

JEOFİZİK

CİLT 15, SAYI 1 MART 2001 VOL. 15, NO. 1 MARCH 2001

Potansiyel Alan, Sismik, Kuyu ve Diğer Jeofizik ve
Jeolojik Verilerden Orta Anadolu, Tuz Gölü
KD Kesimini Derin Yapısı
Abdullah ATEŞ ve Philip KEAREY

Dünya'da ve Türkiye'de Paleomanyetizma:
Geçmiş, Güntümüz ve Gelecek
Naci ORBAY ve Ferhat ÖZÇEP

Ters Çözüm Yöntemi ile Bursa İli ve Çevresinde Zemin
Büyütmesi ve Sönüm Parametrelerinin Elde Edilmesi
Nihal AKYOL, Aybige AKINCI ve Haluk EYİDOĞAN

Anadolu Kabuk Yapısının Bölgesel Rayleigh ve
Love Yüzey Dalgaları ile Yorumu
Murat ERDURAN, Özcan ÇAKIR ve Hakan ÇINA

Doğu Anadolu'da Soğurma
Fadime SERTÇELİK ve Özer KENAR

Deep Structure of NE Tuz Lake, Central Anatolia,
from Potential Field, Seismic, Borehole and Other
Geophysical and Geological Data
Abdullah ATEŞ and Philip KEAREY

Paleomagnetism in the World and in Turkey:
Past, Present and Future
Naci ORBAY and Ferhat ÖZÇEP

Determination of Amplification and Attenuation Parameters
in the Bursa City and Its Vicinity Using Inversion Scheme
Nihal AKYOL, Aybige AKINCI and Haluk EYİDOĞAN

Interpretation of Anatolian Crustal Structure from the
Regional Rayleigh and Love Surface Waves
Murat ERDURAN, Özcan ÇAKIR and Hakan ÇINAR

Attenuation in Eastern Anatolia
Fadime SERTÇELİK and Özer KENAR



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE

TEZCÜR

Uluslararası Teknolojik Ürünler
Ticaret Ltd. Şti.

Daha Güvenli Bir Yaşam İçin, Yeraltını Çözün...



Sismik Kırılma Yansıma

Elektrik-Özdirenç



Elektromanyetik

Manyetotellurik

Yer radarı (GPR)



Gravite

Manyetik



Titreşim ölçer (Sismometre)

Broadband-Short period

Sismometreler

Digitizer-Recorder Sistemleri

(ivme ve hız ölçerler)

Bize duyduğunuz güven sizlere hizmet olarak geri dönmüştür ve dönmeye devam edecektir.

TEZCÜR

Uluslararası Teknolojik Ürünler
Ticaret Ltd. Şti.

Bilkent Plaza A3 Blok No: 32 06530 Bilkent Ankara Türkiye Tel: 90 312 266 24 70 Fax: 90 312 266 24 72 e-mail: tezcür@tr.net



JEOFİZİK

TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI SÜRELİ YAYINI
JOURNAL OF THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**

Adına Sahibi ve Sorumlu
Yazı İşleri Müdürü
Prof.Dr. Ahmet ERCAN

**YÖNETİM KURULU
Executive Committee**

Prof.Dr. Ahmet ERCAN
Musa KAYNAK
Aydın BÜYÜKSARAÇ
Fikret ÖZKAZANÇ
Dr. Günruhan BAĞCI
Dr. Emin ULUGERGERLİ
Cüneyt AKIN

EDİTÖRLER

Editors

Dr. İbrahim AYDIN
Dr. Günruhan BAĞCI

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**

Mithatpaşa Cad. 45/15 P.K.225
Kızılay - ANKARA - TÜRKİYE
Tel: (312) 435 13 79 Pbx
Fax: (312) 432 10 85
web: www.jeofizik.org.tr
e-mail: jfmo@tr.net

DİZGİ VE BASKI

KOZAN OFSET

Matbaacılık San. ve Tic. Ltd. Şti.
Tel: (312) 384 20 04
Fax: (312) 341 28 60

**YILDA İKİ KEZ MART VE EYLÜL
AYLARINDA YAYIMLANIR**

Published Twice a Year
in March and September

ISSN 0259-1472

CİLT 15, SAYI 1 MART 2001

VOL. 15, NO. 1 MARCH 2001

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

YAYIN KURULU'NDAN 2

**DEEP STRUCTURE OF NE TUZ LAKE, CENTRAL ANATOLIA,
FROM POTENTIAL FIELD, SEISMIC, BORHOLE AND
OTHER GEOPHYSICAL AND GEOLOGICAL DATA 3**

Potansiyel Alan, Sismik, Kuyu ve Diğer Jeofizik ve Jeolojik
Verilerden Orta Anadolu, Tuz Gölü KD Kesiminin
Derin Yapısı

Abdullah ATEŞ and Philip KEAREY

**DÜNYA'DA VE TÜRKİYE'DE PALEOMANYETİZMA:
GEÇMİŞ, GÜNÜMÜZ VE GELECEK 19**

Paleomagnetism in the World and in Turkey: Past, Present
and Future

Naci ORBAY ve Ferhat ÖZÇEP

**TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ İLE BURSA İLİ VE ÇEVRESİNDE
ZEMİN BÜYÜTMESİ VE SÖNÜM PARAMETRELERİNİN
ELDE EDİLMESİ 33**

Determination of Amplification and Attenuation Parameters in
the Bursa City and Its Vicinity Using Inversion Scheme

Nihal AKYOL, Aybige AKINCI ve Haluk EYİDOĞAN

**ANADOLU KABUK YAPISININ BÖLGESEL RAYLEIGH VE
LOVE YÜZEY DALGALARI İLE YORUMU 51**

Interpretation of Anatolian Crustal Structure from the Regional
Rayleigh and Love Surface Waves

Murat ERDURAN, Özcan ÇAKIR ve Hakan ÇINAR

DOĞU ANADOLU'DA SOĞURMA 63

Attenuation in Eastern Anatolia

Fadime SERTÇELİK ve Özer KENAR

YAYIM KOŞULLARI 76

ODA ÜYELERİ 78

YAYIN KURULU'NDAN

Oda'mızın akademik yayını olan "Jeofizik" dergisinde özgün ve araştırma düzeyi yüksek yazılara yer vermeye çalışılır. Bunun için gelen makaleler mutlaka en az üç hakemin incelemesinden geçer. Tereddütlü durumlarda dördüncü, hatta beşinci hakemin görüşüne başvurulur. Gelen makalenin herhangi bir toplantıda sunulduğu yazarı tarafından belirtilmiş veya bu durum hakemler veya yayın kurulu üyeleri tarafından saptanmış ise, buna makalede dip not olarak yer verilmektedir.

Jeofizik Dergimizin 14. Cilt ve 1-2/Mart-Eylül 2000 sayısında yazarları Semih Tezcan ve Turan Durgunoğlu olan "Jeofizik Etütlerin Zemin Büyütme Analizindeki Önemi ve Örnekler" başlıklı bir makale yayınlanmıştır.

Ancak bu makalenin 1975 yılında aynı yazarlar tarafından "Jeofizik Etütlerin Yer Seçimi Problemi ve Zemin Dinamiği Yönünden Önemi" başlığı altında Boğaziçi Üniversitesi, dahili Rapor No: 75-11 T kayıt numarasıyla kitap halinde yayınlandığı öğrenilmiştir.

Dergimizde yayımlanan makalelerin seçiminde ve yayımlanıncaya kadar izlenen yöntemdeki titizlik nedeniyle, bu durumun üyelerimize iletilmesi gereksinimi doğmuştur.

Saygılarımızla,

DEEP STRUCTURE OF NE TUZ LAKE, CENTRAL ANATOLIA, FROM POTENTIAL FIELD, SEISMIC, BOREHOLE AND OTHER GEOPHYSICAL AND GEOLOGICAL DATA

Potansiyel Alan, Sismik, Kuyu ve Diğer Jeofizik ve Jeolojik Verilerden Orta Anadolu, Tuz Gölü KD Kesiminin Derin Yapısı

Abdullah ATEŞ¹ and Philip KEAREY²

ABSTRACT

The NE Tuz Lake is located in a tectonically non-active region, but is surrounded by major tectonic features. The gravity and aeromagnetic fields of the NE Tuz Lake region show large positive anomalies which appear to be not coincident. The surface geology does not indicate causative sources for these anomalies neither. A seismic reflection profile close to a borehole is used to construct two-dimensional gravity and magnetic models in the NE-SW direction. Gravity and magnetic models are explained by a deep seated high density and susceptibility body of gabbroic origin. Pseudogravity transformation of magnetic anomalies with correct body magnetization indicates that the body causing the gravity and magnetic anomalies may have the same origin. Shape analysis suggests that the body causing the gravity and magnetic anomalies appear to be affected by the main Palaeo-Tethyan suture. Analysis of the aeromagnetic anomalies also suggests that the causative body gained remanent magnetization during a reverse polarity era before the anticlockwise rotation of Anatolia and it may, thus, be related to a Palaeo-Tethyan age.

ÖZET

Tuz Gölü'nün KD'su tektonik olarak aktif olmayan, ama önemli kenet kuşakları ile çevrelenmiş bir bölgedir. Bölgeye ait gravite ve manyetik alanlar, birbirleri ile ilişkileri olmayan, şiddeti büyük pozitif anomaliler vermektedir. Yüzey jeolojisinden de anomalilere neden olabilecek kaynak yapılar görülememektedir. Bir sismik kesit ve kuyu verilerinden yararlanılarak, KD-GB doğrultularında iki boyutlu gravite ve manyetik modeller oluşturulmuştur. Gravite ve manyetik modeller kökenleri gabro ve derinden kaynaklanan, yapıların varlığı ile açıklanabilmektedir. Manyetik anomalilerden, düzeltilmiş yapı mıknatıslanması kullanılarak, oluşturulan yapma-gravite dönüşümü gravite ve manyetik anomalilere aynı yapının neden olabileceğini ortaya koymuştur. Gravite ve manyetik anomalilere neden olan yapının Ana Palaeo-Tetis kenedinin etkisi altında kaldığı gözlenmektedir. Havadan manyetik anomalilerin analizlerinden sözü edilen yapının Anadolu'nun satın tersi yönündeki dönmelerinden önceki bir ters polarite döneminde kalıntı mıknatıslanma kazandığı ileri sürülmektedir.

¹Ankara Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Beşevler 06100 Ankara, Turkey.

²Department of Earth Sciences, University of Bristol, Bristol BS8 1RJ, England, UK.

