sahip yansımaları veriyorsa, z_1 ve z_2 arasındaki ara hız,

$$v_{ara} = \frac{(z_2 - z_1)}{(t_2 - t_1)} \quad (4.8)$$

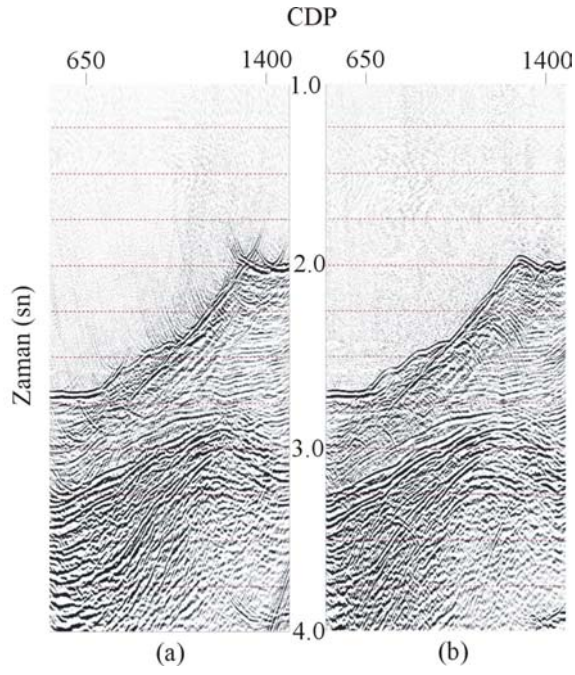
şeklinde tanımlanır.

Ani hız: hız derinlikle sürekli değişiyorsa, belirli bir z derinliğindeki değeri; $(z_2 - z_1)$ aralığını, bir dz kalınlığına sahip sonsuz derecede küçük ince bir tabaka oluncaya kadar daraltmak suretiyle ara hız formülünden elde edilir. Yukarıdaki formülle hesaplanan ara hız, z 'nin t 'ye göre türevi olur ve ani hız olarak isimlendirilir.

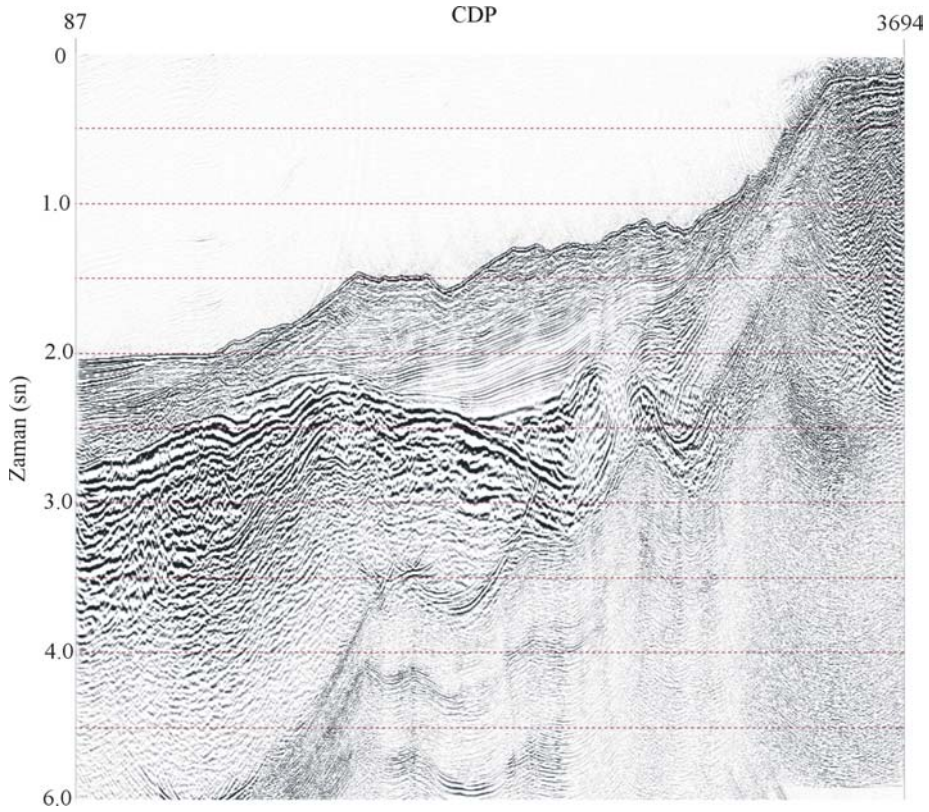
$$v_{ani} = \frac{dz}{dt} \quad (4.9)$$



Şekil 4.6 07 numaralı hat için elde edilen iki boyutlu hız modeli. Düşey eksen çift-yol seyahat zamanıdır.



Şekil 4.7 (a) Ortamın ait olduğu hızlardan daha yüksek hızlar kullanılarak göç işlemi uygulanması. (b) Ortamın ait olduğu hızlardan daha düşük hızlar kullanılarak göç işlemi uygulanması.



Şekil 4.8 Yanlış hızlar kullanılarak göç işlemi uygulanması sonrasında genliklerdeki bozulmalar.

Karekök ortalama hız (Root-mean-square velocity; RMS): eğer kesit sırası ile ara hızları $v_1, v_2, v_3, \dots, v_n$ ve tek yol ara katetme zamanları $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$ olan yatay tabakalardan oluşmuşsa, RMS hızı aşağıdaki bağıntı ile verilir.

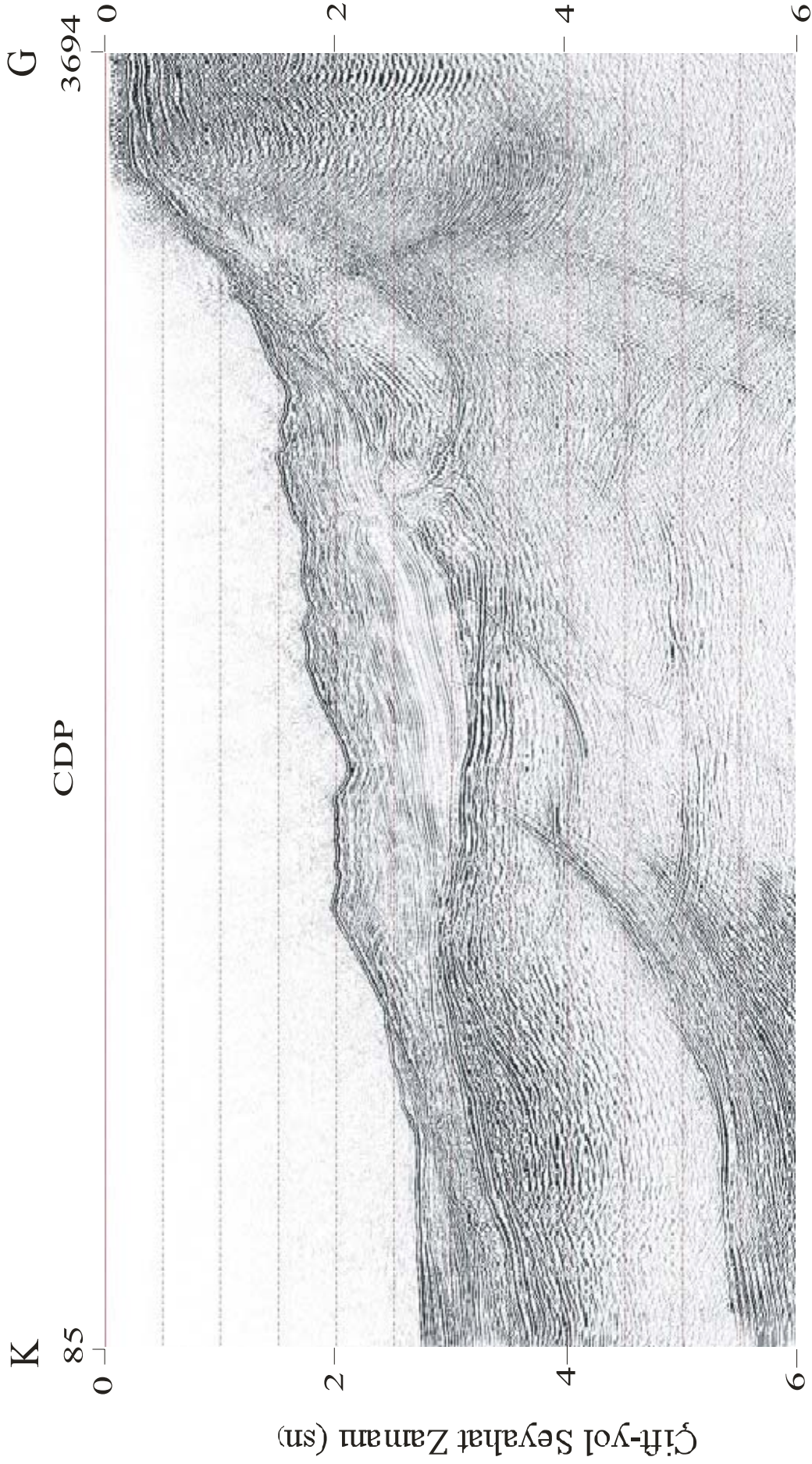
$$v_{rms}^2 = \frac{v_1^2 t_1 + v_2^2 t_2 + v_3^2 t_3 + \dots + v_n^2 t_n}{t_1 + t_2 + t_3 + \dots + t_n} = \frac{\sum_{k=1}^n v_k^2}{\sum_{k=1}^n t_k} \quad (4.10)$$

bu hız , $x = 0$ da $(t^2 - x^2)$ eğrisinin eğimini alarak elde edilebilir (Yılmaz 1987).

4.2.3 Zaman Ortamında Göç

Tez kapsamında uygulanan göç tekniklerinden zaman ortamı göç ile zaman ortamında göç için kullanılacak hız modeli oluşturulmak amaçlanmıştır. Bu amaca yönelik olarak Disco/Focus programının MIGRATX, MIGTX, MIGRATE modüllerinden faydalanılmıştır. DEFINE yardımcı modülü ile ortama ait hızlar veri tabanına girilmiştir.

Zaman ortamı göç teknikleri RMS hızlarını kullanmakta bu da derine doğru bir hız artışı sağlamaktadır. Ancak Şekil 4.1'deki yığma kesitinde görülen kuvvetli tekrarlı yansıma izleri, tekrarlı yansıma neden olan gerçek yansıma yüzeyine göre daha düşük hızlara sahiptir. Zaman ortamındaki sismik yansıma kesitine RMS hızları ile göç uygulandığında daha geç zaman da gelen tekrarlı yansımalar aşırı göçe uğramaktadırlar (Şekil 4.9). Kirchhoff integral yöntemini temel alan MIGTX modülü bu anlamda yetersiz kalmaktadır. Yine MIGRATE yöntemi de yetersiz kalmaktadır. MIGRATX modülü ara hızları kullandığından, tekrarlı yansıma izlerine daha düşük hız verilerek aşırı göçe uğraması engellenmiş ve verinin üzerini örtmesinin önüne geçilmiştir. Ayrıca derinlik ortamında göç işlemi ara hızlara ihtiyaç duyduğundan tek boyutlu hız fonksiyonun oluşturulması için yapılan hız analizinde de MIGRATX modülü kullanılmıştır. Ancak kesite bütün olarak Kirchhoff yöntemi, sonlu-farkların 15-derece ve 45-derece yöntemleri kullanılarak göç işlemi uygulanmıştır. MIGTX modülü zaman ortamında Kirchhoff integral yönteminin sayısal çözümünü kullanan göç tekniğidir. Stolt ve Benson (1986) tarafından tanımlanan Kirchhoff göç tekniği



Şekil 4.9 Kirchhoff göç yöntemi kullanılarak elde edilmiş olan 11 numaralı hatta ait zaman ortamındaki sismik göç kesiti.

algoritmasını temel almaktadır. Algoritma directivity, küresel açılma ve ikincil kaynak dalgacık şekil etkisi terimlerini içermektedir. Bu modülün kullanımı için CDP aralığı ve sayısı göç işlemi uygulanacak en yüksek eğim ve DEFINE modülü ile tanımlanmış RMS hızları gerekmektedir. Şekil 4.9’da Kirchhoff yöntemi uygulanarak elde edilmiş zaman ortamında göç kesiti görülmektedir. A noktasıyla işaret edilen noktanın çevresi aşırı migrasyona uğramış tekrarlı yansıma tarafından örtülmüştür. Bu noktada ki karmaşık yapı yüzünden göç işleminden iyi sonuç elde edilememiş ancak diğer kesimler de nispeten daha iyi sonuçlar elde edilmiştir. Saçılma hiperbollerini tepe noktalarına toplanmıştır.

MIGRATE programının MIGRMS alt programı ile zaman ortamında 15-derece sonlu-farklar çözümü elde edilmiştir. Şekil 4.10’da görüldüğü gibi bu yöntem saçılma hiperbollerini tepe noktasına toplamada yetersiz kalmıştır. Ortada yanal hız değişimleri ve yüksek eğimli yapıların bulunmasından dolayı istenilen sonuç elde edilememiştir.

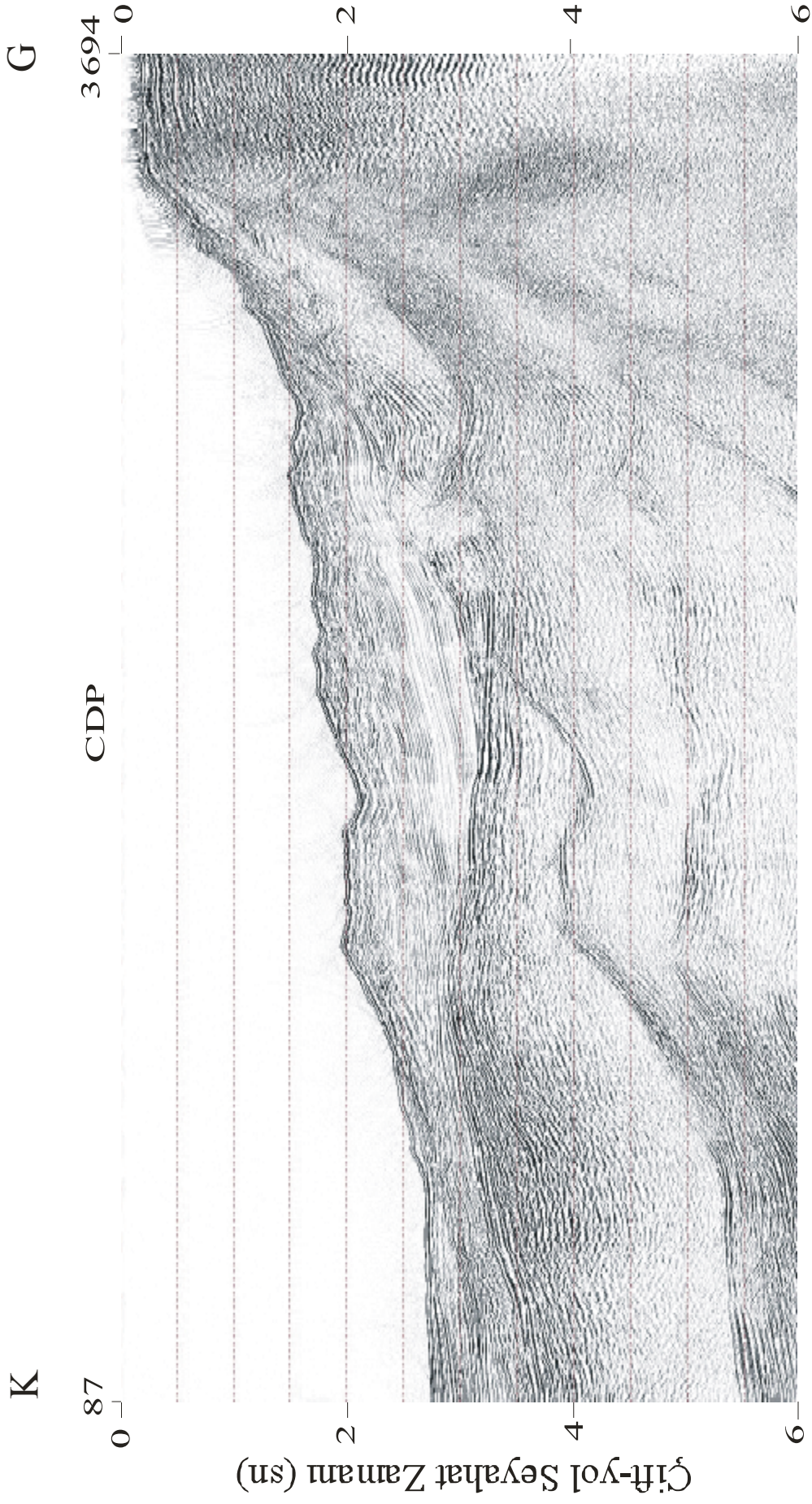
MIGRATX modülü zaman ortamında göç tekniğinin sonlu-farklar yaklaşımıyla çözümü temel almaktadır. Girdi olarak CDP düzenindeki verileri kullanmaktadır. DEFINE programı ile tanımlanmış zaman-hız modelini kullanmaktadır. Şekil 4.11’de sonlu farklar yöntemi kullanılarak elde edilmiş zaman ortamında göç kesiti görülmektedir. Sonlu-farklarda, Kirchhoff yönteminden farklı olarak, derinlik adımı parametresinin de belirlenmesi gerekmektedir. Genellikle derinlik adımı hakim periyodun yarısı ile hakim periyod arasında bir değer seçilir. Şekil 4.12’de frekans dağılımı gözükmektedir. Baskın frekansı 30 Hz olarak gözükmektedir. Buradan hakim periyod 33 ms olarak bulunur. Sonlu farklar için uygulanacak derinlik adımı 15 ile 30 ms’ler arasında seçilmelidir. Burada ise 20 ms olarak alınmıştır. Derinlik adımının yanlış seçilmesi yanlış sonuçlara neden olur. MIGRATX ara hızları kullandığından dolayı, tekrarlı yansımalara düşük hız atanabilmektedir. Böylece saçılıp verinin üstünün örtülmesi engellenmiş olmaktadır. 07 ve 11 numaralı hatlara ait sismik yansıma kesitlerinin zaman ortamında göç uygulamaları kullanılarak üretilmiş zaman ortamı göç kesitleri EK B’de verilmiştir.

4.2.4 Derinlik Ortamında Göç

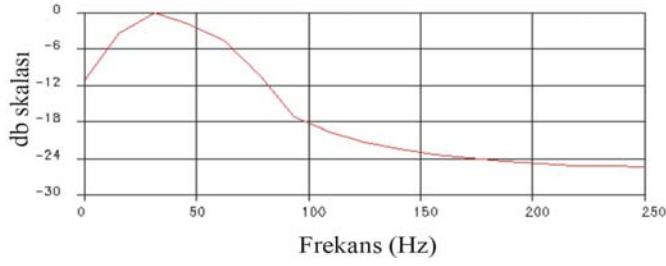
Larner ve diğ. (1981) zaman ortamında göç tekniklerinin, yanal yönde hız değişimlerinin çok olduğu ortamlarda iyi sonuç vermediğini göstermiştir. Böyle



Şekil 4.10 Sonlu farklar göç yönteminin 15-derece denklemi kullanılarak elde edilmiş olan 11 numaralı hatta ait zaman ortamındaki sismik göç kesiti.



Şekil 4.11 Sonlu-farklar göç yönteminin 45-derece denklemi kullanılarak elde edilmiş olan 11 numaralı hatta ait zaman ortamındaki sismik göç kesiti.



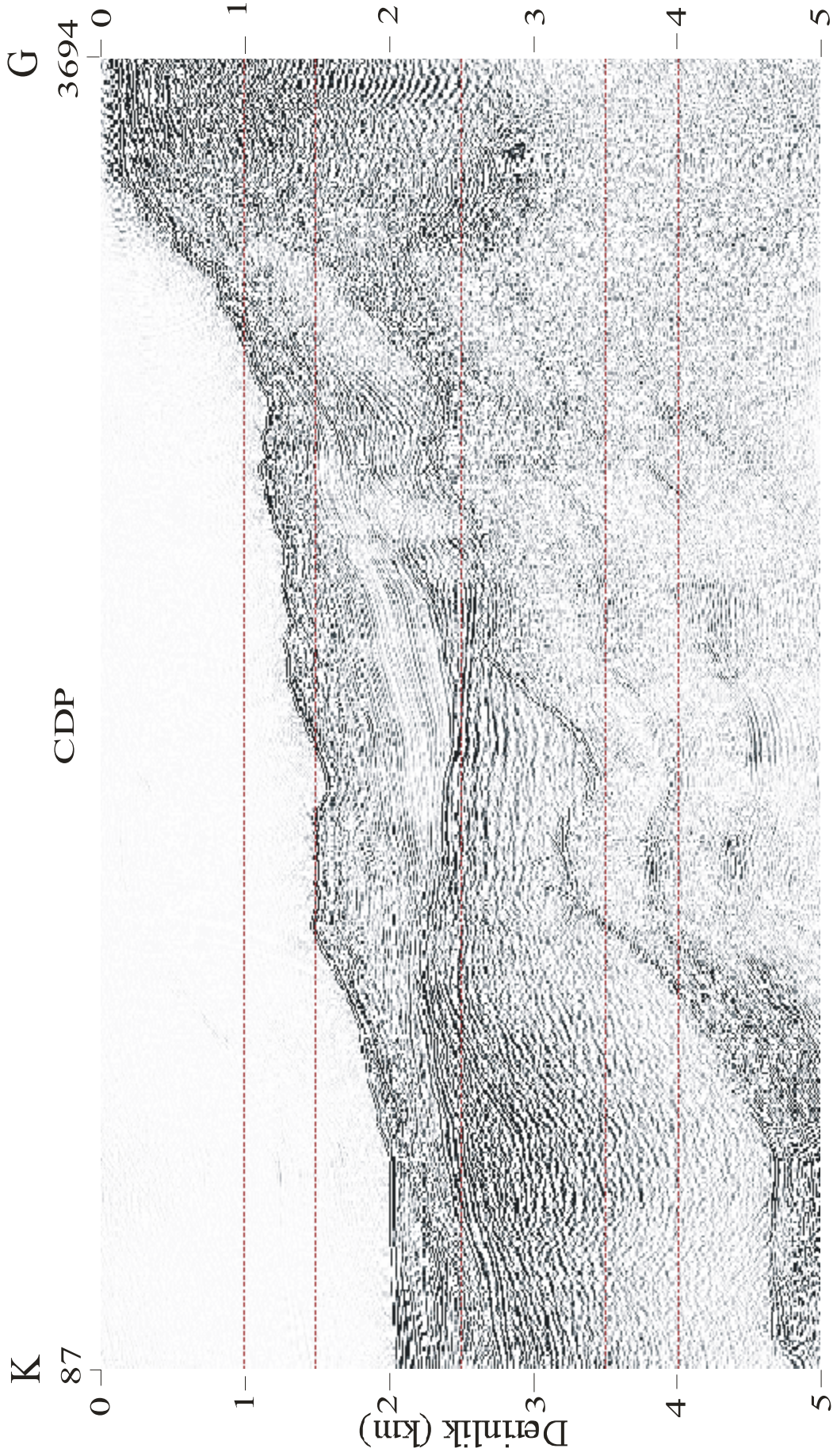
Şekil 4.12: Verinin frekans dağılımı.

ortamlarda derinlik ortamında göç yöntemi uygulanmalıdır. 11 numaralı hat zaman ortamında göç işlemiyle elde edilen iki boyutlu hız modeli (Şekil 4.5) ile sismik kesitler derinlik ortamında göç işlemine sokulmuşlardır. Bu bağlamda sonlu-farklar ve faz öteleme yöntemini kullanan disco/focus programının MIGFX ve PSPC modülleri kullanılarak, düşey eksen saniye cinsinden çift-yol seyahat zamanı olan zaman ortamı sismik yığma kesitleri, düşey eksen km olan derinlik ortamı kesitlerine dönüştürülmüştür. Böylece sismik yansıma ara yüzeyleri doğrudan jeolojiyle ilişkilendirilebilir duruma getirilmiş olur. Derinlik ortamında göç algoritmaları sismik ara hızları kullanmakta ve hızlar HMATH programı ile tanımlanmaktadır.

