

75365

**MARMARA DENİZİ SİSMİK YANSIMA
VERİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ
(PROFİL M97-014)**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Suna ÇETİN

75365

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 19 Ocak 1998

Tezin Savunulduğu Tarih : 9 Şubat 1998

Tez Danışmanı : Yrd.Doç.Dr. Aysun GÜNEY

Diğer Jüri Üyeleri : Doç.Dr. Berkan ECEVİTOĞLU

: Doç.Dr. Emin DEMİRBAĞ

Aysun Güney
Berkan Ecevitoglu
Emin Demirbag

ŞUBAT 1998

ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasında Marmara Denizi'nde yansıma sismiği ile toplanmış verilerin değerlendirilerek, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Marmara Denizi içinde devam eden fay segmentlerinin sismik imzalarının bulunması amaçlanmaktadır.

Çalışmada değerlendirilen Orta Marmara M97-014 Profili, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA), Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK), İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ) ve Cambridge Üniversitesi işbirliği ile Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı kapsamında toplanmıştır.

Bana bu tez konusunu öneren ve çalışmalar sürdürülürken her zaman çok yakın ilgi ve yardımlarını gördüğüm tez danışmanım Yrd.Doç.Dr. Aysun Güney'e teşekkürlerimi bir borç bilirim. Tezin her aşamasında tecrübeleriyle yol gösteren ve bilgilerini esirgemeyen Doç.Dr. Emin Demirbağ ve Doç.Dr. Berkan Ecevitoğlu'na sonsuz teşekkürlerimi sunuyorum.

Tezi hazırlamada jeoloji bilgileriyle bana yardımda bulunan Jeoloji Mühendisi Dr. Erkan Gökaşan'a teşekkür ederim. Çalışmam süresince yardımlarını gördüğüm Yrd.Doç.Dr. Tuğrul Genç ve Araş.Gör. Hülya Kurt başta olmak üzere değerli Hocalarıma ve Araştırma Görevlisi arkadaşlarıma teşekkür ederim. Ayrıca beni tez çalışmam süresince destekleyen aileme teşekkür ediyorum.

Ocak 1998

Suna ÇETİN

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
ŞEKİL LİSTESİ.....	iv
TABLO LİSTESİ.....	vi
ÖZET.....	vii
SUMMARY.....	viii
BÖLÜM 1. GİRİŞ.....	1
BÖLÜM 2. MARMARA BÖLGESİNİN TEKTONİK ÖZELLİKLERİ VE SİSMİSİTESİ.....	3
2.1 Marmara Denizi'nin Evrimi.....	4
2.2 Marmara Denizi'nin Sismisitesi ve Sismotektonik Özellikleri.....	6
BÖLÜM 3. MARMARA VERİLERİ M97-014 PROFİLİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ.....	11
3.1 Verinin Özellikleri.....	11
3.2 Veri İşlemde Uygulanan Adımlar.....	13
3.3 Jeofizik Bulgular.....	33
SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	37
KAYNAKLAR.....	42
EKLER.....	45
ÖZGEÇMİŞ.....	46

ŞEKİL LİSTESİ

	Sayfa No
Şekil 2.1	Marmara Denizi bölgesi batimetri ve topoğrafya haritası.....3
Şekil 2.2	Marmara Denizi ve çevresinin Geç-Orta Miyosen / Erken Geç Miyosen paleocoğrafya haritası.....5
Şekil 2.3	Marmara Bölgesinde manyitüdü 2-3 olan sığ depremlerin dağılımı....7
Şekil 2.4	Marmara Denizi bölgesinde meydana gelmiş bazı büyük depremlerin fay düzlemi çözümleri.....8
Şekil 2.5	Marmara Bölgesi için önerilen yapısal modellerin karşılaştırmalı görünümü.....10
Şekil 3.1	Marmara Bölgesinde sismik profillerin dağılımı ve batimetri11
Şekil 3.2	M97-014 Profili 96. kanalından elde edilen tek kanallı veriden bir görüntü.....14
Şekil 3.3	M97-014 Profiline ait sismik verilerin işlenmesi aşamasında uygulanan adımlar.....15
Şekil 3.4	Tek yatay tabaka için NMO geometrisi.....20
Şekil 3.5	Hızların doğru ve yanlış seçimine bağlı NMO düzeltmesi olası sonuçları.....21
Şekil 3.6	$t^2 - x^2$ Hız analizi uygulanmış bir CMP topluluğu.....22
Şekil 3.7	Claerbout tarafından önerilen CMP düzeninde elle ara hız bulunması yöntemi23
Şekil 3.8	Açılım boyunun hız çözünürlüğüne etkisi.....24
Şekil 3.9	Kısmi yığmanın hız spektrumuna etkisi.....25
Şekil 3.10	Artan derecede eklenen rasgele gürültünün hız spekturumuna etkisi.....26
Şekil 3.11	VELDEF ekran görüntüsü.....29
Şekil 3.12	VELDEF yığma paneli ekran görüntüsü.....30

Şekil 3.13	NMO düzeltmesi ve gerilmiş zonun kesilmesi.....	31
Şekil 3.14	7100-7700 CDP aralığında yığma sonrası ve migrasyon sonrası kesitleri arasındaki fark.....	33
Şekil 3.15	M97-014 Profili migrasyon kesitinden paralel yansımaya sahip bir bölüm.....	34
Şekil 3.16	M97-014 Profili migrasyon kesitinden eğimli-açılan yansımalar yansımalar sahip bir bölüm.....	35
Şekil 3.17	M97-014 Profili migrasyon kesitinden ondüleli yansımalar sahip bir bölüm.....	36
Şekil 4.1	a) M97-014 Profili migrasyon uygulanmış sismik kesiti, b) M97-014 Profili yorumlanmış kesiti.....	38
Şekil 4.2	a) Pozitif çiçek yapısı, b) Negatif çiçek yapısı	40

TABLO LİSTESİ

	Sayfa No
Tablo 2.1	Şekil 2.4’de verilen depremlerin deprem mekanizması çözümleri8
Tablo 3.1	M97-014 profiline ait sismik yansıma verilerinin parametreleri12
Tablo 3.2	M97-014 sismik yansıma profiline ait verilerin elde edilmesinde kullanılan hava tabancalarının özellikleri..... 13
Tablo 3.3	M97-014 sismik yansıma profiline ait verilerin kaydında kullanılan alıcı seriminin özellikleri.....14



ÖZET

Bu çalışma Marmara Denizi içinde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) uzantısı olduğu düşünülen doğrultu atımlı fay segmentlerinin sismik imzalarını yansıma kesitlerinde araştırmak için yapılmıştır. Yansıma verileri Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA), Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK), İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ) ve Cambridge Üniversitesi'nin işbirliği ile Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı kapsamında proje bazında toplanmıştır. Bu çalışma kapsamında Marmara Denizi'nin ortasını kuzey-güney doğrultusunda geçen, 64 km uzunluklu M97-014 profiline ait yansıma sismiği verileri işlenmiş, yorumlanmış, sismik göç işlemi yapılmış kesit üzerinde fayların imzaları araştırılmıştır.

M97-014 profiline ait yansıma sismiği verileri çok kanallı (96 kanal) ve 8 s kayıt süreli verilerdir. Verilerin örnekleme aralığı 2 ms ve kayıt formatı SEG-D formatındadır. Standard veri işleme yöntemlerinin uygulanmasında DISCO/FOCUS adlı veri işleme paketi kullanılmıştır. M97-014 profiline ait sismik göç işlemi uygulanmış kesitte kuzeyde eğim atımlı normal fayların hareket etmesi ile halen aktif, güneyde ise içi sedimanlar ile dolu pasif iki havza görülmektedir. Kuzeydeki havza içinde birbirlerinden bir sırt ile ayrılmış iki küçük havza gelişmektedir. Sırtın kuzeyinde yeralan küçük havzanın sıkışma bileşenli doğrultu atımlı fay zone ile meydana gelmiş çek-ayır (pull-apart) tipi bir havza olduğu sonucuna varılmıştır. Sırtın güneyinde yeralan küçük havza ise eğim atımlı faylar ile gelişmektedir.

SUMMARY

THE EVALUATION OF THE SEISMIC REFLECTION DATA IN THE MARMARA SEA (PROFILE M97-014)

The Marmara Sea is situated in the western end of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). The region is under the influence of both strike-slip pattern of the NAFZ and the extensional regime of southwestern Anatolia. Therefore, the Marmara Sea has a complex tectonic behavior (Barka and Kadinsky-Cade, 1988). The NAFZ is a broad belt of crushed rocks a few kilometers wide rather than a single line. It is subdivided into several fault segments, which are separated mostly by releasing and restraining stepovers. A detailed investigation of these fault segments has been published by Barka and Kadinsky-Cade (1988). They defined fault segments as fault sections, which are separated by sharp geometric discontinuities (stepovers ≥ 1 km, bends $\geq 5^\circ$). The major earthquakes along the NAFZ since 1939 have shown that the fault geometry plays an important role. Most strong earthquakes are occurred next to a fault belt (Straub, 1996). The Marmara region has a big importance because of İstanbul metropolitan and its urbans. Large number of housing, industrial and commercial sites, natural gas pipelines and sewage disposal systems have been constructed with increasing speed. The region has been taking migration and investment at a large scale. The Marmara region has also high seismicity and possesses a great potential of earthquake hazard. Investigation of marine geophysics and geology is therefore important as far as the earthquake safety is concerned. Previous published seismic reflection studies in this region are limited in number and based on shallow seismic reflection data with single trace (Smith et al., 1995; Wong et al., 1995). On the other hand, results of commercial multichannel seismic studies done by Turkish Petroleum Company (TPAO) indicate that the multichannel deep seismic reflection data are necessary to explain the complex tectonic behavior of the Marmara Sea. The purpose of this thesis is to investigate the seismic signature of the strike-slip faults in the middle of the Marmara Sea.

The acquisition of seismic reflection data used in this study has been done in cooperation with the General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), the Scientific and Technical Research Council of Turkey (TÜBİTAK), İstanbul Technical University (İTÜ) and Cambridge University. The study is an extension of the Marine Geology and Geophysics Program. The seismic reflection profile (M97-014) elongated in the north-south direction was chosen since it cuts the most tectonics features in the Marmara Sea. The length of the seismic profile is 64 km. The number of channels is 96. The maximum record length is 8 s. The data was recorded by SEG-D format with the sampling interval 2 ms. The shots were

repeated in each 50 m (20 ms). The offset is 40 m and the number of CDP is 12. The specifications of the source and receiver are given in Table 3.2 and 3.3.

Before we process the multichannel seismic data of the profil M97-014, we examined the single trace of the channel 96 for all shots along the seismic profile. On the single trace section of the profile, we identified clearly the signals with high frequency in the shallow part of the section and the reflections from the sea bottom. However, we could not get a clear picture of the general tectonic features. Therefore, we decided to process the multichannel seismic data by using the standard processing methods.

The seismic reflection data of the profile M97-014 were processed by the standard routines of the seismic data processing package, DISCO/FOCUS 4.0. We applied the following DISCO modules to seismic data: EDIT, AGC, GAIN, SORT, VELDEF, NMO, MUTE, STACK, MIGRATE.

EDIT

The traces with low signal/noise ratio are not included in the later processing steps by using EDIT module.

AGC

This module is applied to seismic data to bring up weak signals. AGC is time-variant. This is a kind of balancing each trace in a group of traces to get the same desired rms amplitude level (Yılmaz, 1991).

GAIN

The compensation of the wave front divergence is called as the geometric spreading correction. GAIN module compensates the wave front divergence. Therefore, it is applied to seismic data in early processing steps.

SORT

The seismic data are transformed from shot-receiver to midpoint-offset coordinates by this module. SORT requires field geometry information. In this study, we assumed that the streamer is exactly in the direction of the seismic profile. Therefore, we used a simple geometry description for the module SORT.

VELDEF

This module is used to analyses the velocity information. The computed velocities in this step are used to correct for NMO (Normal Move Out) so that the reflections are aligned in the traces of a CMP (Common Mid Point) gather before stacking (Yılmaz, 1991). The application of this module is very important since the quality of the stack of the signal in the further step depends on the accuracy of the velocity analyses. In the application of this module, we tried not to select the reflection hyperbolas of sea bottom multiples so that the energy of them can be decreased during the stacking of

the signals. The processing results by using this method indicated that the seismic energy of multiples could not be removed completely from the seismic section. Since the application of this module is based on the selection of the reflection hyperbola correctly, we faced the difficulties in the case, which the reflection hyperbola can not be seen easily, such as the interference of the direct arrivals with first reflections for the shots in the shallow sea water.

NMO

The difference between the two-way time at a given offset and two-way zero offset time is called NMO. The travel times are corrected to remove the influence of offset by using the velocity information obtained from VELDEF.

MUTE

The signals described as noise in seismic processing, such as direct wave, refracted waves, surface waves and the signals created as a result of NMO stretching are cut by this module.

STACK

The traces for each common mid point are summed along the offset axis. The result is a stacked section. The purpose of this application is to get as much as information from a reflection point. The random noise in the seismic section is decreased and signal/noise ratio is increased by this method.

MIGRATE

Migration is a process that maps dipping events on a stacked section to their true subsurface locations (Yilmaz, 1991). The migration method used in this study is based on Claerbout's method for propagating a wave field using finite difference approximations to the wave equation implementing a time frame referenced to a vertically upwards traveling wave (Claerbout and Johnson, 1971; Claerbout and Doherty, 1972). We applied the module MIGRATE to post stack seismic data. After we applied the migration method to the seismic data, we observed the side effect of the migration on the seismic sections as an upward hyperbolas, which are dominant in the deeper part of the seismic section. This showed us that the velocity analyses could be done in detail in the deeper part of the seismic section to get a better picture.

We used the migrated section instead of the stacked section in the interpretation step since the diffraction hyperbolas created by the fault planes are dominant in the upper part of the stacked seismic section. The migrated section of the seismic profile, M97-014 is plotted by using small and large scale as Model 1 and Model 2 respectively (Appendix A and Figure 4.1). On the migrated seismic section, we firstly identified the sea bottom, the sea-bottom multiples, partly the geometry of the bottom of the basins, and we observed the parallel, dipping and wavy reflection patterns inside the basins. In the interpretation step, we faced two important difficulties. The first was the determination of the bottom of the deeper basin because of the remains of high seismic energy of the sea-bottom multiples. The

second was the interpretation of the wavy reflection pattern observed at the north edge and inside the big basin on the seismic section. Therefore, we examined the same section both in detail (Model 1) and in general (Model 2).

Model 1

Appendix A indicates that two basins, H1, and H2, exist along seismic profile. We interpreted that the basin on the north of the profile, H1, developed by control of the faults inside the basin and the fault at the edges of the basin. The geometry of the sea floor along the seismic section indicates that these faults are active. In contrary, the faults developing the basin on the south of the seismic profile, H2, are passive since they are covered by sediments. In detailed examination of the basin H1, we observed that it includes two basins; H1a and H1b and a ridge separating these two basins. The shallower basin, H1b, is situated on the south slope of the basin H1.

We observed the parallel reflections inside the deeper basin, H1a, dipping and widening reflections inside the basin H1b. We also observed the fault zone, F2, with the compressive component and the fault zone, F3, with the tension component inside the basin H1a. These findings indicate that the factors controlling the formation and development of the small basins are the faults inside and the edges of the small basins too. From Model 1, we proposed two points:

- 1- The region including the basin H1 has a flower structure. The indicators of this are; existence of the fault zones, F2 and F3 with the strike-slip components inside the basin, and existence of the wavy reflection pattern at the north slope and inside the basin
- 2- The fault zone, F2, is one of the branches of the North Anatolian Fault Zone and the basin, H1a, was developed by this fault zone in the form of a pull-apart basin.

Model 2

In the large scale plot of the migrated seismic section of the profile M97-014 (Figure 4.1), the certain tectonic features are observed clearly than those in Model 1 (Appendix A). In Model 2, we examined whole migrated section in abroad scale rather than in detail as we did in Model 1. There is a large basin on the north of the seismic section. The south slope of this basin was deformed by a strike-slip fault. We believe that this fault could be one of the ridges in the Marmara Sea. We also observed a small hanging basin on the south slope of the basin. Inside the big basin in the north of the profile, we observed folded and discontinued reflection patterns in the rocks under the young sediments.

In a feature study, the accuracy of the proposed models, Model 1 and Model 2, for the profile M97-014 should be tested after the application of the following steps:

- 1- Applying the correction for the geometry of the streamer,
- 2- Applying the correction for the source and receiver statics,
- 3- Applying the correction for the sea-floor statics,
- 4- Suppressing of high seismic energy of the multiple reflections by using different methods from the method which we applied in this study,

- 5- Moving the reflections in their actual positions by applying migration methods in detail,
- 6- Combining the results obtained from the seismic data of the profile M97-014 with the results obtained from the other seismic profiles in the Marmara Sea.

Those applications will provide us a more accurate seismic section for a geologic interpretation, especially for the wavy reflection patterns observed in the north of the seismic section. We will also be able to see certain geologic structures in deeper part of the seismic section in case we are successful in suppressing the seismic energy of the sea bottom multiples on the seismic section.



BÖLÜM 1

GİRİŞ

Kuzey Anadolu Fayı (KAF) yaklaşık 1000 km uzunluğunda sağ yönlü doğrultu atımlı bir kırık zonudur. Anadolu ve Avrasya kıtaları arasında gözlenen hareketin büyük bir kısmı KAF boyunca batıya doğru iletilmektedir (Taymaz, 1995). Bu fay zone Adapazarı civarında çizgiselliğini kaybeder ve Marmara Bölgesi'ni etkileyecek şekilde batıya doğru 3 kola ayrılır. Bu kolların ikisi güneye doğru devam eder. Güney kollarından biri İzmit-Gemlik-Bandırma üzerinden Ege'nin güneybatısına devam ederken diğeri Yenişehir-Bursa-Manyas üzerinden Edremit Körfezi'ne ulaşmaktadır. Kuzey kolu ise Sapanca üzerinden İzmit Körfezi'ne doğru ilerler (Wong ve diğ., 1995). Bu noktadan sonra KAFZ'nun Marmara Denizi içindeki sürekliliği konusunda tartışmalar vardır.

Bu tez çalışmasında MTA, TÜBİTAK, İTÜ ve Cambridge Üniversitesi'nin işbirliği ile Ulusal Deniz Jeofiziği ve Jeolojisi Programı kapsamında Marmara Denizi'nde toplanmış olan sismik yansıma verileri kullanılmıştır. Bu verilerin değerlendirilmesi KAF'nın Marmara Denizi içindeki devamının araştırılması, güncel tektoniğinin aydınlatılması bakımından yararlı olacaktır. Varolan aktif fay segmentlerinin dağılımı ve bunların kinematiki incelendiğinde, gelecekte hangi fay segmentlerinde yıkıcı deprem olacağı hakkında bilgi edinilebilir (Barka ve Nalbant, 1997).