TECTONIC SETTING AND SURFACE GEOLOGY

The NE Tuz Lake region is situated centrally in the Kırşehir Block (Fig. 1). The region is surrounded by major tectonic suture zones and micro platelets which were described by Ketin (1966) and later by Şengör (1981). The surface geology, in general, exhibits sedi-

mentary units which may be metamorphosed and intrusive acid and basic rocks (Fig. 2). The surface lithologies appear to extend in a NW-SE direction, parallel to the Inner Tauride Suture. Görür et al. (1984) suggested that geological and geophysical investigations were carried out in the Tuz Lake basin because of its supposed hydrocarbon potential. They also suggested that the Tuz Lake

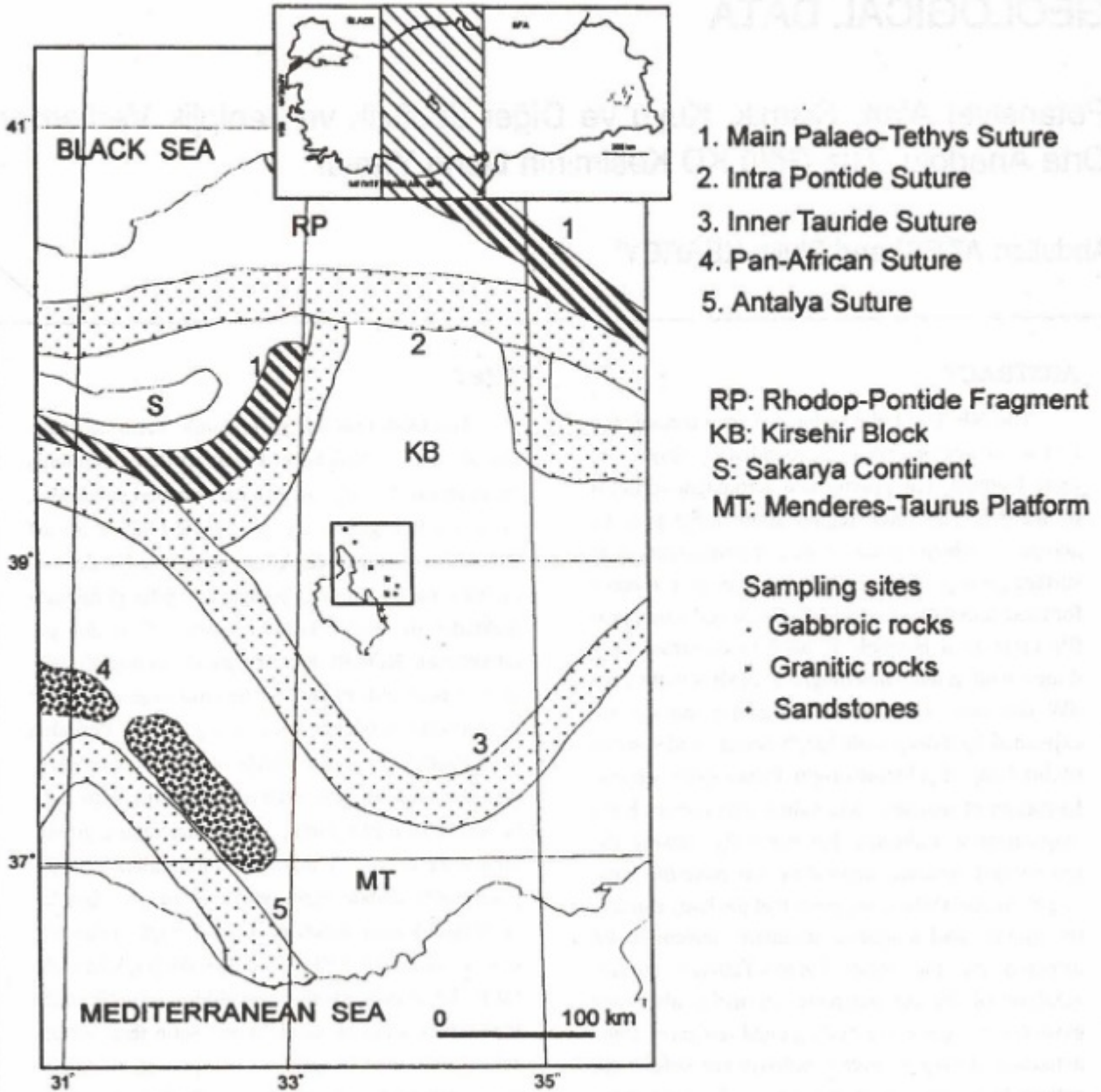


Figure 1. Location map and regional geological setting of the study area. Small box show the research area.

Şekil 1. Çalışma alanının bulduru haritası ve rejyonel jeolojik yerleşkesi. Araştırma alanı küçük kutu içinde gösterilmektedir.

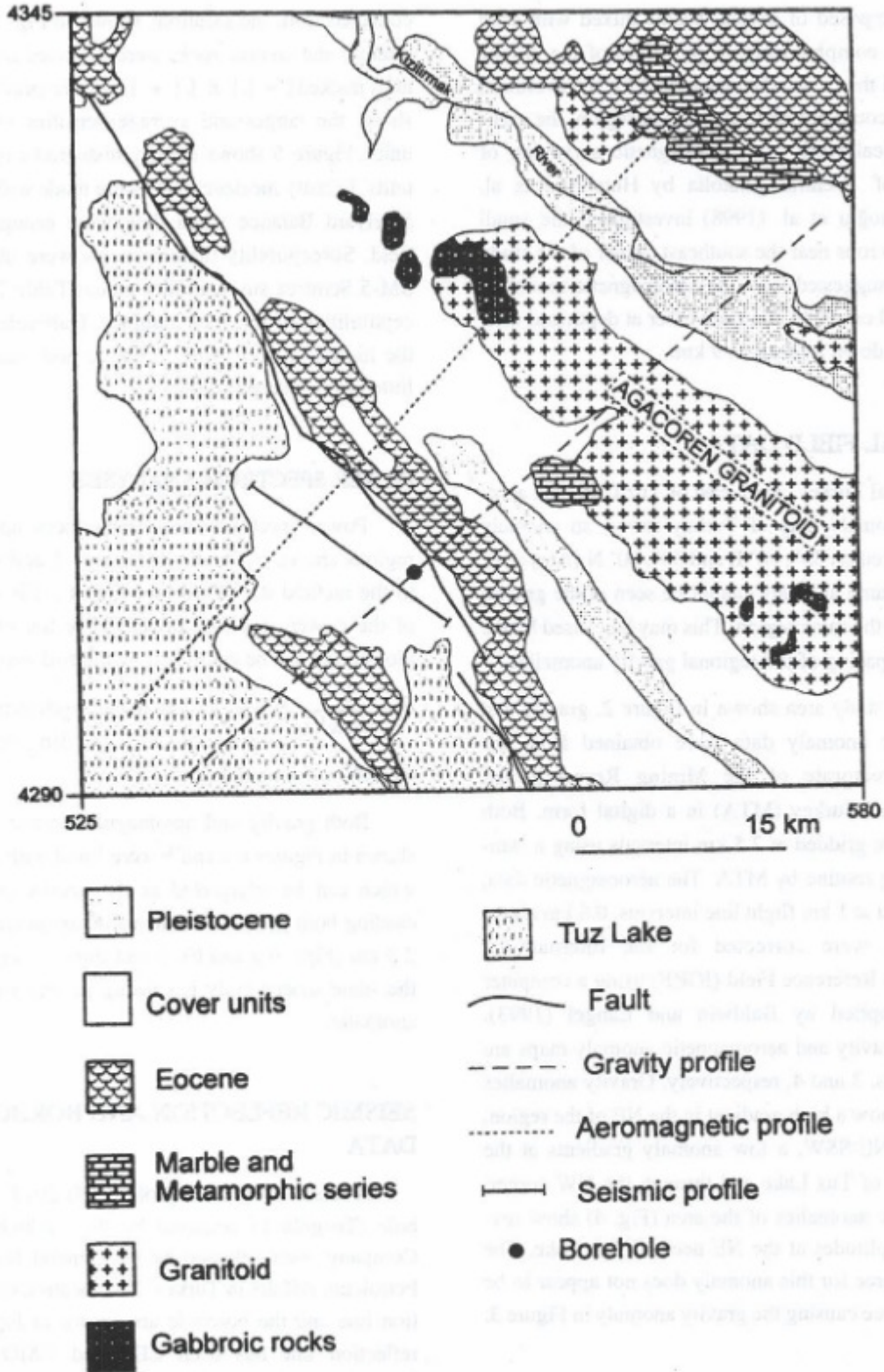


Figure 2. Geological map of the research area (after Erentöz and Ketin 1961, Bingöl 1989).

Şekil 2. Araştırma alanının jeoloji haritası (Erentöz ve Ketin 1961, Bingöl 1989'dan sonra).

region is composed of several basins mixed with each other by the complex tectonic processes of the Alpine orogeny, and thus a satisfactory model for the evolution of the basin could not be found. In the region, the earliest geophysical work was aeromagnetic surveying of some part of Central Anatolia by Hutchison et al. (1962). Kadioğlu et al. (1998) investigated the small gabbroic outcrops near the southeast corner of the study area. It was suggested from the aeromagnetic modeling that the small outcrops join each other at depth and their root extends down as deep as 9 km.

POTENTIAL FIELD DATA

In central Turkey, north east of Tuz Lake, the aeromagnetic anomaly map of Turkey shows an anomaly almost centered on 33°, 30' E and 39°, 00' N (Ateş et al. 1999). The same anomaly cannot be seen in the gravity anomalies of the same region. This may be caused by the 10 km grid spacing of the regional gravity anomalies.

For the study area shown in Figure 2, gravity and aeromagnetic anomaly data were obtained from the General Directorate of the Mining Research and Exploration of Turkey (MTA) in a digital form. Both data sets were gridded at 2.5 km intervals using a standard gridding routine by MTA. The aeromagnetic data, were obtained at 1 km flight line intervals, 0.6 km above the surface, were corrected for the International Geomagnetic Reference Field (IGRF) using a computer program supplied by Baldwin and Langel (1993). Contoured gravity and aeromagnetic anomaly maps are shown in Figs. 3 and 4, respectively. Gravity anomalies in Figure 3 show a high gradient in the NE of the region, extending NNE-SSW, a low anomaly gradients at the northern end of Tuz Lake and through the NW corner. Aeromagnetic anomalies of the area (Fig. 4) show several high amplitudes at the NE neck of Tuz Lake. The causative source for this anomaly does not appear to be the same source causing the gravity anomaly in Figure 3.

DENSITY AND SUSCEPTIBILITY DATA

13 samples of gabbroic, 11 samples of granite and 17 samples of sandstone (Paleocene-Eocene) rocks were

collected from the locations shown in Fig. 1. Gabbroic, granitic and arenitic rocks were collected from the locations marked [•], [x], [+] signs, respectively. Table 1 shows the ranges and average densities of these rock units. Figure 5 shows density histograms of these rock units. Density measurements were made with a Walker's Steelyard Balance when they were brought from the field. Susceptibility measurements were made using a SM-5 Scintrex susceptibility meter. Table 2 shows susceptibilities of the rock samples. Gabbroic rocks gave the highest susceptibility. Granite and sandstone have little or no susceptibility.

POWER SPECTRUM ANALYSES

Power spectrum analysis has been applied to the regions shown by boxes in Figures 3 and 4 according to the method of Spector and Grant (1970). By means of the power spectrum depth to the top of the anomalous body can be estimated by the following equation;

$$\bar{h} = \frac{\Delta P}{4\pi\Delta K} \text{ where } \bar{h} \text{ is the mean depth to the top of the source body, } \Delta P \text{ is the } \Delta \ln_e \text{ Power, } \Delta K \text{ is the } \Delta K \text{ wavenumber (km}^{-1}\text{).}$$

Both gravity and aeromagnetic power spectra are shown in Figures 6.a and b were fitted with single lines, which can be interpreted as the depths to the bodies causing both gravity and magnetic anomalies are about 2.8 km (Figs. 6.a and b). It can thus, be suggested that the same source body is causing gravity and magnetic anomalies.