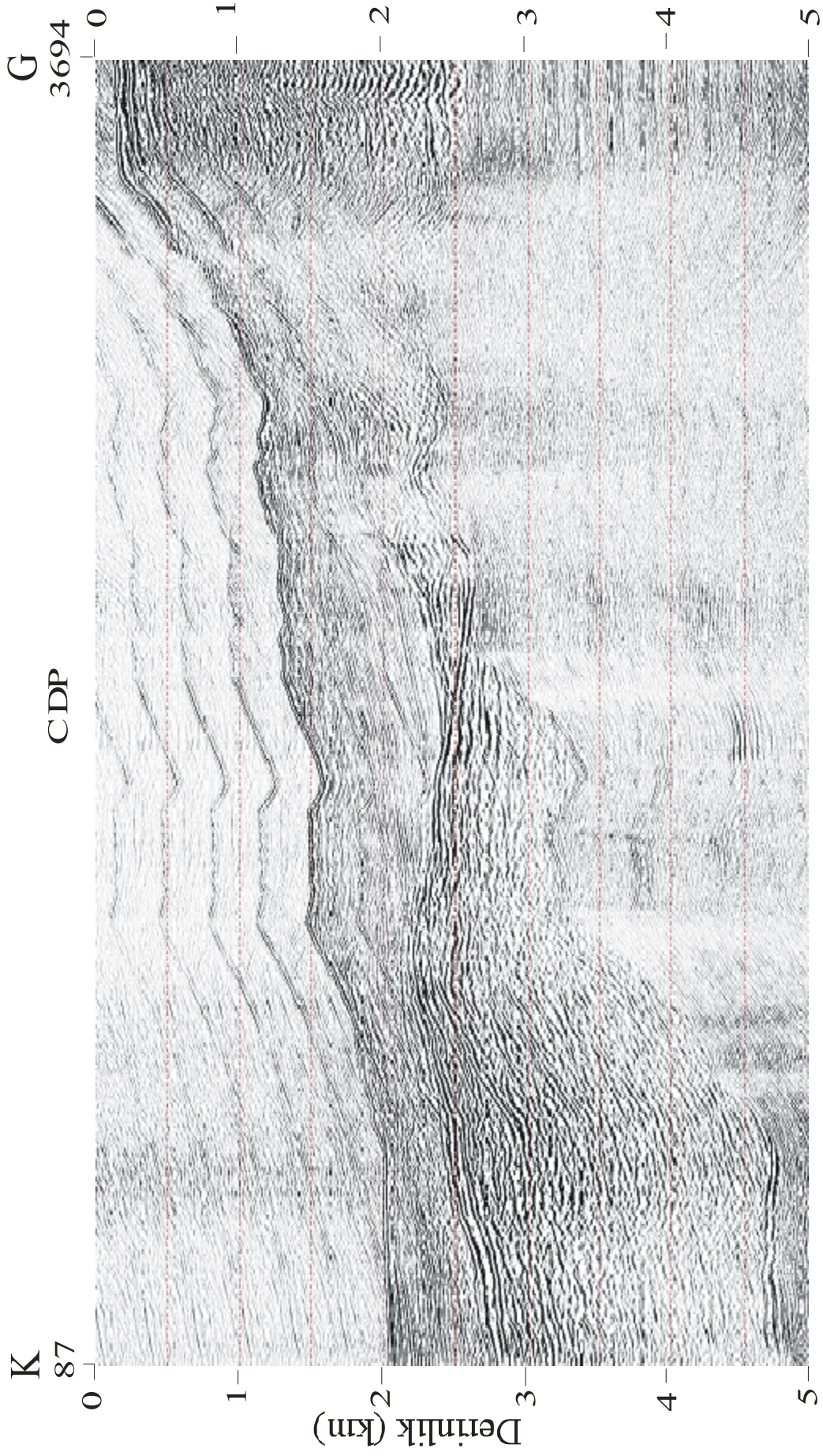
Sismik hızların tanımlanmasında uygulanan ilk adım, zaman ortamında göç işlemi uygulanmış sismik kesit üzerinde, hız geçişlerini belirlemek amacıyla arayüzler belirlenir ve HMATH programı ile bu arayüzlere, hız analizi ile elde edilmiş hız değerleri atanır. Derinlik-hız modeli oluşturulur. Oluşturulan bu model daha sonra derinlik ortamında göç işleminde kullanılır.

Dalga denkleminin sonlu-farklar çözümünü temel alan MIGFX modülü hız değişimleri hem düşey hem de yanal yönde değişmekte olan ortamlar için başarı ile uygulanabilmektedir. Yöntemin ilkeleri Clearbout (1985), Yılmaz (1987) ve Lee ve Suh (1985) tarafından ortaya konmuştur. MIGFX modülü omega-x olarak bilinen yöntemi kullanarak sismik kesite göç işlemini uygulamaktadır. Şekil 4.13'de MIGFX modülü kullanılarak üretilmiş derinlik kesiti görülmektedir.

PSPC modülü, faz ötelemesi yöntemini kullanmaktadır. Bu modülle 90 dereceye kadar olan eğimli yapılar göç ettirilebilmektedir. Şekil 4.14'de göç işlemi sonucu elde edilen derinlik kesiti elde edilmiştir. 07 ve 11 numaralı hatlara ait sismik yansıma kesitlerinin derinlik ortamında göç uygulamaları kullanılarak üretilmiş derinlik ortamı göç kesitler EK C'de verilmiştir.



Şekil 4.13 Sonlu-farklar göç yöntemi kullanılarak elde edilmiş olan 11 numaralı hatta ait derinlik ortamındaki sismik göç kesiti

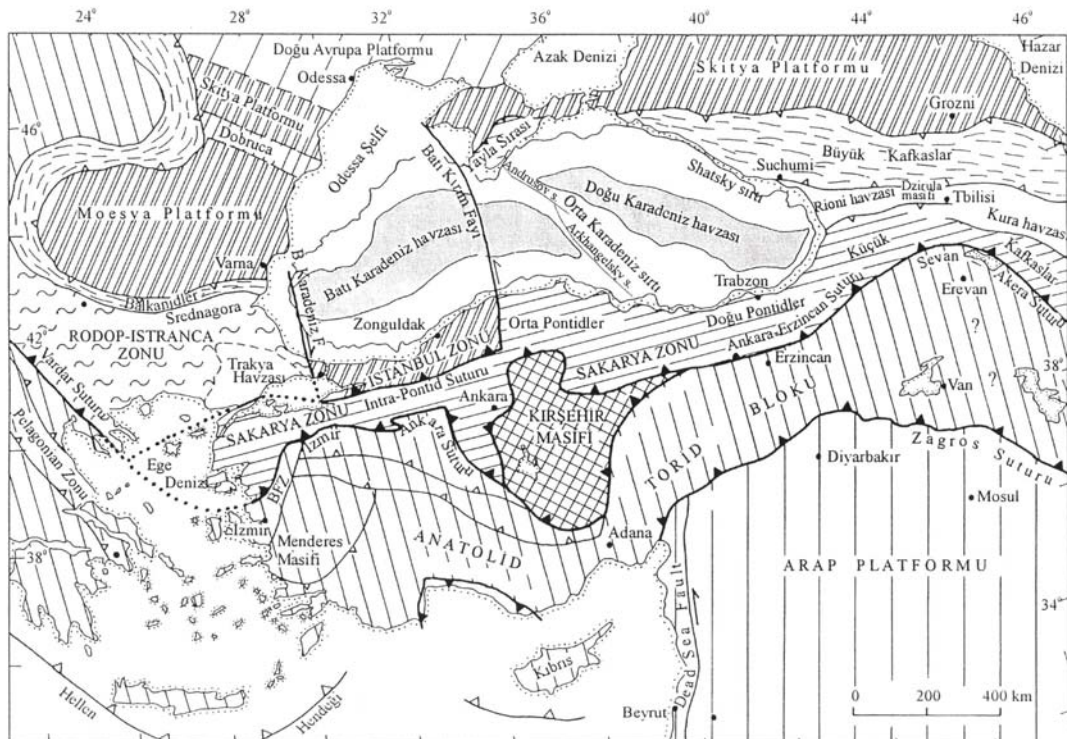


Şekil 4.14 Frekans ortamı, faz ötelemesi ve düzeltilmesi göç yöntemi kullanılarak elde edilmiş olan 11 numaralı hatta ait derinlik

5. ZONGULDAK – AMASRA DOLAYLARININ JEOLJİSİ VE TEKTONİĞİ

Çalışma bölgesi, Batı Karadeniz Havzası'nın güney kenarında İstanbul Zonu veya Kuzey pontidler olarak bilinen bölgede yer almaktadır (Okay ve diğ., 1994). Bu bölge güneyde Intra-Pontid suture ve kuzeyde Batı Karadeniz Havzası tarafından sınırlanmaktadır. Bölgenin jeolojisini oluşturan birimler üç ana oluşum altında toplanmıştır. Bunlar Alt Devoniyen'den başlayarak Paleozoik, Kretase'yi de içine alan Mesozoik, son olarak da Tersiyer ve Kuvaterner'e ait oluşuklar yer almaktadır.

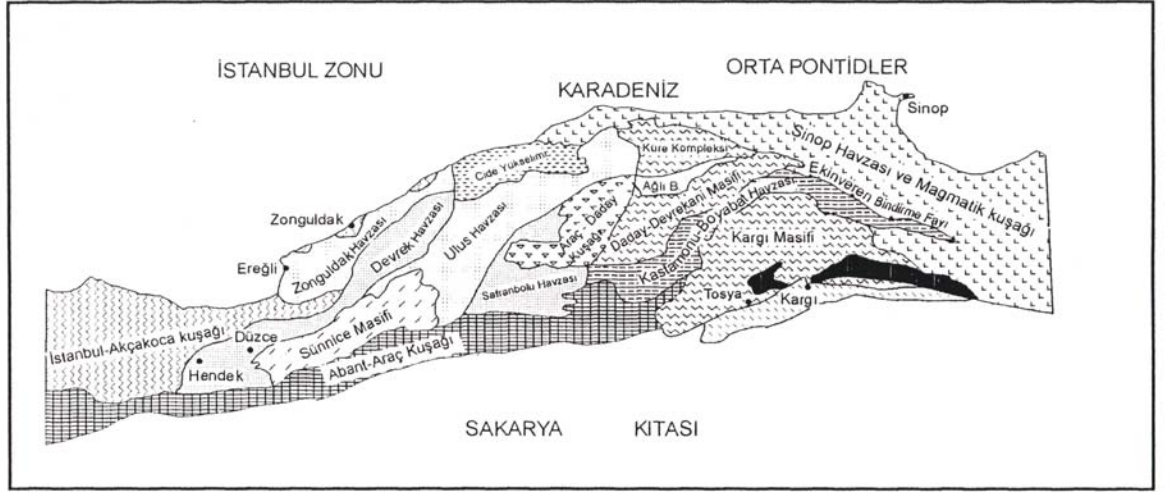
Bölgenin stratigrafisi üç ana bölüme ayrılabilir: temeli oluşturan Alt Kretase ve daha yaşlı birimler (Görür, 1997; Görür ve Tüysüz, 1997, Görür ve diğ., 1995); Dereköy Formasyonu olarak bilinen Turoniyen yaşlı açılma-öncesi çökel birimleri; Üst Kretase'den Eosen'e kadar olan açılma-sonrası birimler.



Şekil 5.1 Bölgenin Tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999).

İstanbul Zonu Paleozoyik istifi, Ordovisiyen'den Karbonifer'e kadar metamorfizmaya uğramamış çökel istifi şeklindedir. Paleozoik istifin kalınlığı 3000 metreyi bulur (Görür ve diğ., 1997). İstiflenme kalın karasal konglomera ve arkozik kumtaşı ile başlar, bunların yaşı Ordovisiyen'dir. Üstüne Silüriyen'e ait denizel klastik kayaçlar gelir (Tüysüz 1999). Orta Devoniyen, Alt Devoniyen'in üzerine gelen kalker ve dolomitik kalkerlerden ibaret bulunmaktadır. İnkum batısında kalınlığı 360 m Bartın Çayı ağzında yaklaşık 1200 metredir. Üst Devoniyen'e ait birimler İnkum'un güney batısında yüzeylenmektedir. Kalın bir kalker ve dolomitik kalker serisi şeklinde olan oluşuğun kalınlığı 325 ile 900 metre arasındadır (Tokay 1954/55). Altta akarsu çökelleri ve üstte menderesli akarsu ve akıntı çökelleri içeren Çakraz Formasyonu Zonguldak Formasyonu'nun üzerine uyumsuz olarak gelir. Çakraz formasyonu üstteki Üst Triasik Çakraboş Formasyonu ile dokunak geçişi göstermektedir. Bu ise Triasik yaşa işaret etmektedir (Alişan ve Derman 1995; Tüysüz, 1999). Orta Jurasik Himmetpaşa formasyonu Triasik ve Karbonifer birimleri üzerine uyumsuz olarak gelir. Altta kömür içerikli karasal çökellerle başlar, ve yukarı doğru sığ denizel ortamdan derin denizel ortama türbiditik klastik çökel birimler yer alır. En üst birimlerde tekrar sığ denizel klastik birimler yer alır. Himmetpaşa Formasyonu Dogger yaşlı birimdir (Derman ve Sayılı 1995). Bu birimin üzerine uyumsuz olarak İnaltı formasyonu gelir ve Geç Jurasik yaşlıdır (Derman ve diğ. 1995). İnaltı Formasyonu, tüm Pontidleri kaplamış olan Mezozoik transgresyonunun ürünüdür (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür, 1988; Tüysüz ve diğ., 1990; Görür ve diğ. 1993; Tüysüz, 1993). Ulus Formasyonu, İnaltı Formasyonu ve daha yaşlı birimlerin üzerine uyumsuz olarak gelen kalın denizel klastik birimlerden oluşmaktadır. Altta sahil kumtaşları ile başlar yukarı doğru türbiditik silikaklastik birimlere geçer (Sunal ve Tüysüz, 2002).

Ulus Formasyonunun üzerine uyumsuz olarak Turoniyen yaşlı Dereköy Formasyonu gelir. Dereköy Formasyonu, Batı Pontidlerin ilk mağmatik kayaçlarından meydana gelmiştir. Bu magmatik kayaçlar, kalın bazaltik ve andezitik lavlarla temsil edilmektedir (Sunal ve Tüysüz, 2002). Dereköy formasyonu ada yayı magmatizmasının ilk bölümünü temsil eder. Kampanien'de magmatizma daha güçlü hale gelmiştir (Keskin ve Tüysüz 1999). Fay kontrollü çökelmeye ek olarak, Dereköy formasyonu çökeltme sırasında normal faylanma belirtisi olan kalınlık ve ortamsal özelliklerde ani değişimler göstermektedir (Tüysüz, 1999; Tüysüz ve diğ., 1999).



Şekil 5.2 Batı Pontitlerin ana tektonik birimleri (Tüysüz 1999)

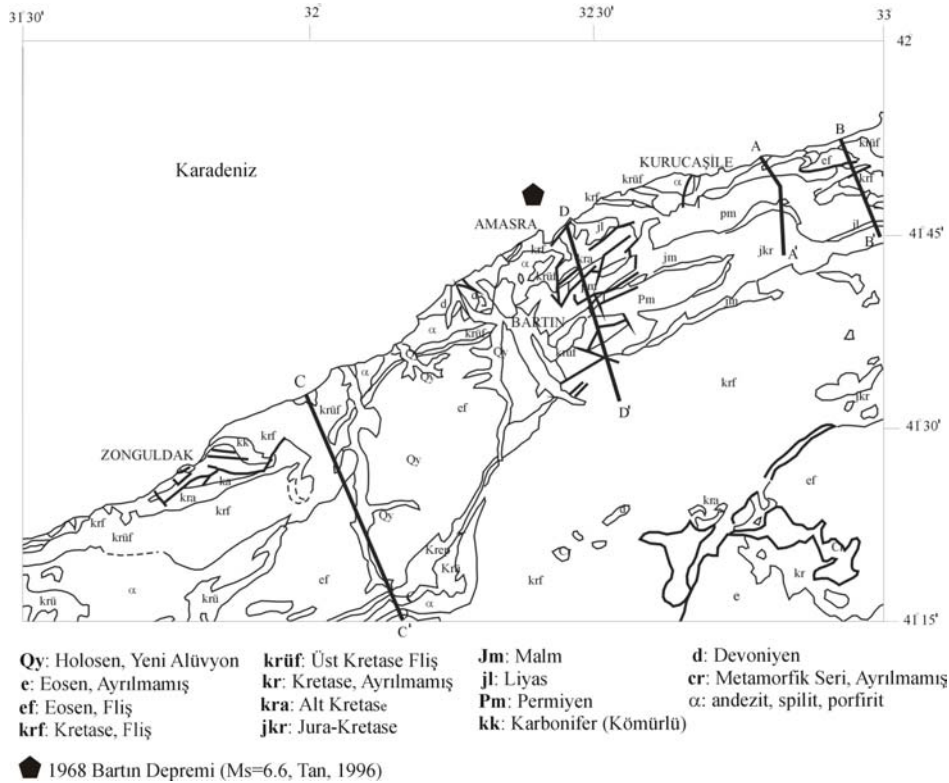
Açılma sonrası birimler ince Santoniyen yaşlı pelajik kireçtaşı olan Unaz Formasyonu ile başlar. Bu Formasyon, Dereköy formasyonunun çökmesi sırasında gelişmiş olan horst ve graben topografyasına bağlı olarak, alttaki birimlerle farklı bir dokunak türü göstermektedir. Unaz Formasyonu horstlar üzerine uyumsuz olarak gelir. Bu Formasyon, çökelimde ani değişimler göstermektedir (Tüysüz, 1999). Bu zamanda volkanizma durdu ve bölge bütünüyle alçalmaya uğramıştır ve geniş bir transgresyon sonucu karadan denize malzeme gelişi durmuştur, böylece Unaz formasyonunun pelajik karbonat çökelişi için uygun ortam meydana gelmiştir. Bu değişim büyük olasılıkla Batı Karadeniz Havzası'nın Santoniyen'de açılma başlangıcına işaret etmektedir (Görür ve diğ., 1995).

Unaz Formasyonunun üzerine kalın volkanik-çökel aralanması olan Kampaniyen yaşlı Cambu Formasyonu gelmektedir. Bu formasyon Karadenizin tüm güney bölgesi boyunca görülmekte ve geniş ark magmatizması sonucu meydana gelmiştir (Tüysüz ve diğ., 1999). Kabul edilen genel görüşe göre bu ark, Neotetis'in Pontidlerin altına kuzey yönlü dalımıyla gelişmiştir (Sunal ve Tüysüz, 2002).

Mastrichten yaşlı Akveren Formasyonu, Cambu Formasyonu'nun üzerine uyumsuz olarak gelir. Bu formasyon, magmatizmanın sona erdiğine işaret etmektedir. Bu formasyon, calsiturbiditler, olistostromlar ve pelajik çamurtaşlarından meydana gelmiştir. Karadeniz sahilindeki Akveren Formasyonu güneydeki erozyonel alanlardan beslenmiştir. Karadeniz sahilinin aksine Bartın'ın doğusunda güney kesimlerde Akveren Formasyonu transgresif olarak temel birimlerin ve Sünice

masifinin üzerine gelmiştir (Yiğitbaş ve diğ., 1999). Akveren Formasyonu, normal fay kontrolü altında çökelmiş çakıltaşlarıyla başlar ve içerisinde Globotruncana barındıran pelajik mikritik kireştaşına geçer. Bu veriler bölgenin güney kesiminin Geç Kampaniyen-Erken Maastrichten döneminde, Cambu Formasyonunun çökeliminden hemen sonra yükseldiğini göstermektedir (Tüysüz, 1993; Tüysüz ve diğ., 1995). Akveren Formasyonu üst seviyelere doğru Paleosen yaşlı pelajik çamurtaşları ve marnlı birimlere ve Eosen yaşlı Kusuri Formasyonuna geçer. Kusuri formasyonu regresif ortamda gelişmiştir ve üst seviyelerde sığ denizel marnlı birimlere geçer. Kusuri formasyonu Cide yükselmesinin olduğu Kuzey kesimlerde kesilmiştir. Bu bölgeler Kusuri formasyonunun kaynağı olarak tespit edilmiş, buradan Karadeniz sahili boyunca taşınmıştır. Cide yükselmesini oluşturan Alt Kretase birimleri Kusuri formasyonu üstüne bindirmişlerdir. Formasyonun kalınlığı Devrek Havzasının güneyinde kalınlığı 3500 m (Tüysüz, 1999) ve Karadeniz in güney kenarında birkaç kilometre kalınlıktadır (Finetti ve diğ., 1988).