Marmara Denizi'ndeki fay segmentlerinin, sırtların ve havzaların konumları değişik türde veriler kullanılarak bir çok araştırmacı tarafından incelenmiştir; bunların arasında Pınar (1943), Pfannenstiel (1944) , Crampin ve Evans (1986), Şengör (1987), Barka ve Kadinsky-Cade (1988), Kalkan (1993), Wong ve diğ. (1995), Smith ve diğ. (1995) tarafından yapılan yayın ve çalışmalar sayılabilir. Bunun yanı sıra Marmara Denizi'nde ekonomik amaçlı olarak TPAO, Ray Geophysics, Western Geophysics ve Halliburton Geophysics şirketleri tarafından

yapılmış ve yayınlanmamış çalışmalar mevcuttur (Akkoyunlu, 1995). Ancak deprem riski açısından Marmara Denizi içerisindeki faylar ve sırtların ayrıntılı olarak sismik yansıma verileri kullanılarak incelenmesi gereklidir.

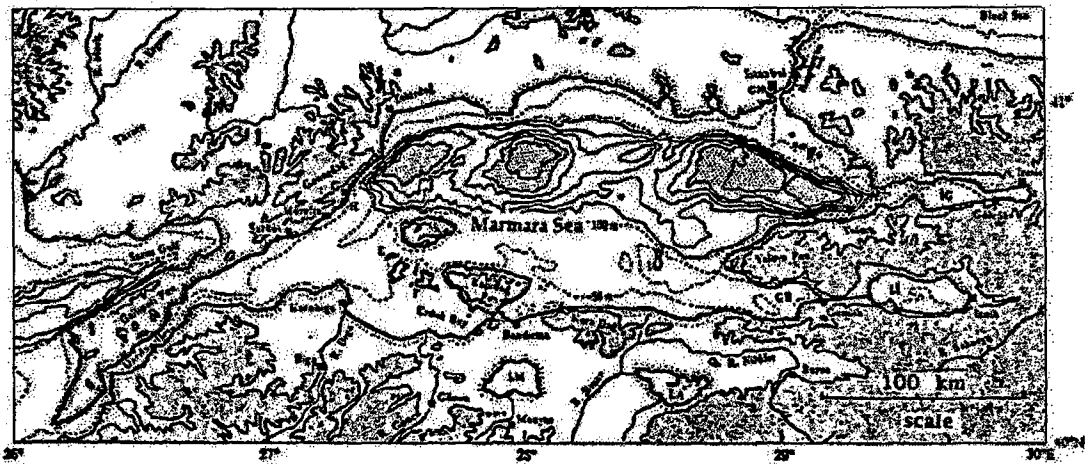
Bu çalışmada Marmara Denizi sismik yansıma profillerinden doğrultu atımlı fay segmentlerinden birini kestiği düşünülen ve K-G yönlü 64 km'lik bir hat olan M97-014 profiline ait sismik veriler işlenmiştir. Marmara Denizi orta kesiminde batimetri haritasıyla uyum sağlayan, Wong ve dig. (1995) ve Barka ve Kadinsky-Cade'in (1988) önerdiği doğrultu atımlı faylardan bir tanesinin yeri ve bunun açtığı çek-ayır havza belirlenmiştir. Güneyde içi sedimanlar ile dolu günümüzde aktif olmadığı düşünülen bir havzanın varlığı da ortaya konmuştur.



BÖLÜM 2

MARMARA DENİZİNİN TEKTONİK ÖZELLİKLERİ VE SİSMİSİTESİ

Marmara Denizi kuzey kesimleri derin, güney tarafı sığ kıtasahalığı olan 275 km uzunluğunda ve 80 km genişliğinde bir iç denizdir. Derin alanlar 1152-1276 m su ile örtülüdür ve romboidal veya kama şeklindeki havzalardan oluşur. Bu havzalar KD-GB uzanımlıdır ve yer yer 600 m yükseklikte sırtlarla birbirinden ayrılmışlardır (Görür, 1996). Şimdiye kadar Marmara Denizi'nin modern tekniklerle duyarlı bir şekilde elde edilmiş bir batimetri ölçümü bulunmamaktadır. Varolanı 1:250000 ölçeğindedir. Buna göre Marmara Denizi kuzey ve güney olmak üzere 2 bölüme ayrılabilir. Kuzey Marmara bölümünde temelde doğu veya Çınarcık havzası, orta havza ve batı havzası olmak üzere 3 tane havza bulunmaktadır (Şekil 2.1). Güneydeki havza ve sırtlar, bu kıyıya dökülen Biga, Gönen ve Nilüfer Çaylarının etkisiyle genç sedimentlerle örtülmüştür (Barka, 1997).



Şekil 2.1 Marmara Denizi bölgesi batimetri ve topoğrafya haritası.

Kesikli çizgiler 50 ve 100 m konturlarına aittir. Sürekli çizgiler ise 200 m aralık ile artan derinlik konturlarıdır. Topoğrafyada 200 m'nin üstü noktalı olarak desenlenmiştir (Smith ve dig., 1995).

Marmara Denizi'nin bulunduğu denizel havza, sağ yönlü ve doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile batı Anadolu'nun K-G gerilme rejiminin çalıştığı bir bölgedir. Esas olarak güneye doğru kavisli olan KAF'nın K-G yönlü gerilmenin altında güneye doğru göç etmesiyle oluşmuştur. Bu göç sırasında KAF, KD-GB uzanımlı pek çok kola ayrılmış, bunlar arasında değişik kama şekilli graben ve çek-ayır (pull-apart) havzalar oluşmuştur. Her havza bir diğerinden eşiklerle ayrılmıştır. Bu graben bölgesinin ilk defa Akdeniz tarafından (Geç Orta Miyosen, 14 mō: milyon yıl önce) işgal edilmesiyle Marmara Denizi ortaya çıkmıştır (Görür, 1996).

2.1 Marmara Denizi'nin Evrimi

Intra-Pontid okyanusu Oligosen sonlarına doğru (29 mō) kapanınca, şimdiki Marmara Denizi'nin bulunduğu alanlar bir kenet zonu halinde yükselmiş ve erken Miyosen boyunca (23-16 mō) aşınmaya başlamıştır. Biga Yarımadası ve Trakya'nın iç kısımlarında flüvio-laküstrin şartlar egemen olmuştur. Bu flüvio-laküstrin şartlar Orta Miyosen'de (17-14 mō) daha yaygın hala gelerek Marmara bölgesinin tamamını kaplamış ve Marmara Denizi'nin bulunduğu alanlar bir göl halini almıştır. Geç Miyosen'in başlarına kadar (13-9 mō) Marmara havzasında paleocoğrafik bir değişim olmamış aynı koşullar devam etmiştir. Miyosen sonlarında havzanın kuzey kesimi (bugünkü Marmara Denizi'nin derin çukurluğu) Ege tarafından ve Saros üzerinden gelen bir deniz kolu tarafından işgal edilmiştir. Çökelttiği sedimentler içerisinde bol miktarda *Ostrea* fosiline rastlandığı için bu kol Akdeniz'e ait olmalıdır; çünkü o sırada kuzeyde bulunan Paratetis Okyanusu'nun acı su ortamında bu organizmaların yaşaması mümkün değildir. Bu deniz kolu büyük bir olasılıkla o sırada henüz yeni oluşmakta olan KAF'nın kesme zonunu kullanarak (14 mō) kuzey Marmara'ya ulaşmıştır (Şekil 2.2). Marmara Denizi başlangıçta dar uzun bir çukurluk durumundadır ve bugünkü Marmara Denizi havzasının Saros ile İstanbul arasında kalan kuzey kesimini işgal etmektedir. Havzanın güney kesimleri flüvio-laküstrin şartların ve yerel bazaltik volkanizmanın egemen olduğu karasal alanlardır. Marmara havzasının güney kesimleri Geç Miyosen sonlarına doğru su altında kalmıştır. Bu transgresyonda, havzayı KD-GB yönünde kesen graben ve çek-ayır havzaların gittikçe derinleşmesinin rolü büyüktür. Bu dönemde çökelmiş olan birimlerin içerisinde bolca Paratetis kökenli fosile rastlanmaktadır.

Şekil 2.2 Marmara Denizi ve çevresinin Geç-Orta Miyosen / Erken Geç Miyosen paleogeografya haritası (Görür, 1996).

Bu durum Marmara'yı işgal eden denizin Akdeniz değil Paratetis olduğunu göstermektedir. Akdeniz ile bağlantının kesilmesinin sebebi Akdeniz'in Messiyen'de kurumuş olması veya KAF'nın hareketleri sonucu oluşmuş engeller olabilir.

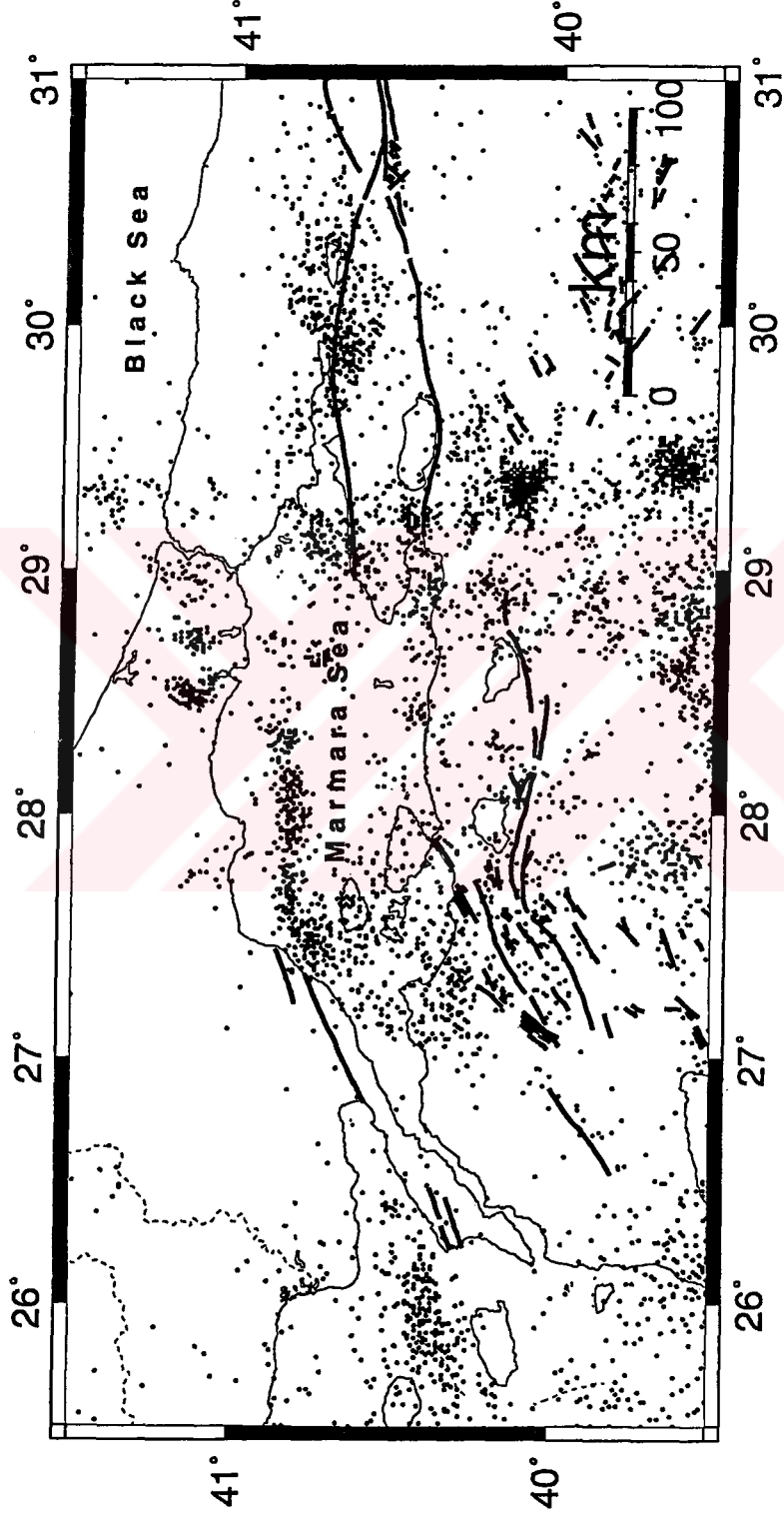
Erken Pliosen'de Marmara Denizi havzası büyük ölçüde su üstüne çıkmış ve aşınmıştır. Pliosen sonlarına doğru Marmara Denizi havzası hem Akdeniz hem de Paratetis'le bağlantı sağlamış ve günümüzdeki gibi bu iki okyanus arasında bir su yolu olmuştur. Akdeniz ile ikinci kez sağlanan bu bağlantıyı KAF'nın ve geç Pliosen'de (3.4-1.64 mö) dünya deniz seviyesinde görülen kısa süreli yükselmelerin sebep olması mümkündür. Akdeniz ile olan ilişki büyük olasılıkla bu zamanda yeni meydana gelmiş Çanakkale Boğazı sayesinde olmuştur.

Pleistosen'de (1.64-0.01 mö) buzul arası evrelerde Marmara Denizi havzasında hem Akdeniz'in tuzlu suyu hem de Karadeniz'in acı suyu birlikte bulunmuştur. Glasiyel evrelerde ise bu denizlerle ilişkisi kesilmiş ve havzada sadece Karadeniz'e benzer acı su koşulları egemen olmuştur. Pleistosen'in son buzullaşma evresi olan Würm buzullaşmasında (1.64-0.01 mö), Marmara havzası oksijence fakir bir göl haline gelmiştir. Würm buzullaşmasından sonra Holosen başlarında (9-7 bin sene önce) Akdeniz ile bağlantı sağlanmıştır ve bu denizin suları Marmara üzerinden Karadeniz'e ulaşmıştır (Görür, 1996).

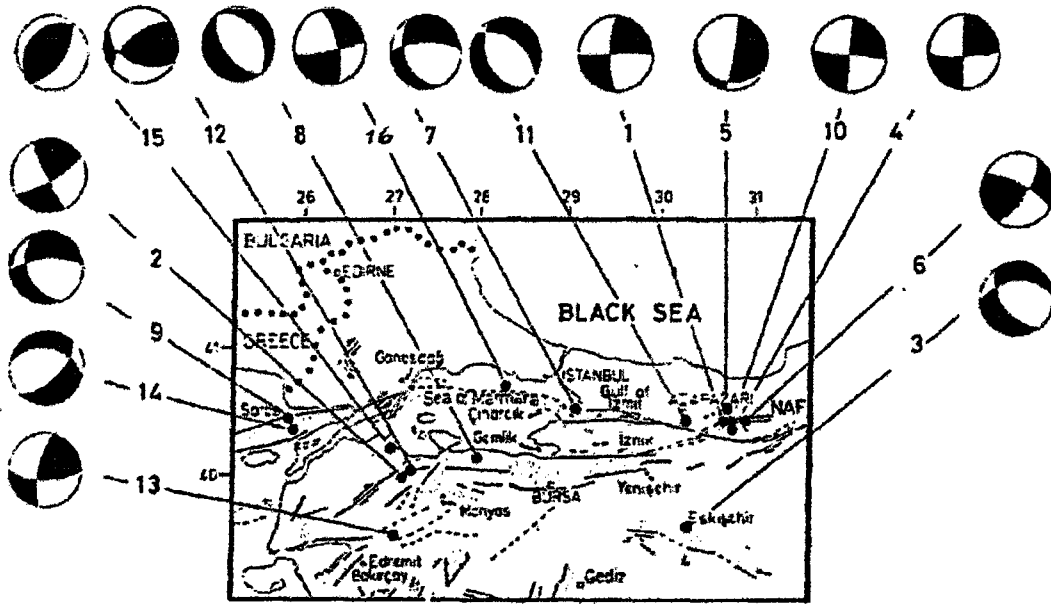
2.2 Marmara Denizi'nin Sismisitesi ve Sismotektonik Özellikleri

Marmara Denizi'nin 1960-1992 yılları arasındaki sismisitesi Preliminary Determination of the Epicenters (PDE) kataloglarına dayanılarak Şekil 2.3'de verilmektedir. Bu şekilden Marmara Denizi'nin oldukça aktif olduğu gözlenmektedir. Sismik aktivitenin çoğunlukla KAF'ın kuzey kolu üzerinde yoğunlaştığı izlenmektedir GPS çalışmaları da bunu doğrulamaktadır (Barka, 1997). Marmara Denizi'ndeki depremlerin çoğunluğu 2 ile 3 manyitüdünde yaklaşık 15 km derinlikli sığ depremlerdir.

Marmara Denizi'nin sismotektoniğini açıklayan belli başlı depremlerin fay çözümleri ise Şekil 2.4'te verilmektedir. Bu fay çözümleri bölgenin KAFZ'nun doğrultu atımlı hareketi ile Ege Bölgesinin kuzey güney açılma rejiminin etkisi altında olduğunu göstermektedir.



Şekil 2.3 Marmara Bölgesinde manyitüdü 2-3 olan sığ depremlerin dağılımı (PDE kataloğu 1960-1993).



Şekil 2.4 Marmara Denizi bölgesinde meydana gelmiş bazı büyük depremlerin fay düzlemleri çözümleri (Üçer ve dig, 1997).