SEISMIC REFLECTION AND BORHOLE DATA

A seismic reflection profile (DG-2012) and a borehole (Tuzgölü-1), acquired by the Turkish Petroleum Company, were released by the General Directorate of Petroleum Affairs in Turkey. The location of the reflection line and the borehole are shown in Figure 2. The reflection line has been CDP and NMO processed. Along the reflection line, functions of velocity with depth have also been analysed. Seismic profile DG-2012 and a line drawing are shown in Figures 7 and 8. Seismic reflection profile DG-2012 demonstrates strong reflec-

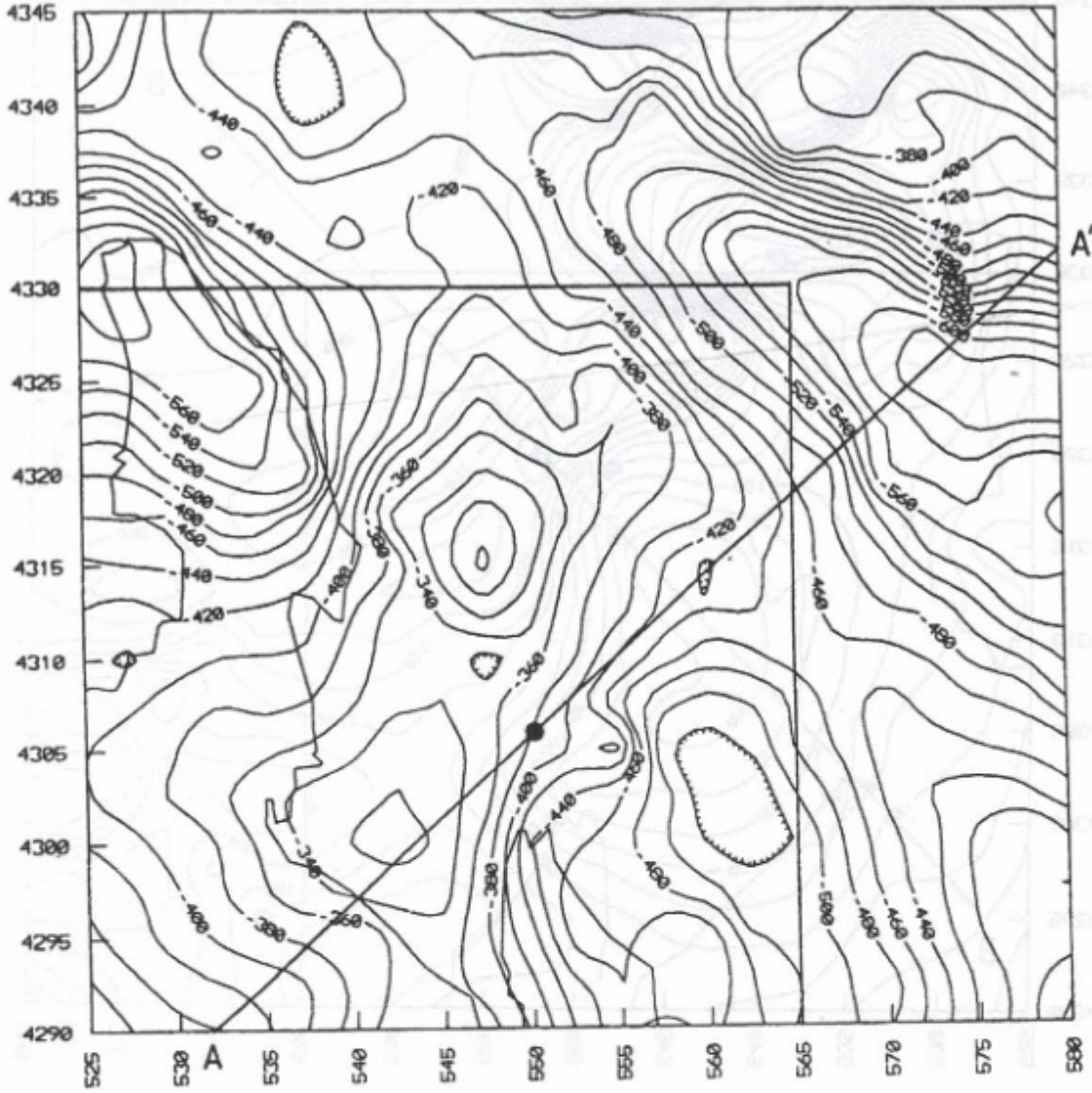


Figure 3. Gravity anomaly map. Contour interval is 20 gu. Power spectrum depth estimate method was applied to the area shown in the box. AA' is the interpreted gravity anomaly profile. Closed circle shows the location of the borehole Tuzgözü-1.

Şekil 3. Gravite anomaly haritası. Kontur aralığı 20 gu'dur. Güç spektrumu derinlik tahmini yöntemi kutu içinde gösterilen bölgeye uygulanmıştır. AA' yorumlanan gravite anomaly profilidir. İçi dolu daire Tuzgözü-1 kuyusunun yerini göstermektedir.

tion events at different levels. Strong reflection groups are labeled as R1 and R2. Velocity analysis suggests that the continuous reflection event, R1, seen from 1.2-1.9 sec. along NW-SE direction can be related to the gabbroic intrusions inferred from gravity and magnetic power spectra. At the middle of the section R1 is at 1.25 sec. from the surface with a velocity of 4400 m/sec. This

would provide a depth of 2750 m from surface which is in good agreement with the power spectra depth calculations. Reflections R2 are events dipping NW and mainly dominant at the middle of the section between arrival times of 3 sec. to 5 sec. A depth range of 4.7 km to 13 km is obtained from these times. Since the SE end of the seismic section is close to the gravity anomaly profile, a

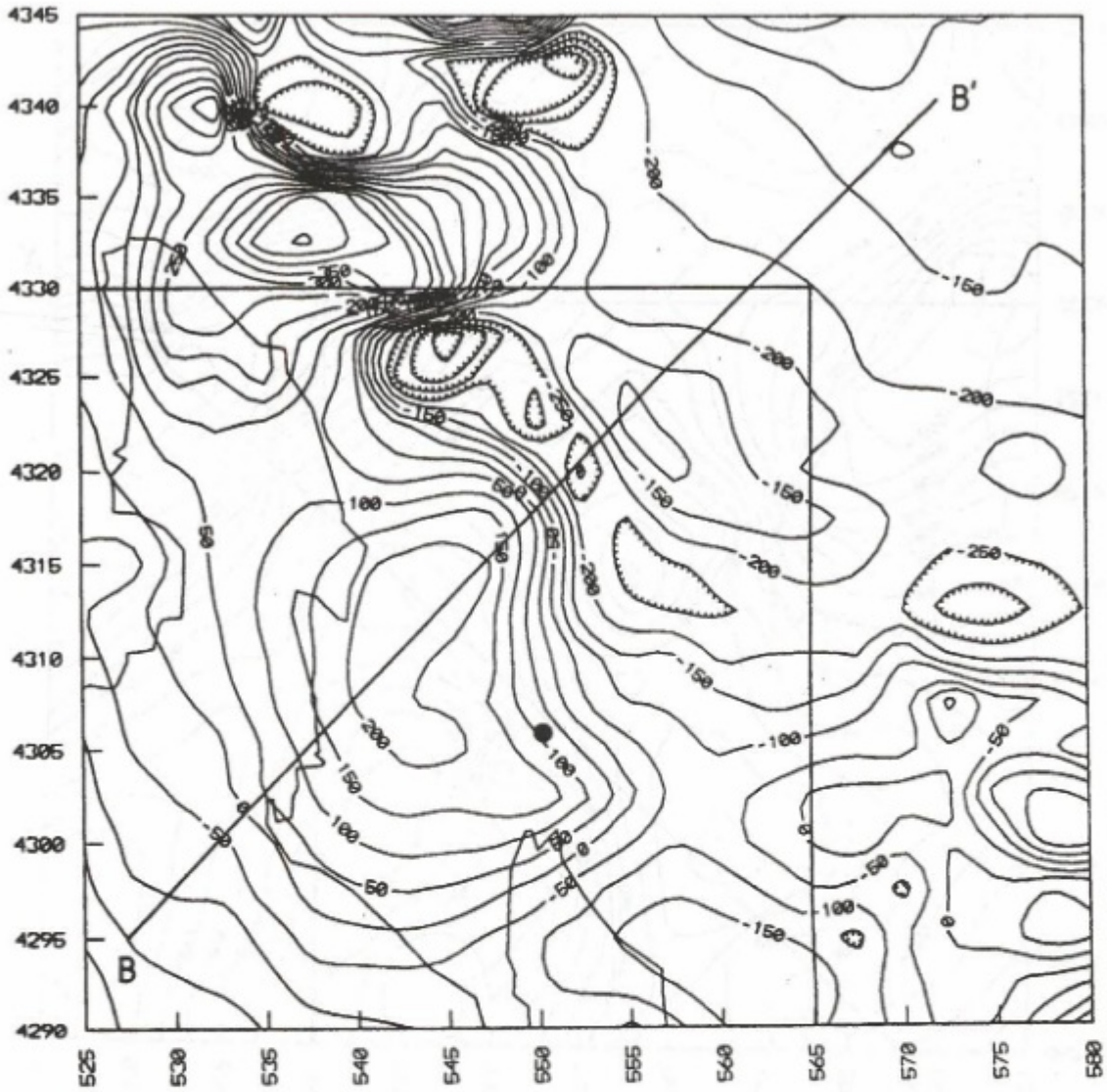


Figure 4. Aeromagnetic anomaly map. Contour interval is 50 nT. Power spectrum depth estimate method was applied to the area shown in the box. BB' is the interpreted aeromagnetic anomaly profile. Closed circle shows the location of the borehole Tuzgözü-1.

Şekil 4. Havadan manyetik anomaly haritası. Kontur aralığı 50 nT'dır. Güç spektrumu derinlik tahmini yöntemi kutu içinde gösterilen bölgeye uygulanmıştır. BB' yorumlanan gravite anomaly profilidir. İçi dolu daire Tuzgözü-1 kuyusunun yerini göstermektedir.

6 km bottom depth for the body causing the gravity anomaly can be justified. An aeromagnetic anomaly profile, (Fig. 4) chosen because it passes through approximately two-dimensional anomalies NE of the seismic section, where bottom of the inferred gabbroic body extends down to 6 km.

The borehole Tuzgözü-1 encountered granitic rocks below sandstones at a depth of 2150 m from surface. The borehole was abandoned at the depth of 2163 meters from surface. A simplified stratigraphic log of this borehole is shown in Figure 9.