Kuvaterner oluşukları daha üst seviyeye gelir. Özellikle fliş, Karbonifer ve sahilde Güzelcehisar mevkiinde andezitik arazilerdeki yer kaymaları bu devreye ait genç olaylardır (Tokay, 1954/55).



Şekil 5.3 Zonguldak-Kurucaşile arası jeolojik haritası (1:500000 MTA Jeoloji haritasından sadeleştirilerek çizilmiştir).

Bölgede Hersiniyen ve Alp orojenezleri görmek mümkündür. Örtü tabakalarındaki istikametler Paleozoikten farklıdır. Oldukça derinde bulunması gereken bu taban serileri Hersiniyen tektonik hareketleriyle yükselmiş ve yüzeye yakın derinliklere gelmiştir (Tokay, 1962). Örtü tabakaları yükselmiş Paleozoik kütlelerinin kenarına uyarak bu kütleyi çevrelemektedir (Tokay, 1954/55). Bunlar taban üzerine bariz açılı bir diskordansla yayılır ve kıvrımları gerek tarz gerekse doğrultu bakımından alttaki Paleozoik'ten ayrılır ve Alpin hareketler sonucu kıvrılmışlardır (Tokay, 1962). Hersiniyen'de deformasyona uğramış olan eski birimler Alpin orojenez ile tekrar deforme olmuşlardır. Batı Karadeniz'in Erken Kretase'de yayardı havzası olarak açıldığına inanılmaktadır (Görür, 1997).

Bu bölgedeki fayların büyük bir kısmı normal fay bir kısmı da ters faydır. Bu fayların çoğu Alpin hareketler sonucu oluşmuştur (Tokay, 1962). Ulus ve Zonguldak Havzası'nda de kuzey-güney yönlü açılmanın etkisiyle doğu batı yönlü normal faylar oluşmuştur (Yiğitbaş ve Elmas, 1997).

Westafaliyen yaşlı kömürlü karboniferlerin bir kısmı gravite sebebiyle kaymaya maruz kalmışlardır. Geç Vestafaliyen – Stefaniyen döneminde Zonguldak ve çevresindeki alanlar yavaş yavaş yükselerek Jura'ya kadar sürecek olan bir aşınma – karasal çökme haline gelmişlerdir. Bölge Alt Kretase transgresyonuna kadar su üstünde kalmıştır. Alt Kretase'den sonra yavaş yavaş deniz tarafından örtülen bölge, Alpin Orojenezi takip eden yükselmeler sonucu tekrar su üstüne çıkıp , kırılmalar ve erezyonla bugünkü halini kazanmıştır (Tokay, 1962).

Birçok tektonik model Ulus-Zonguldak havzasının İç Pontid Denizinin kuzeye dalmasıyla birlikte bir yayardı havza olarak açıldığını kabul etmektedir. Bu açılma bölgesel deformasyona, yükselmeye ve aşınmaya yol açmıştır (Tüysüz, 1999).

Senomanien-Maestrichten oluşumunda Kuzey Karadeniz üç safhaya ayrılabilir. İlk safhada Erken Senomanien-Geç Santonien aralığında geniş magmatik ark gelişmiştir. Dereköy ve Kapanboğazı formasyonları istiflenmiştir. Bu esnada bölge normal faylarla kesildi ve horst-graben topografyası oluştu bazı horstlar grabenlere malzeme sağlamıştır. İkinci safhada Geç Santonien-Kampanien aralığında Magmatizma durmuştur. Bölge hızla su altına gömülerek ve Unaz formasyonlarının Pelajik karbonatlarıyla kaplanmıştır. Bu dönem Batı Karadeniz'deki kıtasal deformasyonun

başlangıcı, okyanusal kıtanın oluşma dönemiyle alakalıdır (Görür ve diğ., 1993). Üçüncü safhada ise Kampanien’de magmatizma tekrar başlamıştır ve Maestrichten başlangıcına kadar sürmüştür. Maestrichten’de İntra-pontid bindirme zonu Pontidler ve Sakarya kıtalarının son çarpışmasıyla şekillenmiştir (Tüysüz, 1999). Geç Kampaniyen–Maastrihtiyen zamanında, volkanik süreç sona ererek, güney kısım yükselmeye başlamış, bunun sebebi de büyük olasılıkla Pontidler ve Sakarya kıtasının çarpışması olarak görülmektedir (Sunal ve Tüysüz, 2002). Şengör (1995)’e göre bindirme sistemleri, Alt kratase birimleri üzerinde gelişmiştir.

İç-Pontid bindirmesinden sonra Batı Pontidler Geç Eosende yükselerek erezyona uğramıştır. Daha geç Eosen sırasında Oligosen’e kadar geçen zamanda bütün batı Pontidler ve batı Karadeniz Havzası’nın güney kanadı kuzey yönlü sıkışma etkisi altında kaldı. (Finetti ve diğ., 1988; Şengör, 1995).

6. KESİTLERİN YORUMU

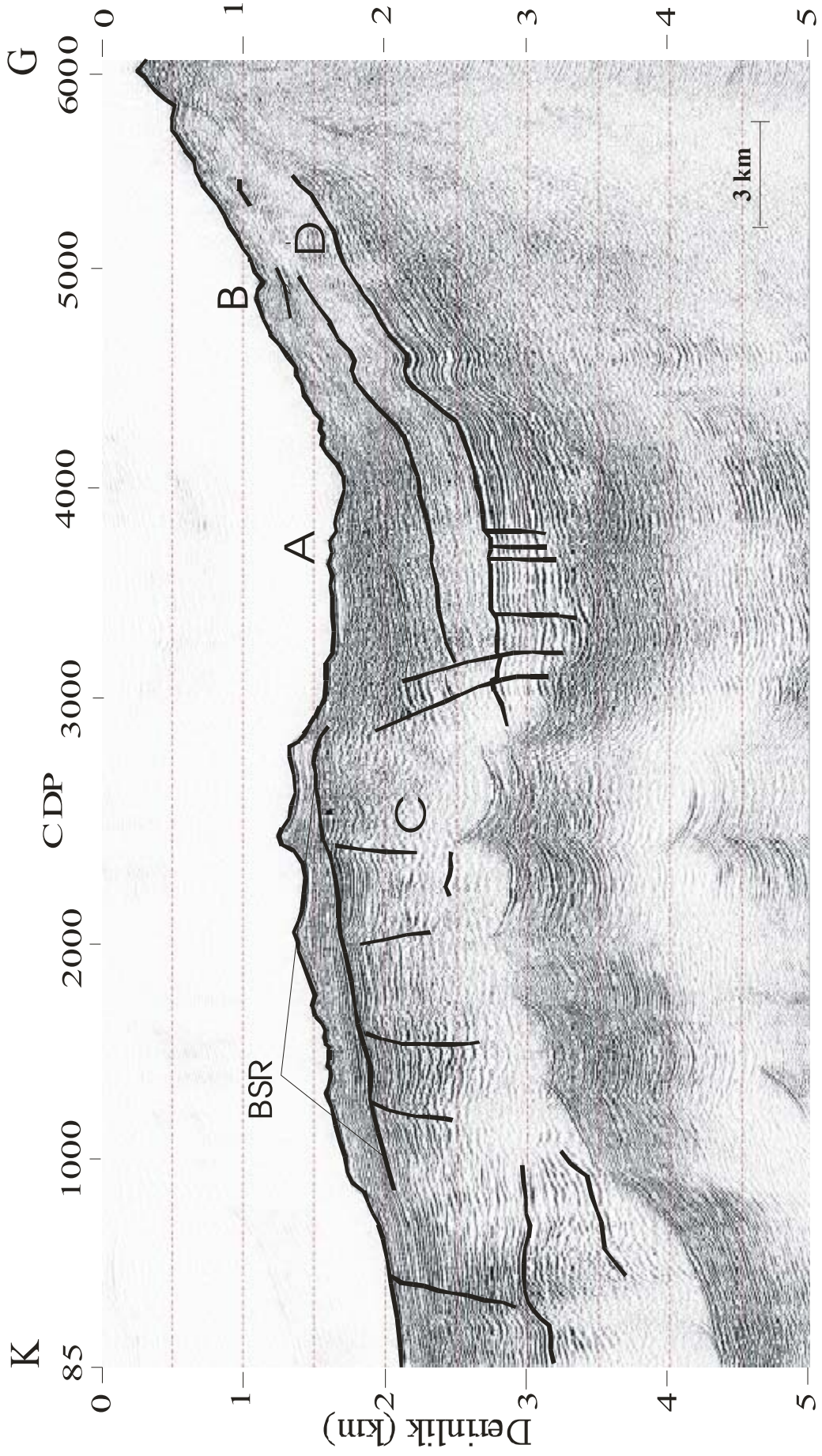
Tez kapsamında işlenen 07 ve 11 numaralı hatlara ait sismik yansıma kesitlerinin, derinlik ortamında göç işleminin yapılmasından sonra jeolojik yorumlanmasına gidilmiştir. Böylece kara jeolojisinin deniz içerisine devamının belli ölçüde belirlenmesine çalışılmıştır.

Sismik kesitlerin yorumlanmasında izlenen yolun birinci aşaması, ortamın genel jeolojik yapısının önceki çalışmalar ışığında anlaşılması ve tanımlanmasıdır. İkinci aşama bölgeyi etkilemiş başlıca tektonik olayların neler olduğunun yine önceki çalışmalar ışığında belirlenmesidir. Üçüncü aşama ise bu jeolojik ve tektonik olayların deniz içerisine uzanımı ve sismik yansıma kesiti üzerinde belirlenmesine çalışılmasıdır.

Bölgenin jeolojik birimleri Karbonifer'den günümüze bir istiflenme sunmaktadır. Bölge tektonik olarak D-B yönlü Hersiniyen ve sonrasında K-G yönlü Alpin orojenezinin etkisinde kalmıştır. Sismik kesitleri jeolojiyle ilişkilendirme aşamasında bölgenin jeolojik birimlerinin istiflenmesinde süreksizlik zonlarının ve tektonizmasının büyük önemi bulunmaktadır.

6.1 07 Numaralı Hattın Yorumlanması

Kesitin ait olduğu bölgenin jeolojisi incelendiğinde bölgede Kampanien sonrasında volkanik faaliyet durduğundan bu dönemden sonra bir volkanik aktivite söz konusu değildir. Magmatizma sonucu oluşmuş birimlerin sismik kesit üzerindeki yansımalarından düzgün yüzey belirlemek zordur. Bu birimler genellikle düzensiz yansıma şekilleri gösterirler. Şekil 6.1'de gösterilen kesit üzerinde bu tarz yansıma şekillerine rastlanmadığından ki, kesitin geneli yatay katmanlı denizel ortam çökmesi özelliği göstermektedir. Bu birimlerin son magmatik aktivitenin görüldüğü Kampanien sonrası birimler olduğu düşünülebilir. Bu ise Canbu formasyonu olarak adlandırılan birimdir. Bu formasyondan sonra sırası ile Akveren, üzerine konkordans

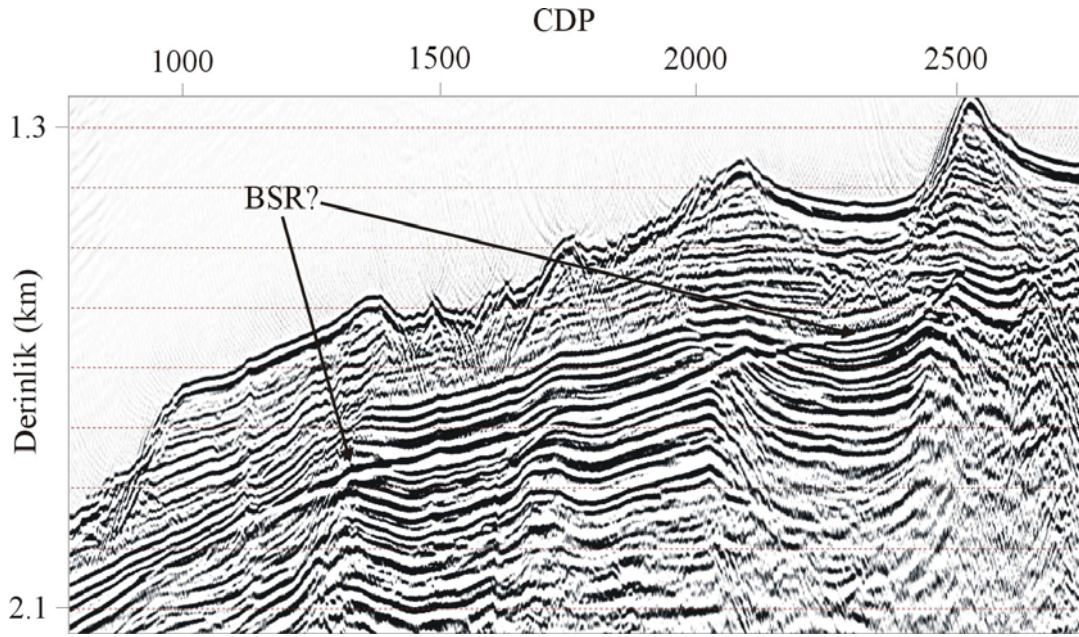


Şekil 6.1 07 numaralı hatta ait sismik kesitin yorumu.

olarak Atbaşı ve yine konkordans olarak Kusuri formasyonları çökelmiştir. Akveren formasyonu, normal fay kontrolü altında gelişmiştir (Sunal ve Tüysüz, 2002). Sadece eldeki sismik yansıma kesitlerinden yararlanılarak ortamın stratigrafik özellikleri ve yansıma izlerinin kaynaklandığı jeolojik yapının varlığının ne olduğunun kesin olarak belirlenmesi mümkün değildir. Ancak genel olarak bir tanımlama yapılarak sonraki araştırmalara ışık tutması açısından değerlendirilecek olursa, Şekil 6.1’de gaz hidrat zonu ile serbes gaz barındıran çökellerin kontak yüzeyi (bottom simulating reflector; BSR) olarak tanımlanmış olan ara yüzey, Atbaşı formasyonunun çökelişi esnasındaki regresyon yüzeyi de olma ihtimali bulunmaktadır. Atbaşı formasyonunun kalınlığı yaklaşık 50 metredir. Daha önce Bölüm 4.1’de sismik kesitlerin çözünürlüğünün yaklaşık 25 m olduğu belirtilmiştir. Bu durumda ara yüzey Atbaşı formasyonuna işaret ediyor olabilir. Ancak gerek hız gerek yansıma genlikleri göz önünde bulundurulduğunda bu yüzeyin gaz-hidrat zonu ve serbest gaz arayüzeyine işaret etmektedir. Bu belirsizlik ancak yüksek çözünürlüklü sismik yansıma kesitleri ile giderilebilir. Gene A ile gösterilen bölgede deniz tabanında gözlenen karmaşık yüzey, yüzeyin altındaki faylanma alanından kaynaklanan, yansıma izlerinin silikleşmesi ve sismik hızların düşmesi (Şekil 6.1) gaz çıkışı emaresi olarak tanımlanabilir. Ancak düşük hızın buradaki faylanma neticesi meydana gelmiş olan ezik zondan kaynaklanması da muhtemeldir. C ve D ile gösterilen yerlerde de belirgin bir şekilde yansıma genlikleri düşmektedir.

Gaz hidrat yer yüzünde, permafrost ve derin deniz havzalarında bulunmaktadır. Gaz hidrat, petrol ve doğal gaz aramalarında güvenlik açısından ve potansiyel enerji kaynağı olarak önem arz etmektedir. Gaz hidrat içeren alanların tespiti, dünyanın birçok yerinde, sismik yansıma kesitlerindeki bottom-simulating reflectors (BSR) ile belirlenebilen doğrudan bir işlemdir. BSR, yüksek genlikli, yaklaşık olarak deniz tabanına paralel, yansıtıcının üst kısmında gaz-hidrat teşekkülüne bağlı ve yansıtıcının altındaki içerisinde serbest gaz barındıran çökel birimlerinin arasında yüksek akustik empedansa sahiptir. BSR yapısal yada stratigrafik bir yüzeyden ziyade termobarik bir yüzey takip eder ve genellikle diğer yansıtıcı yüzeyleri kestiği gözlenir. Ancak gaz hidrat BSR yüzeyinin üst kısımlarında sıkı şeyilli çökeller içerisinde nodüller ve çatlak dolgusu şeklinde bulunmaktadırlar. Bunların belirlenmesi için yüksek çözünürlüklü sismik verilerden yararlanılması gerekmektedir (Dai, 2004). Şekil 6.2’de, Şekil 6.1’de görülen ve BSR olarak

tanımlanmış yüzey ayrıntılı bir şekilde görülmektedir. Alta fay kontrollü olarak istiflenmiş birimler nispeten düz bir arayüzeyle kesilip, bu ara yüzeyin altında tekrar fay kontrollü bir çökelim ile ara yüzeyin üstündeki birimlerle benzeşmektedir. Gerçekte böyle bir istiflenme mümkün gözükmemektedir. Bu durumda Şekil 6.2’de görülen ara yüzeyin üstteki gaz hidrat zonu ile alttaki serbest gaz barındıran çökel birimleri ayıran bir yüzey olması daha kuvvetli bir ihtimal gözükmemektedir.

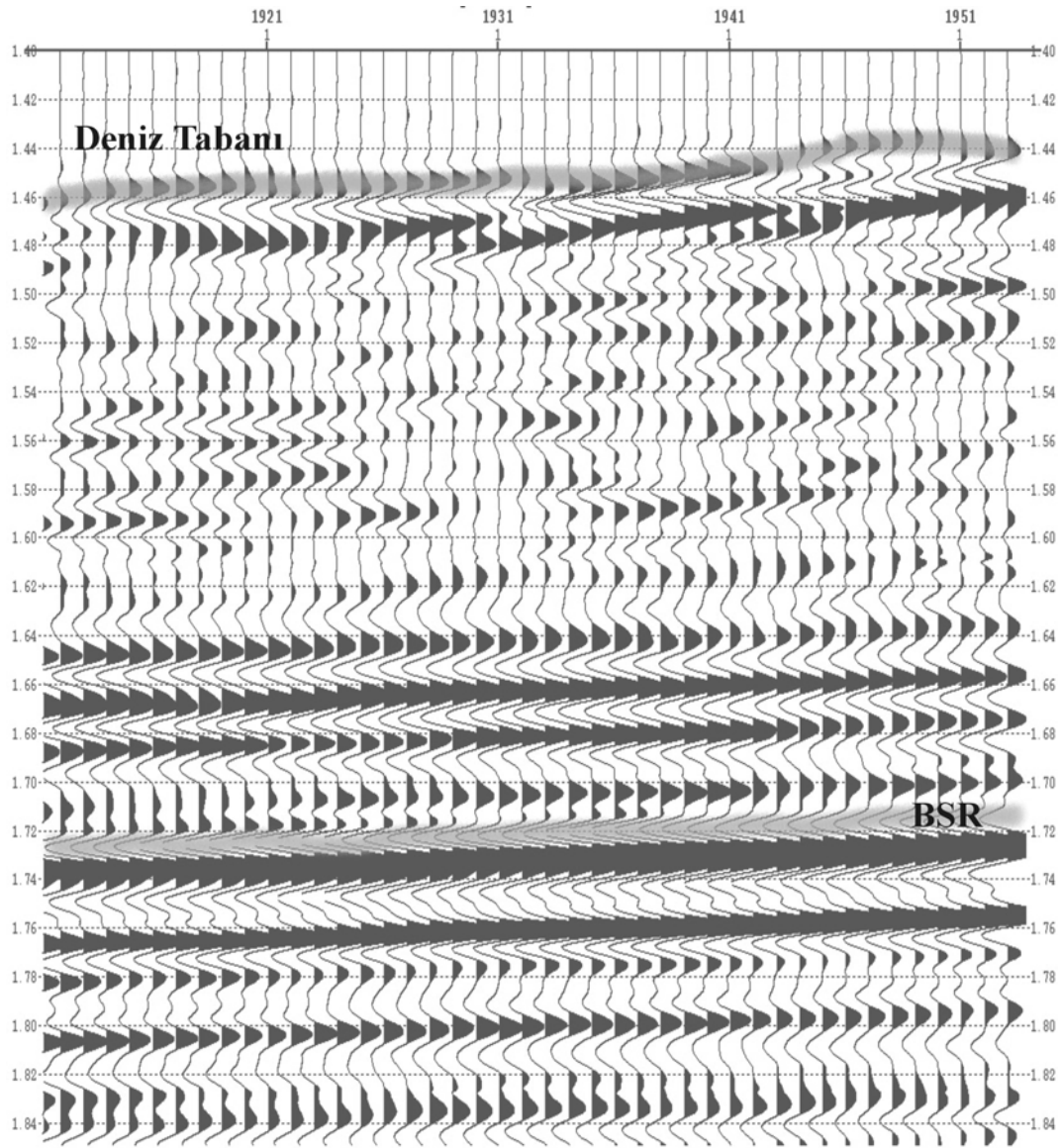


Şekil 6.2: Şekil 6.1’de görülen BSR arayüzeyi.

Sismik kesitte yaklaşık 500 m derinde muhtemel BSR yüzeyi çökel birimleri kestiği görülebilmektedir. Bu seviyenin altında sismik yansıma genliklerinin düştüğü de dikkati çekmektedir. Ayrıca bu seviyede sismik hızlarda da düşüş gözlenmektedir (Şekil 4.6). Sismik yansıma kaydı üzerinde tanımlanan BSR yüzeyi gaz hidrat açısından en önemli belirtidir. Ayrıca polaritenin deniz tabanına göre ters dönmesi de gaz hidrat varlığının belirtisidir (Sotyavani ve diğ., 2003). Muhtemel BSR yüzeyinin kesildiği kesitin güneye doğru olan kesimlerde çamur volkanları gözlenmektedir. Bunlarda alttaki çökellerde bulunan serbest gaza bir işaret olabilir. Bu volkanlar alttaki faylı bölgelerin üzerinde yer almakta ve yüzeye kadar düz bir hat boyunca genliklerde azalma ve sismik hızlarda düşme söz konusudur. Bölgede en üstte yer alan birim olan Kusuri formasyonu şeyl ve kumtaşı ardalanması şeklinde olduğundan, bu tür oluşumlara jeolojik olarak da uygundur.