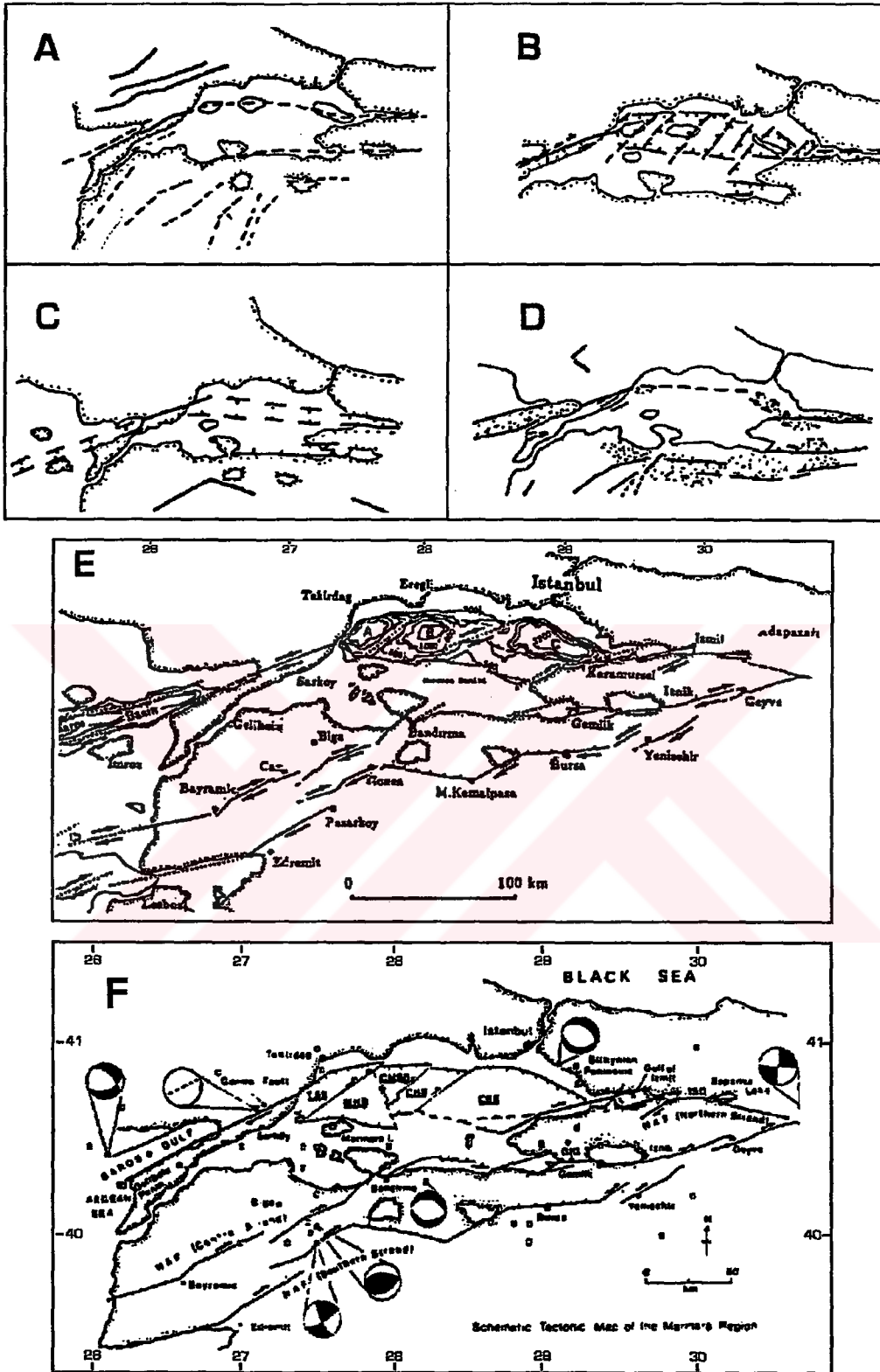
Numaralar Tablo 2.1’de listelenen depremlere işaret eder.

Tablo 2.1 Şekil 2.4’de verilen depremlerin deprem mekanizması çözümleri (Üçer ve dig., 1997).

ϕ ve δ göreceli olarak fay düzleminin doğrultu ve eğim açısı, h odak noktası derinliği. Kaynaklar : a- McKenzie (1972); b- Canitez ve Üçer (1967); c- Jackson ve McKenzie (1988); d- Kocaeve ve Ataman (1976); e- Papadopoulos ve dig (1986); f- McKenzie (1978); g- Kıyak (1987); h- NEIC (Natioanl Earthquake Information Center)

Olay	Tarih (g.a.y)	Oluş Zamanı (s:an:el)	Enlem (K°)	Boylam (D°)	M_b	h (km)	$\phi(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	Ref
1	20.6.43	18:32:54	40.85	30.51	6.5	10	88	90	a
2	18.3.53	19:06:16	39.99	27.36	7.2	10	59	76	a
3	20.2.58	20:31:44	39.88	30.48	6.4	40	140	56	a
4	28.5.57	06:33:35	40.67	31.08	7.1	10	87	78	a
5	26.5.57	09:36:37	40.80	30.80	6.0	—	114	24	b
6	27.5.57	11:01:27	40.70	31.00	5.6	—	283	74	b
7	18.9.63	16:58:15	40.77	29.12	6.3	40	268	70	c
8	6.10.64	14:31:23	40.30	28.23	6.7	8	302	36	a
9	23.8.65	14:08:58	40.50	26.02	5.6	33	281	70	d
10	22.7.67	18:58:58	40.67	30.69	7.2	4	93	90	a
11	30.7.67	01:31:02	40.70	30.40	5.6	16	301	50	a
12	03.3.69	00:58:11	40.12	27.43	5.8	4	107	50	a
13	23.2.71	18:41:23	39.62	27.32	5.5	10	86	66	e
14	27.3.75	05:15:08	40.45	28.12	6.7	15	41	60	f
15	05.7.83	12:01:27	40.33	27.23	5.8	10	218	32	g
16	24.4.88	20:49:33	40.88	28.24	5.1	18	356	71	h

Günümüze kadar Marmara Denizi için önerilen yapısal modeller Şekil 2.5'te verilmektedir. Pınar (1943) Marmara Denizi'ndeki fay segmentlerinin konumları ile ilgili olarak biri Kuzey Marmara havzasının içinden diğeri Gemlik-Bandırma Körfez'lerinden geçen iki kolun varlığını sismisite ve jeolojik verilere dayanarak ortaya koymuştur (Şekil 2.5a). Pfannenstiel (1944) ilk kez jeolojik verilere dayanarak Marmara Denizi içindeki sırtların KD-GB yönelimine dikkati çekmiştir (Şekil 2.5b). Aynı zamanda Plio-Kuaterner oluşumunu incelemiş ve Marmara Denizi çevresindeki göllerin bir zamanlar (Geç Pleistosen'de) Marmara Denizi ile bağlantılı olduğunu ileri sürmüştür. Crampin ve Evans (1986) sismisite haritalarına bakarak Kuzey Marmara'yı tek bir çöküntü havzası olarak yorumlamışlar ve kama biçiminde bir Marmara bloğu önermişlerdir (Şekil 2.5c). Şengör (1987) Marmara Denizi'ne yalnız bir kol yerleştirmiş ve Çınarcık Baseni'ni çek-ayır yapı olarak göstermiştir (Şekil 2.5d). Barka ve Kadinsky-Cade (1988) 3 adet doğrultu atımlı fay kolu ile açılmış romboidal çek-ayır havzalar önermektedirler (Şekil 2.5e). Bu çek-ayır model sığ sismik yansıma verileri üzerinde çalışan Wong ve dig. (1995) ile Ergün ve Özel (1995) tarafından biraz değiştirilmiştir. Romboidal havzalara ek olarak Marmara Adası'nın kuzeyinde kama şeklinde bir havzanın var olduğunu söylemişlerdir (Şekil 2.5f) (Barka, 1997). Yüksek rezolasyonlu sparker sismik profillerinde çalışan Smith ve dig. (1995) çoğunlukla D-B, BKB-DGD doğrultulu normal faylar gözlemlemiştir. Marmara'nın kuzey yarısının Güney Marmara şelfine oranla daha az sedimanlaşması nedeniyle kuzey yarısındaki fayların daha belirgin morfolojiye sahip olduğunu söylemişlerdir.



Şekil 2.5 Marmara bölgesi için önerilen yapısal modellerin karşılaştırmalı görünümü (Barka, 1997).

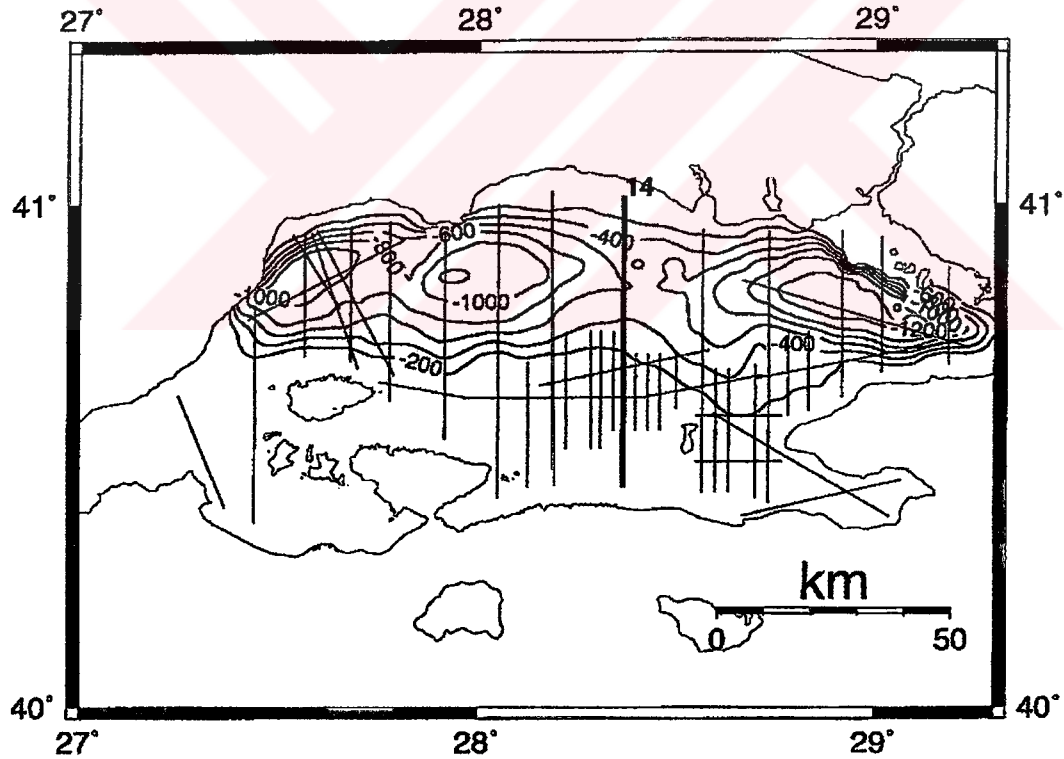
a- Pınar (1943), b- Pfannenstiel (1944), c- Crampin ve Evans (1986), d- Şengör (1987), e- Barka ve Kadinsky-Cade (1988), f- Wong ve diğ. (1995), Ergün ve Özel (1995)

BÖLÜM 3

MARMARA VERİLERİ M97-014 PROFİLİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

3.1 Verinin Özellikleri

Marmara Bölgesinde Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı kapsamında yapılan çalışmada elde edilen veri gruplarından biri olan M97-014 hattı 64 km'lik bir profildir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Marmara bölgesinde sismik profillerin dağılımı (işaret edilen M97-014). Batimetri verisi: Sandwell ve Smith, 1992; GMT haritalama: Smith ve Wessel, 1990).

Veriler yansıma sismiği türünde toplanmıştır. Kuzey-güney doğrultusunda güneyden kuzeye doğru alınmıştır.

Bu çalışmadaki verileri toplayan MTA SİSMİK-1 Araştırma Gemisi sığ ve derin sismik veri toplama dışında, manyetik, gravite ve batimetri ölçümü yapabilecek, jeolojik örnekler alabilecek ölçüm sistemlerine sahiptir. Gemide PC tabanlı bilgisayarlar ve çevre birimleri, SEISNET softwear, özel yazılımlar kullanılmaktadır. Tablo 3.1, 3.2, 3.3’de MTA SİSMİK-1 gemisinde kaydedilen veri, kullanılan hava tabancaları ve alıcı serim ile ilgili parametreler sunulmaktadır.

M97-014 profilinde sismik veri 96 kanallı toplanmıştır. Kayıt süresi 8 s olmasına rağmen bunun ancak ilk 4 s’lik kısmındaki veri işlenmiştir. Bunun sebebi derinlere doğru enerji kaybının artması ve alınan bilginin azalmasıdır. Örneklem aralığı 2 ms’dir. Her 50 m (20 s’de) atış tekrarlanmıştır. Offset 40 m alınmıştır. CDP sayısı 12’dir. Tek kanallı iz olarak gemiye en yakın konumdaki 96 numaralı kanal bilgileri kayıt edilmiştir.

Kaynak olarak beşi iskelede beşi sancakta olmak üzere 10 hava tabancası kullanılmıştır. Tabancalar su yüzeyinin 6 m aşağısına yerleştirilmiştir. Alıcıların bulunduğu serim (streamer) 1500 m uzunluğundadır ve su yüzeyinden 10 m aşağıda bilgi toplamaktadır.

Tablo 3.1. M97-014 profiline ait sismik yansıma verilerinin parametreleri.

PROFİL ADI		M97-014	
VERİNİN TOPLANDIĞI TARİH		9-9-1997	
VERİ TÜRÜ		YANSIMA	
FORMAT	SEG-D 2.5	YOĞUNLUK	3480 BPI
KANAL SAYISI		96	
KAYIT UZUNLUĞU		8 s	
ÖRNEKLEME ARALIĞI		2 ms	
ATIŞ ARALIĞI		20 s	50 m
CDP		12	
OFFSET		40 m	
LOW-CUT	8 Hz	HIGH-CUT	218 Hz
HAT UZUNLUĞU		64 km	
YÖNÜ (AZİMUT)		0°	
TEK KANAL İZİ		96	

Tablo 3.2 M97-014 sismik yansıma profiline ait verilerin elde edilmesinde kullanılan hava tabancalarının özellikleri.

HAVA TABANCALARI		
TABANCA SAYISI	5 iskele tarafında	5 sancak tarafında
BASINÇ	1500 PSI	
BÜYÜKLÜĞÜ	1380 in ³	
DERİNLİK	6 m	

Tablo 3.3 M97-014 sismik yansıma profiline ait verilerin kaydında kullanılan alıcı seriminin özellikleri.

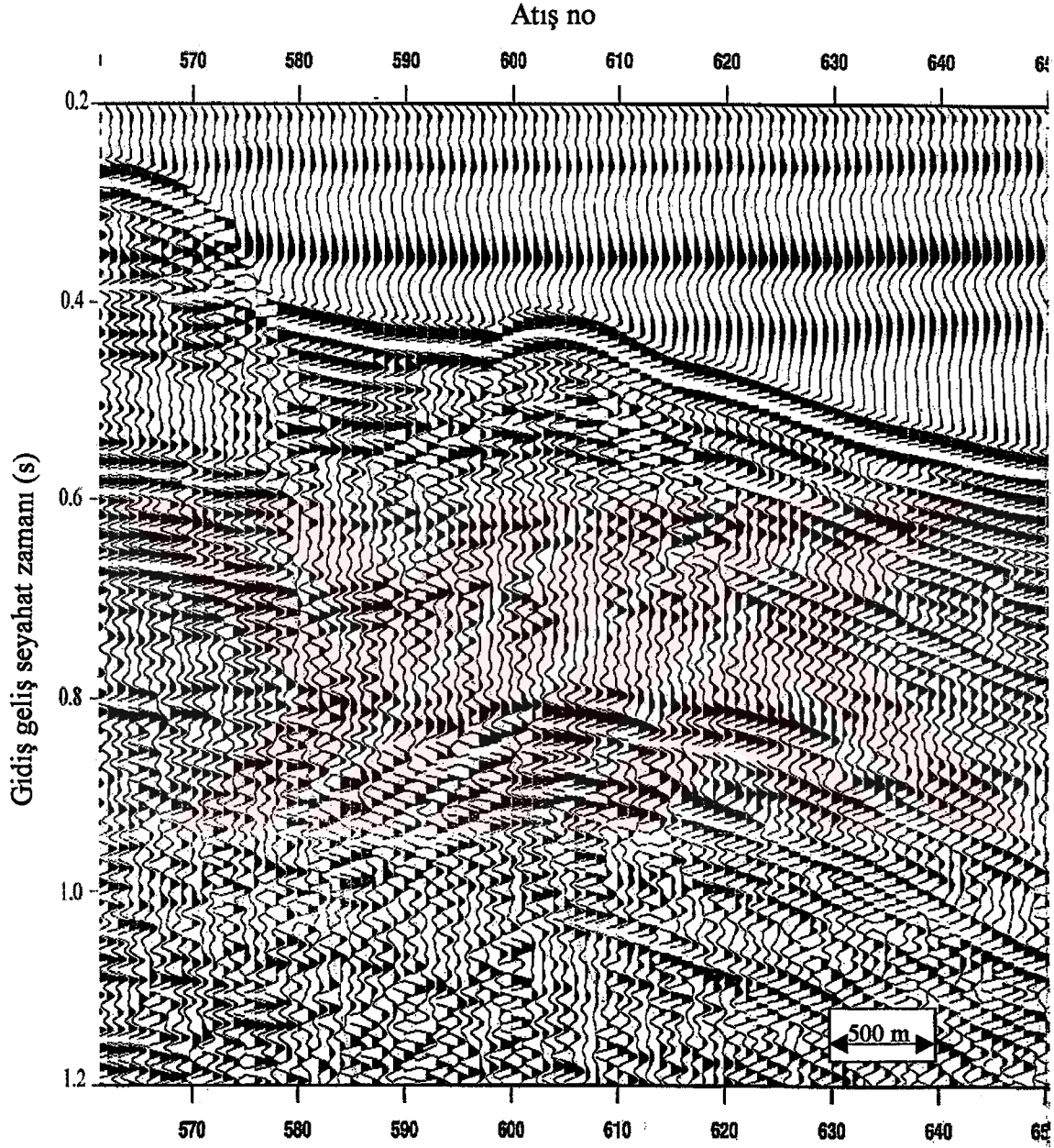
ALICILAR (STREAMER)	
UZUNLUK	1500 m
DERİNLİK	10 m
GRUP ARALIĞI	12.5 m
MODULE	8
HİDROFON/GRUP	16
SEA BIRD	7

Kayıtta 1285 atış görünmektedir. Ancak toplam atış miktarı 1281'dir. Bunun sebebi 574. atıştan sonra atışların kaçması ve 575. atışın 579'dan devam etmesidir. Ayrıca 983. atışta sancak tarafındaki 3 numaralı hava tabancası devre dışı bırakılmış ve hatta 9 hava tabancası ile devam edilmiştir.