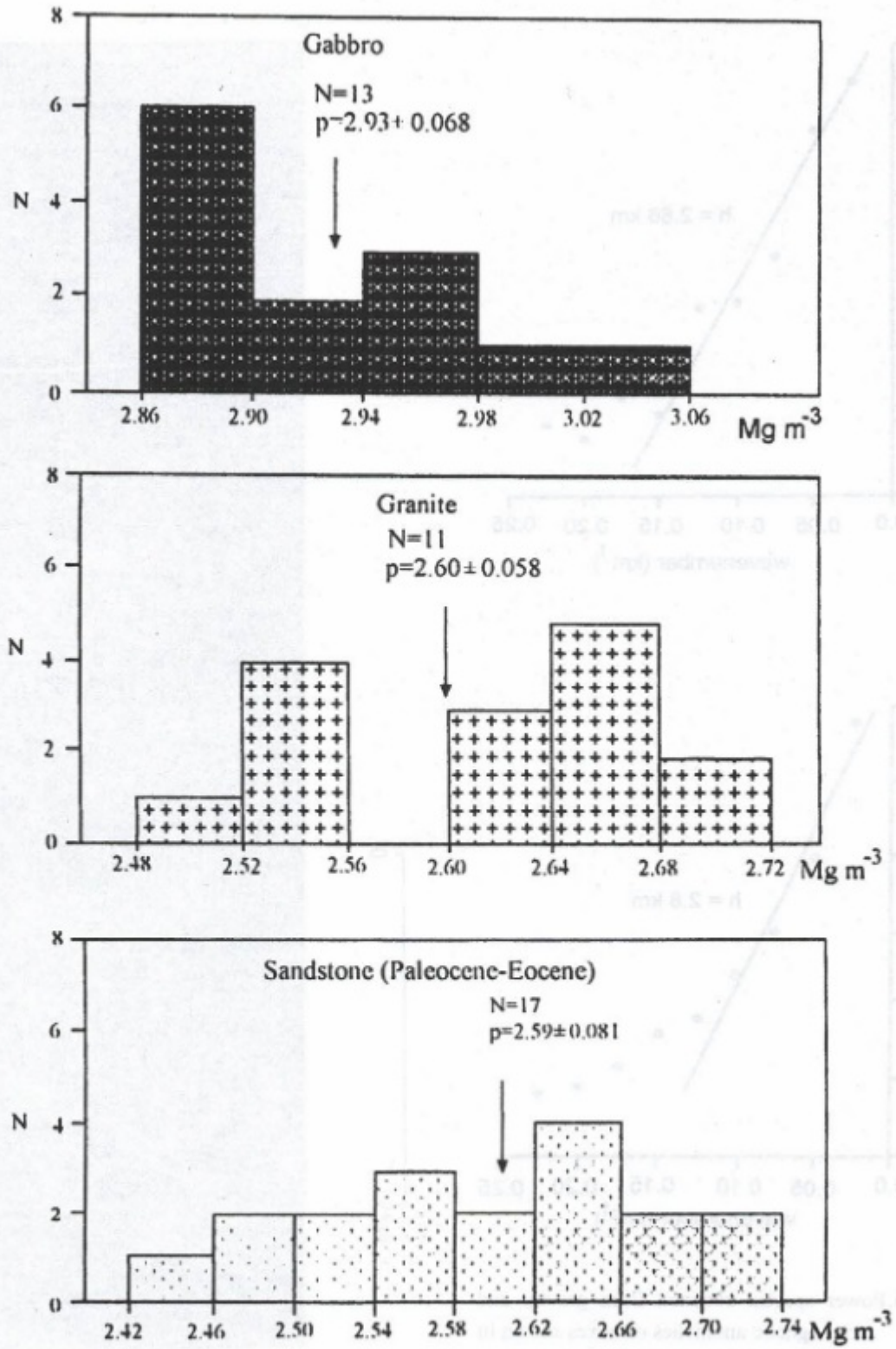


Figure 5. Density histograms of rocks from the study area.

Şekil 5. Çalışma bölgesindeki kayaların yoğunluk histogramları.

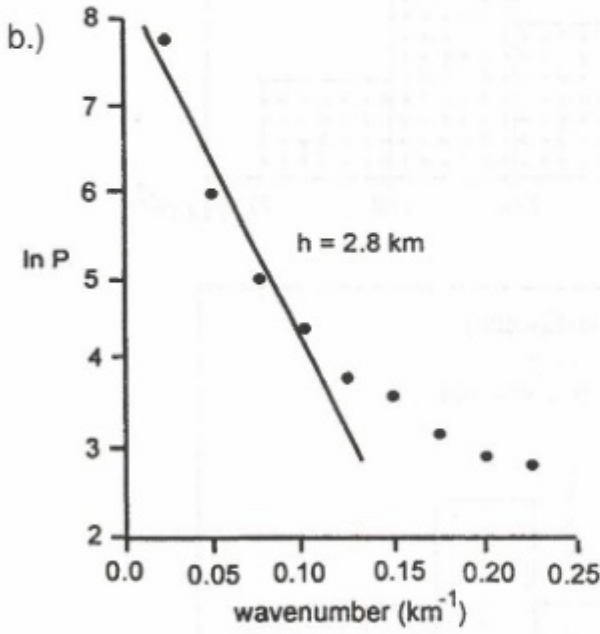
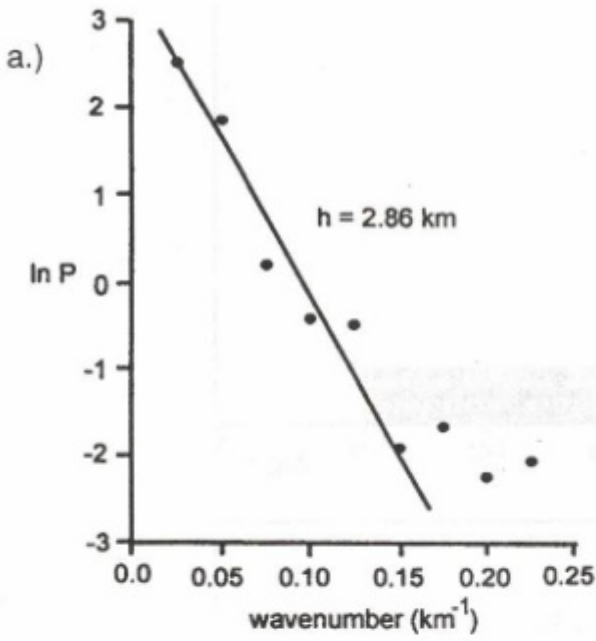


Figure 6. Power spectra obtained from gravity and aeromagnetic anomalies of boxes shown in Figures 3 and 4, respectively.

Şekil 6. Üçüncü ve dördüncü şekillerdeki kutular içindeki gravite ve havadan manyetik anomalilerden elde edilen güç spektrumu.



Figure 7. Seismic reflection profile DG-2012.

Şekil 7. Sismik yansıma profili DG-2012.

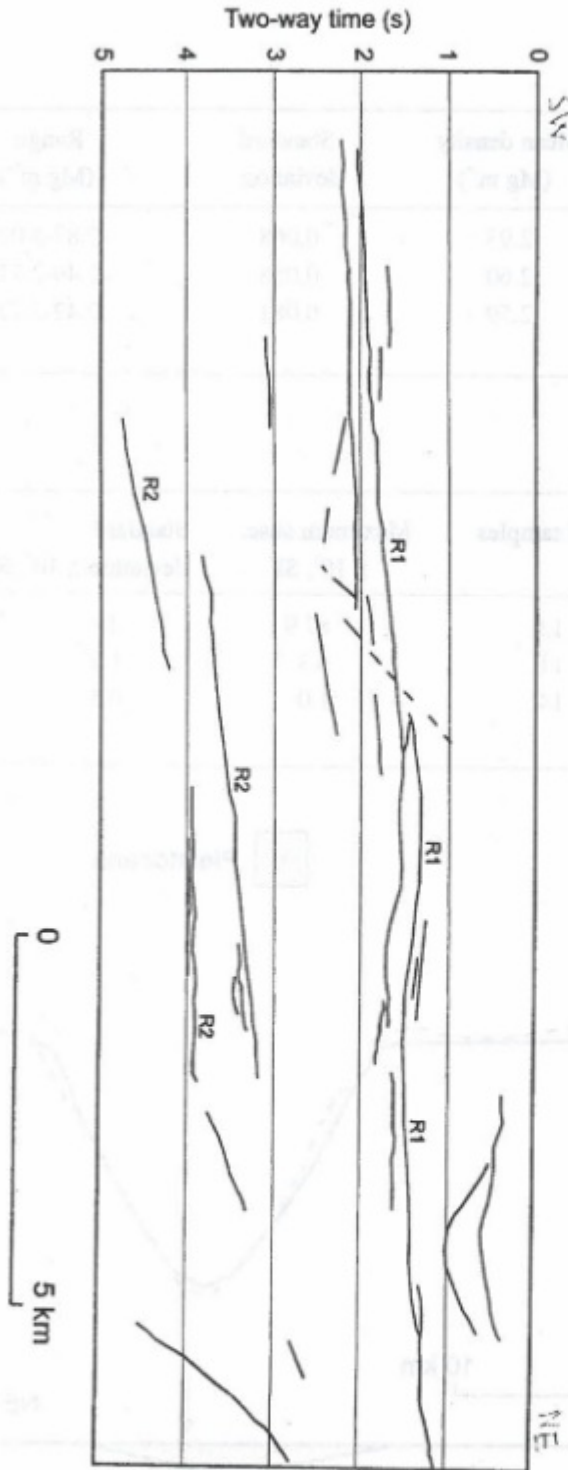


Figure 8. Line drawing of main traces of seismic profile DG-2012. For location of profile see Figure 2.

Şekil 8. Sismik profil DG-2012'nin hat çizgisellikleri. Profilin yeri için şekil 2 ye bakınız.

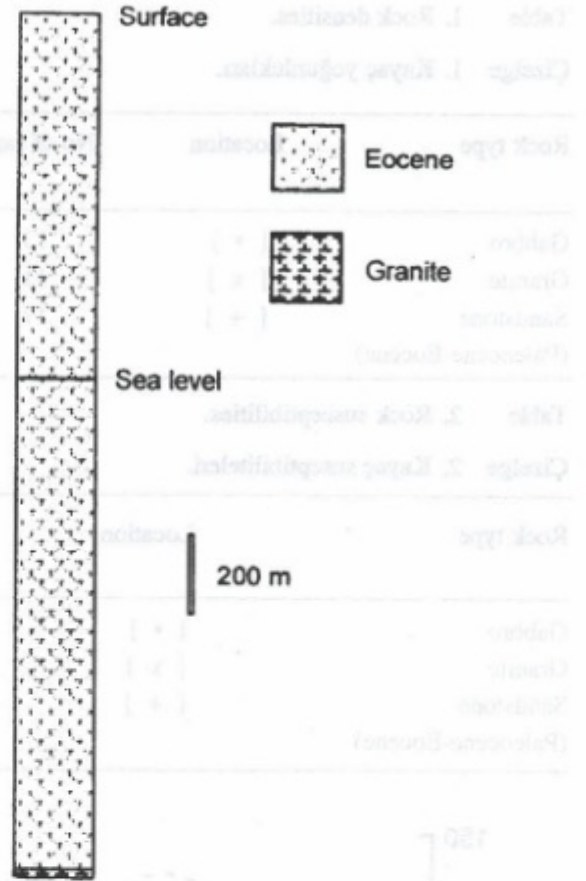


Figure 9. Simplified stratigraphic section of the borehole Tuzgölü-1.

Şekil 9. Tuzgölü-1 kuyusunun basitleştirilmiş stratigrafik kesiti.

The granite encountered at 2150 m depth suggests that the Agacoren Granitoid, which outcrops at the NE of the study area, extends underneath the Tuz Lake to SW.

TWO-DIMENSIONAL GRAVITY AND MAGNETIC MODELING

Gravity and aeromagnetic anomaly profiles were constructed (Figs. 3 and 4) using the methods of Talwani et al (1959), Talwani (1965), respectively. The gravity profile coincides with the seismic reflection line and is some 10 km SW from the borehole.

A gravity model was constructed using the borehole, seismic reflection and density data constraints. A

Table 1. Rock densities.