Şekil 6.3’de BSR yüzeyinden gelen yansıma genliklerinin polaritesi, deniz tabanına göre ters dönmüştür. Deniz tabanının yansıma genliklerinin polaritesi pozitif

yönlükken, BSR yüzeyinin yansıma genliklerinin polaritesi negatife dönmüştür. Bu durum büyük olasılıkla BSR yüzeyinin altındaki seviyelerde bulunan serbest gazın etkisi ile hızın düşmesinden kaynaklanmaktadır. Tez çalışmasında BSR yüzeyinin üstündeki seviyelere ait hız değerleri, deniz tabanında 1450 m/s'den BSR yüzeyine doğru 1600 m/s arasında değişmektedir. BSR yüzeyinin altında sismik hızda aniden 1400 m/s'lik düşüş gözlenmektedir. Cassassuce ve diğ. (2004) ve Dai ve diğ. (2004) tarafından yapılan çalışmalarda BSR yüzeyinin üzerindeki seviyeye ait sismik hızların gaz hidrat içeriğinin yüzdesine bağlı olarak farklılık gösterdiği ortaya konmuştur. BSR yüzeyinin altında bulunan serbes gaz barındıran birimlere ait sismik hızları ise 1300 ile 1500 m/s'ler arasında değişmektedir (Singh ve diğ., 1993; Singh ve Minshull, 1994; Cassassuce ve diğ., 2004; Dai ve diğ., 2004).

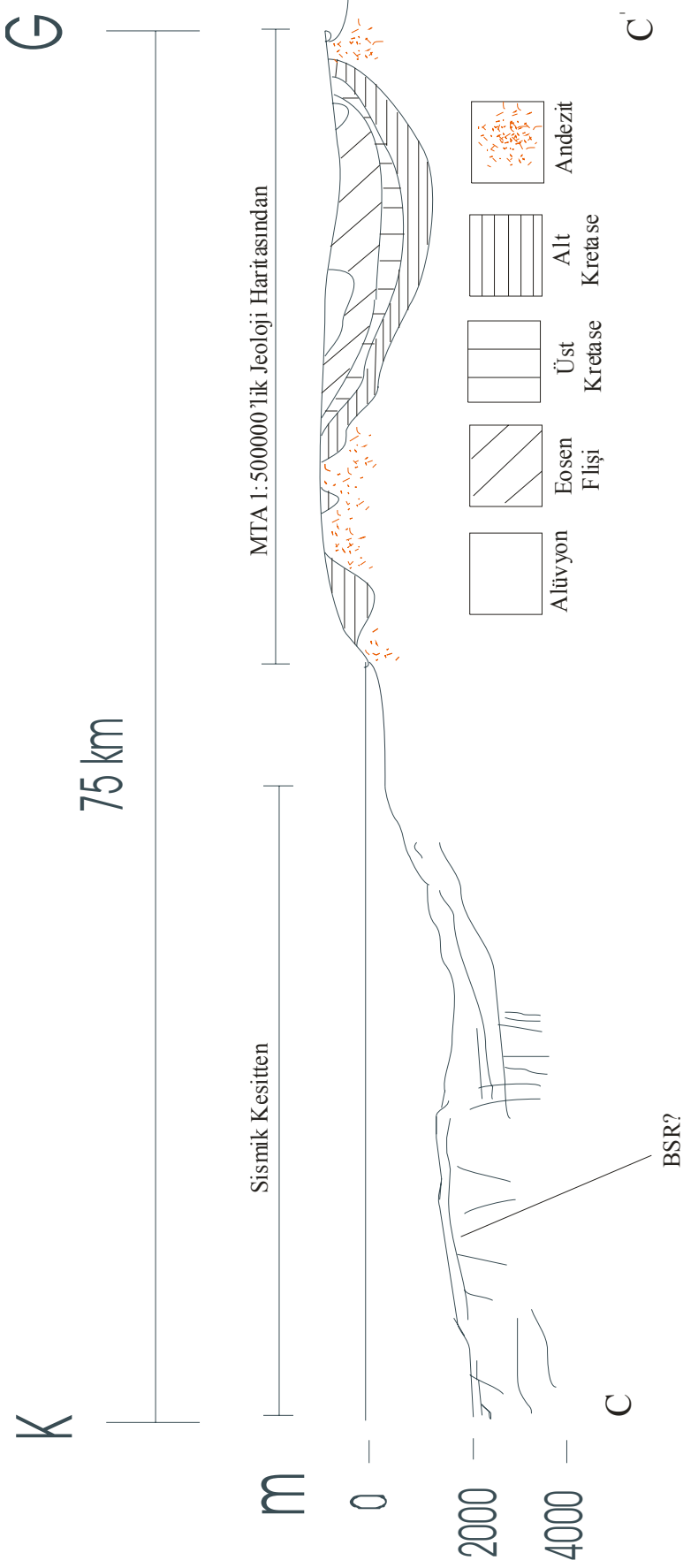


Şekil 6.3 Deniz tabanı ile BSR arayüzünden gelen yansıma izlerinin kaydı.

Sismik dalgaların hızı ve soğrulması, büyük oranda gözeneğin sıvı içeriğine ve gözenek geometrisine bağlıdır (Mavko ve Nur, 1979). 07 numaralı hatta ait sismik kesitin 2.5 km'nin altında yansıma genlikleri zayıflamaktadır (Şekil 6.1). Aynı zamanda bu bölgede sismik yansıma hızlarında düşme söz konusudur. Domenico (1974), Kuster ve Toksöz (1974a, b) ve Elliott ve Willey (1975) aynı kayacın gazla doymuş kısmı ile gazla doymuş olmayan kısmının hızlarının farklı olabileceğini ortaya koymuşlardır. Bu iki farklı nitelikteki birimlerin kontak noktasından güçlü yansımalar ve parlak noktalar (bright spots) gözlenir. Fakat bu güçlü yansımalar %10 dan %90 a kadar olan gaz içeriğinden kaynaklanabilmektedir (Mavko ve Nur, 1979). Bu yüzden ekonomik değer açısından bir değerlendirme yapmak mümkün değildir.

07 numaralı sismik kesitteki birimlerin yorumlanabilmesi için kara jeolojisinin deniz altında açıklara doğru ne şekilde devam ettiğinin belirlenmesine çalışılmıştır. Bu bağlamda MTA'nın 1:500.000'lik jeoloji haritasından hattın ucu kara içerisine doğru uzatılarak, yüzey jeolojisine ait jeolojik kesit alınmıştır. Alınan kesit 07 numaralı sismik yansıma kesitinden elde edilen kesitle birleştirilerek Şekil 6.4'de görülen jeolojik kesit elde edilmiştir. Şekilden görüldüğü üzere karada Eosen, Üst Kretase ve Alt Kretase yaşlı birimler erozyona uğramışlardır. Deniz içerisinde görülen katmanlar Eosen ve sonrası birimlerin devamı olabilir. Çünkü deniz içerisinde volkanik birimler gözükmemektedir.

Genel anlamda 07 numaralı kesit hidrokarbon içeriği açısından değerlendirilecek olursa, hidrokarbon kapanları stratigrafik ve yapısal olarak ikiye ayrılır. Yapısal kapan, çökel kayaların bulunduğu ve antiklinal veya sokulum türü sıkışmaların faylanmaların bulunduğu ortamlarda, gözenekli tabakaların hidrokarbon bulundurma ihtimali olan yapılara denir. Stratigrafik kapanlar ise süreksizlikler tarafından kesilen gözenekli katmanlara denir. Stratigrafik araştırma yapısal araştırmaya göre daha karmaşıktır. Öyle ki ayrıntılı jeolojik bilgi, hazne kayacın fiziksel özellikleri, çevre kayacın fiziksel özellikleri ve örtü birimlerinin özelliklerinin bilinmesi gerekir (Marr, 1971a). Hidrokarbon doymuşluğu, gözenekli kumda ara hızları ani bir şekilde düşürebilir. Derinlik ve hidrokarbon doymuşluğunun türü çok önemlidir. Sığ derinliklerde gaz doymuşluğuna bağlı hız azalması petrol doymuşluğuna bağlı olan hız azalmasından daha fazladır (Gardner ve diğ 1968). Derinlere gidildikçe bu fark azalır (Hicks ve Berry 1956). Bazı gaz doymuşluğundan kaynaklanan düşük hızlar



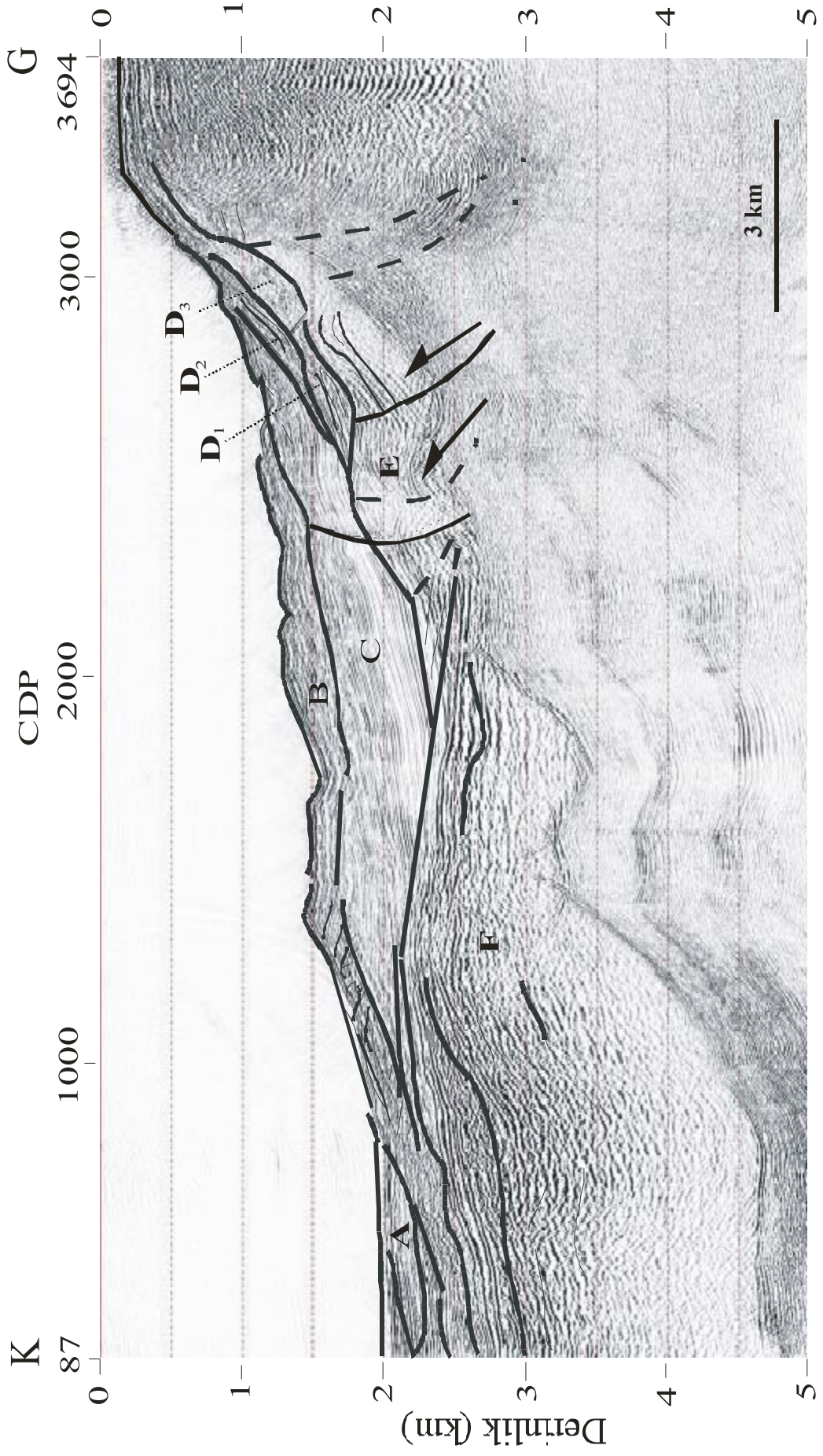
Şekil 6.4 07 numaralı kesitin karadaki yüzey jeolojisi kesiti ile birleştirilmesi.

merceksel kumlarda ve derin yapıların üzerindeki sığ kapanlarda bulunur (Marr, 1971b). Sismik kesitin bulunduğu bölgenin daha çok stratigrafik kapan özelliği gösterdiği söylenebilir. Bu yüzden bölgede ayrıntılı çalışma yapılmadan ortaya net bir şey koymak mümkün değildir. Bütün bu veriler ışığında kesin bir şey söylemek mümkün değildir. Hız değerinin düşmesine birimlerin gaza doygun olması sebep olabileceği gibi başka yapısal veya kimyasal sebepler neden olmuş da olabilir. Ancak dikkat edilmesi gereken bir bölge olduğu aşıkardır.

6.2 11 Numaralı Hattın Yorumlanması

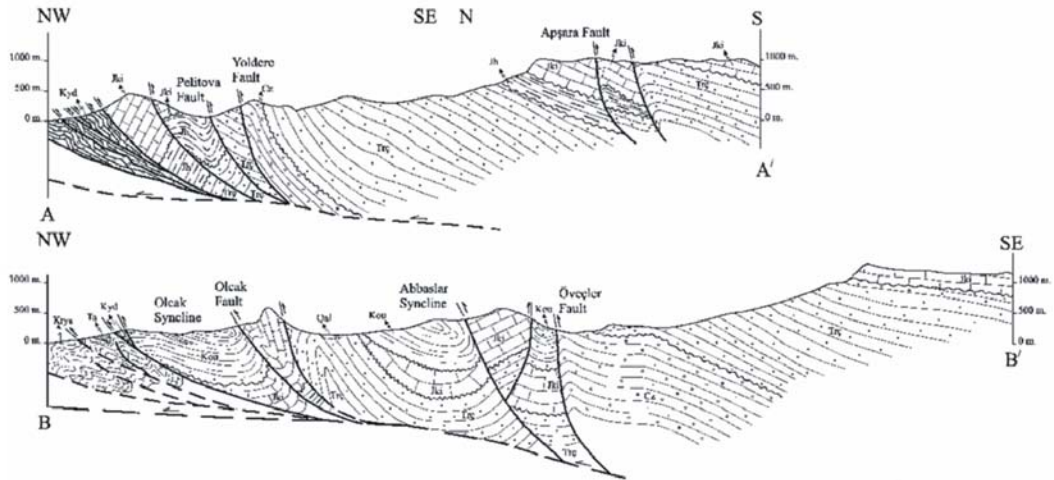
11 numaralı hattın zaman ortamında göç işlemi uygulanmış hali Şekil 4.9 ve Şekil 4.11'de görülmektedir. Burada düşey eksen saniye cinsinden çift- yol seyahat zamanıdır. Şekil 4.13'de ise derinlik ortamında göç işleminden sonraki durumu gözükmemektedir. Burada ise düşey eksen km'dir. Şekil 6.5'de ise 11 numaralı hattın yorumlanmış hali görülmektedir.

Şekil 6.5'de sismik kesit üzerinde başlıca yansıma paketleri belirlenmiştir. Kesit üzerindeki benzer yansıma özellikleri gösteren birimler tek bir paket olarak yorumlanmış böylece kesit üzerindeki farklı yansıma paketlerinin ayrımı yapılmıştır. A paketi güncel Karadeniz çökellerini göstermektedir. B paketi ise karmaşık yansıma izleriyle heyelanlı bir birime işaret ediyor olabilir. Nitekim 550 – 1300 numaralı CDP aralığında kayma yüzeyleri tanımlanabilmektedir. Bu birimler Kuvaterner'deki heyelanlanmış andezitik birimler olabilir. B olarak tanımlanan yansıma paketi güncel Karadeniz çökellerinin altına doğru da devamlılık göstermektedir. B birimi deniz altı akıntılarına ve heyelanına maruz kalmış olabilir. C yansıma paketinde ise düzgün yansıma yüzeyleri görülmektedir. 2200 – 2400 CDP aralığında bir sıkışma emaresi göstermektedir. Ancak B biriminin karmaşık yansıma yapısından yüzeye kadar ulaşp ulaşmadığı anlaşılamamaktadır. Ayrıca C biriminin istiflenme şeklinden yamaç kenarında denizel ortamda çökeldiği söylenebilir. D1, D2, D3 birimleri ise farklı yansıma yüzeyleri göstermektedir. Bu durum bir heyelan sonucu farklı birimlerin oluşmasıyla gerçekleşmiş olabilir. Sıkışma rejimi esnasında oluşmuş eski faylanmalar neticesinde bir kayma hareketi meydana gelmiş olabilir. Bu birimler C biriminin altında olduğundan, C biriminden daha yaşlı olmaları gerekmektedir. E



Şekil 6.5 Derinlik ortamındaki 11 numaralı hattın sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.

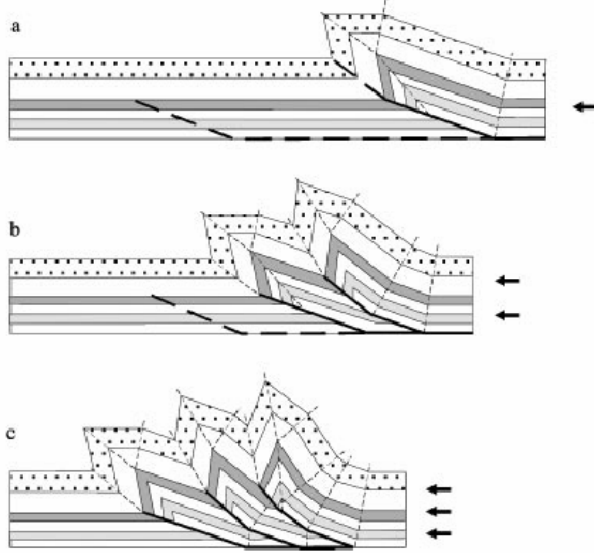
olarak gösterilen yansıma paketi ise bölgenin genel tektonik yapısına göre sıkışma olarak yorumlanan bir yapı göstermektedir. Bu yansıma yüzeylerinin sıkışma rejiminin sonucu olarak bindirmeli bir yapının neticesinde meydana geldiğinin düşünülmesine sebep olan etmenler, $M_s=6.6$ (Taymaz, 2002) büyüklüğündeki 1968 Bartın depreminin bu bölge civarında olması ve yansıma izlerinin bindirmeli bir yapıya işaret etmeleridir. Ayrıca bölgenin genel tektonik yapısında ters faylanmalar etkin bir şekilde görülmektedir. Kesitte görülen bindirmeli yapı eski faylarla oluşmuştur. Zaten kesit üzerinde üst birimleri kesmediği görülmektedir. Fakat zaman içerisinde tekrar aktif olmuş olabilir. F ile gösterilen yansıma paketi nispeten belirsiz yansıma yüzeyleri göstermektedir. Bu birim Kesitte gözlenebilen en yaşlı birime işaret etmektedir. Kesitin bu seviyelerinden sonrası deniz tabanı tekrarlı yansımalarından dolayı örtüldüğünden yorumu yapılamamaktadır. Benzer şekilde E biriminin altında tekrarlı yansımalarla örtüldüğünden buradaki bindirmeli yapının devamı takip edilememektedir.



Şekil 6.6 Kurucasi dolaylarında alınmış jeolojik kesitleri (Sunal ve Tuysüz, 2002)

Sunal ve Tuysüz (2002)'ün çalışmasında bölgenin yaklaşık 20 km kadar doğusunda Kurucasi dolaylarında aldığı jeolojik kesitte Kuzeye doğru bindirmeli bir yapı göstermektedir (Şekil 6.6). Yine Sunal ve Tuysüz (2002) tarafından bölgenin bindirmeli yapısı Mitra (1986)'nın Şekil 6.7'da tanımladığı bindirme modeliyle açıklanmıştır. Sismik hattın karaya uzantısı boyunca alınan kesitte bu bindirmeli yapı görülmektedir. Buna göre bindirme sistemleri, Alt Kretase üzerindeki birimlerde gelişmiş olabilirler. Geç Kampanien – Maastricht zamanında, volkanik süreç sona ermiş ve güney kesim yükselmeye başlamıştır. Bunun sebebi ise büyük olasılıkla

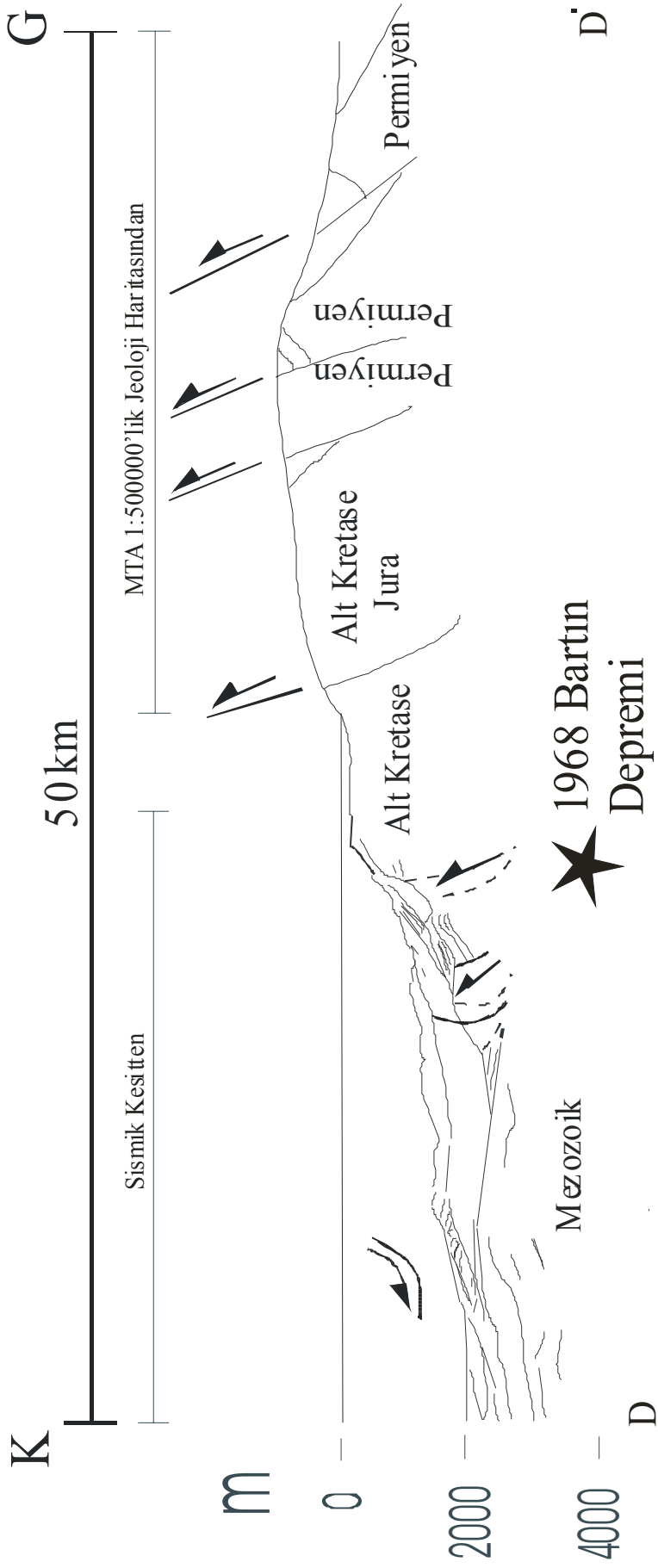
Pontitler ve Sakarya kıtasının çarpışması şeklinde açıklanmaktadır. Bu süreç sonrasında Pontidler yükselmiş ve çarpışma sonrasında bindirmeler gerçekleşmiştir. Şengör (1995) tarafından bu bindirme sistemlerinin Alt Kratase birimleri üzerinde geliştiği ortaya konmuştur. Yükselme sonrası gelişen birimler ise Üst Kretaseden başlayarak, Eosen volkanikleri ve karbonatlarını kapsamaktadır.