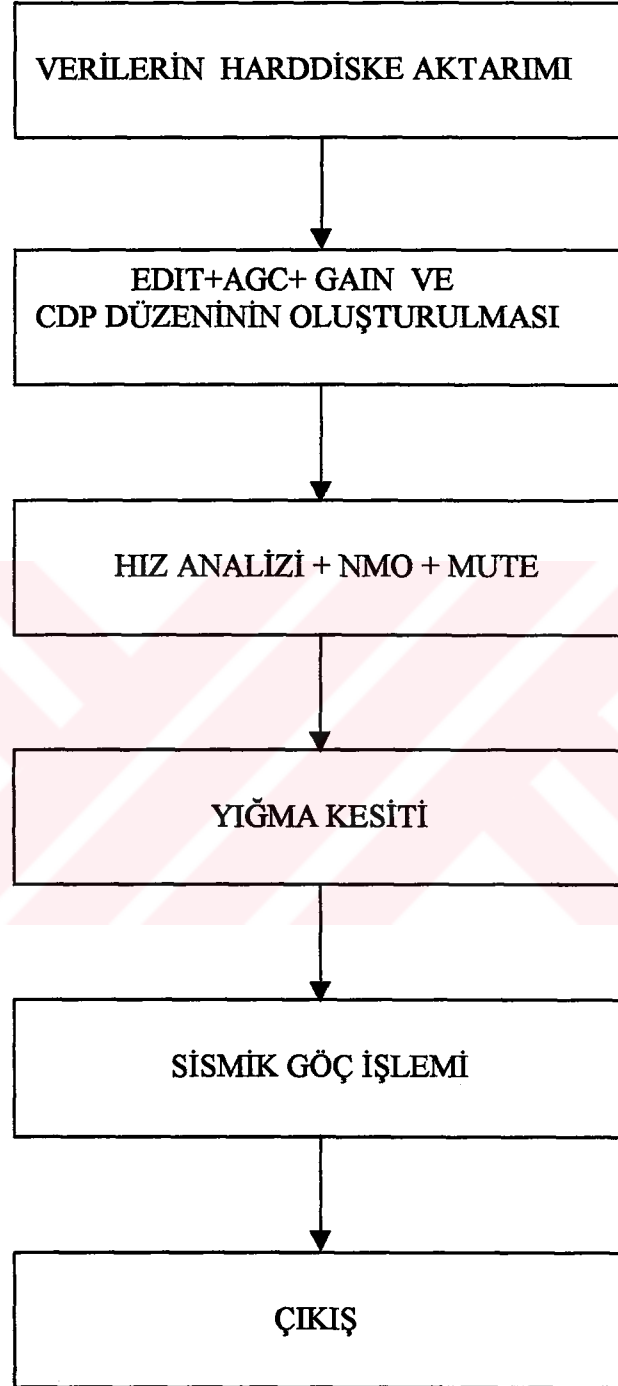
3.2 Veri İşlemde Uygulanan Adımlar

Çok kanallı verilere bakılmadan önce tek kanallı veriler incelenmiştir. Tek kanallı veriler deniz tabanı yüksek frekanslı olayları izlemek için daha uygundur. Ancak derin yansıma seviyelerini, havzaların ve fayların yapılarını, konumlarını daha iyi elde etmek amacıyla çok kanallı verilerin değerlendirilmesine geçilmiştir. Şekil 3.2'de 96. kanalın kayıtlarından elde edilen tek kanallı verinin 560 ile 650 nolu atışlarının arası görülmektedir. Burada özellikle normal atım bileşenli bir fay ve

deniz tabanı altında yüksek frekanslı olaylar belirgin bir biçimde izlenebilmektedir. Verilerin işlenmesi sırasında Şekil 3.3'deki akış uygulanmıştır.



Şekil 3.2 M97-014 Profili 96. kanalından elde edilen tek kanallı veriden bir görüntü.



Şekil 3.3 M97-014 Profiline ait sismik verilerin işlenmesi aşamasında uygulanan adımlar.

Verilerin Teypten Harddiske Aktarılması

Verinin işlenebilmesi için SEGD verisi okunup DISCO/Focus'un kendi dahili formatına çekilmiştir. Bu işlem için SEGD Modülü kullanılmıştır. Veriye deniz tabanı statik düzeltmesi, geometri düzeltmesi, kaynak ve alıcının deniz seviyesinden olan derinliğinin veri üzerindeki etkilerinin giderilmesi için kaynak-alıcı düzeltmesi uygulanmamıştır.

Editing (Veri Ayıklama)

Bazı atışlar ve bazı kanallarda izler kötü kalitede ise onları ayıklamak gerekir. Atış sırasında airgunlardan birinin patlamaması, alıcı kanallardan birinin ve ya bazılarının çalışmaması kötü kaliteye sebep etkenlerdendir. Bu iz ve ya izler yüksek enerjiye sahip olabilirler. Güçlü patlatmalar deniz tabanının sığ olduğu kısımlarda veri üzerinde bozucu rol oynayabilir. Bu nedenle bazı atışlarda veri işleme girmesi uygun olmayan kanallar silinmiştir. 37 ve 92. atışlar arasında 67 nolu kanal, 526. atışın 1 ve 3 nolu kanalları, 897. atışın 62 ve 68 nolu kanalları, 901. atışın 48 ve 67 nolu kanallarındaki veriler sıfırlanmıştır.

AGC (Otomatik Kazanç Kontrolü)

Düşen sinyal enerjisini düzeltmek için yapılan işleme kazanç işlemi denir. Kazanç işlemi tüm genliği sabit düzene getirmek için zamana göre artan bir kazancın veriye uygulanmasıdır. Kazancın zamana göre kuvvetlendirilmesi AGC ile temin edilebilir. Bu negatif beslemeli bir döngüdür. Kısa bir aralık üzerinde ortalama çıkış sinyal seviyesi ölçülür. Giriş seviyesine bakmaksızın çıkış aşağı yukarı sabit tutacak şekilde kazanç ayarlanır (Öztürk, 1993). Bu işlemde zayıf birincil yansımalar kuvvetlenirken tekrarlı yansımalar da istenmeden uyandırılabilir (Us, 1993). M97-014 profilinde 500 ms kayan pencere kullanılmıştır. Ortalama sinyal seviyesi bu pencereler içinde hesaplanmış ve veriye uygulanmıştır.

Gain (kazanç)

Gain genliklerdeki enerji düşmesini geri kazanmak amacıyla uygulanır. Kaynaktan yayılan enerji uzaklıkla azalır. Verildiği ortamda bir dalganın enerjisi, genliğinin karesiyle orantılıdır. Kaynaktan bir küresel dalga yayılırken enerjisi (kürenin yarıçapının karesiyle artan) küre alanının üzerin dağılmış olmalıdır. Böylece birim alandaki enerji, kaynaktan olan uzaklığın karesinin tersi ile değişir. Birim alandaki enerjinin kare kökü ile doğru orantılı olan genliğin de, dalganın gitmiş olduğu mesafe ile tersine orantılı olması gerekecektir. Dalganın yayılmasından dolayı genlik kaybına ilaveten, elastik enerjinin ısı halinde sürtünmeye dayalı harcanımı sebebiyle olan soğurulmadan dolayı da, belirli bir kaybı vardır. Bu şekilde olan kayıp uzaklıkla eksponansiyeldir. Bu azalma mekanizmalarının her ikisinin bileşimi olarak homojen materyalde dalganın sönümü için

$$A = A_0 e^{-\alpha r} / r \quad (3.1)$$

elde edilmiştir (Öztürk, 1993). Burada

- r : kaynaktan olan uzaklık,
- A : kaynaktan r uzaklığındaki genlik,
- A_0 : kaynaktaki dalga genliği,
- α : soğurulma katsayısıdır.

Focus'da bulunan Gain analiziyle genliklerdeki enerji düşmesinin miktarı bulunmuştur. Daha sonra kazanç düzeltmesi türlerinden eksponansiyel kazanç düzeltmesi M97-014 Profiline ait sismik verilere uygulanmıştır.

Sort

SORT programıyla sismik izler atış-alıcı düzeninden ortak derinlik noktası düzenine (CDP) dönüştürülmüştür. Alıcılara gelen yansıma sinyalleri genellikle zayıf olduklarından, hem bu sinyalleri kuvvetlendirmek hem de atış-alıcı düzeninin söndüremediği tekrarlı yansımaları sönümlemek için ortak derinlik noktası atış tekniği kullanılır (Öztürk, 1993). Sismik veri çok katlamalı olarak elde edilirken

atış-alıcı koordinatlarında alınır. Diğer taraftan geleneksel sismik veri işleme CDP koordinatlarında yapılır. Gerekli koordinat dönüşümü sort (sınıflandırma) sayesinde yapılır. Herbir iz kendi iziyle ilgili olan atış-alıcı noktalarının arasındaki orta noktaya atanır. Aynı orta nokta lokasyonuna sahip bu izler gruplandırılır, böylece ortak nokta düzeni (CMP) oluşturulur. CDP düzeni ile CMP düzeni birbirlerine yansıtıcılar yatay olduğunda ve hızlar yatay olarak değişmediğinde eşittir (Yılmaz, 1991).

SORT programı veri işlem aşamasında önde gelmelidir. Bu, başlık bilgilerine yazan programlarla gerçekleştirilir. DISCO sisteminde PROFILE ve DEMUX, DMUX2 ve ya DMUX4 iz başlık değerlerine yazabilen başlıca programlardır. SORT, bir değer içeren her başlık girdisine göre sınıflandırma yapabilir. Sistemde başlık girdilerine keys (anahtarlar) denir. SORT işlemi için iki anahtardan yararlanılır. Birincil anahtar ya da major anahtar, izlerin sınıflandırılacağı topluluğu belirtir. CDP ve SHOT (atış) çoğunlukla kullanılan major anahtarlardır. İkincil anahtar ya da minör anahtar, her toplulukta izlerin neye göre sıralanacağını belirtir. CHAN (alıcı kanal sayısı), OFFSET (atış ve alıcı arasındaki mesafe) ve SEQNO (iz sayısı) minör anahtarlardır (DISCO/Focus 4.0).

M97-014 profillinde PROFILE ile başlık bilgisine yazma yapılmış, majör anahtar olarak CDP, minör anahtar olarak OFFSET seçilmiştir. CDP düzeni 12 katlamaya göre oluşturulmuştur.

Hız Analizi ve NMO (Normal Moveout= Açılım Kayması)

Sismik veri bize hızın dolaylı hızını verir. Bu veriden çeşitli tip hızlar : ara, görünür, ortalama, rms, anlık, faz, grup, NMO, yığma ve migrasyon hızları gibi türetilir. Sismik veriden güvenilir olarak türetilen hız en iyi yığmayı veren hızdır. Tabakalı ortam kabulüne göre, yığma hızı NMO ile ilişkilidir. Bu da ortalama ve ara hızların türetildiği rms hızıyla ilişkilidir (Yılmaz, 1991).

- Hız Analizinin Temelleri

Tek sabit hızlı bir yatay tabakanın zaman uzaklık eğrisi offsetin bir fonksiyonu olarak hiperbol şeklindedir. Belirli bir ofset ile sıfır ofset arasındaki

zaman farkına NMO (Normal Moveout) denir. NMO'yu düzeltmek için gerekli hıza NMO hızı denir. Tek yatay tabaka yansıtıcısında NMO hızı yansıtıcı üzerindeki ortamın hızına eşittir; dalan eğimli yansıtıcı için ise ortamın hızının eğimin cosinüsüne bölümüne eşittir. Eğer eğim faktörüne 3 boyutta bakılırsa, azimut açısı (eğim yönü ile doğrultu yönü arasındaki) ek bir faktördür. Bir dizi eş hızlı yatay düzlemler tabakanın zaman-uzaklık fonksiyonu hiperbole yaklaşır. Bu yaklaşım küçük ofsetlerde büyüklerden daha iyidir. Kısa ofsetlerde yatay tabakalı bir ortamda NMO hızı rms hızına eşittir. Gelişigüzel eğimleri olan tabakalardan oluşmuş ortamlarda, seyahat zamanı eşitliği karmaşılaşır. Pratikte eğimler hafif ve açılım küçük olursa, yatay tabakanın zaman uzaklık eğrisi hiperbolik kabul edilebilir.

NMO ve yığma hızları arasında pratikte sıklıkla gözardı edilen bir fark vardır. NMO hızı küçük-açılım hiperbolik seyahat zamanına, yığma hızı ise açılım boyu üzerindeki veriye en iyi uyan hiperbole dayanır.

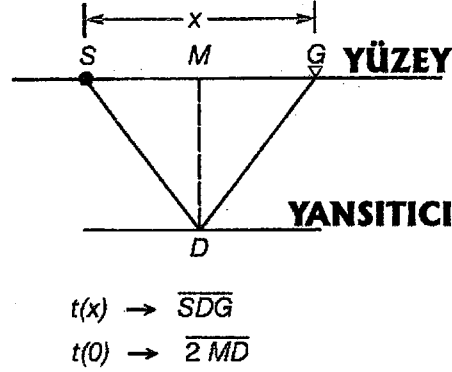
Geleneksel hız analizi hiperbol farzını temel alır. Hiperbolik seyahat zamanı eşitliği ($t^2 - x^2$) düzleminde doğrusaldır. Verilen yansıtıcı için sıfır ofset zamanı ve yığma hızı, t^2 'ye karşı x^2 düzlemine çizilmiş seyahat zamanı piklerine en iyi uyan doğrudan tahmin edilebilir.

NMO hızını tahmin etmenin diğer yolu CMP düzenine bir dizi sabit hız değerini kullanarak değişik NMO düzeltmeleri uygulamaktır, sonra bunlar yanyana görüntülenir. Her olayı en iyi düzelten hız NMO hızı olarak elde edilir. Alternatif olarak bir doğrultunun küçük bir parçasının bir dizi sabit hız değeri ile yığması yapılabilir. Bu sabit-hız yığmaları CVS (Constant Velocity Stack) paneli denilen bir panel şeklinde çizilebilir.

Sıkça kullanılan bir diğer hız analizi tekniği Hız Spektrumu hesaplamasına dayanır. Burda fikir sinyal uyumunun ölçümünü bir grafik üzerinde hıza karşı gidiş-geliş sıfır-ofset zamana göre göstermektedir. Altında yatan prensip CMP düzeni üzerindeki sinyal uyumluluğunu küçük zaman aralıklarında hesaplamaktır. Yığma hızları, belirgin genlikli zamanlarda en yüksek uyumu üreten hız fonksiyonu seçilerek elde edilmiş hız spektrumundan yorumlanır.

Yansıma seyahat zamanları, yatay tabakalı ortamlarda her zaman hiperbolik değildirler. Seyahat zamanlarının düzgün bir hiperbolden sapmasının bir nedeni yüzeye yakın hız değişimlerinin sebep olduğu statik zaman kaymalarıdır.

- NMO (Açılım Kayması)



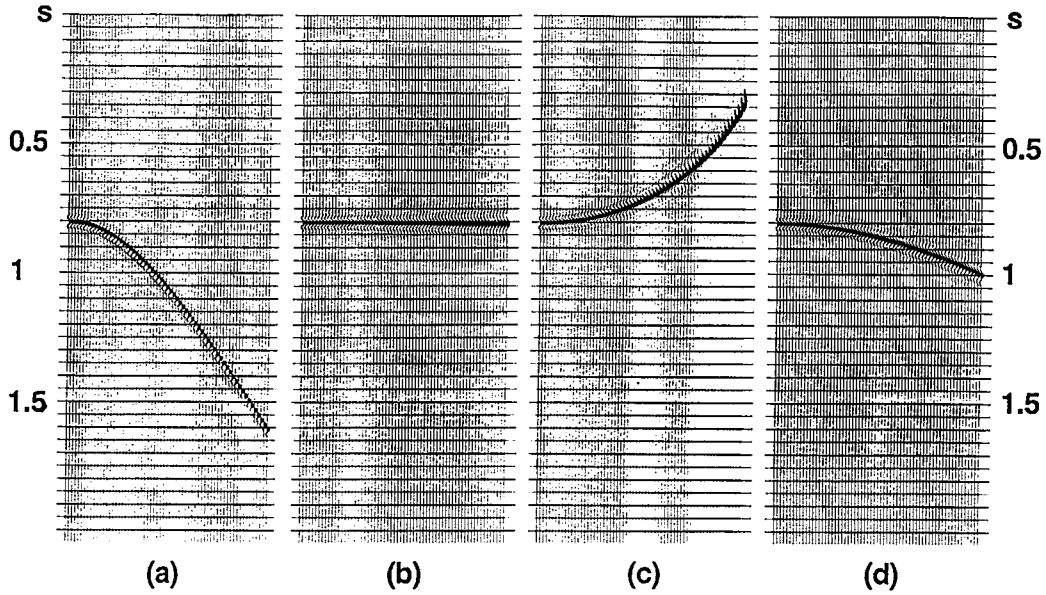
Şekil 3.4 Yatay tek tabakalı bir ortam için NMO geometrisi (Yılmaz, 1991).

Şekil 3.4’de tek yatay tabakanın basit durumu görülmektedir. M orta nokta olarak verilmiştir. Atış pozisyonu S’den derinlik noktası D’ye sonra alıcı pozisyonu G’ye ışın yolu seyahat zamanı $t(x)$ ’dir. Pisagor teoremini kullanarak seyahat zamanı eşitliği ofsetin fonksiyonu olarak aşağıdaki gibidir:

$$t^2(x) = t^2(0) + x^2 / v^2 \quad (3.2)$$

x kaynak ve alıcı arasındaki mesafe, v yansıtıcı ara yüzeyin hızı, $t(0)$ MD yolu boyunca seyahat zamanının iki katıdır. M, D’nin dik izdüşümüdür, ancak bu yansıtıcı yatay durumdaysa geçerlidir. Eşitlik (3.2) gidiş geliş zamanının ofsete karşı olduğu düzlemde bir hiperbolü tanımlar. Eğer bütün ışın yolları her kaynak-alıcı çifti için aynı derinlik noktası D’den yansiyorsa CMP ile CDP aynıdır. Ofsetli ve sıfır ofsetli arasındaki gidiş geliş zamanına NMO denir. Bir kere NMO hızı tahmin edildikten sonra, seyahat zamanları ofsetin etkisi yok edilerek düzeltilebilir.

Δt_{NMO} ofsetle artar derinlikle düşer. NMO büyük hız değerleri için daha küçüktür. Üzerinde homojen bir ortam bulunan yatay bir yansıtıcı için, NMO eşitliğinde kullanılacak hızlar doğru seçilmişse yansıma hiperbolleri düzleştirilir (Şekil 3.5b). Eğer hız gerçek ortam hızından daha fazla seçilirse, hiperbol tam olarak düz hale getirilemez. Buna eksik düzeltme denir (Şekil 3.5d). Diğer taraftan eğer daha düşük hızlar seçilirse fazla düzeltme olur (Şekil 3.5c).



Şekil 3.5 Hızların doğru ve yanlış seçimine bağlı NMO düzeltmesi olası sonuçları (Yılmaz, 1991).