Çizelge 1. Kayaç yoğunlukları.

Rock type	Location	No of samples	Mean density (Mg m ⁻³)	Standard deviation	Range (Mg m ⁻³)
Gabbro	[•]	13	2.93	0.068	2.87-3.02
Granite	[x]	11	2.60	0.058	2.49-2.71
Sandstone (Paleocene-Eocene)	[+]	17	2.59	0.081	2.42-2.72

Table 2. Rock susceptibilities.

Çizelge 2. Kayaç suseptibiliteleri.

Rock type	Location	No of samples	Maximum susc. x 10 ³ , SI	Standard deviation x 10 ³ , SI
Gabbro	[•]	13	87.9	25
Granite	[x]	11	6.3	1.7
Sandstone (Paleocene-Eocene)	[+]	14	1.0	0.5

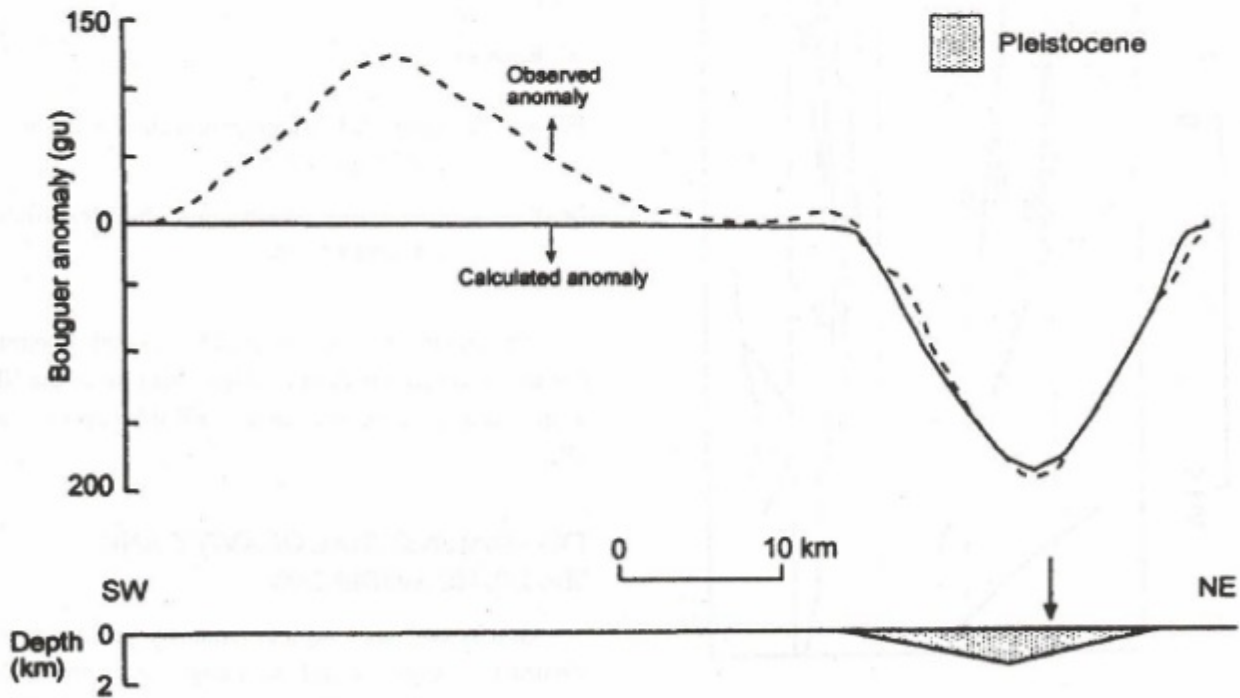


Figure 10. Interpreted two-dimensional gravity anomaly profile AA' shown in Figure 3 including only the Kızılırmak River Basin. Arrow shows the location of the Kızılırmak river.

Şekil 10. Üçüncü şekilde görülen gravite anomali profili AA' nin yalnız Kızılırmak Nehri Havzası içeren iki-boyutlu yorumu. Ok Kızılırmak nehrinin yerini göstermektedir.

low gravity anomaly at the NE end of the profile is thought to arise from Kızılırmak River Basin and can be simulated with a low density fillings (Pleistocene) (Fig. 10). However, gravity high at the SW end of the profile cannot be explained with the existing geological and gravity data. One explanation is that, if the strong reflection R1 seen in the seismic profile is attributed to the gabbroic rocks, a high gravity anomaly can be explained. Therefore, gravity model has been modified with the inclusion of a gabbroic intrusive body in the model. A density of 2.93 Mg m^{-3} has been used in the gravity model for the gabbroic body as suggested by density measurements (Table 1). A good agreement was then obtained with the observed and calculated gravity anomalies when the bottom of the gabbroic body was extended down to 6 km depth (Fig. 11). The granite

found in the borehole does not affect this interpretation as the densities of the granite and surrounding Paleocene-Eocene formations close to each other (Fig. 5).

An aeromagnetic model has also been constructed about 10 km north and parallel to the gravity anomaly profile (AA') and coincides with the seismic profile. The location of the aeromagnetic anomaly profile (BB') is shown in Figure 4. The only unit which exhibits high magnetization, is gabbro (Table 2). Gabbroic rocks showed maximum susceptibility of $87.9 \times 10^{-3} \text{ SI}$. This would provide 3.3 A m^{-1} for the intensity of magnetization. This intensity of magnetization obtained by this way was used to construct aeromagnetic model and a reasonably good fit was achieved between the observed and calculated aeromagnetic anomalies (Fig. 12).

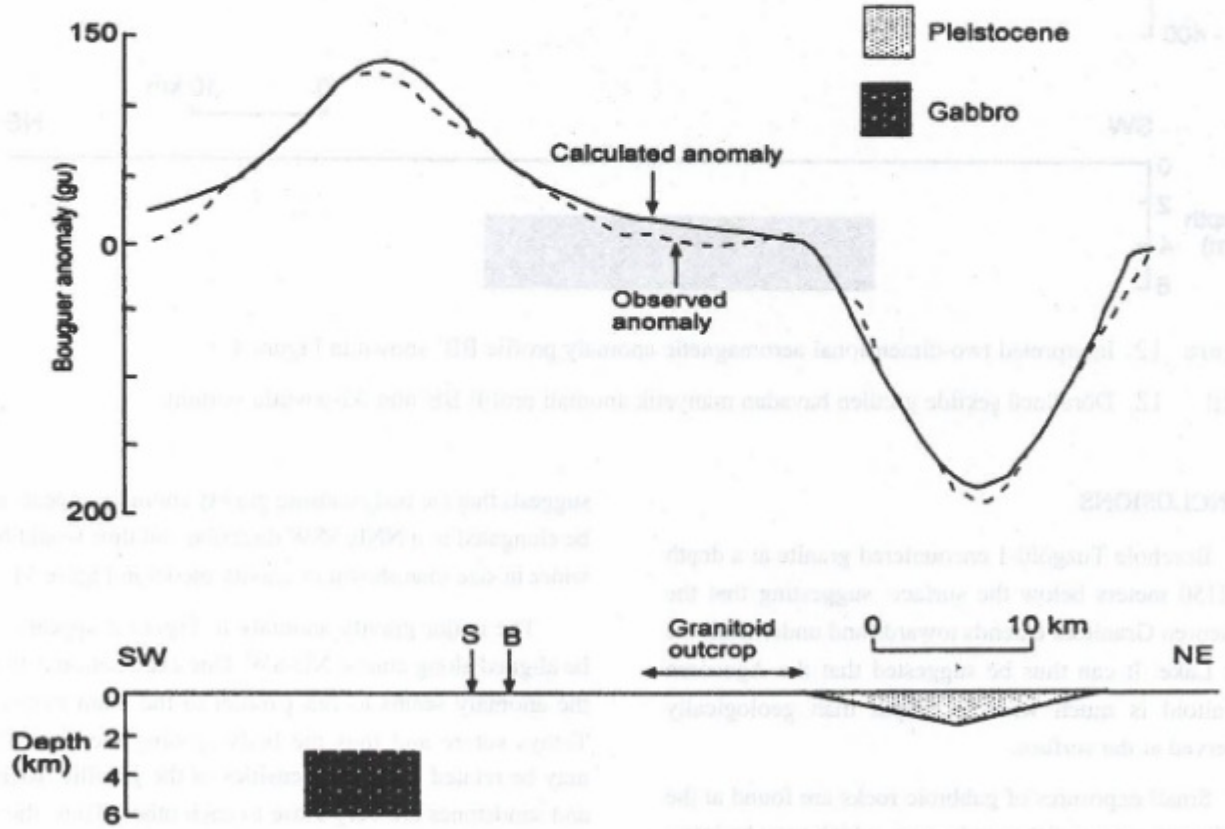


Figure 11. Interpreted two-dimensional gravity anomaly profile AA' in Figure 3 with inclusion of the gabbroic body. Arrows indicating S and B show the projected locations of the seismic section DG-2012 and borehole Tuzgözü-1.

Şekil 11. Üçüncü şekilde görülen gravite anomali profili AA' nün gabbro yapısını içeren iki-boyutlu yorumu. S ve B harflerini gösteren oklar, sismik kesit DG-2012 ve Tuzgözü-1 kuyularının yerlerini göstermektedir.