Şekil 6.7 Bindirme sistemi geometrisi (Mitra, 1986).

Bölgede 1968’de meydana gelmiş olan Bartın depreminin Tan (1996) tarafından yapılan odak mekanizması çözümüne göre depremin oluş yeri Şekil 5.3’de görülmektedir. Depremin Odak mekanizmasına ait çözümler Tablo 6.1’de verilmiştir. Ergin ve diğ. (1971) ve Taymaz (2002), depremin oluş derinliğini 4 km olarak hesaplamışlardır. Bu deprem bir sıkışma mekanizmalı kaynak çözümü vermektedir ve 11 numaralı hattın bulunduğu bölgeye denk gelmektedir. Hatta odak mekanizması çözümlerine göre kesit üzerinde gözlenen sıkışmalı yapıların bulunduğu kesimlerin civarındadır. Ancak unutulmamalıdır ki bu odak mekanizması çözümleri belli bir hata oranı içerisinde bulunmaktadır. O yüzden kesitteki yapılarla doğrudan ilişkilendirilmesi yanıltıcı olabilir.

11 numaralı hattın deniz içerisindeki jeolojisinin kara jeolojisi ile ilişkisini incelemek açısından, hat boyunca karada kesit alınmıştır. Alınan kesitin yeri Şekil 5.3’de görülmektedir. Hattın karadaki uzanımı boyunca elde edilen kesit Şekil 6.5’deki yansıma kesitinden elde edilen kesitle birleştirilerek Şekil 6.8’de görülen kesit elde edilmiştir. Şekil 6.8’de görüldüğü üzere karadaki yapı Kuzeye doğru bindirmeli bir



Şekil 6.8 11 numaralı sismik kesitin ve karaya doğru devamı boyunca alınan kesitin birleştirilmesiyle oluşturulmuş jeolojik kesit. Bartın açıklarında 1968 yılında meydana gelen depremin ($M_s=6.6$, Tan, 1996) kesit üzerine izdüşümü işaretlenmiştir.

Tablo 6.1: 1968 Bartın depremi odak mekanizması çözümü (Tan, 1996).

Tarih gün/ay/yıl	Enlem (°)	Boylam (°)	Fay Düzlemi Parametreleri			Richter Büyüklük
			Doğrultu (°)	Eğim (°)	Kayma açısı (°)	
03.09.1968	41.81	32.39	26	40	75	Ms=6.6

yapı göstermektedir. Bindirmeler daha yaşlı birimlerin genç birimlere bindirmesi şeklinde kıyıya doğru ilerlemektedir. Bu bağlamda bu bindirmeli yapının deniz içerisine devam ettiğini varsayarsak, Şekil 6.5'deki kesitte D ile gösterilmiş birimler bu tarz bir bindirmenin sonucu kıvrılmış olabilirler, kıyıda gözlenen Alt Kretase birimlerin, ya Alt Kretase birimlere ya da daha genç olan Üst Kretase ve sonrası birimlere bindirmiş olmalıdır. Finetti (1988) tarafından yapılan çalışmalardan faydalanılarak alt birimin Mezozoik yaşlı olduğu düşünülmektedir.

7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu tez kapsamında Bartın-Amasra açıklarında 1998 yılında MTA Sismik-1 gemisi ile toplanan deniz sismiği verilerinin bir kısmı jeofizik ve jeolojik anlamda değerlendirilmiştir. Toplanan verilerden 07 ve 11 numaralı hatlara ait olanlar, yığma işlemide dahil olmak üzere, veri işlem aşamasından geçmişlerdir. Bu tezin çalışma konusu bundan sonraki veri işlem aşamalarını kapsamaktadır. Tezin konusu dahilinde sismik yansıma verilerinin göç işlemi için hız analizleri yapılarak, zaman ve derinlik ortamlarında göç işlemi yapılarak karşılaştırılmaları yapılmıştır. Göç işlemi yapılmasındaki ana amaç sismik kesitlerin jeolojik kesitler gibi değerlendirilmeye hazır yorumlanabilir hale getirilmesidir. Bu amaçla zaman ortamında göç uygulanması gerekmektedir. Zaman ortamında göç işleminin başarısız olduğu yerlerde doğru sonuç alınabilmesi için derinlik ortamında göç işlemi kaçınılmazdır.

Sismik hızların göç işleminde önemi büyüktür. Saçılma hiperbollerinin ve eğimli yansıtıcı yüzeylerin, sismik kayıt üzerindeki görünür yerlerinden gerçek konumlarına gelmesi ve saçılmaların tepe noktasına toplanmasını sağlamaktadır. Kullanılan hızların doğruluğu sismik göç işleminin kalitesini belirlemektedir. Göç işlemi için sismik hızların belirlenmesi aşamasında uygulanan ilk adım, sismik kesitin belli aralıklara ayrılması ve ayrılan her bir aralığa ayrı ayrı sabit hızlarda sismik göç uygulanması şeklinde olmaktadır. Göç işleminde kullanılacak sismik hızların, göç işlemini temel alan bir yöntemle belirlenmesi gerekmektedir. Bunun içinde çeşitli göç tekniklerinden hangisinin kullanılacağına karar verilmesi gerekir. Hız analizi yapılarak uygun hızları belirleme işlemi uygulanan hız değerinin kesitin hangi noktasında en iyi sonucu ürettiği, orijinal kesit ve aynı kesitin üzerine diğer hızlarla uygulanan hız analizi sonuçlarının birbirleriyle karşılaştırmasının yapılabilmesi için zaman ortamında göç tekniklerinden birinin kullanılması gerekmektedir. Çünkü derinlik ortamında göç tekniğinin uygulanması ile zaman ortamındaki kesit hızlar için farklı derinlik değerleri alacağından elde edilen çıktıların karşılaştırmasının yapılması zor olacaktır. Zaman ortamında göçte ise zaman kesitinin çıktısı gene

zaman ortamında olduğundan sonuçları bire bir karşılaştırma imkanı vardır. Bundan sonraki aşamada ise zaman ortamında göç tekniklerinden hangisinin kullanılacağı belirlenmelidir: Kirchhoff yöntemi mi, Sonlu-farklar yöntemi mi, yoksa frekans ortamında göç teknikleri mi? Bunun belirlenebilmesi için sismik kesitin özelliklerinin belirlenmesi gerekmektedir. Bu tez kapsamında kullanılan kesitlerin özellikleri incelendiğinde yanal yönlü hız değişimlerinin, karmaşık deniz tabanı morfolojisinin ve üçüncü boyuttan, iki boyutlu kesit düzlemine gelen yansımaların bulunduğu bir ortamdır. Ayrıca oldukça dik eğimli yapıların varlığı da söz konusudur. Bütün bunlar göz önüne alındığında ortamın yanal yönlü hız değişimleri açısından sorunlu bir bölge olduğu ortaya çıkmaktadır. Zaman ortamındaki, Kirchhoff ve f-k göç tekniklerinin bu tip ortamlarda iyi sonuç üretmediğine önceki bölümlerde değinilmiştir. Bu durumda hız analizi için sonlu-farklar göç tekniğinin uygun olduğu sonucuna varılmıştır. Ancak sonlu-farklar göç tekniği eğimli yansıma yüzeyleri için derece sınırlamasına sahiptir. Kirchhoff ve f-k göç teknikleri 90 dereceye kadar eğimli yansıma düzlemlerinde başarılı olabilirken sonlu-farklar belli bir dereceye kadar başarılı olabilmektedir. Ancak sonlu-farkların 45-derece denklemi, pratikte 60 dereceye kadar eğimli yapılarda başarılı olduğundan, tez kapsamında, hız analizi için en uygun yöntem olduğu sonucuna varılmıştır. Hız analizinde kullanılan hız panelleri Ek A’de verilmiştir.

Hız analizinden elde edilen hızlarla hız-zaman modeli oluşturularak, kesitlere zaman ortamında göç işlemi uygulanmıştır. Burada amaç hız analizinden elde edilen hızların kesitin bütününe uygulanacak hız fonksiyonunu geliştirmektir. İki boyutlu hız fonksiyonun uygunluğunu kontrol etmek için kullanılan yöntem hız analizinde kullanılan yöntemle aynı seçilmiştir. Çünkü yöntem, ara hızları kullanmaktadır. Derinlik ortamında göç için kullanılan hızların da ara hızlar olması pratik bakımdan avantaj sağlamaktadır. İki boyutlu hız analizi ile Kirchhoff ve f-k yöntemleri de kullanılarak zaman ortamında göç kesitleri elde edilmiştir. Zaman ortamı göç teknikleri kullanılarak yapılan hız belirleme çalışmaları işlem hızı bakımından da daha uygundur. Zaman ortamındaki göç kesitleri genel olarak birbirlerinden pek farklı değildirler. Kirchhoff yönteminde tekrarlı yansımalar saçılarak verinin üzerini örtmektedir. Sonlu farklarda ise tekrarlı yansımalar düşük hız verilerek saçılarak verinin örtülmesi engellenebilmiştir. 11 numaralı kesite baktığımızda bindirmeli yapının bulunduğu kıvrımlı kesimde göç işlemi başarılı olamamıştır. Bunun nedeni

yanal yönlü hız değişimleri ve bindirmeli yapıların geometrisinden kaynaklanan ve kesit düzlemi dışından gelen yansımalar olabilir. 07 numaralı hatta ait sismik kesitte ise düşük hız zonları bulunan alanlar belirlenmiştir. Özellikle Şekil 6.1’de A ve B noktalarında gözükten düşük hız zonlarında saçılmalar yeteri kadar iyi çözülememişlerdir.

Zaman ortamında göç işlemi ile elde edilen hız-zaman modelinden derinlik ortamında göç işlemi için derinlik-hız modeli oluşturulmuştur. Oluşturulan bu model ile derinlik ortamında göç yapılmıştır. Derinlik ortamında göç işlemi için sonlu-farklar ve f-k yöntemleri kullanılmıştır. Sonlu farklar göç yönteminde omega-x olarak bilinen çözümü kullanılmıştır. Bu yöntem hem yanal yönde hem de düşey yönde oldukça iyi sonuç vermektedir. f-k yöntemi ise derinlik göçü frekans ortamında gerçekleştirmektedir. Derinlik ortamında göç işlemleri zaman ortamında göç işlemlerine göre oldukça uzun zaman almaktadır. Bu yüzden ihtiyaç duyulduğunda yapılması daha doğru olacaktır. Özellikle zaman ortamı göç işlemlerinin yetersiz kaldığı yanal yönlü hız değişimlerinin sert olduğu ortamlarda uygulanmalıdır. Yanal yönlü hız değişimlerinin az olduğu durumlarda derinlik ortamında göç işlemi uygulanması yerine ortamın sismik hızlarıyla doğrudan derinlik dönüşümü yapılması zaman tasarrufu sağlayacaktır. Derinlik ortamı göç işleminden en iyi sonucu elde edebilmek için,

1. Göç işlemi temel alınarak ayrıntılı hız analizi yapılmalı,
2. Elde edilen hız analizinden hız-zaman modeli oluşturulmalı,
3. Zaman ortamında göç işlemi ile hız-zaman modeli denenmeli,
4. Elde edilen hızlarla derinlik-hız modeli oluşturulmalı,
5. Derinlik hız modeli ile derinlik ortamında göç işlemi yapılmalıdır.

Tez kapsamında kullanılan göç teknikleri ve bunların karşılaştırmaları Tablo 7.1’de ve 7.2’de verilmiştir. Yöntemlerin karşılaştırılmasında literatür ve tez çalışması neticesinde edinilen bilgiler kullanılmıştır. Zaman ortamı göç tekniklerinden Kirchhoff eğimli yapıları 90 dereceye kadar göç ettirebilmektedir. Ancak sinyal/gürültü oranının yüksek olması ve yanal yönlü değişimin olmaması gerekmektedir. Ayrıca göç işlemi sonrası göç gürültüsü de fazla olmaktadır. Frekans ortamında faz-öteleme tekniğini kullanan yöntem de yine 90 dereceye kadar eğimli yapıları göç ettirebilmektedir. Bu tez kapsamında en iyi zaman ortamı göç işlemi 45-derece yöntemiyle elde edilmiştir. Dalga denkleminin sonlu farklar çözümünü içeren

bu yöntem hem yanal yönlü az hız değişimleri hemde düşey yönlü hız değişimleri içeren ve 60 derece eğimli yapılar için başarılı olmuştur. Sonlu-farklar denkleminin 15-derece denklemi ile yapılan göç işleminde ise yanal yönlü ve yüksek eğimli yapılarda başarılı olamamıştır. Derinlik ortamında göç tekniklerinde ise en ideal çözüm bir sonlu-farklar yöntemi olan omega-x ile elde edilmiştir.

Tablo 7.1: Zaman Ortamı Sismik Göç Yöntemlerinin karşılaştırması.

Yöntem	Kirchhoff	Sonlu Farklar	Frekans
Giren Veri Kalitesi	Yüksek sinyal-gürültü oranı	Düşük sinyal-gürültü oranı	Düşük sinyal-gürültü oranı
Çıkan veri Kalitesi	Orta göç işlemi gürültüsü	Düşük göç işlemi gürültüsü	-
Hesaplama hızı	Hızlı	Hızlı	Hızlı
Göç İşlemi için Çözünürlük	Düşey	Düşey ve hafif yanal	Düşey
Eğim	90°	45° ve 65°	90°
Teknik	Işın İzleme	Sonlu farklar	Faz Öteleme

Tablo 7.2: Derinlik Ortamı Sismik Göç Yöntemlerinin karşılaştırması.

Yöntem	Kirchhoff	Sonlu Farklar	Frekans
Giren Veri Kalitesi	Yüksek sinyal-gürültü oranı	Düşük sinyal-gürültü oranı	Düşük sinyal-gürültü oranı
Çıkan veri Kalitesi	Orta göç işlemi gürültüsü	Düşük göç işlemi gürültüsü	Yüksek göç işlemi gürültüsü
Hesaplama hızı	Yavaş	Yavaş	Yavaş
Göç işlemi için çözünürlük	Düşey ve hafif yanal	Düşey ve aşırı yanal	Düşey ve sınırlı yanal
Eğim	90°	45° ve 65°	90°
Teknik	Işın İzleme	Sonlu farklar	Faz Öteleme

07 numaralı hattın sismik yansıma kesitine uygulanmış olan derinlik ortamı göç işlemi sonucunda, zaman ortamı göç tekniklerinin yetersiz kaldığı düşük hız zonlarında daha başarılı olmuştur (Şekil C.1). Mezozoik sonrası olduğu düşünülen birimler 1800-1450 m/s lik sismik hızlar içermektedir. Ayrıca 1400 m/s lik düşük hız bölgeleri de tespit edilmiştir. Bu hız düşmeleri birimler içerisinde bulunan serbest gaz içeriğinden kaynaklanabileceği gibi fay zonlarındaki ezilme zonları da olabilirler. Yine 07 numaralı sismik kesitin üst birimlerinde tespit edilen BSR yüzeyi üstteki gaz-hidrat içerikli çökellerle, alttaki içerisinde serbest gaz barındıran çökellerin arayüzeyi olduğuna işaret etmektedir. Yine bu kesitin arayüzeyi fay kontrollü Akveren formasyonun çökeliminden sonra meydana gelmiş regresyon zonunun da göstergesi olabileceği şeklinde yorumlanabilir. Ancak BSR olarak tanımlanan arayüzeyin altında sismik hızın değerinin 1400 m/s'ye düşmesi ve polaritenin deniz tabanına göre ters dönmesi nedeniyle bu arayüzeyin üstteki gaz hidrat zonuyla alttaki serbet gaz barındıran birimlerin kontakt noktası olması ihtimali daha kuvvetlidir. Kesin bir yargı ancak yüksek çözünürlüklü sismik verilerden ortamın elastik özelliklerinin, basınç-sıcaklık ilişkisinin belirlenmesi ve daha detaylı stratigrafik çalışmalardan sonra söylenebilir.

11 numaralı kesitin göç ettirilmiş kesitlerde gerek zaman ortamı göç (Şekil 4.9, Şekil 4.10, Şekil 4.11) gerekse derinlik ortamında göç (Şekil 4.13, Şekil 4.14) işlemlerinde 2200 – 2800 CDP arasında bulunan kesimde hiperbol yansımalarının tam olarak toparlanamadığı gözlenmektedir. Bunun sebebi ortamın karmaşık yapısından dolayı üçüncü boyuttan kesit düzlemine gelmiş olan yansımalar olabilir. Öyle ki, buradaki hiperbolik yansıma izleri ortamın çok üstünde bir hızla ile göç işlemi uygulandığında bile ciddi bir değişime uğramamışlardır. Bu etkinin diğer bir sebebi ise gene karmaşık yapı arz eden ortamlardaki karmaşık ışın yolları CDP yığılması ile bozulabilir. Bu durumda yığma sonrası göç yöntemleri iyi sonuç vermeyecektir. Bu durumda yığma öncesi göç uygulanması gerekmektedir. Ancak yığma öncesi zaman ortamında göç işlemi de benzer bozulmaya neden olabilir. Bunun için yığma öncesi derinlik ortamında göç uygulanması gerekir (Hatton, 1981). Bu kesit üzerinde Mezozoik olduğu düşünülen birimlerin hızı yaklaşık 2000 m/s bu birimler üzerine konkordans olarak gelen birimler ise 1500-1800 m/s sismik hızlara sahiptirler. Bu kesitin yorumundan elde edilen sonuca göre sıkışma rejimi neticesi bindirmeli yapı meydana gelmiştir. Kesitte görülen bindirme bölgesi 1968 Bartın depremi ile yakın

ilişki içerisinde olduğu düşünülebilir. Ancak bu deprem ile doğrudan ilişkilendirilmemelidir.

Sonuç olarak göç işlemi uygulamada önce verinin özellikleri iyice ortaya konduktan sonra, amaca uygun olan yöntem seçilerek uygulanmalıdır. Genel olarak yöntemlerin birbirlerine göre üstünlükleri vardır. Zaman ortamında göç yönteminde göç kesit, yığma kesitiyle karşılaştırma ve hızlı sonuç alma imkanı varken, derinlik ortamında göç işleminde ise gerçek jeolojik yapı ile doğrudan ilişkilendirebilme ve yanal yönlü yapısal ve hız değişimlerine duyarlı olması açısından avantaj sağlamaktadır. Kirchhoff ve f-k yöntemleri 90 derece eğime sahip yansıma yüzeylerini başarıyla göç ettirebilmektedir. Ancak yanal yönlü yapısal ve hız değişimlerinin olduğu ortamlarda sonlu-farklar yöntemi kadar başarılı olamamaktadır.

Sadece sismik kesitleri kullanarak jeolojik olarak kesin bir sonuca varabilmek mümkün değildir. Bu kesitlerden elde edilen bilgiler bölgenin jeolojisiyle ilişkilendirildiğinde, ortamın karmaşık bir jeolojiye ve tektonik geçmişe sahip olmasından dolayı, ayrıntılı bir değerlendirme üretmek mümkün olamamaktadır. Çünkü eldeki veriler sınırlıdır. İleride bölgede gerek daha fazla sismik hat, gerekse çözünürlüğü farklı sismik veriler kullanılarak daha detaylı araştırmalar yapıldıktan sonra daha kesin bir şeyler söylenebilir. Şu bir gerçektir ki, bölge gerek jeolojik ve tektonik, gerekse hidrokarbon açısından araştırılmaya değerdir.

KAYNAKLAR

Alişan, C. ve Derman, A. S., 1995. The first palynological age, sedimentological and stratigraphic data for Çakraz Group (Triassic), Western Black Sea, Geology of the Black Sea Region, *Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Black Sea Region*. MTA, Ankara.

Borselen, R., Fookes, G. ve Brittan, J., 2003. Target-oriented adaptive subtraction in data-driven multiple removal, *The Leading Edge*, **22**, 340-343.

Cassassuce F. ve Rector J., 2004. Study of gas hydrates in the deep-sea Gulf of Mexico from seismic data, *The Leading Edge*, **23**, 366-372.

Chun, J. H. ve Jacewitz, C., 1981. Fundamentals of frequency-domain migration, *Geophysics*, **46**, 717-732.