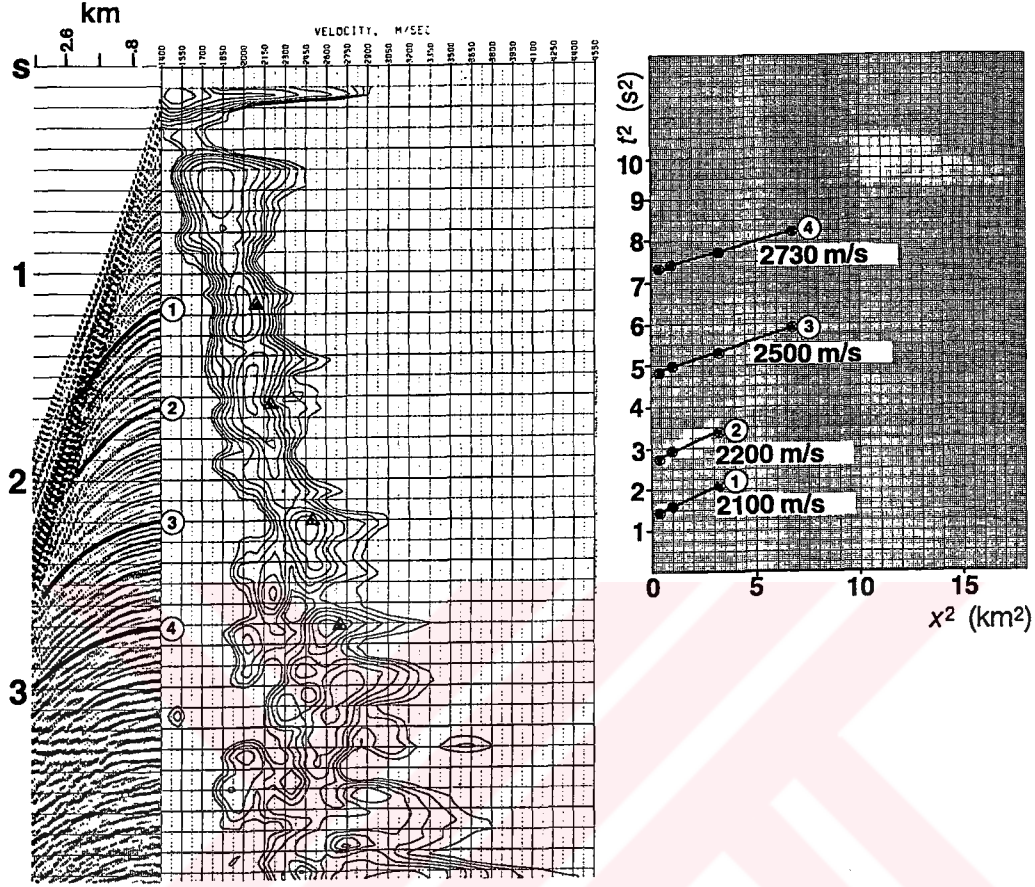
NMO sismik datadan hızları tanımlamanın temelini oluşturur. Hesaplanmış hızlar sırasıyla NMO düzeltmesi için kullanılabilir, böylece izlerdeki yansımalar yığmadan evvel CMP düzeninde dizilebilir.

Hız analizinde $t^2 - x^2$ hız analizi yığma hızı tahmini yapmak için en emin yoldur. Yöntemin doğruluğu picking (toplanma) kalitesini etkileyen S/G oranına bağlıdır. Şekil 3.6'da gerçek veri örneği görülmektedir. $t^2 - x^2$ analizinden tahmin edilen hızlar hız spektrumunda üçgenlerle gösterilmektedir. $t^2 - x^2$ yaklaşımı ile hız spektrumundaki toplanmaların birbirine uyduğu görülmektedir.

Claerbout (1978) CMP düzeninde elle ara hız bulunması için bir yol önerdi. Şekil 3.7'de görüldüğü şekilde iki yansıma tabakasına da teğet geçen birbirine paralel doğru çizilir ve eğimi ölçülür (Eğim 1). Sonra bu iki tanjant noktası bir doğru ile birbirine bağlanır (Eğim 2). Bu doğrunun da eğimi ölçülür. Daha sonra bu iki eğimin karekökü alınır ve bunlar birbirleriyle çarpılır. Bu metodun doğruluğu S/G oranına bağlıdır.

Sabit hız taramaları metodu diğer bir hız analizi tekniğidir. Bir CMP düzenine belli bir aralıkta sabit hız değerleri kullanılarak NMO düzeltmesi uygulanır. Uygun hızda NMO düzeltmesi uygulanınca olay düzleşir. Bu hız yığma hızıdır. Diğer olaylar da farklı aralıklarda başka hızlar seçilerek düzleştirilebilir. Bu şekilde

işlem yapılarak ilgili topluluğun NMO düzeltmesi için uygun hız fonksiyonu oluşturulur.

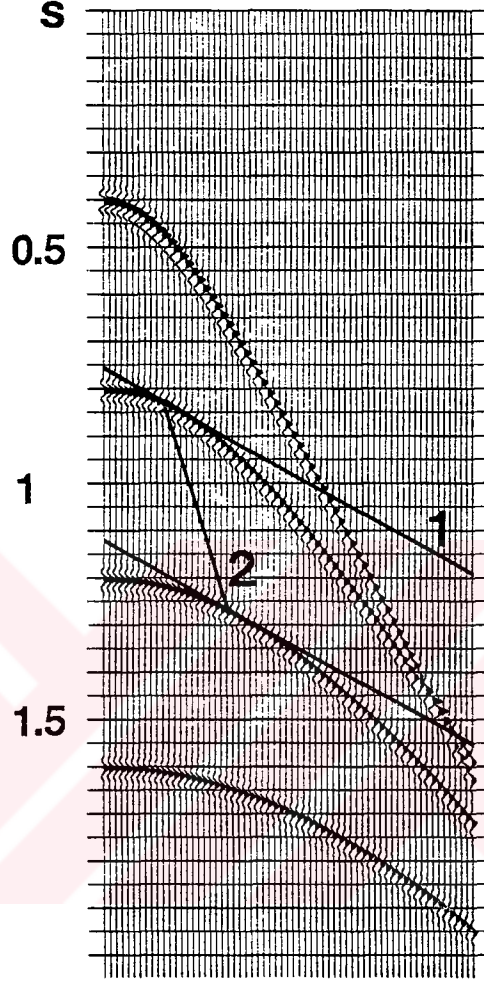


Şekil 3.6 $t^2 - x^2$ hız analizi uygulanmış bir CMP topluluğu (Yılmaz, 1991). Hız spektrumundaki üçgenler sağ tarafındaki grafikte gösterilen doğruların eğiminden türetilmiştir.

En güvenilir hız fonksiyonu oluşturma en kaliteli yığma sinaylini elde etme ile gerçekleşir. Yığma hızları, belli aralıkta sabit hızlar verilerek veriye yığma uygulayıp olayların genlik ve devamlılıklarına bakılarak tahmin edilir. Yığma hızları belli bir zamanda en iyi yığma cevabını sağlayan hızların seçimiyle elde edilmiş CVS panelinden doğrudan okunur. Derin olaylarda hız çözünürlüğü azalabilir. Bu problem NMO düzeltmesinin başarısının derinlikle düşmesinden kaynaklanır. Hız aralığı seçerken eğimli olaylar ve düzlem dışı yansımaların anormal yüksek yığma hızlarına sahip olabileceği göz önüne alınmalıdır.

CVS metodu özellikle karmaşık yapıları alanlar için yararlıdır. Yorumcuya en olası devamlılıklı yığmayı doğruca seçme olanağı verir. Sabit hız yığması çoğunlukla pekçok CMP izi içerir ve bazen yekpare bir doğrudan oluşur. Hız

spekturmu yöntemi ise CMP topluluğundaki izlerin çapraz ilişkisine dayanır, yığılmış olayların yatay devamlılığına dayanmaz. Daha çok tekrarlı yansıma problemleri verileri uygundur, karmaşık yapılar için biraz daha az kullanılır.



Şekil 3.7 Claerbout tarafından önerilen CMP düzeninde elle ara hız bulunması yöntemi (Yılmaz, 1991).

- NMO Streching (NMO gemesi)

NMO düzeltmesinin bir sonucu olarak özellikle sığ olaylar ve büyük ofsetlerde frekans bozulması meydana gelir. Germe, olayların düşük frekanslara doğru kaydırıldığı bir frekans bozulmasıdır. Bu esasen büyük ve düşük zamanlı olaylarda görülür. Örneğin, 30 Hz baskın frekanslı 2000 m ofsetli $t(0) = 0.25$ s olan bir dalga biçimi NMO düzeltmesinden sonra 10 Hz'e kayar. Bu haldeki CMP düzenine yığma uygulanırsa sığ olaylar zarar görecektir. Bu problem bozulmuş bölgeye kesme uygulanarak çözülebilir. Özellikle S/G oranı iyi ise, Strech Mute

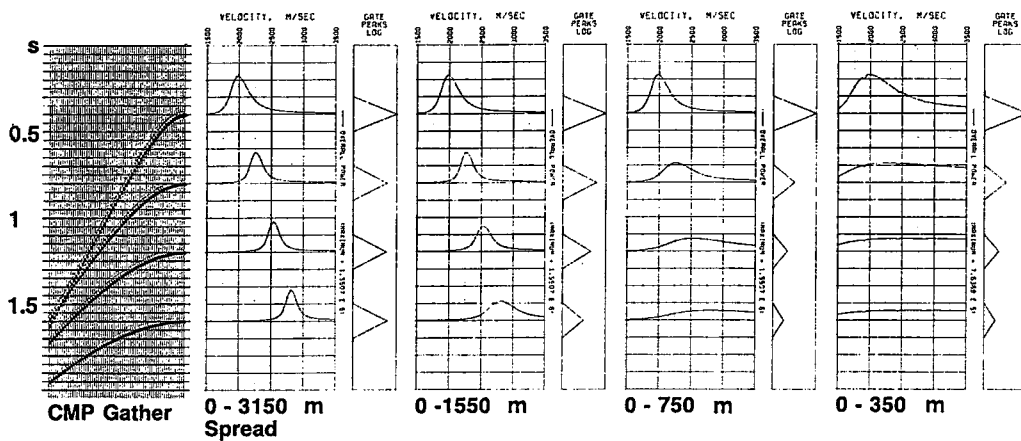
(Kesme Germesi) gereklerinden daha fazla miktarda kesme yapılması sinyal band genişliğini korumak açısından tercih edilebilir.

- Hız Tahminini Etkileyen Faktörler

Sismik veriden hız tahmini aşağıdaki faktörlerin doğruluğu ve çözünürlüğü ile sınırlıdır.

1. Açılım uzunluğu
2. Yığma katlaması
3. S/G oranı
4. Muting (kesme)
5. Zaman penceresi boyu
6. Hız örnekleme
7. Uyumluluk ölçümünün seçimi
8. Hiperbolik yol zaman eğrisinden sapmalar
9. Verinin band genişliği

Geniş ofset bilgisinin yokluğu hız ayırdı için gerekli belirgin moveout (kayma)nın var olmaması anlamına gelir. Küçük açılımlı parçalardan hesaplanan hız spektrumunun tepelerinin keskinliğinin kaybolduğu görülür (Şekil 3.8). Rezolüsyon, kaymanın az olduğu spektrumun derin kısımlarında (geç zamanlarda) düşer.



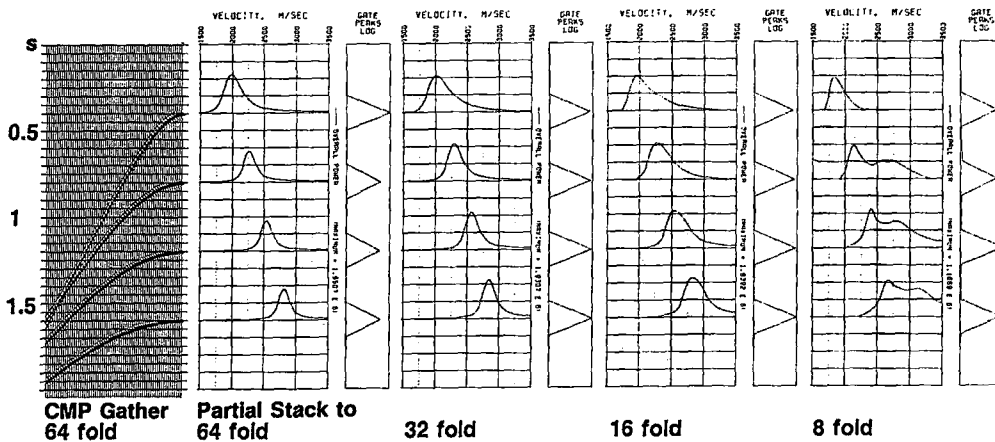
Şekil 3.8 Açılım boyunun hız çözünürlüğüne etkisi (Yılmaz, 1991).

Uzak ofset bilgisinin yokluğu özellikle geç zamanlarda çözünürlüğün yitirilmesine sebep olur.

Gerçek verilerden açılım uzunluğunu kullanarak hesaplanan hız spektrumlarına bakıldığında geniş tepelere sebep olan küçük açılımların hız spektrumlarında rezolüsyon kaybına sebep olduğu görülür. Bu problem belki S/G oranının düşüklüğü ve rezidüel statik kaymalardan kaynaklanabilir. Açılım küçüldükçe hız belirsizleşir.

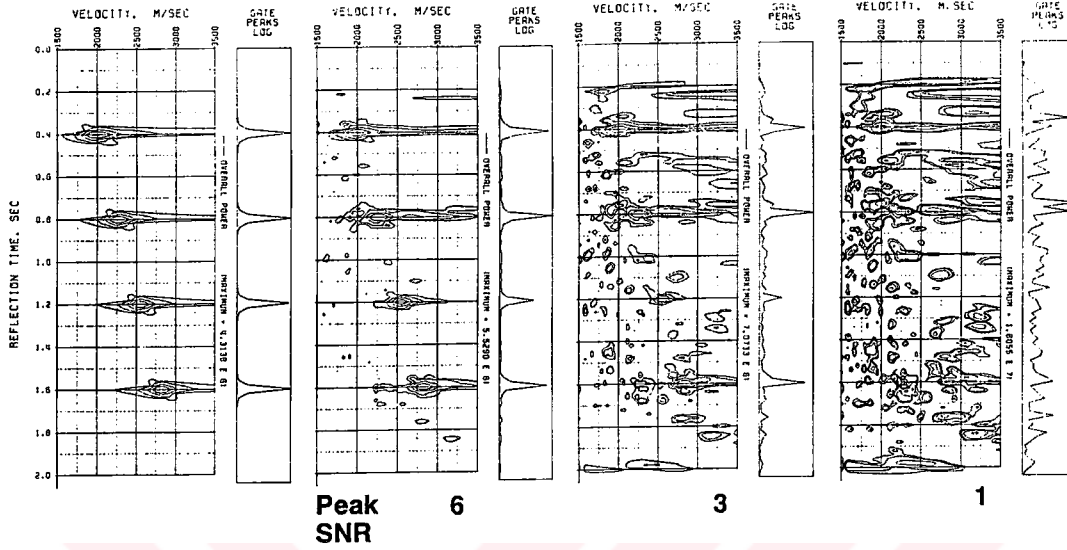
Hız seçimini daha iyi yapmak için uzak offset verilere ihtiyaç olmasına rağmen, uzak offset bölgelerde germe (stretching) sorunu vardır. Bu yüzden yalnız uzak-offset bölgesine dayanan hız analizi hesaplamalarında sık zamanlarda kesmenin etkisinden yararlanılır. Kesme sebebiyle sık olayların eş tepelerindeki kaybolma derin olayların eş tepelerine göre daha fazladır. Hız spektrumlarında uygun rezolüsyon yalnızca hem yakın hem uzak offsetleri ölçen yeterli uzunluktaki açılımlarda elde edilebilir.

Hız spektrumlarından elde edilen rezolüsyonun derecesinde yığma katlaması önemli bir rol oynar. Kayedilen veriler çoğunlukla 120, 240 veya daha fazla kanallıdır. Hesaplama yüksek katlamalı veriler bazen kısmi yığma ile az katlamalı düzenlere indirilebilir. Örneğin; 64 katlamalıdan 16 katlamaya indirme her 4 bitişik giriş izin grubu için 1 çıkış izi üretmektir. Kısmi yığma her grup bitişik ize daha önce tahmin edilmiş hız fonksiyonunu uygular, böylece birincil yansımalar yığmadan evvel bir sıraya sokulmuş olur. Örnek olarak 64 katlamalı bir düzenin 32 katlamaya indirilmesinin bir zararı olmadığı görülebilir. Hatta 16 katlamada seçimler doğru yapılabilir. Bununla beraber daha düşük katlamaların kullanılması spektrumdaki tepeleri belirgin şekilde kaydırır (Şekil 3.9). Yalnızca kısmi yığmada hesaptan tasarruf için katlamanın azaltılması doğruluğun azalması pahasına yapılmamalıdır.



Şekil 3.9 Kısmi yığmanın hız spektrumuna etkisi (Yılmaz, 1991).

Sismik verideki gürültü hız spektrumunun kalitesini doğrudan etkiler. Veriye genlikleri artan derecede band sınırlı rasgele gürültü eklenirse, hız spektrumunun doğruluğunun S/G oranı düşükse sınırlı olduğu görülür (Şekil 3.10).



Şekil 3.10 Artan derecede eklenen rasgele gürültünün hız spektrumuna etkisi (Yılmaz, 1991).

NMO düzeltmesinin bir sonucu olarak yansıma hiperbollerini boyunca dalga formu gerilir (stretch etkisi görülür). Germe büyük offsetlerde kayma düzeltmesi yapılmış verilerin sığ kısımlarında sıkça gözlenir. Sığ olayların yığmayla bozulmasını engellemek için gerilen bu bölgeye kesme uygulamak gerekir. Bununla birlikte kesme sığ veri için yığma işleminde katlamayı düşürür. Aynı zamanda kesmenin spektrum üzerinde ters bir etkisi vardır. Kesme bölgesine düşen tepelerin genliklerinde zayıflamaya sebep olur. Bu tepelerin düzeltilmesi gerekir. Bu, yığma işlemi yapılmış genliklerin, gerçek çarpımın kesme bölgesindeki canlı iz sayısına oranıyla elde edilen bir sayıyla çarpılmasıyla yapılır.

Hız spektrumu hiperbolik olaylar boyunca belli aralıktaki sabit hız değerleri veya sabit Δt_{NMO} değerlerinden hesaplanır. Bu hesaplamalar yapılırken seçilen pencere uzunlukları çok küçük seçilirse hesap yükü çoğalır, çok geniş seçilirse spektrumda o zamana ait rezolüsyonun eksikliği görülür.

Analizde kullanılan hız aralığı dikkatli seçilmelidir, birincil yansımalar uygun hızları kapsamalıdır. Hız arttırması çok kabaca yapılmamalıdır, çünkü bu yüksek-hızlı olaylarda rezolüsyon kaybına neden olabilir.

Hız spektrumu oluştururken çok çeşitli tercihler yapılır. Hız analizinden önce veriyi ikincil örnekleme (zaman ortamında bir kısmını ortadan kaldırma) kısmi yığma gibi bir seçenektir. Band geçişli filtreleme ve otomatik kazanç kontrolü (AGC) özellikle giriş verisinde S/G oranı düşükse çapraz ilişki işlemini geliştirebilir. Hız spektrumunun kalitesini yükseltmenin diğer bir yolu pek çok komşu CMP topluluğunu analizde kullanmaktır. Bu toplulukları analiz etmenin iki yolu vardır. Birincisi toplulukları toplayıp buradan hız spektrumunu hesaplamaktır. Diğeri her bir topluluk için tek tek hız spektrumunu hesaplayıp sonra bu spektrumları toplamaktır. Eğer yapısal eğim belirginse, hız analizinin içerdiği CMP topluluklarının sayısı az tutulmalı ve ya eğim etkisine göz yumulmalıdır.