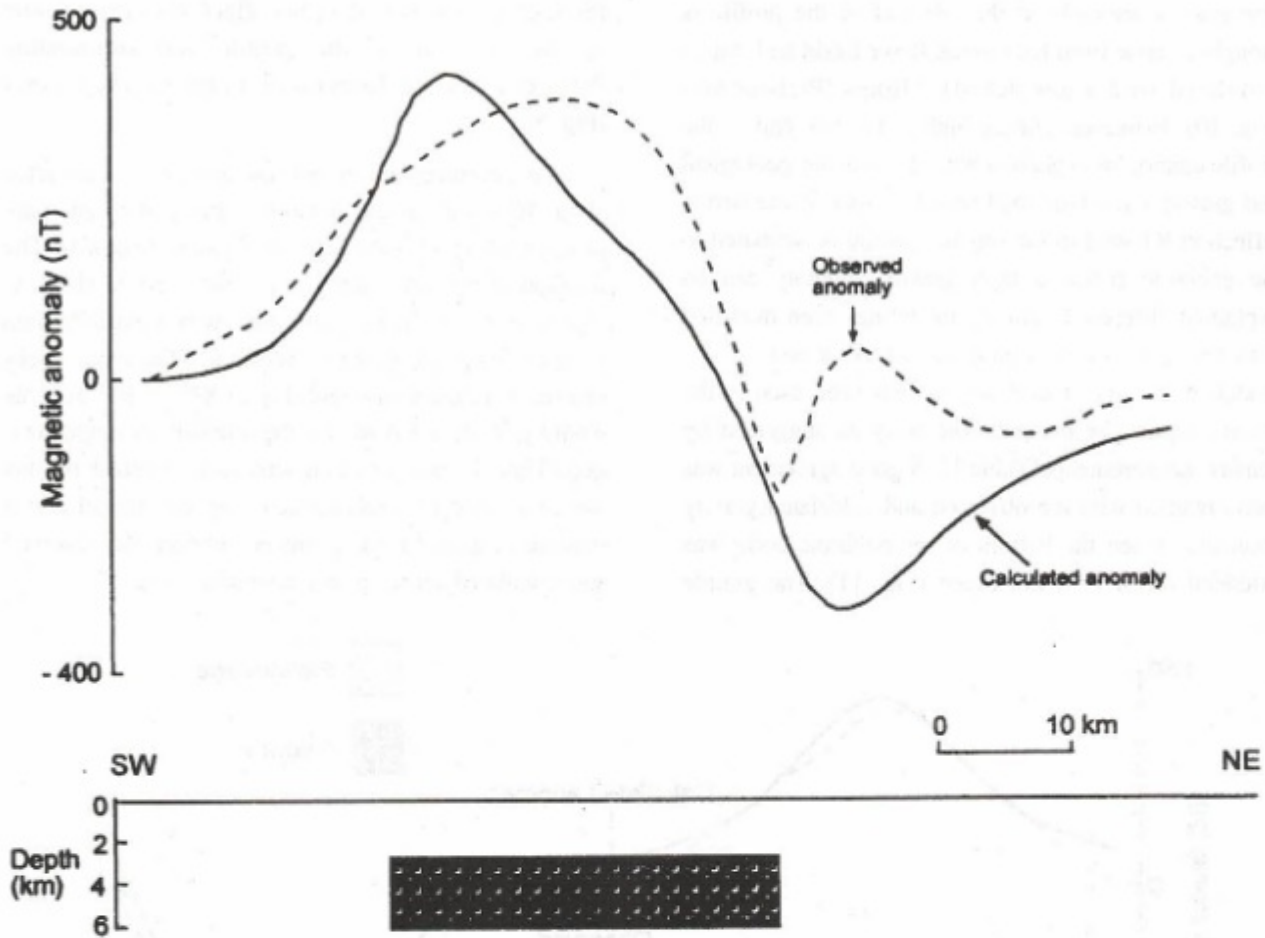


Figure 12. Interpreted two-dimensional aeromagnetic anomaly profile BB' shown in Figure 4.

Şekil 12. Dördüncü şekilde görülen havadan manyetik anomali profili BB'nün iki-boyutlu yorumu.

CONCLUSIONS

Borehole Tuzgölü-1 encountered granite at a depth of 2150 meters below the surface, suggesting that the Agacoren Granitoid extends towards and underneath the Tuz Lake. It can thus be suggested that the Agacoren Granitoid is much wider at depth than geologically observed at the surface.

Small exposures of gabbroic rocks are found at the south east corner of the study area which may be interpreted as gabbroic roots to the granitoid, extending down to mid-crustal level (Kadioğlu et al. 1998). This appears to be suggested by the observed association of granitoids and gabbros at the surface.

Shape analysis of the gravity anomalies in Figure 3

suggests that the body causing gravity anomaly appears to be elongated in a NNE-SSW direction and thus would be wider in size than shown in gravity model in Figure 11.

The major gravity anomaly in Figure 3 appears to be aligned along almost NE-SW. One explanation is that the anomaly seems to run parallel to the main Palaeo-Tethys suture and thus the body causing the anomaly may be related to it. The densities of the granitic rocks and sandstones are very close to each other. Thus, there is no observable gravity anomaly at the contact of the granitoid with the sandstones. Similarly, the susceptibility of these formations is too low to be distinguished magnetically. The shape of the aeromagnetic anomaly also suggests that the remanent magnetization seems to be associated with the body causing the aeromagnetic

anomaly as the peak to trough axis is not aligned towards the north magnetic pole, but aligned towards the NE. To provide further control on the remanent magnetization, the aeromagnetic anomalies in the box in Figure 4 were upward continued to 1.4 km (total height is 2 km from surface) using a computer program supplied by Banks (undated) and transformed into pseudogravity anomalies using Blakely and Simpson's (1986) algorithm (Fig. 13). The transformation was carried out using the angle of the Earth's geomagnetic field for both induced and body magnetization vectors. For correlation, the gravity anomalies of the same area shown in Figure 3 were upward continued to 2 km (Fig. 14). The purpose of upward continuation was to remove the effects of the shallow unwanted effects and to enhance the source of

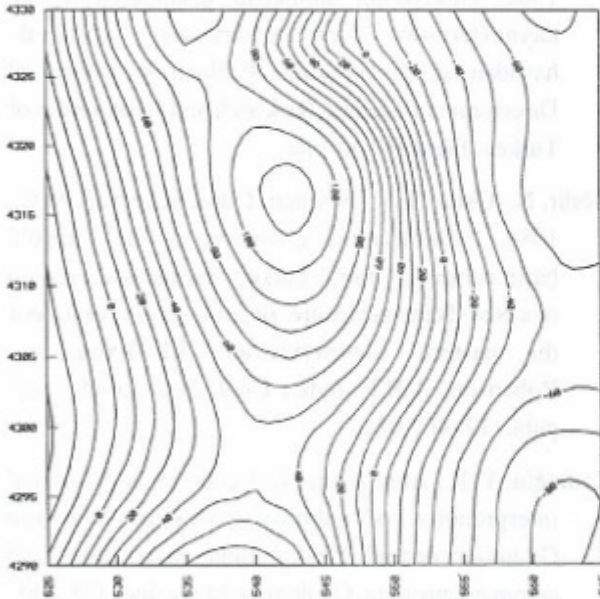


Figure 13. Pseudogravity anomalies of 1.4 km upward continued aeromagnetic anomalies (total height is 2 km) shown in Figure 4 assuming remanent magnetization is not associated with the body. Contour interval is 10 gu.

Şekil 13. Dördüncü şekilde havadan manyetik anomalilerin 1.4 km yukarı uzanımlarının (toplam yükseklik 2 km'dir) yapma-gravite anomalileri. Yapının kalıntı mıknatıslanma içermediği öngörülmektedir. Kontur aralığı 10 gu'dur.

the deep seated body. If the transformation were performed using a declination angle of 45° E for the body magnetization (Fig. 15), the maxima of the transformed anomalies are in approximately the same locations as the maxima of the gravity anomalies of the same area in Figure 14. A similar method was also used by Kearey and Rabae (1993) to interpret the source of the Bicester magnetic anomaly in southern Britain. Thus, body causing the magnetic anomaly appears to have a remanent magnetization of 45° E declination angle and about 55° NE inclination angle. If the anticlockwise rotation of Anatolia is considered (Sanver and Ponat 1981, Rotstein 1984) the body might have gained its declination of the remanent magnetization angle greater than 135° E. This would be possible if body gained its remanent magnetization during a reverse polarity era before the anticlockwise rotation. Therefore, the body appears to be linked to the Palaeotethyan orogenic belt, as suggested above in the analysis of gravity anomalies and thus, its age older than the granitic rocks found in the region.

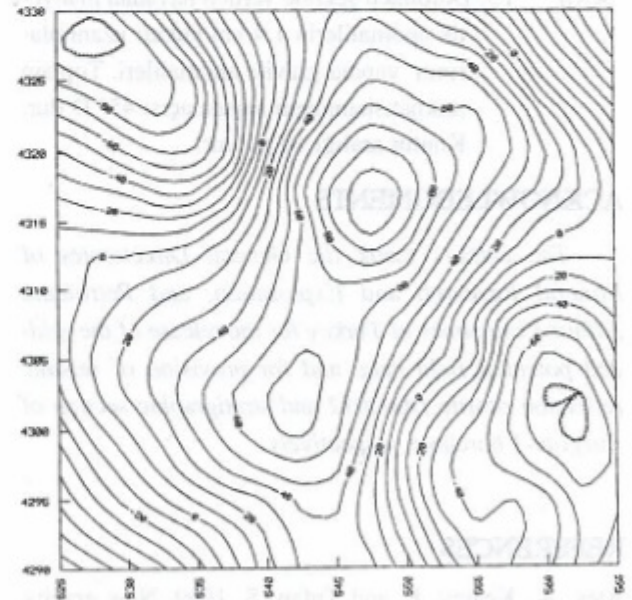


Figure 14. 2 km upward continued gravity anomalies shown by box in Figure 3. Contour interval is 10 gu.

Şekil 14. Üçüncü şekilde kutu içinde görülen bölgenin 2 km yukarı uzanım anomalileri. Kontur aralığı 10 gu'dur.

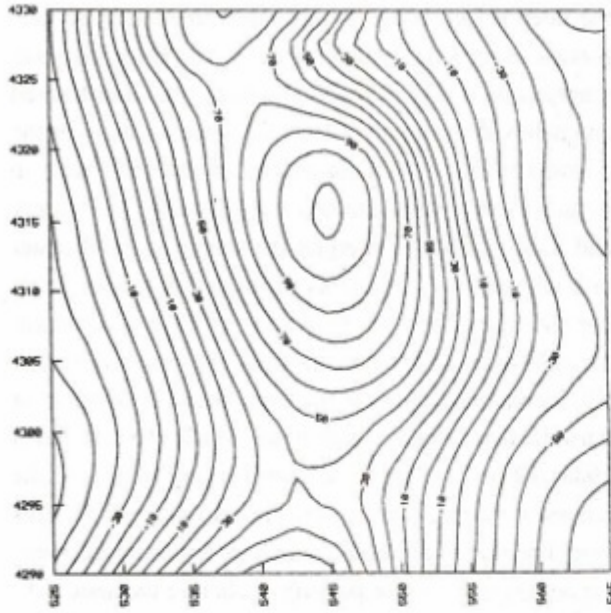


Figure 15. Pseudogravity anomalies of the aeromagnetic anomalies shown in Figure 4 assuming declination angle of the total field is 45° E. Contour interval is 10 gu.

Şekil 15. Dördüncü şekilde verilen havadan manyetik anomalilerin 1.4 km yukarı uzanımlarının yapma-gravite anomalileri. Toplam mıknatıslanmanın sapma açısı 45° D'dur. Kontur aralığı 10 gu'dur.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank the General Directorates of Mineral Research and Exploration, and Petroleum Affairs Companies of Turkey for the release of the gridded potential field data, and for provision of seismic reflection profile DG-2012 and stratigraphic section of Tuzgölü-1 borehole, respectively.

REFERENCES

- Ateş, A., Kearey, P. and Tufan, S. 1999. New gravity and magnetic anomaly maps of Turkey, *Geophysical Journal International*, 136, 499-502.
- Baldwin, R. T. and Langel, R. 1993. Tables and maps of the DGRF 1985 and IGRF 1990. International union of geodesy and geophysics association of geomagnetism and aeronomy, IAGA Bulletin, No: 54, pp.158.
- Banks, R.J. (Undated). Two dimensional data analysis using a library of Fortran-IV subroutines. Report, University of Lancaster, 36pp.
- Bingöl, E. 1989. 1:2,000,000 scale geological map of Turkey, Publication of General Directorate of Mineral Research and Exploration, of Turkey.
- Blakely, R. J. and Simpson, R. W., 1986, Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, *Geophysics*, 51, 1494-1498.
- Erentöz, C. and Ketin, İ., 1961, Geological Map of Turkey, 1/500,000 Kayseri sheet, Publication of General Directorate of Mineral Research and Exploration of Turkey.
- Hutchison, R. D., Lucarelli, L.B. and Hartman, R.R. 1962. Türkiye'nin müntezip sahalarında maden kaynaklarının kıymetlendirilmesi hakkında havadan istikşaf programı. Publication of General Directorate of Mineral Research and Exploration of Turkey, Field-III, no.110.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ. and Şengör, A.M.C., 1984. Palaeotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, central Turkey: Sedimentary record of a Neo-Tethyan closure. In geological evolution of the eastern Mediterranean. J.E.Dixon and Robertson, A.H.F. (eds.) *Geol. Soc. Lond. spec. publ.*, 17, 467-482.
- Kadioğlu, Y. K., Ateş, A. and Güleç, N. 1998. Structural interpretation of gabbroic rocks in Agacoren Granitoid, central Turkey: field observations and aeromagnetic data, *Geological Magazine*, 135, 245-254.
- Kearey, P. and Rabae, A. M. 1993. The source of the Bicester magnetic anomaly, *Geological Journal*, 28, 191-203.
- Ketin, İ. 1966. Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Company of Institute*, 66, 23-34.
- Rotstein, Y. 1984. Counterclockwise rotation of the Anatolian Block, *Tectonophysics*, 108, 71-92.
- Sanver, M. and Ponat, E. 1981. Kırşehir ve dolaylarına ilişkin paleomanyetik bulgular. *Kırşehir Masifinin*

- rotasyonu, İstanbul Yerbilimleri, 2, 231-238.
- Spector, A. and Grant, F. S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293-302.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Talwani, M. 1965. Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 30, 797-817.
- Talwani, M., Worzel, J.L. and Landisman, M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64, 49-59.