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

Claerbout, J. F., 1977. Migration with Fourier transform, Stanford Exploration Project Report No.11, Stanford University.

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

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

Dai, J., Xu, H., Snyder, F. ve Dutta, N., 2004. Detection and estimation of gas hydrates using rock physics and seismic inversion: Examples from the northern deepwater Gulf of Mexico, *The Leading Edge*, **23**, 60-66.

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

Domenico, S. N., 1974. Effect of water saturation on seismic reflectivity of sand reservoirs encased in shale, *Geophysics*, **39**, 759-769.

Elliot, S. E. ve Wiley, B. F., 1975. Compressional velocities of partially saturated, unconsolidated sands, *Geophysics*, **40**, 949-954.

Ergin K., Güçlü U. ve Aksay G., 1971. Türkiye ve Dolaylarının Deprem Kataloğu (1965 – 1970), İTÜ Arz Fiziği Enstitüsü, Maden Fakültesi Matbaası, İstanbul.

Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M. ve Xuan, Z., 1988. Geophysical study of the Blacksea: Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, *Monograph on the Blacksea*, **30/117-118**, 197-324

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

Gardner, G. H. F., Gardner, L. W. ve Gregory, A. R., 1968. Formation velocity and density – The diagnostic basics for stratigraphic traps, *SEG 38th Annual International Meeting*, Texas, USA.

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

Gazdag, J., ve Squazzero, P., 1984. Migration by phase shift, *Geophysics*, **49**, 124-131.

Görür, N., 1988. Timing of opening of the Black Sea basin, *Tectonophysics*, **14**, 247-62.

Görür, N., 1997. Cretaceous syn- to post-rift sedimentation on the southern continental margin of the Western Black Sea Basin, in *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and surrounding region*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, **68**, pp. 227-240, Ed. Robinson, A.G.

Görür, N., Monod, O., Okay, A. İ., Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Sarkıç, M. ve Akkök, R., 1997. Palaeogeographic and tectonic position of the Carboniferous rocks of the western Pontides (Turkey) in the frame of the Variscan belt, *Bullentin Societe de Geologie France*, **168**, 197-205.

Görür, N., Okay, A. İ., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E. ve Akkök, R. 1995. İstanbul-Zonguldak Paleozoyik istifinin Paleocoğrafik ve tektonik konumu, in *Zonguldak Havzası Araştırma Kuyuları-I: Kozlu-K20/G*, Marmara Research Center Special Publication, pp. 27-43, Eds Yalçın, M.N. ve Gürdal, G., TÜBİTAK, Gebze, Kocaeli, Turkey.

Görür, N. ve Tüysüz, O., 1997. Petroleum geology of southern continental margin of the Black Sea, in *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and surrounding region*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, **68**, pp. 241-54, Ed. Robins A.G.

Görür, N., Tüysüz, O., Aykol, A., Sakinç, M., Yiğitbaş, E. ve Akkök, R., 1993. Cretaceous red pelagic carbonates of northern Turkey: their place in the opening history of the Black Sea, *Eclogae Geologicae Helveticae*, **86/3**, 819-838.

Hatton, L., Larner, K. L. ve Gibson, B. S., 1981. Migration of seismic data from inhomogeneous media, *Geophysics*, **46**, 751-767.

Hicks, W. G. ve Berry, J. E., 1956. Application of continuous velocity logs to determination of fluid saturation of reservoir rocks, *Geophysics*, **21**, 739-754.

- Hubral, P. ve Krey, T.**, 1980. Interval velocities from seismic reflection time measurements, *Society of Exploration Geophysicsist Monograph*.
- Keskin, M. ve Tüysüz, O.**, 1999. Geochemical evidence for nature and evolution of the rift volcanism related to the opening of the Black Sea, Central Pontides, Turkey, *Journal of Conference, Abstracts, EUG 10*, 4 ,816
- Kjartansson, E. ve Rocca, F.**, 1979. The exploding reflector model and laterally variable media, Stanford Exploration Project Report No.16, Stanford University.
- Kuster, G. T. ve Toksöz, M. N.**, 1974. Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media: Part I. Theoretical formulations, *Geophysics*, **39**, 587-606.
- Larner, K. L., Hatton, L., Gibson, B. S. ve Hsu, I.**, 1981. Depth migration of imaged time section, *Geophysics*, **46**, 734-750.
- Lee, M. W. ve Suh S. Y.**, 1985. Short note: Optimization of one-way wave equation, *Geophysics*, **50**, 1634-1637.
- Levin, F. K.**, 1971. Apparent velocity from dipping interface reflections, *Geophysics*, **36**, 510-516.
- Loewenthal, D., Lu, L., Roberson, R., ve Sherwood, J. W. C.**, 1976. The wave equation applied to migratio,. *Geophysical Prospecting*, **24**, 380-399.
- Lynn, W. S.**, 1977. Implementing F-K migration and diffraction, *Stanford Exploration Project*, **11**, 9-28.
- Lynn, W. S. ve Clearbout, J. F.**, 1982. Velocity estimation in laterally varying media, *Geophysics*, **47**, 884-897.
- Marr, D. J.**, 1971a. Seismic Stratigraphic exploration Part I, *Geophysics*, **36**, 311-329
- Marr, D. J.**, 1971b. Seismic Stratigraphic exploration Part III, *Geophysics*, **36**, 676-689.
- Mavko, G. M. ve Nur, A.**, 1979. Wave attenuation in partially saturated rocks, *Geophysics*, **44**, 161-178.
- McQuillin, R., Bacon, M. Ve Barclay, W.**, 1984. An introduction to seismic interpretation, Gulf Publishing Company, Houston.
- Mitra, S.**, 1986. Duplex structures and imbricated thrust systems: Geometry, structural position and hydrocarbon potential. *American Association of Petroleum Geologists Bullentin*, **70**, 1087-1112.
- Okay, A. I., Şengör, A. M. C., Görür, N.**, 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, **22**, 267-270.

Okay, A. I. ve Tüysüz, O., 1999. Tethyan Sutures of northern Turkey, in *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, Geological Society of London, **156**, pp. 475-515, Eds. Durand, B., Jolivet, L., Hovarth, F. ve Seranne, M., Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Peacock K. L. ve Treitel S., 1969. Predictive deconvolution: Theory and Practice, *Geophysics*, **34**, 155-169.

Satyavani, N., Thakur, N. K., Shankar, U., Reddi, S. I., Sridhar, A. R., Rao, P. P., Sain K. and Khanna R., 2003. Indicators of gas hydrates: Role of velocity and amplitude, *Current Science*, **85**, 1360- 1363.

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

Singh, S. C., 1994. Velocity structure of a gas hydrate reflector at Ocean Drilling Program site 889 from a global seismic waveform inversion, *J. Geop. Res.*, **99**, 24221-24233.

Singh, S. C. Minchull, T. A. ve Spence G. D., 1993. Velocity structure of gas hydrate reflector, *Science*, **260**, 204-207.

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

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

Sunal, G. ve Tüysüz, O., 2002. Paleostress analysis of tertiary post-collisional structures in the Western Pontides, northern Turkey, *Geological Magazine*, **139**, 343-359.

Şengör, A. M. C., 1995. The larger tectonic framework of the Zonguldak coal basin in Northern Turkey: an outsider's view. In *Zonguldak Basin research wells_1, Kozlu-K20/G, TÜBİTAK-MAM Özel Yayını*, p. 1-26 Eds. Yalçın, M.N. ve Gürdal G. TÜBİTAK, İstanbul.

Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, **75**, 181-241.

Tan, O., 1996. 3 Eylül 1968 (Ms=6.6) Bartın Depremi Fay Düzlemi Çözümü, *Lisans Tezi*, İ.T.Ü. Jeofizik Bölümü, İstanbul.

Taymaz, T., 2000. Çankırı depremi ve KAF, *TÜBİTAK Bilim ve Teknik*, 396.

Tokay, M., 1952. Karadeniz Ereğlisi-Alaplı-Kızıltepe-Alacağız Bölgesi jeolojisi, *MTA Dergisi*, **42/43**, 35-78.

Tokay, M., 1954/1955. Geologie de la region de Bartın (Zonguldak-Turqui du Nord), *MTA Dergisi*, **46/47**, 58-73.

Tokay, M., 1962. Amasra bölgesinin jeolojisi ve Karbonifer’de gravite yoluyla bazı kayma olayları, *MTA Dergisi*, **46/47**, 58-73.

Tüysüz, O., 1993. Karadeniz’den Orta Anadolu’ya bir jeotravers: Kuzey Neo-tetis’in tektonik evrimi, *Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **5**, 1-33.

Tüysüz, O., 1999. Geology of the Cretaceous sedimentary basins of Western Pontides, *Geological Journal*, **34**, 75-93

Tüysüz, O., Dellaloğlu, A. A. ve Terzioğlu, N., 1995. A magmatic belt within the Neo-tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of Northern Turkey, *Tectonophysics*, **243**, 173-191.

Tüysüz, O., Keskin, M. ve Sunal, G., 1999. The opening of Western Black Sea basin, *Workshop V, Extended Abstracts*, MTA, Ankara, p. 62-4

Tüysüz, O., Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. ve Serdar, H. S., 1990. Orta Pontidlerde Üst Jura-Alt Kretase stratigrafisi ve anlamı. *8th Petroleum Congress of Turkey, Geology Proceedings, Turkish Association of Petroleum Geologist, Chamber of Petroleum Engineers*, Ankara, p 340-50.

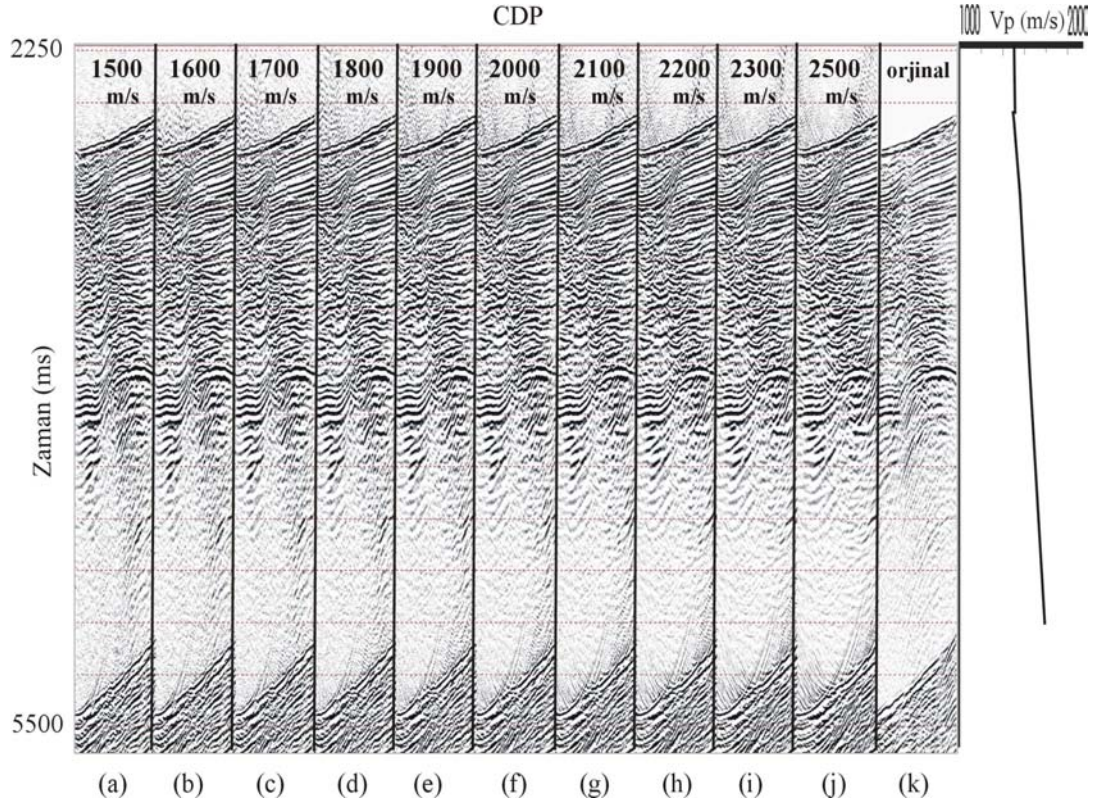
Yılmaz, O. ve Chambers, R., 1984. Migration velocity analysis by wave field extrapolation, *Geophysics*, **49**, 1664-1674.

Yılmaz, Ö., 1987. Seismic data processing, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa

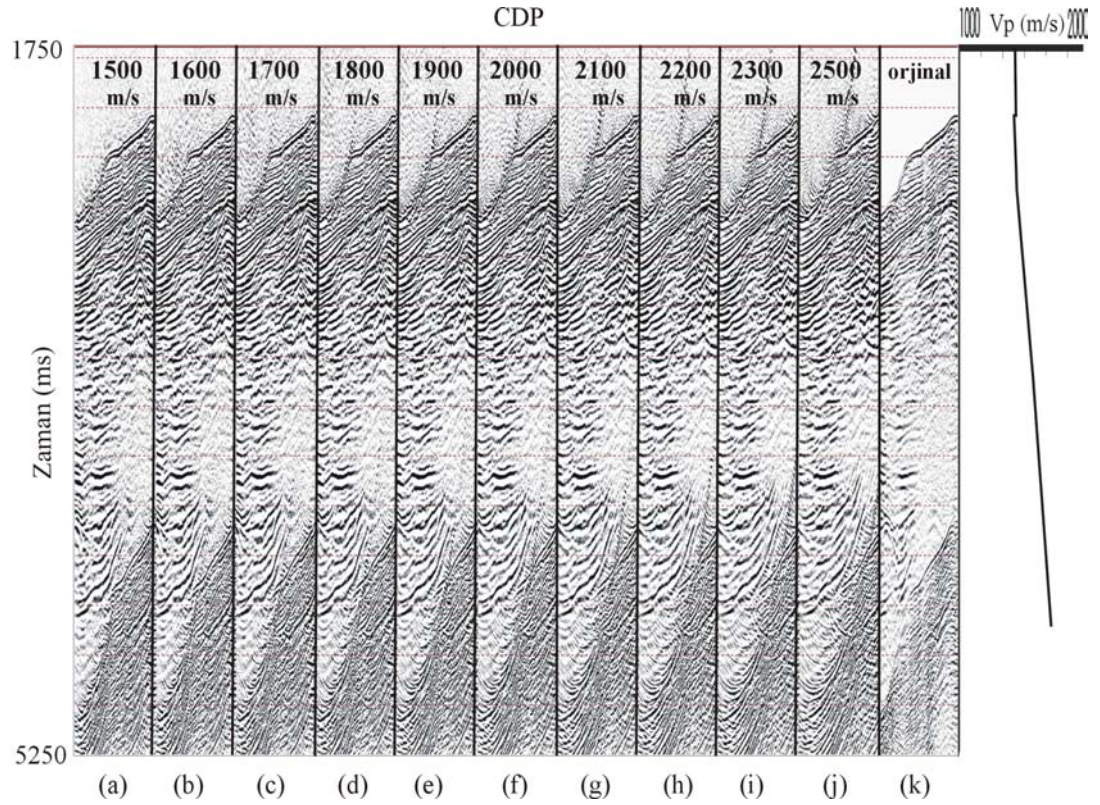
Yiğitbaş, E. ve Elmas, A., 1997. Bolu-Eskipazar-Devrek-Çaycuma Dolayının Jeolojisi, TPAO Raporu, **2596**, Ankara, Türkiye.

EKLER

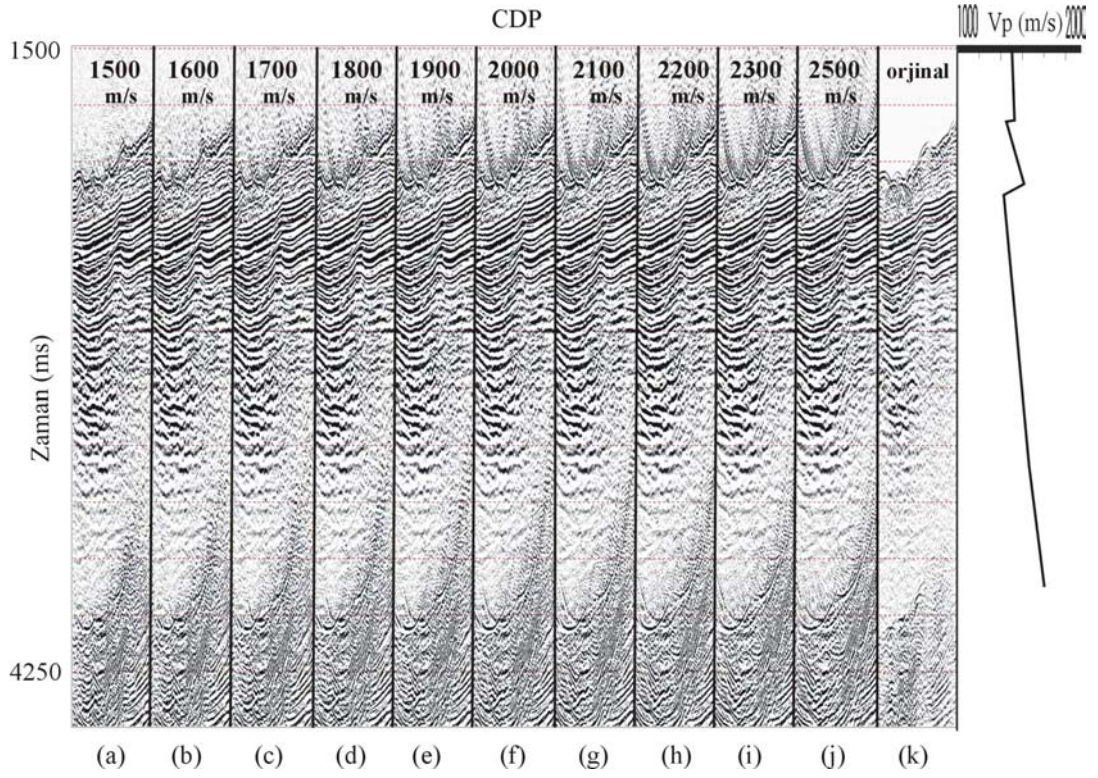
EK A HIZ ANALİZ KESİTLERİ



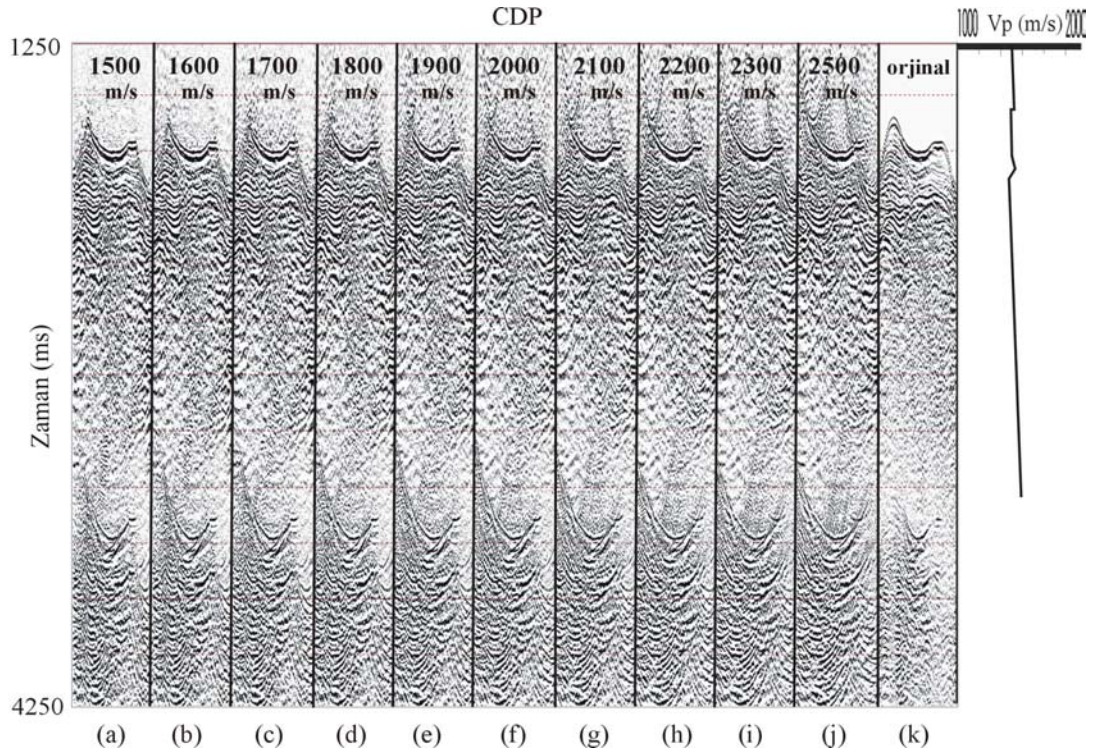
Şekil A.1 07 numaralı hatta ait sismik kesit 85-685 CDP'ler arası hız analiz paneli. Düşey eksen tüm şekillerde çift-yol seyahat zamanıdır.