Giriş topluluğu belirgin bir gürültü derecesine sahip olduğunda, hız spektrumu matriksi üzerinde bir yumuşatma yapılabilir. Bu işlem, hız veya zaman penceresi ortalamasının alınmasıyla veya ikisinin birden ortalamasının alınmasıyla yapılır. Verideki çevre gürültü derecesiyle ilişkili küçük genlikli eş tepeleri bastırmanın bir yolu, hız spektrumu korelasyon değerlerinden sabit bir değer çıkarmaktır. Korelasyon değerlerinin belirlenmiş hız koridorunda hesaplanması yararlıdır. Koridor dik ve yatay yönde hız değişimlerini kapsayacak şekilde seçilmelidir (Yılmaz, 1991).

- DISCO/FOCUS 4.0'da Hız Analizi

DISCO'da derinlik fonksiyonları ve hızı sismik veri tabanında depolayan VELDEF modülü kullanılmıştır. Fonksiyonlar zaman/hız çifti veya zaman/derinlik çifti şeklinde kullanıcı tarafında tanımlanır. VELDEF sismik veriyi işlemez. VELDEF tarafından depolanan hız fonksiyonlarına veriye NMO düzeltmesi, migrasyon ve strech muting gibi sismik işlem uygulayan diğer programlar tarafından erişilir.

Kullanıcı tarafında seçilebilecek 4 çeşit fonksiyon vardır. Bunlar:

Parametre girişine göre

TVRMS	Zaman/Rms hızı,	TVINT	Zaman/Aralık hızı
T1DEPTH	Tek-yol zaman/Derinlik,	T2DEPTH	Çift-yol zaman/Derinlik

Kullanıcı bu fonksiyonlar için bütün değerleri tanımlar. VELDEF kullanıcı tarafından oluşturulan zaman/hız veya zaman/derinlik çiftleri arasında ara değerler

depolamaz. Ayrıca sismik hat boyunca noktalar arasına ara değerler atamaz. Kaydedilmiş fonksiyona bağlanan programlar ara değerleri hesaplarlar. Eğer NMO programı VELDEF ile kaydedilen hız fonksiyonunu kullanacaksa parametre tipinin TVRMS olması gerekir. Eğer zaman/rms hız fonksiyonu seçilmişse, VELDEF kalite kontrol amaçlı kullanılabilecek ara hızlar hesaplar. Bu ara hızlar iş listesinde bir tabloya yazılır, ancak veri tabanına depolanmaz. Ara hızlar aşağıda formül 3.3'de gösterilen Dix metoduna göre hesaplanır.

$$V_{interval} = \sqrt{\frac{(V_{n+1}^2 T_{n+1}) - (V_n^2 T_n)}{T_{n+1} - T_n}} \quad (3.3)$$

Burada: $V_{interval}$ = T - V_{rms} çiftleri arasında Dix ara hızları

T_n , V_n = Sığ kontrol noktasının zamanı, V_{rms}

T_{n+1} , V_{n+1} = Derin kontrol noktasının zamanı, V_{rms}

Yukarda TVRMS fonksiyonun ara hızları için yapılan hesaplama TVINT ara hızlarına uygulanmaz (DISCO/FOCUS 4.0).

- VELDEF modülü

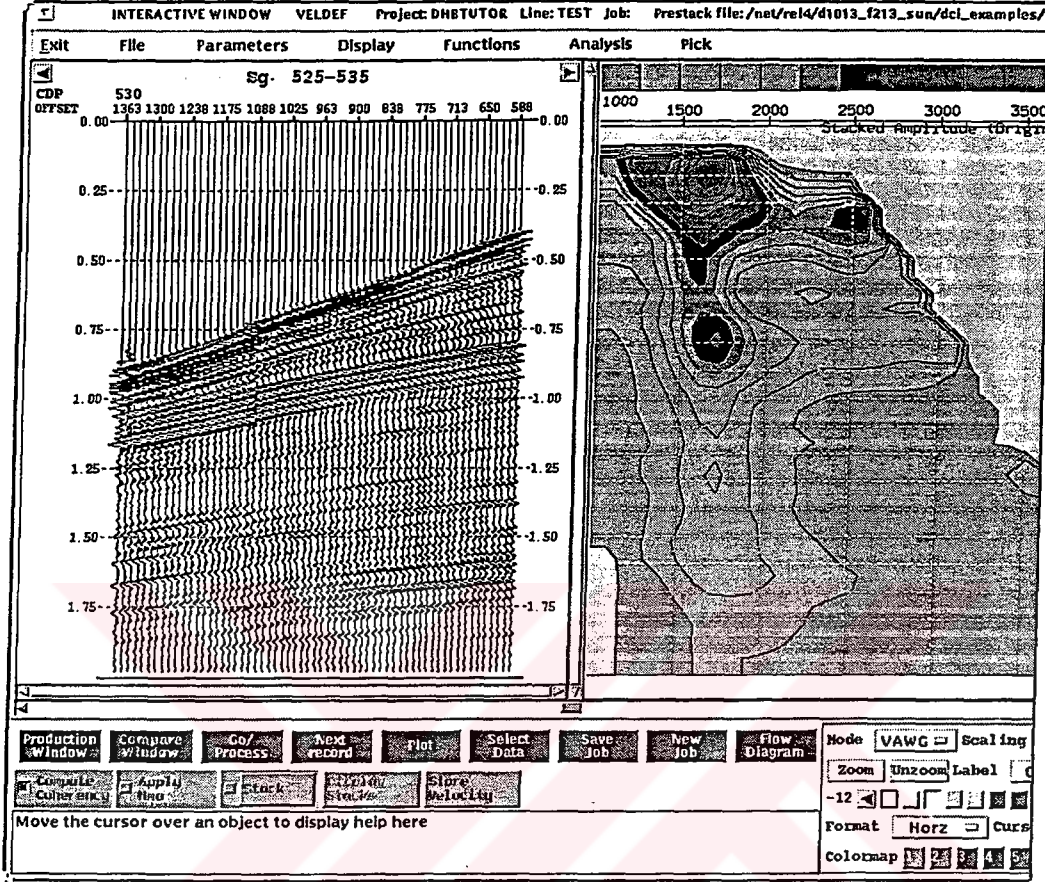
VELDEF konturlanmış hız analizini hesaplar. Her CDP'de grafik olarak hız fonksiyonlarını gösterir. Toplanan hızlar sismik veri tabanında zaman-hız çiftleri olarak depolanır.

VELDEF şu fonksiyonları içerir:

- Hız spektrumunu hesaplanması,
- Eğim taraması,
- Hız toplanması (belirlenmesi),
- Açılım kayması düzeltmesi (NMO),
- Hız koridoru seçimi,
- Hız yığılması hesaplanması,
- Hız fonksiyonlarını veri tabanına girme,

VELDEF çağırıldığında, pencerede giriş izi topluluğu görülür. *Compute velocity* seçilince aşağıda bir tuş ortaya çıkar, buna basılınca hesaplama yapar ve eş hız konturlarını gösterir. VELDEF *Global parameters* penceresinde tanımlanan

parametrelere göre hesaplamasını yapar. Veri izleri bir tarafta gösterilirken, hız konturları diğer tarafta gösterilir (Şekil 3.11).

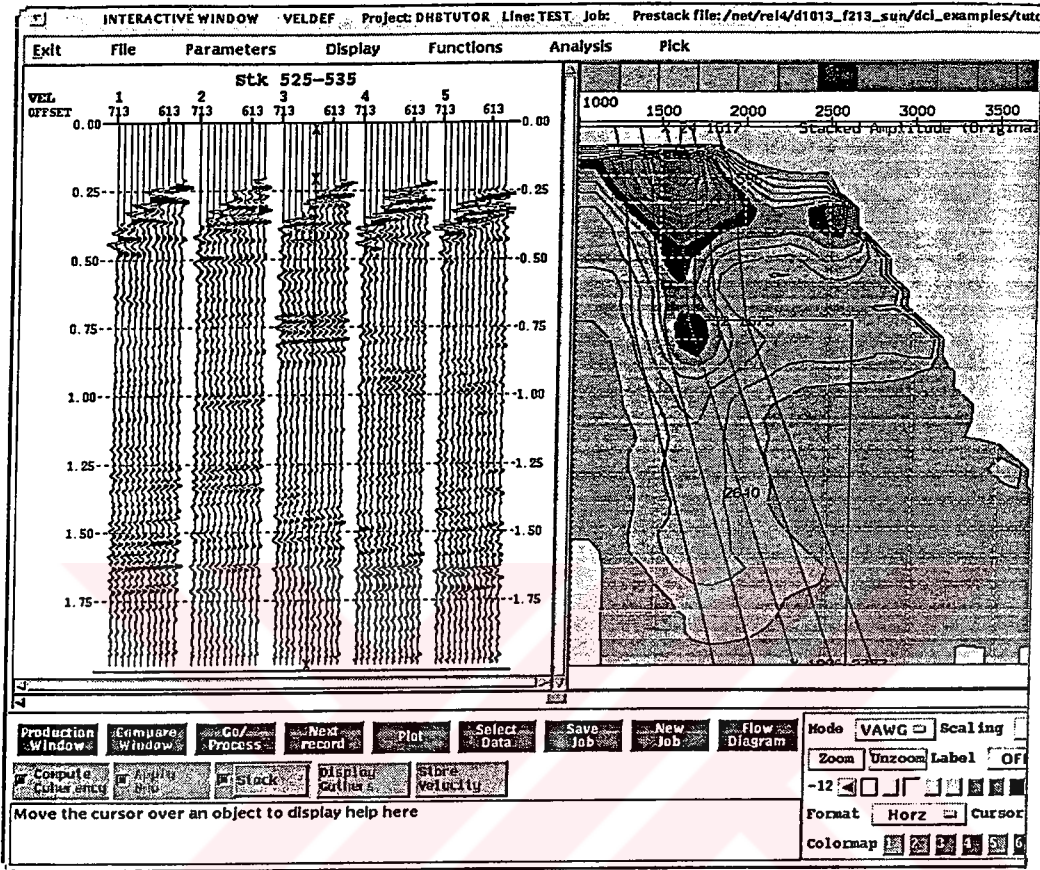


Şekil 3.11 VELDEF ekran görüntüsü (DISCO/FOCUS 4.0).

Bir kere uyumlu hız dağılımı görünüşü yaratılınca, kullanıcı fare ile konturlara basarak hızları seçebilir. Hızlar belirlenirken sol tarafta yansıma hiperbollerinin seçilmesi yoluna gidilmesi ve bu arada konturların da göz önüne alınması daha sağlıklı bir yaklaşımdır. Kullanıcının isteğine bağlı olarak NMO düzeltmesi hesaplanabilir, uygulanabilir ve düzeltilmiş CDP topluluğu gösterilebilir. Eğer yığma özelliği seçilirse VELDEF hız yığmasını da hesaplar (Şekil 3.12). VELDEF ile seçilmiş hızlar özellikle migrasyonda kullanılmak için uygundur (DISCO/FOCUS 4.0).

M97-014 profilinin hız analizi yapılırken tekrarlı yansımalar seçilmemiş ve bu şekilde yığma işleminde bastırılmaya çalışılmıştır. S/G oranının düşük olduğu ya da verinin kalitesinin iyi olmadığı yerlerde yansıma hiperbollerinin seçimi zor olmuştur. Sığ kesimlerde hız analizinin kaydın başlangıçlarında iyi yapılamaması,

doğrudan varışların deniz tabanı yansımaya eş zamanlı gelerek yansıma hiperbollerinin seçimini zorlaştırması karşılaşılan diğer sorunlardandır.



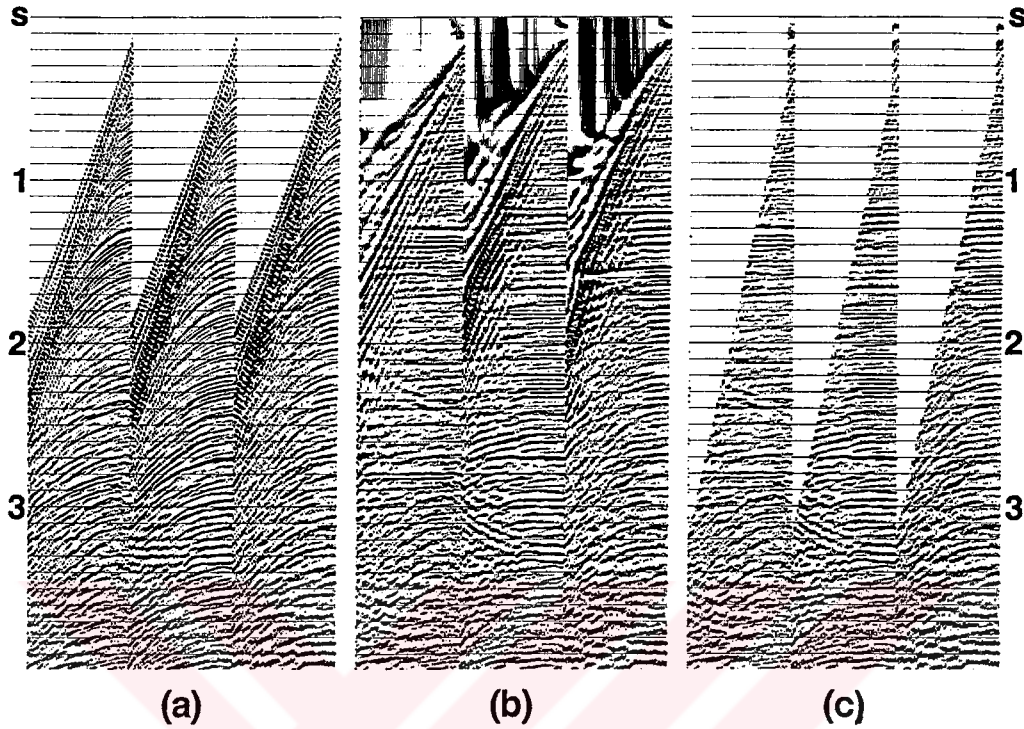
Şekil 3.12 VELDEF yığma paneli ekran görüntüsü (DISCO/FOCUS 4.0).

Mute (Kesme)

Alıcılara gelen ilk sismik varış genelde bizim istediğimiz yansımalar değil, kırılma veya yüzey dalgaları olabilir. Bunlar büyük genliklere sahip olabilir ve bastırılmazsa kaynak gürültüsü meydana getirebilir. Bu yüzden uygun bir zaman kadar offset atışı ile artan miktarda bazı izler kesilir (Şekil 3.13).

Kesme, verinin istenmeyen bileşenlerinden kurtulmak için izlerin bir kısmının genliklerini sıfıra indirildiği bir yöntemdir. Program izleri başta, sonda, iz boyunca bir noktada kesme seçenekleri içerir. NMO germesini temel alan kesme de uygular. Stretch mute (Germe kesmesi) yapmak için, veri tabanında bir dosyada depolanmış hız fonksiyonu, kesme zamanlarını ofsetin bir fonksiyonu olarak hesaplamak için kullanılır. Kesme hız analizi ve NMO düzeltmesi yapılmış veriye

uygulanmıştır. Bu işlem hız analizi yapılırken hız yığılması hesaplaması sırasında giriş verisine uygulanabilir (DISCO/FOCUS 4.0).



Şekil 3.13 NMO düzeltmesi ve gerilmiş zonun kesilmesi (Yılmaz, 1991).
a) CMP topluluğu, b) NMO düzeltmesi, c) Kesme işlemi yapılmış veri.

M97-014 profilinden deniz tabanı yansımasıyla girişen sinyaller detaylı bir şekilde kesilmiştir. Oluşturulan kesme dosyası NMO düzeltmesi sonrası deniz tabanında germe etkisi sebebiyle oluşan süpürülme zonu şeklindeki görüntüyü yok etmek için de kullanılmıştır.

Stack (Yığma)

Çok katlamalı sismik veri toplamasında ortak yansıma noktasından yansdıkları halde farklı dalga yolları izleyen sismik dalgalar farklı zamanlarda alıcılara ulaşacaklardır. Aynı noktadan yansıyan tüm izlerin toplanarak tek bir iz haline getirilmesi işlemine yığma adı verilmektedir (Us, 1993). Amaç bir yansıma noktasından en fazla bilgiyi elde etmektir. Yığma ile rastgele gürültüler belirgin bir şekilde bastırılır, bu suretle S/G oranı artırılır. Yansıma sinyalleri güçlenirken, tekrarlı yansımalar büyük ölçüde hafifletilir.

M97-014 Profiline ait sismik verilerinin yığma işlemi hız analizi ile hızlar seçildikten, NMO düzeltmesiyle seyahat zamalarından ofsetin etkisi kaldırıldıktan ve kesme işlemi yapıldıktan sonra gerçekleştirilmiştir. Yığmadan önceki NMO düzeltmesi birincil yansımaların hız fonksiyonu kullanılarak yapılır. Tekrarlılar birincillerden daha büyük yer değiştirmeye sahip oldukları için yığma sırasında soğurulurlar. M97-014 Profiline veriye yığma uygulandıktan sonra kesit genelinde birçok saçılma hiperbollerini ortaya çıktığı görülmüştür.