DÜNYA'DA VE TÜRKİYE'DE PALEOMANYETİZMA: GEÇMİŞ, GÜNÜMÜZ VE GELECEK

Paleomagnetism in the World and in Turkey: Past, Present and Future

Naci ORBAY¹ ve Ferhat ÖZÇEP¹

ÖZET

Manyetik mineralleri içeren kayaların incelenmesi, jeofizikte iki büyük uygulama alanına sahiptir. Bunlardan birincisi, yerkabuğundaki jeolojik yapıların yermanyetik alanında oluşturduğu yerel değişimlerinden yararlanarak bu yapıların yerlerinin ve konumlarının saptanması; ikincisi de, yermanyetik alanının uzak geçmişteki (arkeolojik, jeolojik ve hatta kozmik) davranışının belirlenmesidir. Bu çalışmanın konusu Paleomanyetizma disiplininin Dünya'daki ve Türkiye'deki geçmişi, bugünü ve geleceği üzerinedir. Bu amaçla, Türkiye'de ve dünyada geçmişte yapılan paleomanyetik çalışmalar değerlendirilecek, günümüzdeki durum ortaya konacak ve bu disiplinin geleceğine ilişkin kestirimler yapılacaktır. Paleomanyetizma gelişim süreci içinde, kara kütlelerinden alınan kayaç örneklerinin incelenmesiyle kara kütlelerinin milyonlarca yıllık jeodinamik gelişiminin anlaşılmasına nicel bir kanıt sağlamış, diğer taraftan da uzaydan alınan örneklerin incelenmesiyle evrenin yapısı ve evrimi konusunda önemli katkılar sağlamıştır.

ABSTRACT

Rocks contain magnetic minerals can be investigated in geophysics for two purposes. Firstly, it is determined underground location and position of the geological (magnetic) structures by measuring the variations of earth's magnetic field. Secondly, it is also determined the behavior of geomagnetic field from ancient to modern times (in Cosmic, Geologic and Archeological Periods). Last investigations are known as a Paleomagnetic Studies. The subject of this paper is to point out the Past, Present and Future of the Paleomagnetic Studies in the World and Turkey, as a part of World. For this aim, it will be evaluated historical development, present status and the future implications of the paleomagnetism in the world and in Turkey. In the its development period, paleomagnetism provided the quantitative evidences about the dynamic responses of the large land masses and micro blocks on the Earth. In the other hand, paleomagnetism has been applied to the materials obtained from the Moon and other planets.

¹ İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar İstanbul,

GİRİŞ

Manyetizma, fizik biliminin en eski dallarından biri olmasına rağmen onun önemli ve dikkate değer özellikleri günümüzde yapılan çalışmalarla açığa çıkmıştır. Manyetik özelliklere sahip mineraller, yer kabuğu içinde geniş ölçekte bir dağılıma sahiptir. Bu manyetik mineralleri içeren kayaların incelenmesi, jeofizikte iki büyük uygulama alanına sahiptir. Bunlardan birincisi, yer kabuğundaki jeolojik yapıların yermanyetik alanında oluşturduğu lokal değişimlerinden yararlanarak bu yapıların yerlerinin ve konumlarının saptanması; ikincisi de, yermanyetik alanının uzak geçmişteki (arkeolojik, jeolojik ve hatta kozmik) davranışının belirlenmesidir. İlk uygulamada, süseptibilite ve kalıntı mıknatıslanmaya sahip kayanın manyetik özellikleri, yerel gravite anomalilerinde yoğunluk parametresinin oynadığı role benzer bir rol oynar. Genellikle, kalıntı mıknatıslanmanın kullanıldığı ikinci uygulama ise paleomanyetizma çalışmalarını temelini oluşturur.

Yeryuvarı'nın sismisite, gravite ve elektrik özellikleri geçmişlerinde açık bir iz bırakmadan ayrılan geçici özelliklerdir. Bunların ancak **günümüzdeki** değişimlerini ölçebiliriz. Kayalar yer kabuğunda oluştukları zaman, o zamanki yermanyetik alana paralel bir mıknatıslanma sergilerler. Bu mıknatıslanma süreci ikincil, üçüncül vb. mıknatıslanma süreçleri ile gelişebilir. Manyetik özelliğin, zaman boyunca evrimleşen Yeryuvarı'nın **geçmişte** ve günümüzde nicel bir biçimde ölçülebilen tek jeofizik özelliği olması, onu sismisite, gravite vb. gibi diğer jeofizik özelliklerden ayrıcalıklı kılan bir durumdur. Günümüzde gelişen teknolojik avantajlarla, yermanyetik alanın şiddeti ve yönü; arkeolojik, jeolojik ve hatta kozmik zaman ölçeklerinde incelenebilir ve adı geçen ölçeklerde gerek yermanyetik alanının davranışı ve gerekse yer kabuğunun dinamik olayları hakkında bilgi edinilebilir.

Bu çalışmanın konusu, Jeofizik biliminin ana bileşenlerinden olan Paleomanyetizma disiplininin Dünya'daki ve Türkiye'deki geçmişi, bugünü ve geleceği üzerinedir. Bu amaçla, Türkiye'de ve dünyada geçmişte yapılan paleomanyetik çalışmalar değerlendirilecek, günümüzdeki durum ortaya konacak ve bu disiplinin geleceğine ilişkin kestirimler yapılacaktır. Dünya çapında paleomanyetik veriler belirli bir yoğunluğa ulaştığında bu türden çalışmalar yapılagelmektedir. Örneğin Cox ve Doel (1950) benzer çalışmayı 1950 yılına kadar elde edilmiş olan paleomanyetik veriyi kullanarak yapmışlardır.

ÜLKEMİZDE VE DÜNYA'DA PALEOMANYETİZMA

Dünya'da Paleomanyetik Çalışmaların Gelişimi ve Son Çalışmalar

Jeomanyetizma ve Paleomanyetizmanın tarihçesi, mıknatıstaşı (lodestone) olarak bilinen kayanın (ki bu kayaç magnetitçe zengindir) yöne bağlı özelliklerinin ilk çağlara kadar uzanan keşfi ile yakından ilişkilendirilmesine rağmen, ancak yakın zamanlarda bu özellikler daha ayrıntılı olarak bilim dünyasının ilgi odağını oluşturmuştur.

Bir çok jeofizik ve fiziksel coğrafya araştırmalarının öncüsü olan Von Humboldt; mıknatıslanma etkisini yıldırım etkisi ile ilişkilendirmiştir (Humboldt, 1797). Volkanik kayaların manyetik özelliklerinin ilk ayrıntılı incelenmesi, onların soğuma anında mıknatıslanma kazandıkları sonucunu elde eden Dellesse (1849) ve Meloni (1853) den gelmiştir. Bu ilk çalışmalar Folgerhaite (1894, 1895, 1899) tarafından genişletilmiş ve volkanik kayaların sadece soğuma anında mıknatıslanma kazandıkları aynı zamanda daha genç volkanikler için elde edilen mıknatıslanma yönünün yermanyetik alana paralel ve bazı daha yaşlı volkanikler için zıt yönde mıknatıslanmış yönünde sonucuna ulaşmıştır. Folgerhaite, ayrıca rastgele davranan 2000 yıldır gömülü bulunan vazolardaki kalıntı mıknatıslanmayı göstererek Mercaton (1918)'un yaptığı gibi ısıtılmış çanak-çömlekleri de incelemiş ve her bir vazunun bu zaman periyodu için kendi birincil mıknatıslanmasının yönünü saklamakta olduğunu söylemiştir. Boyle (1691), yermanyetik alanında soğuyan tuğlaların mıknatıslanma kazandıklarını göstermiştir. Tuğlalar, ayrıca, David (1904) tarafından incelenmiştir.

Japonya'da, Nakamura ve Kikuchi (1912) volkanik kayaların soğuma anında içinde bulundukları manyetik alana paralel bir mıknatıslanma kazandığını göstermiştir. Chevallier (1925) 2000 yıllık uzun süreli (secular) değişimlerin kaydının oluşturulmasına yönelik olarak Etna'dan elde edilen lavlar üzerindeki çalışmalardan sağladığı ayrıntılı sonuçları yayınlamıştır. Benzer uzun süreli değişim incelemeleri sonra Japonya'da Kato ve Nagata (1949) tarafından da yapılmıştır. Avrupa'da Mercaton (1926, 1931) kuzey Atlantik bölgesindeki mevkillerden (Greenland, İzlanda, Skotland vb) elde ettiği kayaçları ve Avustralya'dan elde ettiği normal ve ters

polariteleri incelemiştir. Ayrıca, bulduğu yermanyetik alanın ortalama doğrultusunun, eksenel jeosentrik dipol ile uyumlu olduğunu göstermiştir. Mercaton böyle gözlemlerin kutupların dolaşımı (polar wandering) ve kıtaların kayması teorisinin kanıtlanmasına yönelik olarak kullanılabileceğini önermiştir. 1938'de gelinen nokta, Koenigsberg'in kaya manyetizması çalışmalarının sonraki paleomanyetik çalışmalarda çok etkili olduğu yönündedir. Ancak Thellier (1936, 1937a,b, 1938a,b)'in çalışmaları, pişirilmiş arkeolojik materyalleri kullanarak ısısal kalıntı mıknatıslanma kazanmanın fiziksel olarak anlaşılması için bir temel olduğu kadar arkeolojik çalışmaların kurulmasında da bir temel olmuştur. Bunun için fiziksel temel, Neel (1948, 1952a,b) tarafından oluşturulmuş ve geniş olarak Nagata (1953, 1961) ve Stacey (1963) tarafından geniş kitlelere yayılmıştır. Daha sonraki gelişme, fiziksel temelin kurulması sonrası elde edilen verinin analizinde Fisher (1953) tarafından verilen istatistik modelin kurulması ile izlenir.