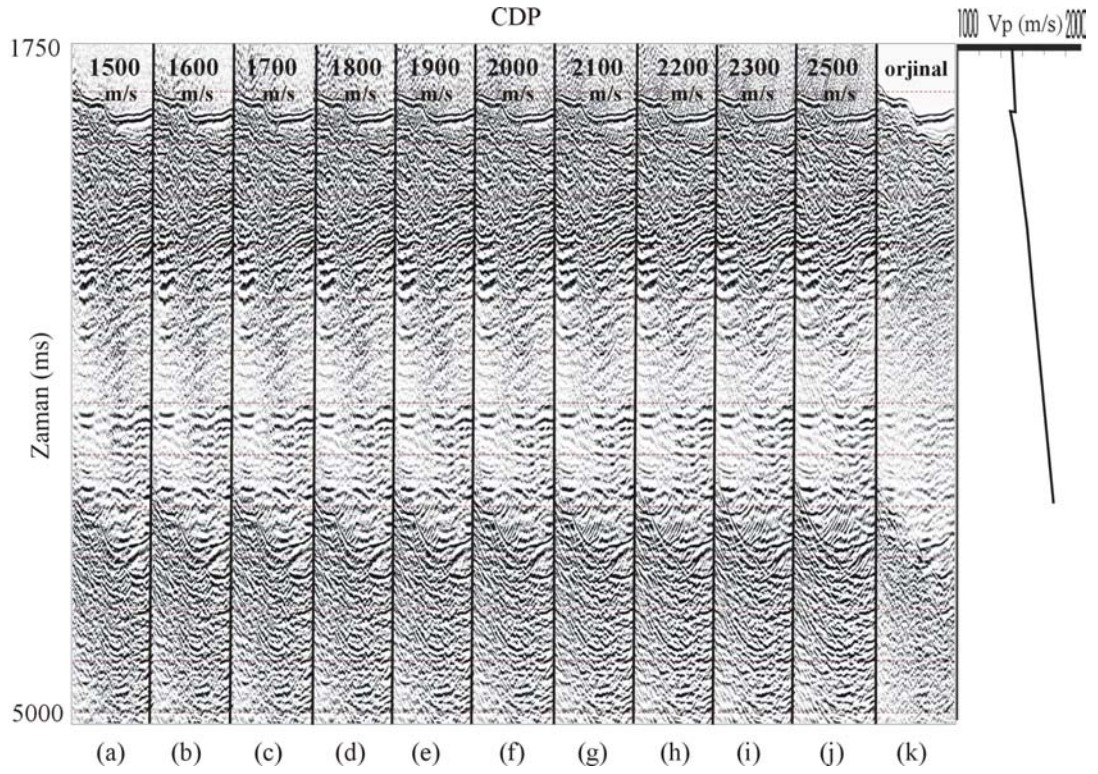
Şekil A.2 07 numaralı hatta ait sismik kesit 685-1385 CDP'ler arası hız analiz paneli.



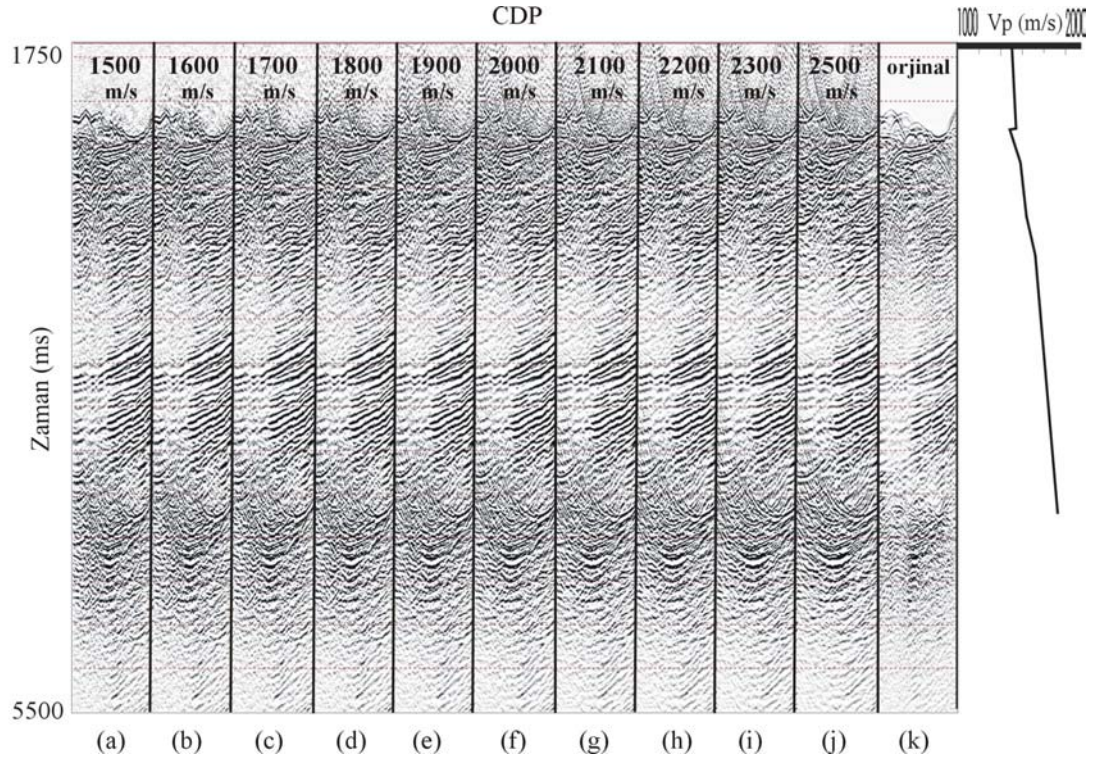
Şekil A.3 07 numaralı hatta ait sismik kesit 1300-2000 CDP'ler arası hız analiz paneli.



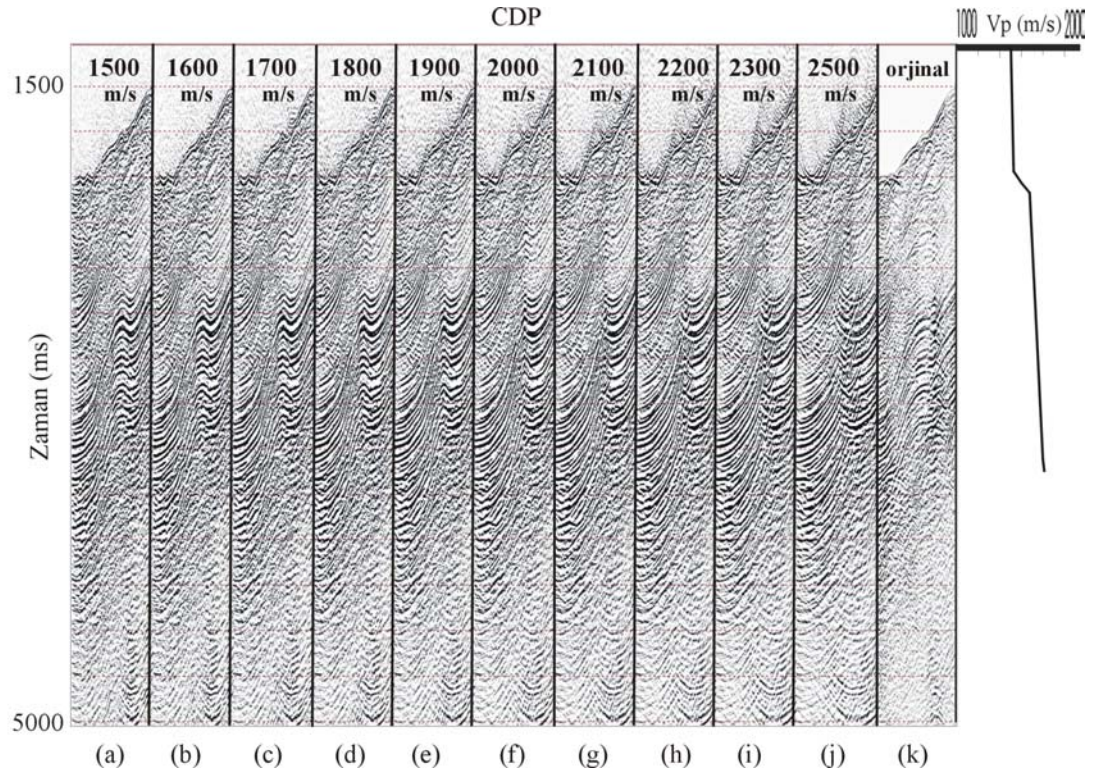
Şekil A.4 07 numaralı hatta ait sismik kesit 2400-3100 CDP'ler arası hız analiz paneli.



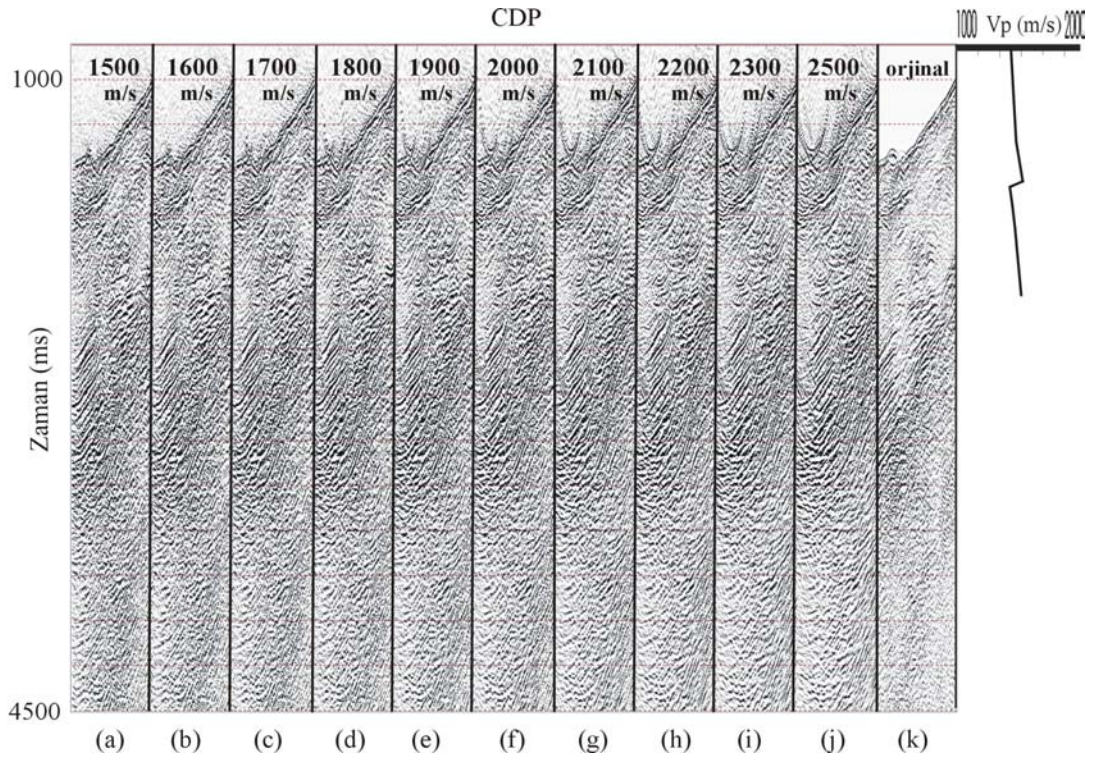
Şekil A.5 07 numaralı hatta ait sismik kesit 3100-3700 CDP'ler arası hız analiz paneli.



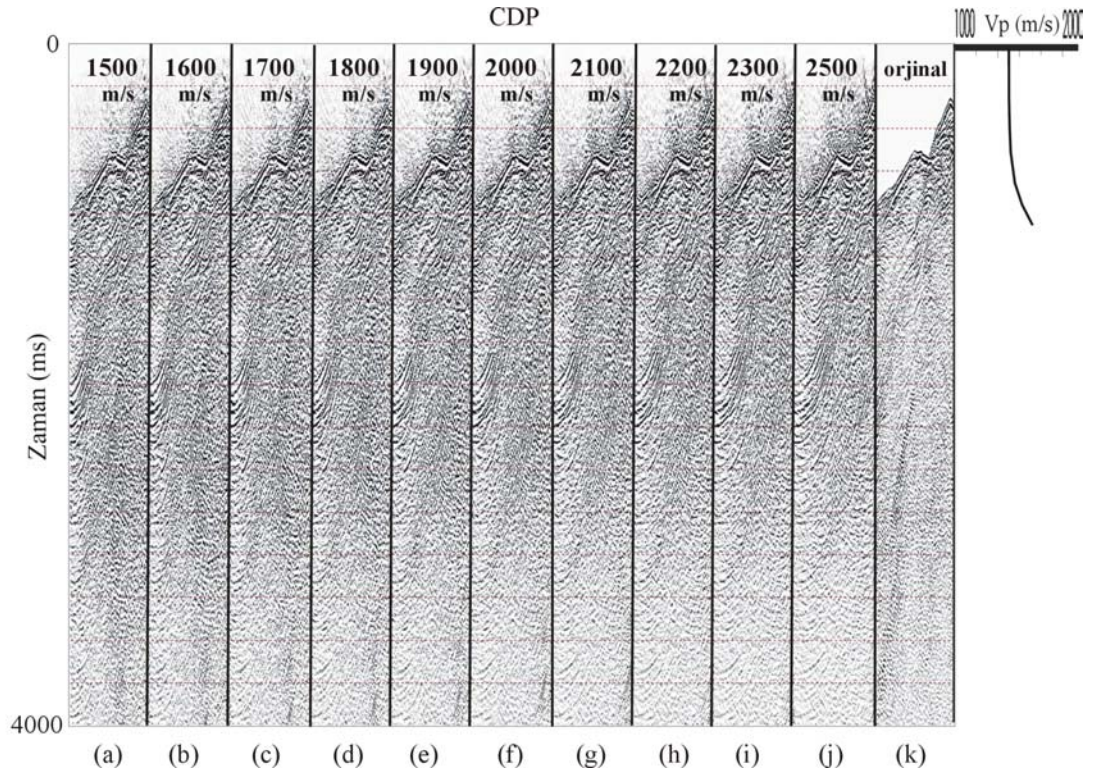
Şekil A.6 07 numaralı hatta ait sismik kesit 3700-4300 CDP'ler arası hız analiz paneli.



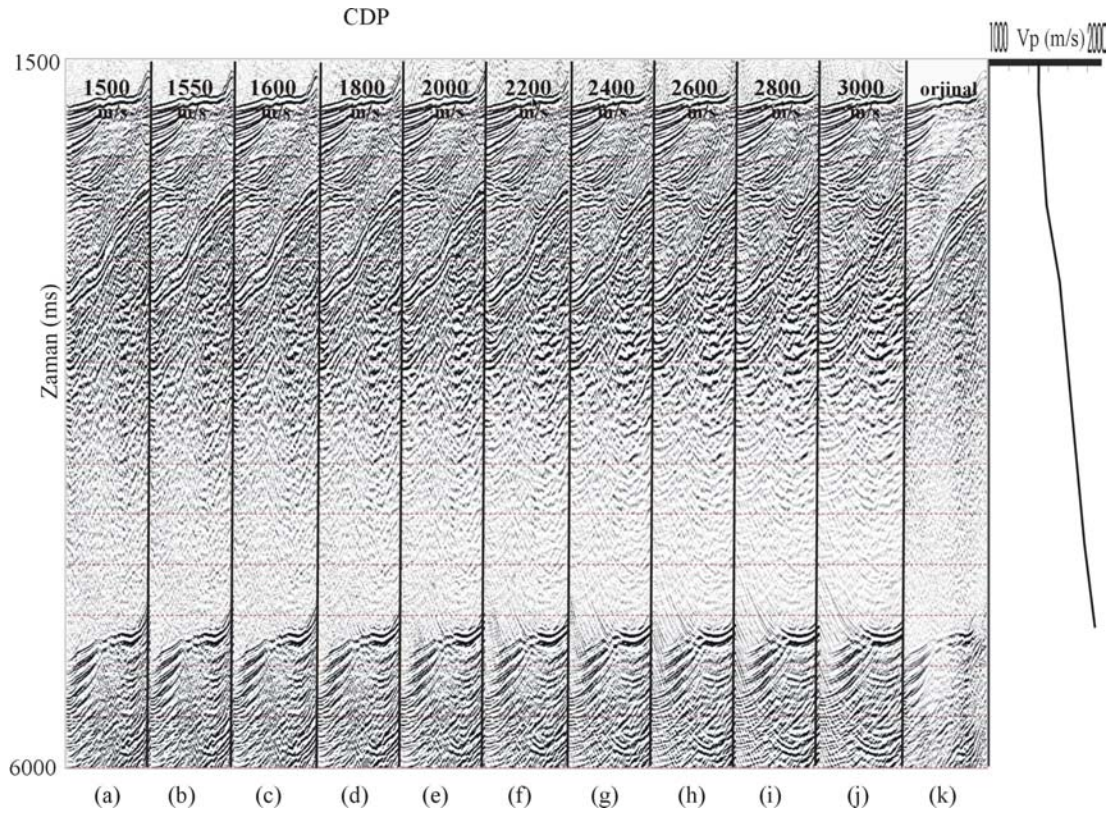
Şekil A.7 07 numaralı hatta ait sismik kesit 4300-4900 CDP'ler arası hız analiz paneli.



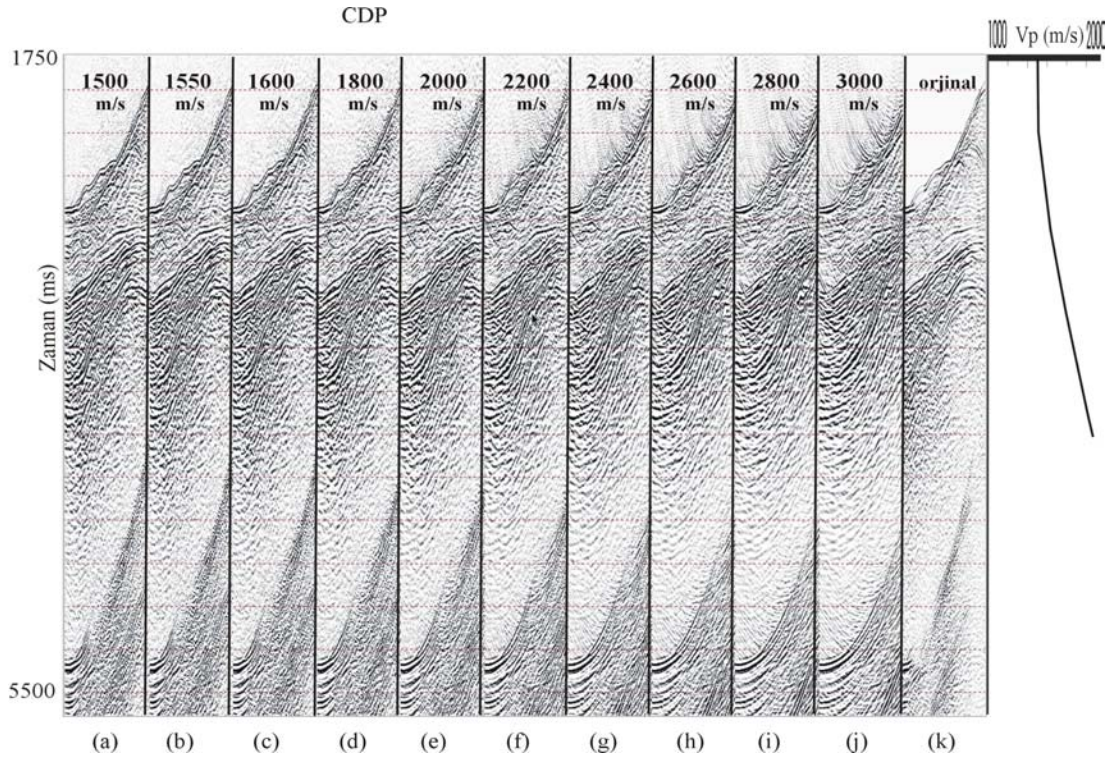
Şekil A.8 07 numaralı hatta ait sismik kesit 4900-5500 CDP'ler arası hız analiz paneli.



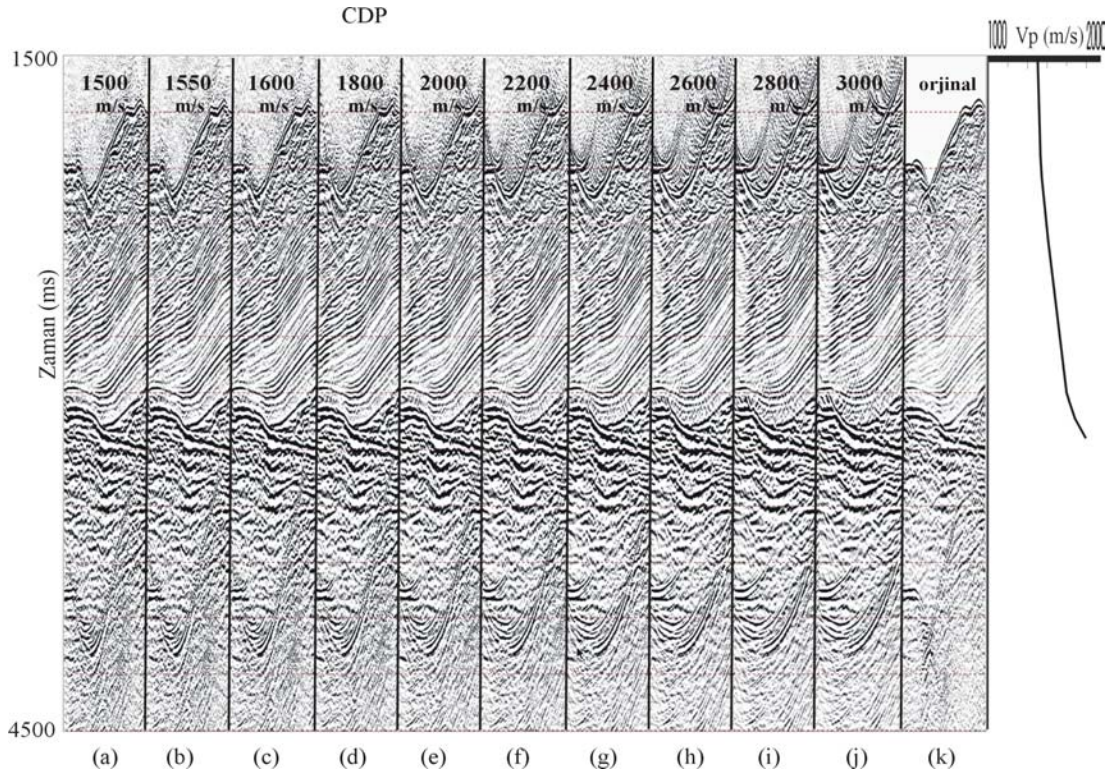
Şekil A.9 07 numaralı hatta ait sismik kesit 5500-6100 CDP'ler arası hız analiz paneli.