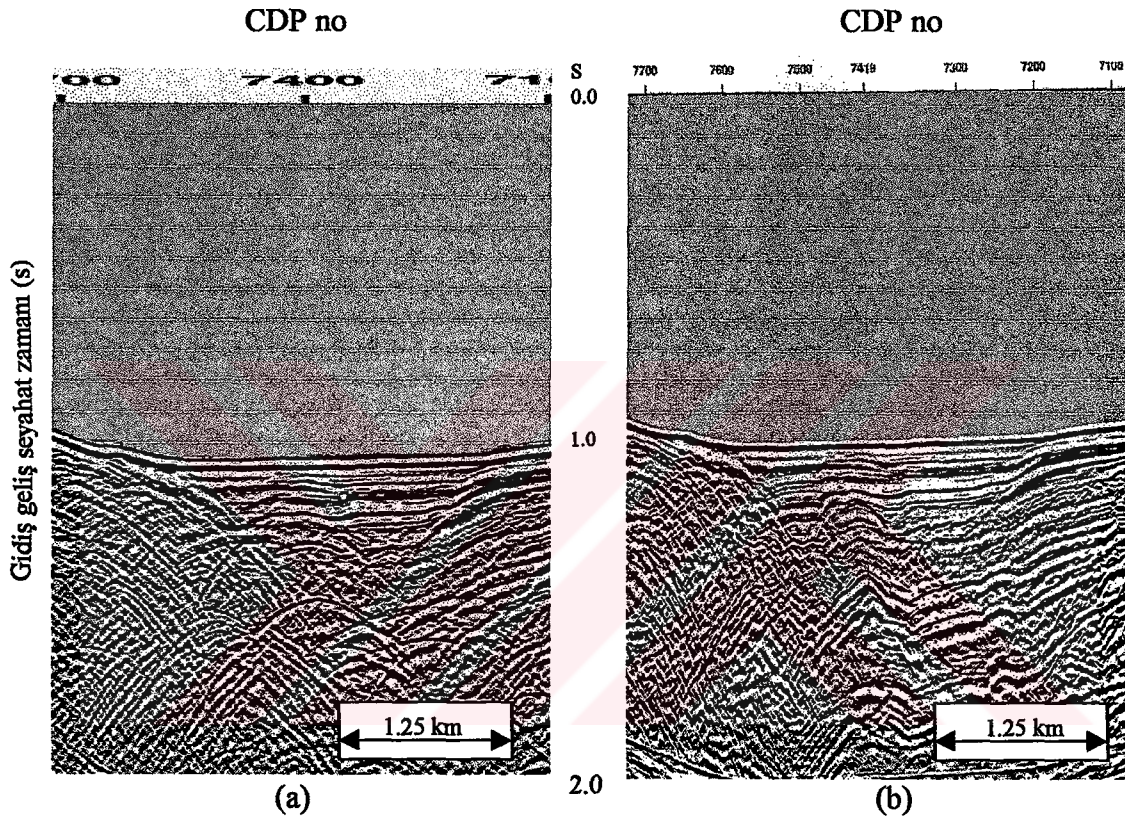
Migrasyon (Sismik Göç İşlemi)

Yığma kesiti yer altındaki tektonik görünüm, sedimanter ortamlar, yapısal ve stratigrafik kapanımlar için fikir verebilir. Bu kesit kullanılarak yer altının jeolojik modeli kurulabilir ve bölgenin tektonik evrimi ile ilgili doğru sonuçlar çıkarılabilir. Ancak yığma kesitlerinde görülen eğimli tabakalar gerçek yerlerinde değildirler. Ayrıca fay ve bazı stratigrafik kesikliklerden oluşan saçılmalar da yanıltıcı etkiler yapacaktır. Migrasyon işleminin amacı yansıma noktalarını gerçek yerlerine taşımaktır. Migrasyonsuz bir sismik kesitte görülen eğimli olaylar eğimi daha da artacak, eğim yukarı taşınacak ve boyu kısalmaktadır. Migrasyon işlemi için seçilen hızlara çok dikkat edilmelidir. Yüksek seçilmiş hızlarla migrasyon yapılırsa eğimli tabakalar yatay uzanan aşınma düzlemini kesmiş gibi görülürler. Migrasyonun kesit üzerindeki etkileri sıralanırsa:

- Sismik kesitte eğimli görülen olaylar eğim yukarı taşınırlar.
- Antiklinaller daralır.
- Senklinaller genişler.
- Gömülü senklinallerin yapılarının belirlenmesinde kolaylık sağlayan papyon kravat etkisi giderilir.
- Saçılmalar, saçılma hiperbolü boyunca onu oluşturan bozukluğun olduğu tepe noktasına taşınırlar (Us, 1993).

DISCO uygulanan MIGRATE modülü Lowenthal, Lu, Roberson ve Sherwood (1976) tarafından tanımlanan zaman ortamında migrasyon algoritmasını kullanmaktadır. Bu yöntem yığma öncesi ve ya sonrası uygulanabilir. İşlem, Claerbout'nun dalga cephesi yayılımı için dalga denklemlerine sonlu farklar yaklaşımını temel alır. MIGRATE yığma hızlarının bulunduğu hız dosyasını,

maksimum eğimi ve CDP'ler arası uzaklığı kullanmaktadır. Migrasyon sonrası yığma kesitinde görülen yansıma hiperbollerleri büyük ölçüde kaldırılmış ve yansıma tabakaları belirgin hale getirilmiştir (Şekil 3.14). Migrasyon öncesi dekonvolüsyon uygulanması tekrarlı yansımaları kaldırmakta yararlı olmaktadır. Ancak M97-014 Profolinde dekonvolüsyon uygulanmadığı için tekrarlı yansımanın altındaki bilgiden faydalanamamaktayız.



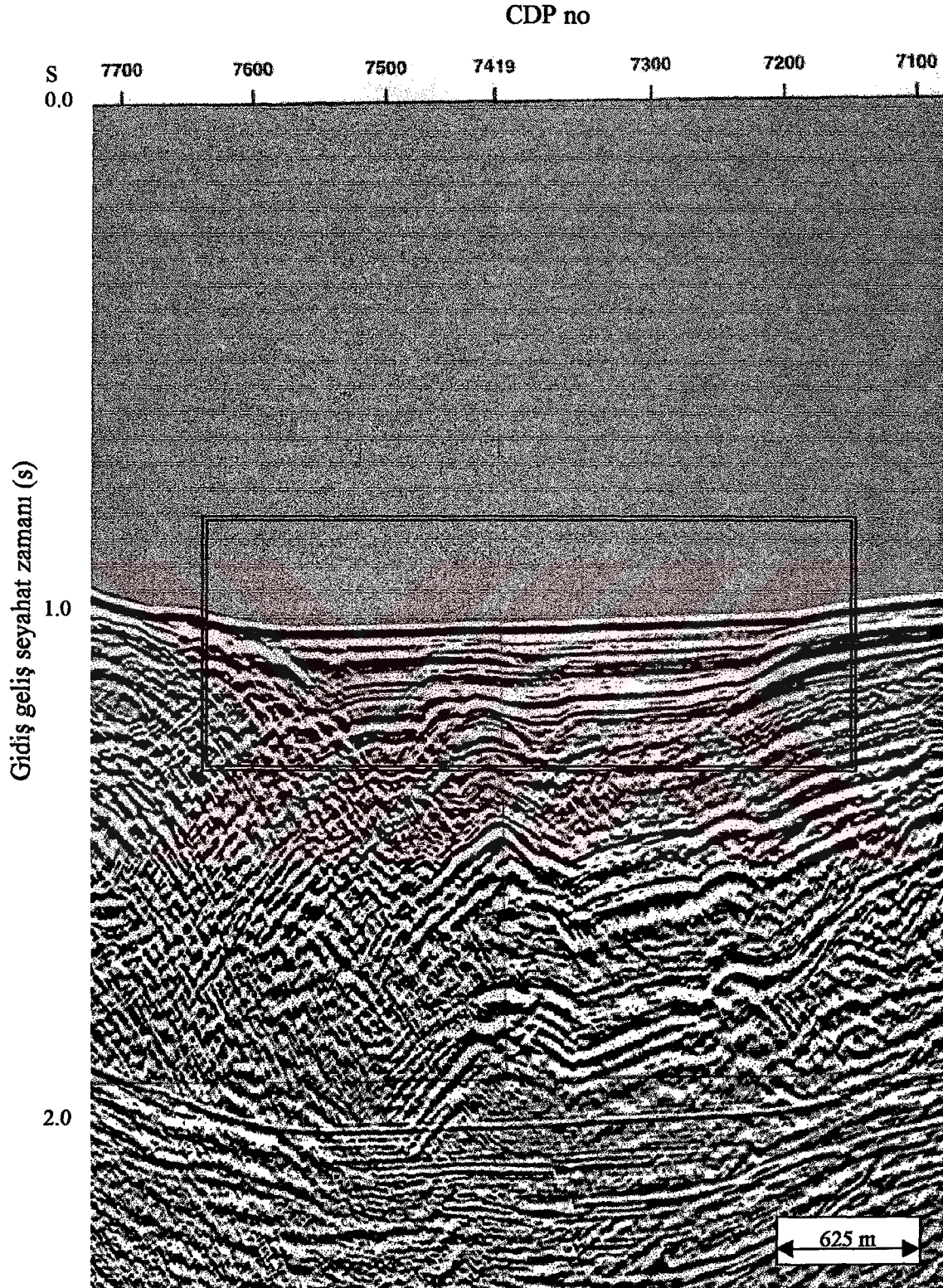
Şekil 3.14 7100-7700 CDP aralığında yığma sonrası ve migrasyon sonrası kesitleri arasındaki fark.

a) Yığma kesiti, b) Migrasyon sonrası kesit.

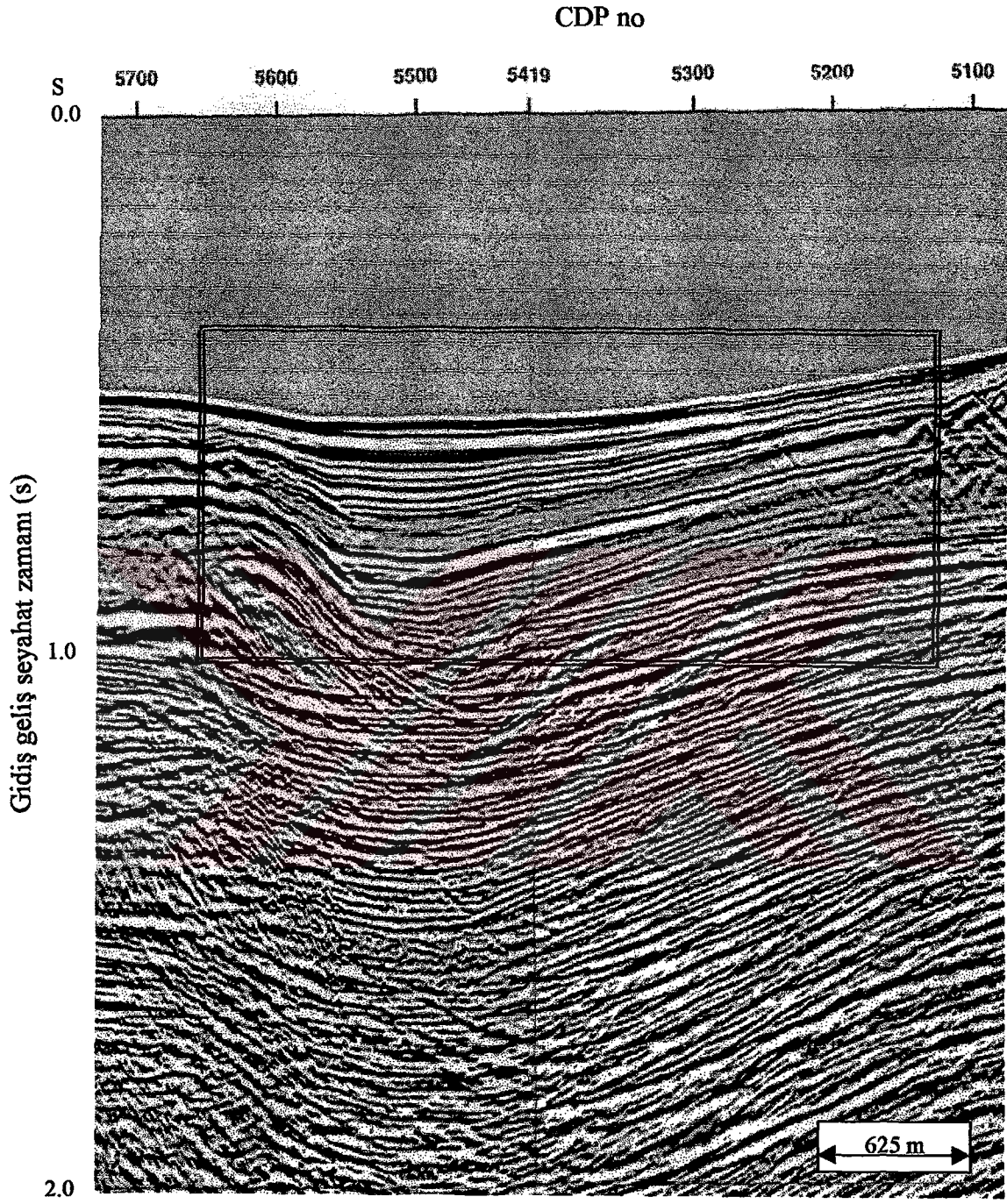
3.3 Jeofizik Bulgular

M97-014 Profili migrasyon sonrası kesit incelendiğinde kesit genelinde 3 tip yansıma biçimlenmesi bulunduğu gözlenmiştir. Bunlar:

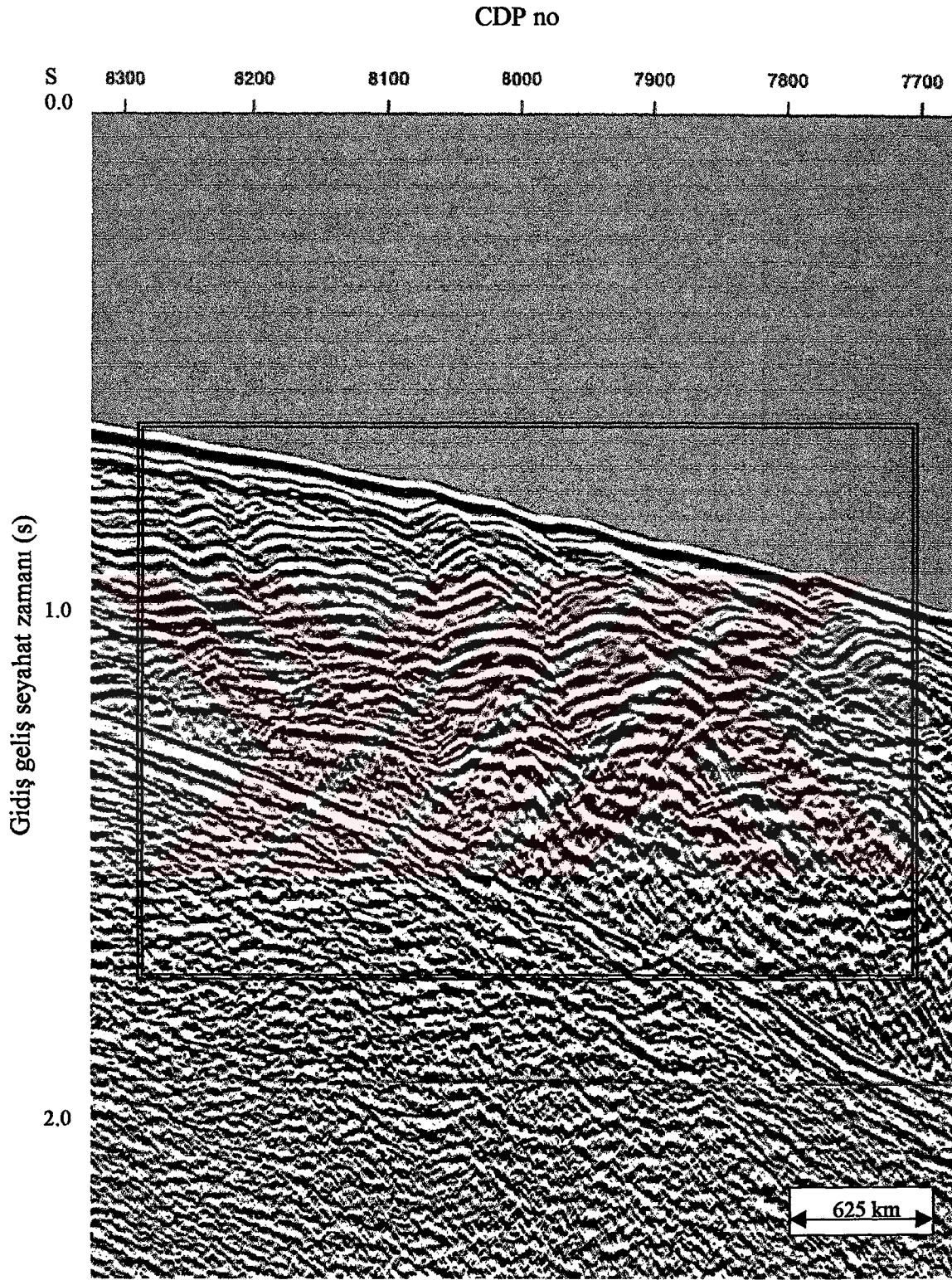
- 1- Paralel yansımalar (Şekil 3.15),
- 2- Eğimli-açılan yansımalar (Şekil 3.16),
- 3- Ondüleli yansımalar (Şekil 3.17).



Şekil 3.15 M97-014 Profili migrasyon kesitinden paralel yansımaya sahip bir bölüm.



Şekil 3.16 M97-014 Profili migrasyon kesitinden eğimli-açılan yansımalara sahip bir bölüm.



Şekil 3.17 M97-014 Profili migrasyon kesitinden ondüleli yansımalara sahip bir bölüm.

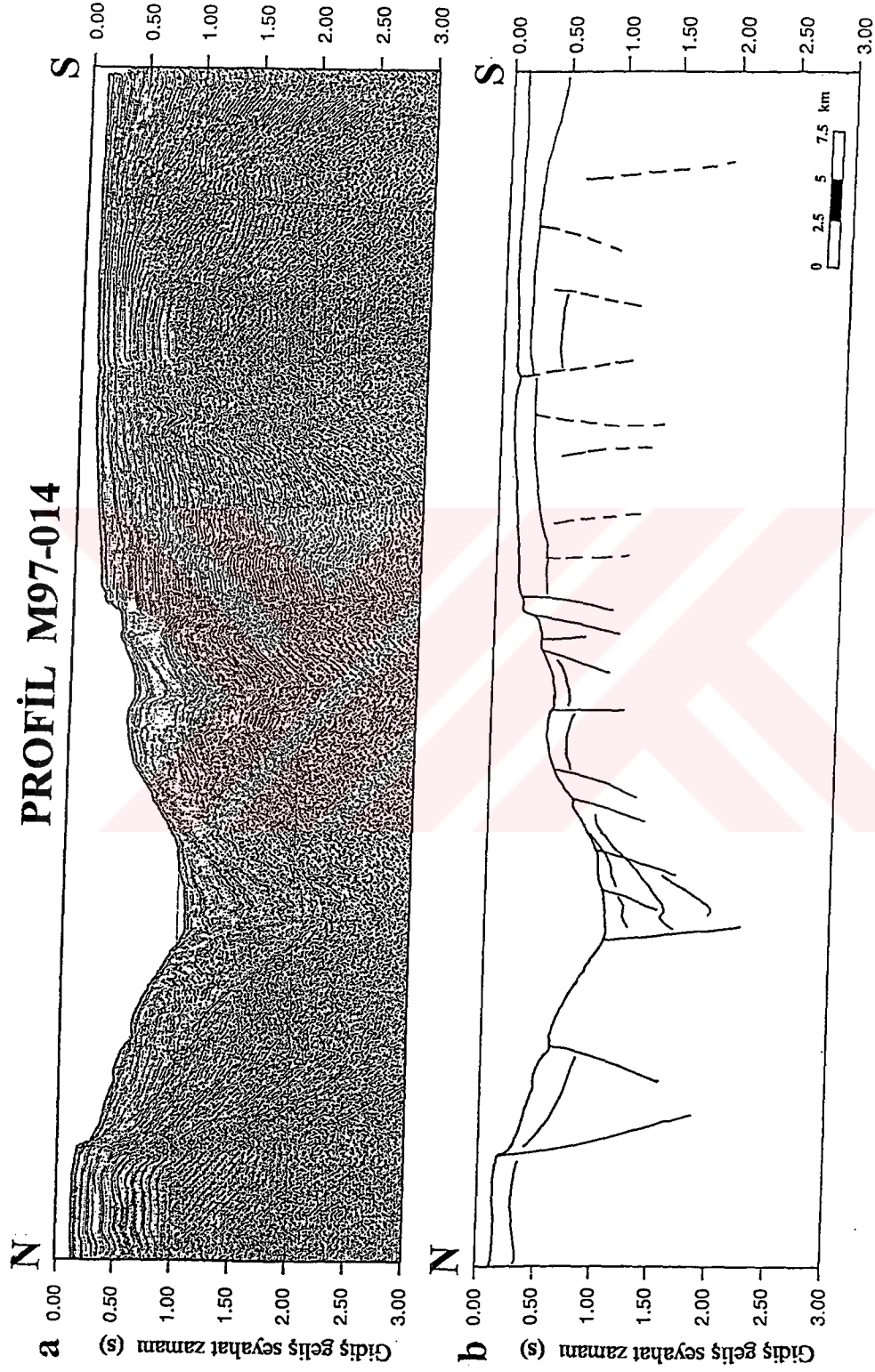
SONUÇLAR VE ÖNERİLER

M97-014 profiline ait sismik göç işlemi uygulanmış kesit, küçük ve büyük ölçekli olarak görüntülenmiş (Ek A ve Şekil 4.1) ve sırası ile Model 1, Model 2 olarak yorumlanmıştır.