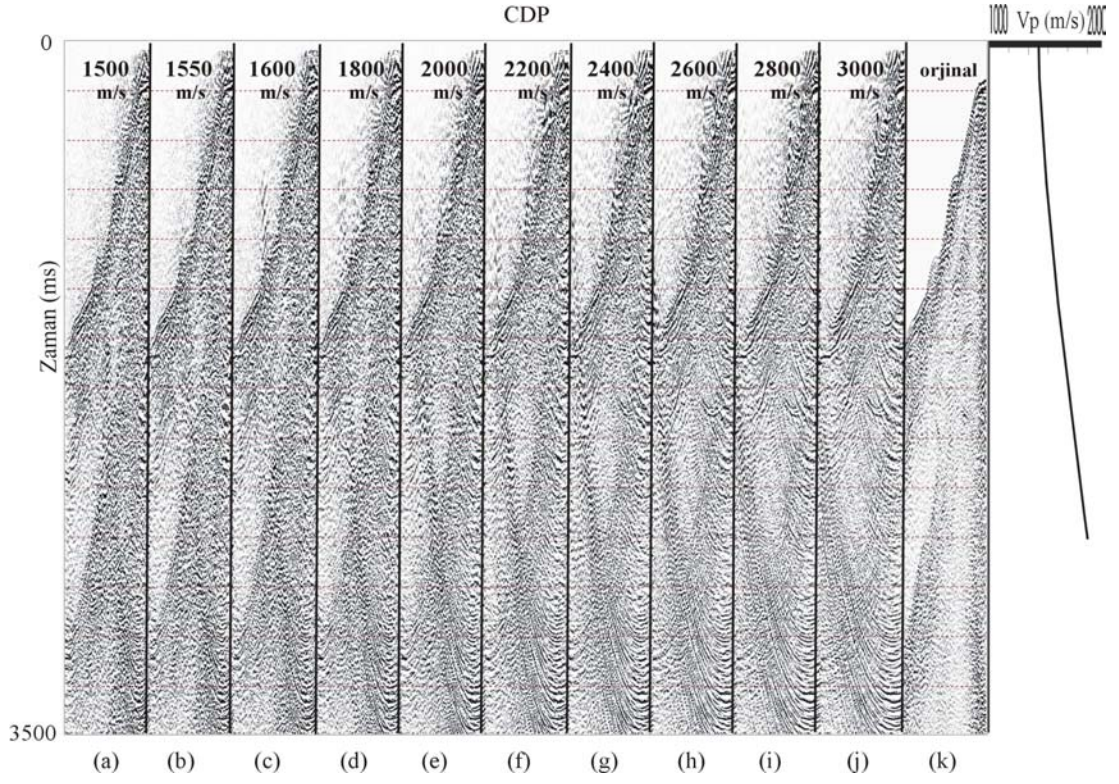
Şekil A.10 11 numaralı hatta ait sismik kesit 87-787 CDP'ler arası hız analiz paneli.



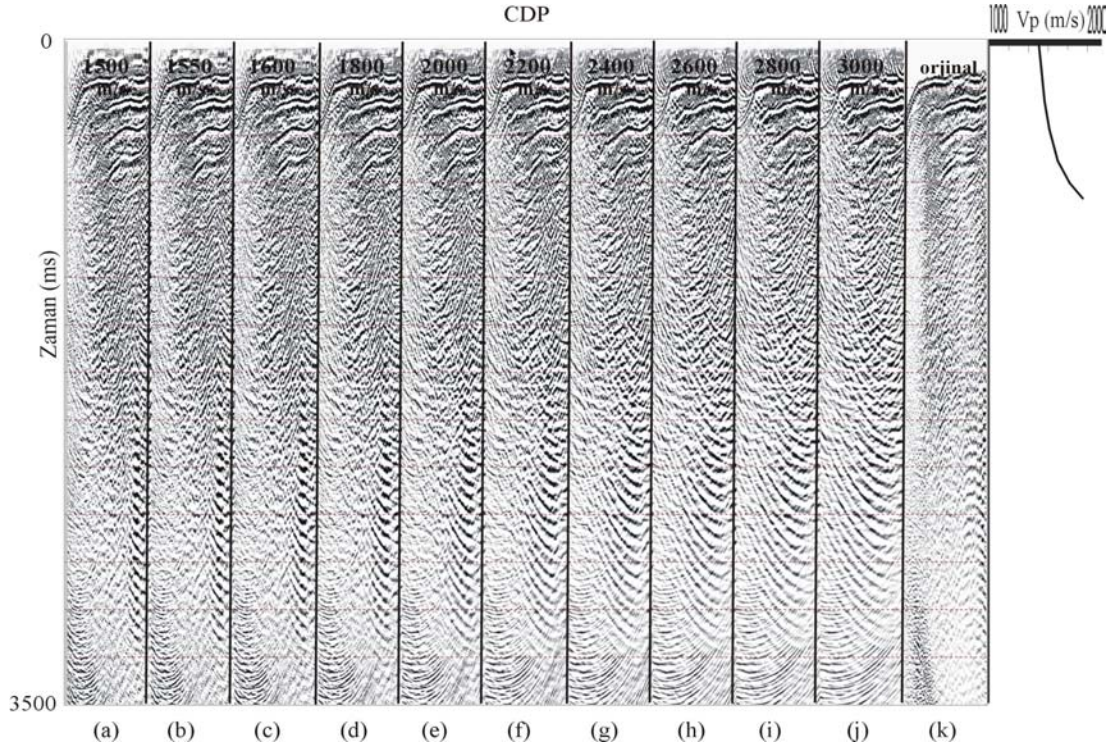
Şekil A.11 11 numaralı hatta ait sismik kesit 600-1300 CDP'ler arası hız analiz paneli.



Şekil A.12 11 numaralı hatta ait sismik kesit 1500-2150 CDP'ler arası hız analiz paneli.

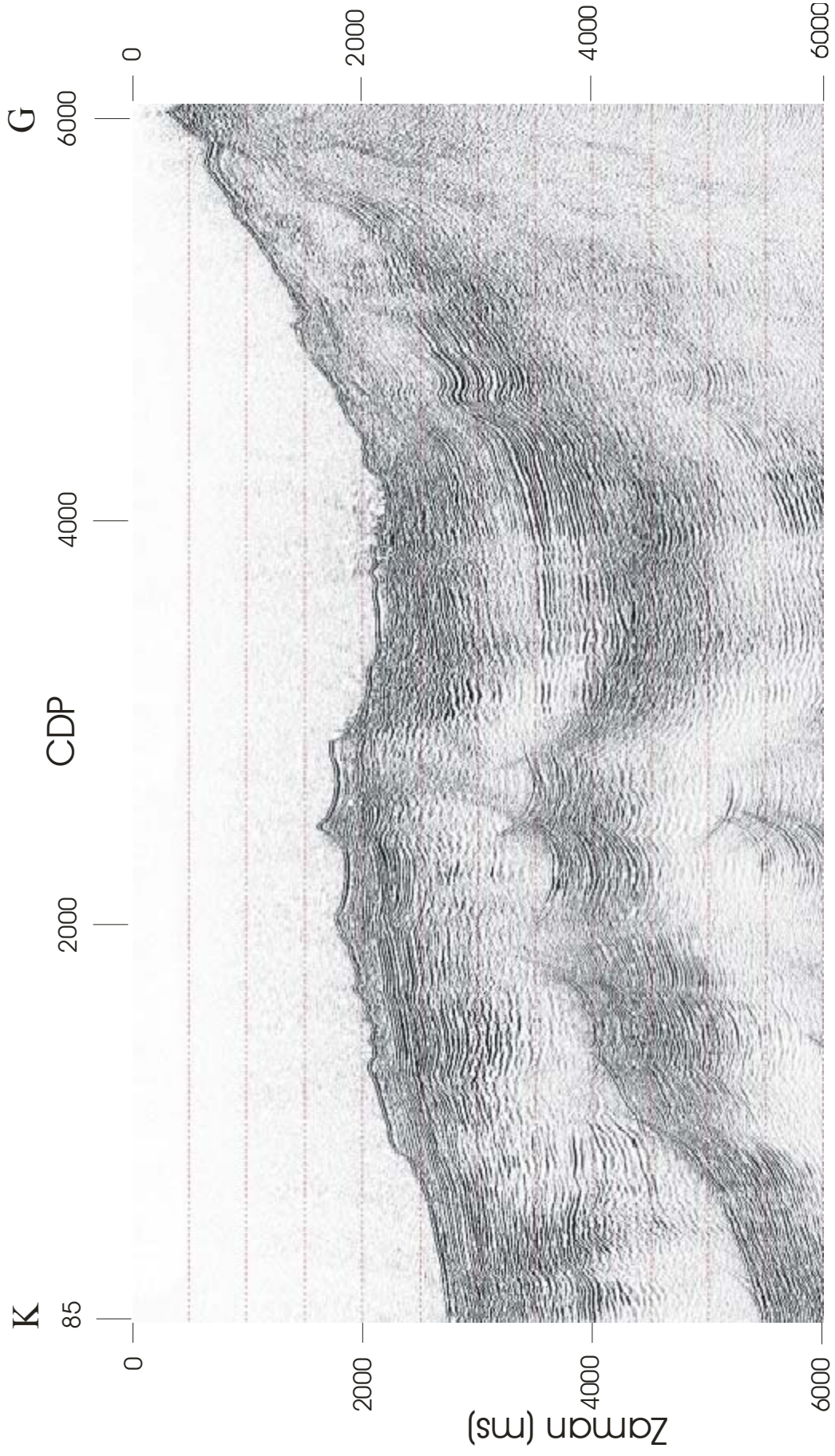


Şekil A.13 11 numaralı hatta ait sismik kesit 2750-3450 CDP'ler arası hız analiz paneli.

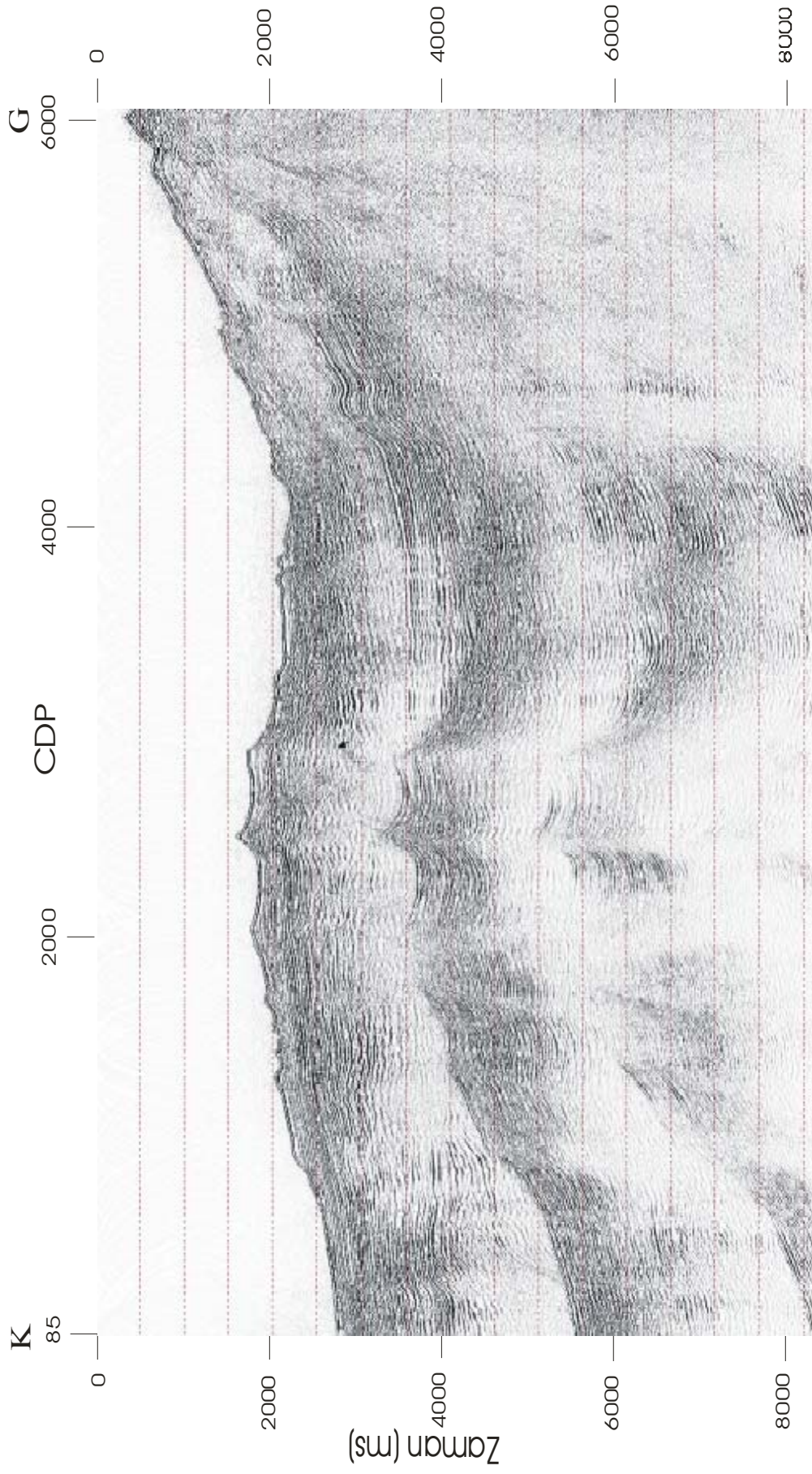


Şekil A.14 11 numaralı hatta ait sismik kesit 3294-3694 CDP'ler arası hız analiz paneli.

EK B ZAMAN ORTAMI GÖÇ KESİTLERİ

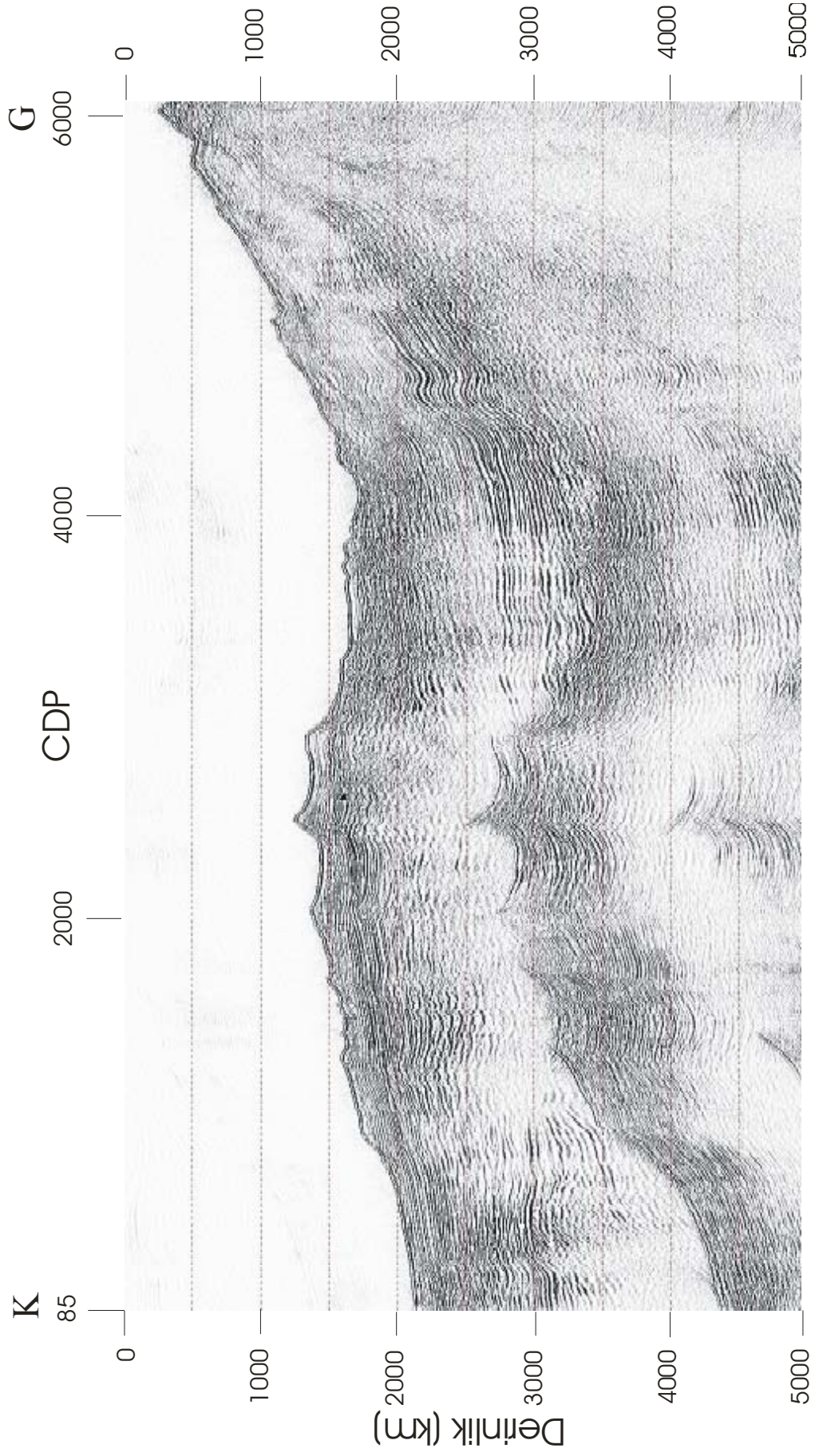


Şekil B.1 07 numaralı hattın yığılmış sismik yansıma kesitine ait Kirchhoff yöntemiyle zaman ortamında göç işlemi uygulanmış kesit.

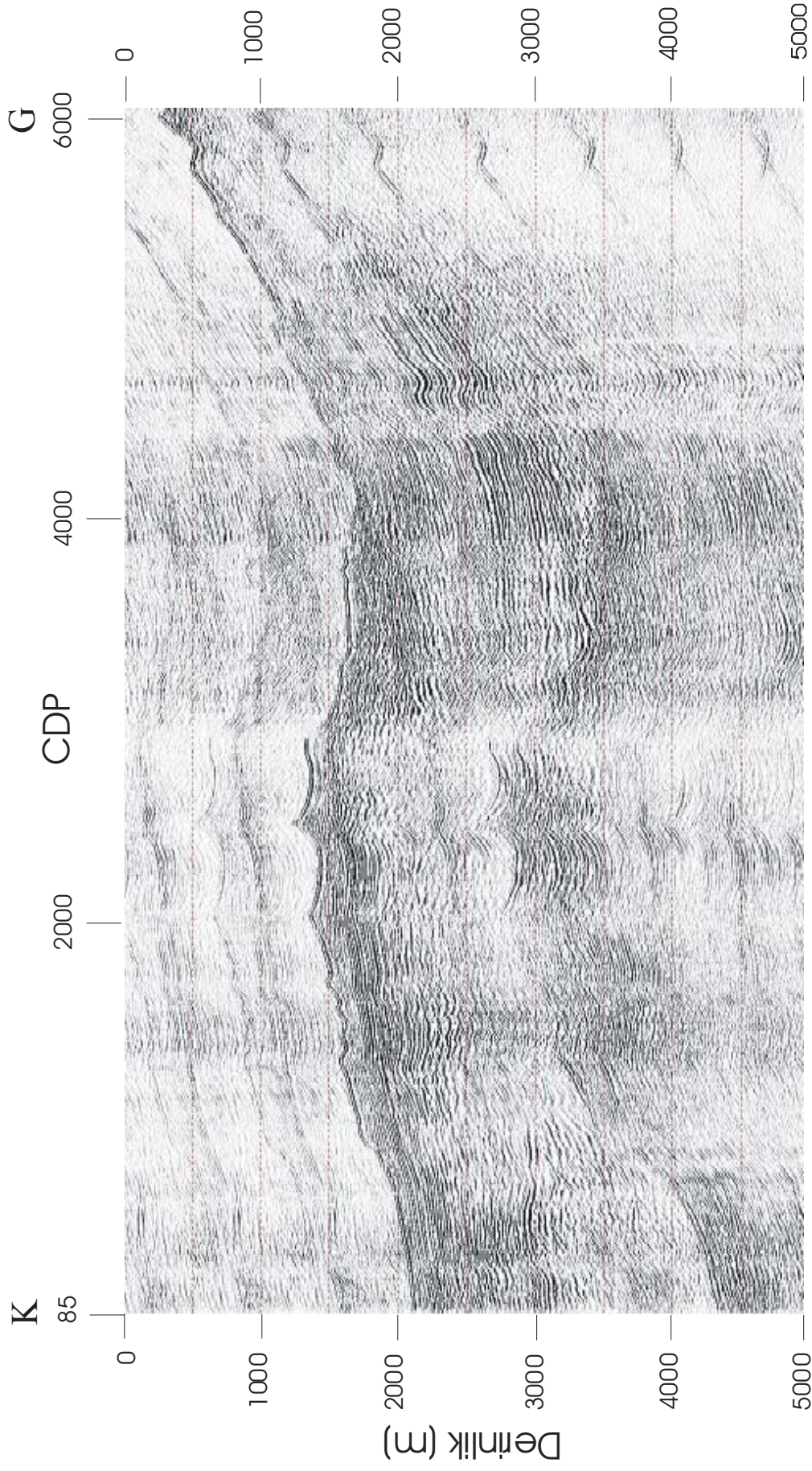


Şekil B.2 07 numaralı hattın yığılmış sismik yansıma kesitine ait sonlu-farklar yöntemiyle zaman ortamında göç işlemi uygulanmış kesiti.

EK C DERİNLİK ORTAMI GÖÇ KESİTLERİ



Şekil C.1 07 numaralı hattın yığılmış sismik yansıma kesitine ait sonlu-farklar yöntemiyle derinlik ortamında göç işlemi uygulanmış kesiti.



Şekil C.2 07 numaralı hattın yığılmış sismik yansıma kesitine ait faz ötelemesi yöntemiyle derinlik ortamında göç işlemi uygulanmış kesiti.

ÖZGEÇMİŞ

Emre Damcı, 1978 yılında İstanbul’da doğdu. İlkokula, 1984-1989 yılları arasında Büyükada İlköğretim Okulu’nda devam ettikten sonra, 1989-1993 yılları arasında İSTEK Özel Beyhan Aral Lisesi’nde orta öğrenimine devam etti. Lise öğrenimini 1993-1996 yılları arasında İSTEK Özel Semiha Şakir Lisesi’nde tamamladı. 1996 yılında İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde Lisans Öğrenimine başladı. 2000 yılında lisans öğrenimini tamamladıktan sonra, İstanbul Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde yüksek lisans öğrenimine başladı. Halen aynı bölümünde öğrenimine devam etmektedir.