Model 1

Ek A'da görüntülenen kesitten elde edilen bilgiler, sismik kesitin alındığı profil doğrultusunda H1 ve olası H2 havzaları olarak isimlendirilen iki havza gelişimine işaret etmektedir. H1 havzasının, hem kuzey ve güneyinde bulunan faylar (F1 ve F6, F7) hem de havzanın içinde bulunan F2, F3 fay zonları ve F4, F5 fayları nedeniyle, fay kontrollü olarak geliştiği belirlenmiştir. Kesitin güneyi veri bazında daha az güvenilir olduğundan olası bir H2 havzasının varlığı tartışmalıdır. Ancak H1 havzasını oluşturan faylardan yola çıkarak ve bölgede yapılmış daha önceki çalışmalar (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988) dikkate alınarak olası H2 havzasının da fay kontrollü olduğu söylenebilir. Sismik kesit (Ek A) ve batimetri haritasından (Şekil 3.1) havzaların deniz tabanı üzerindeki etkilerine bakılırsa, H1 havzasını oluşturduğu kabul edilen faylar aktiftir. H2 havzasını dolduran sedimentlerin bu havzayı oluşturduğu düşünülen fayları örtmüş olmaları, yani H2 havzasını oluşturan fayların bu sedimentleri etkilememeleri, H2 havzasının günümüzde pasif faylara sahip olduğunu gösterir. Aktif olan H1 havzası batimetri haritasında açıkça görülmektedir (Şekil 3.1). H1 ve H2 havzalarının KAFZ'na bağlı olarak geliştiği düşünülürse, Barka ve Kadinsky-Cade (1988) tarafından önerilen KAFZ'nun Marmara Denizi içindeki güney kolunun kuzey koluna göre daha pasif olduğu ve günümüzde aktivitesini yitirdiği söylenebilir. Ancak KAFZ halen aktif bir sistem olduğuna göre gelecekte bu havzayı oluşturan faylar yeniden hareketlenebilir.

Günümüzde halen aktif olan H1 havzasını geliştiren faylara kuzeyden güneye bakacak olursak, iki adeti bir fay zonu şeklinde yorumlanabilecek toplam yedi adet fay belirlenebilir (Barka, 1997). Bu faylardan F1 ve F6 ile F7, H1 havzasını kuzeyden ve güneyden sınırlar. H1 havzasının güneyindeki küçük havza, H1b, F4 ve



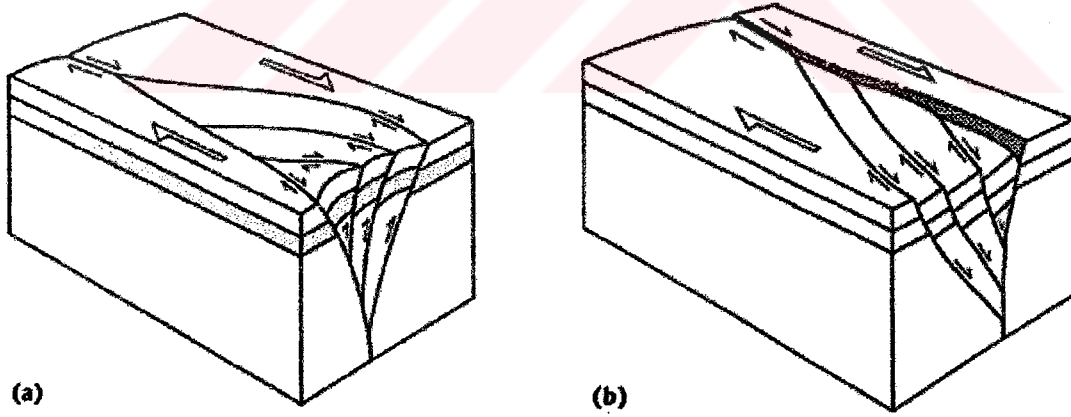
Şekil 4.1 a) M97-014 Profili migrasyon uygulanmış sismik kesiti, b) M97-014 Profili yorumlanmış kesiti.

F5 fayları ile sınırlanmaktadır. H1 havzası içerisinde 5600-6600 CDP'leri arasında F3 fay zonu ve F4 fayı ile sınırlanan bir sırtın varlığı gözlenmektedir. H1 havzasını sınırlayan F1, F6, F7 fayların eğim atımlı bileşenleri, sismik kesitlerde izlenebilmektedir. Ayrıca batimetri haritasından da (Şekil 3.1) izlenebilecek oranda bir çöküntü yaratmış olmaları bu fayların eğim atımlı normal faylar olmalarını destekler. Kuzeydeki H1 havzası ayrıntılı incelendiğinde kesitte H1a ve H1b diye isimlendirilen iki küçük havzanın varlığı görülmüştür (Ek A). Bu iki küçük havza içerisine biriken sedimentler, onları oluşturan faylar tarafından sınırlanmaktadır. H1a havzası F3 fay zonu tarafından geliştirilmiş olmalıdır. F2 ve F3 fay zonlarının ayrı ayrı yorumlanmasının sebebi, F2 fay zonunun deniz tabanı üzerinde yaratmış olduğu yükselimler nedeniyle bir sıkışma bileşenine, F3 fay zonunun H1a havzasını sınırlaması nedeniyle gerilme bileşenine sahip olması gerektiğinin düşünülmesidir. F4 ve F5 fayları ise H1b havzasını sınırlayan eğim atımlı faylar olarak yorumlanmıştır. Havza içerisindeki sedimentlerin tabakalanmalarına bakılırsa, H1a havzasının içindeki sedimentlerin paralel yansımalar, H1b havzasındaki sedimentlerin ise eğimli, açılan yansıma patternlerine sahip olduğu gözlenir. Bu durum H1a havzasını hem kuzeyden hem güneyden sınırlayan F3 fay zonunun aktif olduğunu, havza tabanının faylara bağlı olarak çökmesi sırasında sedimentlerin havza tabanına ve birbirlerine paralel olarak çökeldiğini gösterir. H1b havzasında ise açılan yansımalar izlenmesi ve tabaka kalınlıklarının H1b havzasını kuzeyden sınırlayan faya doğru ilerlediğinde artması, H1b havzasını geliştiren esas fayın bu havzanın kuzeyindeki F4 fayı olduğunu gösterir.

F2 ve F3 fay zonlarının, eğim atımlı faylara (F6, F7) göre daha dik oluşu ve derinlere doğru bir kısmının birbirlerine yaklaşmaları, F2 ve F3 fay zonlarının doğrultu atımlı bileşenlere sahip olduklarını ve bir çiçek yapısı (flower structure) oluşturduklarını düşündürür. F2 fay zonunun kesitte izlendiği bölgeden doğrultu atımlı bir fayın geçtiği önerilmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bu sebeple F2 fay zonunun KAF Zonu'na ait KD-GB yönlü segmetlerden biri olması mümkündür. H1a havzasını kısmen etkileyen ve onun kuzeyindeki ondüleli yansımaları oluşturan F2 zonunun deniz tabanındaki etkisi incelendiğinde düşük bir eğimle havzanın tabanına inen yamaçta (CDP #7650-8350) yer yer 8-10 metreye varan bazı yükselimlerin bulunduğu gözlenir (Ek A). Bu yükselimler söz konusu fayın bir sıkışma bileşenine sahip olduğunu düşündürür. Ayrıca bu görüş havza

içinde izlenen kıvrımlı sedimentler tarafından da desteklenmektedir. Bütün bunların ışığında F2 doğrultu atımlı fay zonunun pozitif çiçek yapısına sahip olduğu söylenebilir. Pozitif çiçek yapıları doğrultu atımlı fayın bölgeyi sıkıştırmasıyla oluşur (Kearey ve Vine, 1992). Bu yapı içinde ters eğim atımlı faylar gelişir (Şekil 4.2a). Sıkışma bileşenli bir doğrultu atımlı fay ile onun hemen yanında gelişmiş olan havzanın varlığı çelişir gibi görülse de, bu havzanın (çek-ayır tipi havzanın) oluşumu fayın sadece doğrultu atımlı bileşeni ile ilişkili olduğundan, F2 fay zonunun sıkışma bileşenli olması onun hemen yanında çek-ayır tipi bir havzanın gelişimini engellemez.

H1a havzası çevresinde izlenen bütün ondüleli yansımalar bir fay zone gibi düşünülürse F2 ve F3 fay zonlarının bulunduğu bölge bir negatif çiçek yapısı olarak yorumlanabilir. Negatif çiçek yapıları doğrultu atımlı fayın bölgede gerilmeye sebep olmasıyla meydana gelir (Kearey ve Vine, 1992). Bu yapı içinde normal eğim atımlı faylar gelişir (Şekil 4.2b). Bu yorum, F2 fay zonunun sıkışma bileşenine sahip doğrultu atımlı bir fay zone, H1a havzasının ise bu fay zone tarafından geliştirilmiş bir çek-ayır havza olması fikrinin alternatifi olarak düşünülebilir (Göktaşan, E., Sözlü görüşme, 1998).



Şekil 4.2 a) Pozitif çiçek yapısı, b) Negatif çiçek yapısı (Kearey ve Vine, 1992).

Model 2

M97-014 profiline ait sismik göç işlemi uygulanmış kesitin büyük ölçekli görüntüsüne bakıldığında tektonik özelliklerin daha belirgin olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.1). Buna göre yapılacak genel bir değerlendirmeye göre bu havzanın güney yamacının doğrultu atımlı bir fayla parçalandığı görülmektedir. Bu fayın Marmara

Denizindeki orta sırtlardan birine karşılık geldiği sanılmaktadır. Büyük havzanın güney yamacında askıda ikinci bir küçük havzanın varlığı gözlenmektedir. Kesitte görülen havzaların Marmara Denizi genelindeki havzalara göre daha sık olduğu batimetri haritasından (Şekil 3.1) izlenebilmektedir (Barka, A.A., Sözlü görüşme, 1998). Büyük havzanın orta kısmındaki genç çökellerin altındaki birimlerin içerisindeki kıvrımlı ve süreksizlik gösteren yansıma patternleri vardır.

Yorumlama sonucu elde edilen Model 1 ve Model 2'nin doğruluğunun test edilmesi Orta Marmara bölgesinin tektoniği konusunda daha kesin bir yorum yapılması için M97-014 hattının çevresindeki sismik profillere ait veriler de değerlendirilmelidir. Ondüleli olarak isimlendirilen yansımaların varlığından emin olabilmek için verinin daha detaylı olarak (geometri düzeltmesinin uygulanması, kaynak-alıcı düzeltmesi, deniz tabanının statığının yapılması) işlenmesi gereklidir. Buna ilave olarak kesitin derin kısımlarının da değerlendirilebilmesi için tekrarlı yansımaları kaldıran veri işlem rutinleri kullanılmalıdır. Yapısal etkilerin giderilebilmesi için sismik göç işlemlerinin daha ayrıntılı olarak uygulanması gereklidir. Ayrıca KD-GB yönlü olduğu iddia edilen KAFZ doğrultu atımlı fay segmentlerindeki Model 1'de önerilen olası çiçek yapısının daha iyi gözlenebilmesi için KB-GD doğrultulu ona dik yönde profiller boyunca sismik veri toplanmalıdır.

KAYNAKLAR

- AKKOYUNLU, M.F. (1995),** İTÜ Jeofizik Müh. Bitirme tezi.
- BARKA, A.A., KADINSKY-CADE, K. (1988),** Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, v. 7, no.3, p. 663-684.
- BARKA, A.A., NALBANT, S. (1997),** Marmara Denizi ve yakın çevresinde nerede yıkıcı deprem olabilir? 1700 ve sonrası Marmara depremlerinin modellenmesi, *Genişletilmiş Bildiri Özetleri, Marmara Deniz Araştırmaları Workshop-III, Deniz Jeolojisi Ulusal Deniz Araştırma Programı*, s. 52-54.
- BARKA, A.A. (1997),** Neotectonics of the Marmara region, *Active Tectonics of Northwestern Anatolia - The Marmara Poly-Project*, p. 55-87.
- CANITEZ, N., ÜÇER, B. (1967),** Computer determination for the fault plane-solution in and near Anatolia, *Tectonophysics*, 4, p.235-244.
- CLAERBOUT, J.F., JOHNSON, A.G. (1971),** Extrapolation of time dependent waveforms along their path of propagation, *Geophysics* 26 no.1-4, p.285-294.
- CLAERBOUT, J.F., DOHERTY, S.M. (1972),** Downward continuation of moveout corrected seismograms, *Geophysics*, no.37, p.318-322.
- CLAERBOUT, J.F. (1978),** How to derive interval velocities using a pencil and a straight edge: *Stanford Exploration Project Report No. 14*.
- CRAMPIN, S., EVANS, R. (1986),** Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey, *J. R. Astr. Soc.*, 40, p.269-288.
- DISCO/FOCUS 4.0 (1996),** Help Manual, CogniSeis Development Inc.
- ERGÜN, M., ÖZEL, E. (1995),** Structural relationship between the sea of Marmara basin and the North Anatolian fault, *Terra Nova*, 7, p.278-288.
- GÖRÜR, N. (1996),** Türkiye'yi Çevreleyen Denizler: Jeolojik Sorunları ve Mineral Kaynak Potansiyelleri, *Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı*, s.14-28

- JACKSON, J., MCKENZIE, D.P. (1988)**, The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophysical Journal*, 93, p.45-73.
- KALKAN, E. (1993)**, Interpretation of Seismic Sections in the Sea of Marmara, PhD.Thesis Texas A&M University, Texas.
- KEAREY, P., VINE, F. (1992)**, *Global Tectonics*, Blackwell Scientific Pub., p.127-128.
- KIYAK, Ü. (1987)**, Kuzey Anadolu Fay zonunun batı uzantısının araştırılması, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- KOCAEFE, S., ATAMAN, G. (1976)**, Anadolu'da sismotektonik olaylar-1: Antalya-Fethiye-Denizli Üçgeni içinde yeralan bölgenin incelenmesi, İÜ Yer Bilimleri yayın organı, C.2, No:1, s.55-70.
- LOWENTHAL, D., LU, L., ROBERSON, R., SHERWOOD, J.W.C. (1976)**, The wave equation applied to migration, *Geophysical Prospecting*, 24, p.380-399.
- MCKENZIE, D.P. (1972)**, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 65, p. 741-762.
- MCKENZIE, D.P. (1978)**, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and surrounding regions, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 55, p.217-254.
- ÖZTÜRK, K. (1993)**, Prospeksiyon Jeofiziği (Sismik), İstanbul Üniversitesi Yayın No:3702, Fakülte Yayın No:85, s.19.
- PAPADOPOULOS, G. A., KONDOPOULOU, D. P., LEVENTAKIS, G. A., PAVLIDES, S.B. (1986)**, Seismotectonics of the Aegean region, *Tectonophysics*, 124, p.64-84
- PFANNENSTIEL, M. (1944)**, Diluviale Geologie des Mittelmeergebietes: Die diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, Marmara Meer und Bosporus, *Geol. Rundschau.*, 34, s. 342-334.
- PINAR, N. (1943)**, Marmara Denizi basenlerinin jeolojisi, sismisitesi ve meteorolojisi, İst. Üni. Fen. Fak. Mec., 7, s.314.
- SANDWELL, D.T., SMITH, W.H.F. (1992)**, Global Marine Gravity from ERS-1 Geosat and Seasat Reveals New Tectonics Fabric, *EOS Trans. Supp. Fall Meeting*, v.73, p.131.

- SMITH, A.D., TAYMAZ, T., OKTAY, F., YÜCE, H., ALPAR, B., BAŞARAN, H., JACKSON, J.A., KARA, S., ŞİMŞEK, M. (1995),** High resolution sismic profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes. Geological Society of America Bulletin, v. 107, no. 8, p. 923-936.
- SMITH, W.H.F., WESSEL, P. (1990),** Gridding with Continuous Curvature Spline in Tension, Geophysics, v.55, p.293-305.
- STRAUB, C.S. (1996),** Recent crustal Deformation and Strain Accumulation in the Marmara Sea Region, N.W. Anatolia, inferred from GPS Measurements, PhD. Thesis, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, Zurich, p.19.
- ŞENGÖR, A.M.C. (1987),** Cross-faults and differential stretching of hanging walls in region of low angle normal faulting: Examples from Western Turkey, in: Continental extensional tectonics, edited by: M.P. Coward, J.F. Dewely and P.L. Hancock, Geological Society, London, Special Publication, No.28, p.575-589.
- TAYMAZ, T. (1995),** Marmara bölgesinin aktif tetoniği, Cumhuriyet Bilim Teknik, sayı:450, s. 6-7.
- US, E. (1993),** Sismik Yöntemler ve Yorumlamaya Giriş, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları No:2, s. 104-115.
- ÜÇER, B., EYİDOĞAN, H., GÜRBÜZ, C., BARKA, A., BARIŞ, Ş. (1997),** Seismic investigations of the Marmara Region, Active Tectonics of Northwestern Anatolia - The Marmara Poly-Project, p. 89-99
- WONG, H.K., LÜDMANN, T., ULUĞ, A., GÖRÜR, N. (1995),** The sea of Marmara: a plate boundry in an escape tectonic regime, Tectonophysics, 244, p.231-250.
- YILMAZ, Ö. (1991),** Seismic data processing, Investigations in Geophysics, Volume 2, Society of Exploration Geophysicist, Tulsa, OK, p. 155-182.



EK A