Paleomanyetizma ve arcomanyetizmanın başlangıcında, sedimenter kayaçlar gibi çok zayıf olarak mıknatıslanmış materyallerin kalıntı mıknatıslanmasını belirlemek için varolan aletler çok duyarlı olduğu için, volkanik materyallerin incelenmesi egemen olmuştur. Bununla birlikte Spiner magnetometrelerindeki gelişimin yanı sıra gyrogenic magnetometrelerin de devreye girmesiyle, günümüzde glasiyer sedimentler ve varve'lar gibi zayıf olarak mıknatıslanmış kayaçlardaki kalıntı mıknatıslanmanın yönü ve şiddetinin değerlendirilmesi olanaklı olmuştur (McNish ve Johnson 1938, Johnson ve diğ. 1948, Rusnak 1957, Granar 1958). Gözlemler, yermanyetik alanın seküler değişiminin kayıtlarının saklanmış olduğunu göstermiştir. Sedimanter kayaçlarda kalıntı mıknatıslanma kazanma üzerine çalışmalar, değişik kayaç türleri için oluşturulmuştur. Örneğin, Nagata (1953) depolanma deneylerinde ezilmiş bazaltlar kullanmıştır. Permo-Triyas kırmızı kumtaşlarının ilk incelemeleri, İngiltere'de yapılmış ve Amerika'ya doğru incelemeler genişletilmiştir (ör. Creer ve diğ. 1958). İngiltere ve Kuzey Amerika'dan elde edilen (Runcorn 1956a, b, Collison ve Runcorn 1960) Permo-Triyas yaşlı kayaçların paleomanyetik yönlerinin karşılaştırılması, bu kıtaların daha önce tek parça olduğu yönünde ilk net jeofizik kanıtı sağlamıştır. Bu bulguları izleyerek paleomanyetik araştırma güney Afrika gibi çoğu diğer kıtalara genişletilmiştir. Rusya'da kayaçların süseptibilitesi ve manye-

tik ölçümlerdeki kaya manyetizmasına yönelik ilk çalışmaları, paleomanyetik çalışmalara öncü olmamış sadece kaya manyetizması düzeyinde kalmıştır (Grabousky 1953, Khramov ve Sholpo 1967).

Paleomanyetik çalışmaların başlangıç nedeni çoğu zaman temelde jeomanyetik amaçlı çalışmalar olmuştur, çünkü 1950'lerdeki ilk deneylere, levha tektoniği kavramının varolmadığı bir zamanda girilmiştir. Böyle jeomanyetik çalışmaların bir bölümü olarak, Hosper (1951) İzlanda lavlarının magnetostratigrafisini belirlemeye başlamıştır.

Okyanusal manyetik anomaliler, onların okyanus tabanının tarihlenmesinin kullanımından çok önceleri bilinmekteydi. Fakat böyle anomalilerin çok duyarlı navigasyon yöntemleri varolana kadar önemi kavranamamıştır (Mason 1958, Menard ve Vaquier 1958, Menard 1959). Vine ve Matthews (1963) kuzeybatı Hint okyanusu incelemiş ve manyetik anomalilerin, süseptibilite farkından daha çok magmatik okyanus tabanının normal ve ters olarak mıknatıslanmalar nedeniyle daha kolay yorumlanacağını iddia etmiştir. Bu verilerin ayrıca Hess'in (1962) düşüncesiyle -ki Hess yeni okyanusal kabuğun sürekli olarak okyanus sırtlarında üretilmekte olduğunu ve o zaman bu yeni kabuğun sırtlardan uzaklaşacak biçimde yayıldığını düşünmüştür- uyumlu olduğunu göstermiştir.

Paleomanyetik çalışmalar ile günümüzde, yer kabuğunun kinematik ve dinamik özelliklerini ve evrimini açıklayan "Levha Tektoniği" kuramı sıkı bir ilişki içindedir (Mc Elhinny 1973, Cox 1973). Paleomanyetizmanın gelişiminin başlangıç yıllarında amaç daha ziyade yermanyetik alanının yakın ve uzak geçmişteki (arkeo, paleo ve kozmik ölçeklerde) davranışının ortaya konulmasına yönelik olmuştur. Paleomanyetizma ve levha tektoniği konusunda günümüze değin gerek mikro ve gerekse makro ölçekte kara kütlelerinin hareketi konusunda oldukça yoğun çalışmalar yapılmıştır. Bütün kıtaların başlangıçta tek parça olduğu kavramı oldukça eski bir görüştür (Oliver 1996). Fakat bununla birlikte, ancak paleomanyetik çalışmalarla bu kavram nicel bir temele oturmuştur. Paleomanyetik çalışmalar, levha tektoniği gibi büyük ölçekli tektonik hareketlerin belirlenmesine yönelik çalışmaları içermesine rağmen mikro ölçekli tektonik hareketlerin belirlenmesine yönelik olarak da uygulanmaktadır.

1960'ların ortalarından beri, arkeomanyetizma ve paleomanyetizma çalışmaları yapan merkezlerin sayısında olağanüstü bir artma olmuştur. Bunda, paleomanyetizmanın yapısal jeolojiye olan olağanüstü katkılarının payı büyüktür. Bu konu üzerine çeşitli kavramlar için, standart kaynaklar oluşmuştur (Irwing 1964, Collinson ve diğ. 1967, Strangway 1970, Tarling 1971 ve 1983, McElhinny 1973 ve Collinson 1983, Butler 1992). Aynı zamanda, teknolojik gelişmeler bir çok kavramı yeniden sınamak zorunda bırakmıştır. Örneğin Yerküre'deki uzay teknolojisi Ay örneklerinin alınmasına izin vermiş ve diğer gezegenlerin manyetik alanlarının incelenmesi Güneş sisteminin gelişimi ve kökeni üzerine düşünceleri devrime uğratmıştır. Aynı zamanda paleomanyetik teknikler, kayaç oluşumu ve deformasyonunu anlamak için artan oranda mikro ölçekteki yapılara uygulanmaktadır.

Ülkemizde Paleomanyetizmanın Gelişim Tarihi ve Son Yapılan Çalışmalar

Türkiye'de, ilk paleomanyetik çalışma Alp Orejenik hareketlerinin Alp sisteminden uzak bölgelerde görülüp görülmeyeceğini araştırmak amacıyla Gregor ve Zijderveld (1964) tarafından Amasya bölgesinde üç ayrı yerden alınan Permian Kırmızı Kumtaşları üzerinde yapılmıştır. Sonuç olarak, araştırmacılar bölgenin Avrupa Kalkanının güney kıyısında yükselmiş bir blok olduğunu ve Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Permian'den buyana sağa doğru 80 derecelik dönmenin varolduğunu iddia etmişlerdir.

Van der Voo (1968) Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun güneyinde kalan Tunceli Bölgesinden topladığı Jura, Kretase ve Eosen yaşlı volkanik ve tortul kayaçlar üzerine yaptığı paleomanyetik çalışmasının sonucunda elde ettiği kutup pozisyonlarını, Arabistan, Afrika ve Avrupa'da elde edilmiş olan kutup pozisyonları ile karşılaştırmış ve Türkiye'nin Kretase'den bu yana saatin tersi yönünde 50 derece dönmesi gerektiği sonucuna varmıştır.

Sanver (1968) Kuvaterner volkanik kayaçları ile yaptığı paleomanyetik çalışmada bu son jeolojik devirdeki yermanyetik alanının seküler değişimini saptamayı amaçlamıştır. Elde edilen sonuçlar, Brunhes ve Matuyuma jeomanyetik devirleri için bulunan kutup pozisyonlarının günümüzdeki kutup pozisyonuna % 95 oranında uygunluk sağladığını göstermektedir.

Türkiye'de kaya manyetizması ve dolayısıyla paleomanyetizma çalışmalarının bize özgü tarihi, o zamanki adıyla, İstanbul Üniversitesi Jeofizik Kürsüsü bünyesinde kurulan "Alternatif Alan Temizleme Sistemi" ile başlamıştır Orbay (1975). Bundan önceki çalışmalar ya yabancı araştırmacılar tarafından ya da yurtdışı olanaklarından yararlanan Türk araştırmacılar tarafından yapıldığı için yüzde yüz yerli değildir.

Jeofizik Kürsü'sünde kurulan Paleomanyetizma Laboratuvarında, Orbay (1976) Türkiye'de bu konuda yapılan ilk doktora düzeyinde çalışma yaparak Varto, Kızılırmak ve Bolu yörelerinden topladığı Alt ve Üst Kretase ile Eosen yaşlı volkanik kayaçlarla yaptığı çalışması ile Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun güneyinde kalan Anadolu Levhasının Kretase'den günümüze kadar duraylı Avrupa'ya göre saatin tersi yönünde 50 derecelik ve Üst Kretase-Eosen zamanından günümüze yine saatin tersi yönünde 30 derecelik döndüğü sonucunu saptamıştır.

Tonger (1978) Galatya masifi üzerine yaptığı Paleomanyetizma çalışmalarında elde ettiği sonuçları çeşitli kara parçalarından elde edilen sonuçlarla ve daha önce yapılan çalışmalarla karşılaştırdığında, çalışılan bölgede rotasyonel levha hareketlerinin Oligosen içerisinde son bulduğunu ve bugünkü konumunu aldığı sonucuna ulaşmıştır.

Orbay ve Bayburdi (1979), Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Kuzeyi ile doğu Karadeniz kıyısı arasında kalan Mesudiye bölgesinden topladıkları Üst Kretase ve Eosen yaşlı tuf ve damar kayaçlarından elde edilen kutup pozisyonlarını Türkiye'de daha önce yapılan çalışma sonuçları ile birlikte inceleyerek bu jeolojik devirler içinde Türkiye'nin Üst Kretase'den günümüze kadar Avrupa'ya göre saatin tersi yönünde 40-45 derece dönmüş olduğunu saptamışlardır.

Paleomanyetizma ve Kaya Manyetizması paralelinde araştırma yapmak üzere İTÜ ve Kandilli Rasathanesi işbirliği ile KANTEK Paleomanyetizma Laboratuvarı 1974 tarihinde kurulmuştur.

Sanver ve Ponat (1980, 1981) bu laboratuvarın olanaklarından yararlanarak, Kırşehir Masifi'nin kuzey kenarı üzerinde yer alan üst Kretase ve Eosen (Lutesyen) magmatiklerinden toplanan örneklerini kullanarak yaptıkları çalışmada Üst Kretase ve Lutesyen arasında kalan

zaman süresi içinde örneklerin toplandığı bölgenin saat ibresinin tersi yönünde 90 derece kadar döndüğünü saptamışlardır. Lutesyen'den günümüze kadar geçen zaman süresi içinde aynı bölgenin yine aynı yönde 10-15 derece döndüğü anlaşılmıştır.

Orbay (1987) Türkiye ve İran'da Üst Kretase ve Eosen yaşlı kayalar üzerine yapılmış olan çalışmaları birlikte ele alarak değerlendirmiş ve sonuçta Üst Kretase'den beri Türkiye ve İran'ın Afrika'ya göre sırasıyla saatin tersi yönünde 30-35 derece ve İran'ın da saat yönünde 45 derece dönmüş olduklarını ifade etmiştir. Bunun nedeni, Arabistan levhasının kuzeye hareketi olarak yorumlanmıştır.

Orbay ve Baydemir (1987) Hasançelebi yöresinden toplanan Üst Kretase yaşlı 36 el örnekten elde edilen kutup pozisyonunun daha önce yapılmış çalışmaların sonuçlarıyla büyük uygunluk içinde olduğunu ve sözü edilen jeolojik devir için bağıl dönme hareketinin Avrupa'ya göre saatin tersi yönünde 45-50 derece olduğunu saptamışlardır.

Sarıbudak ve diğ. (1986,1989), Batı Pontidlerin Mezozoik ve Tersiyer'deki gelişimlerine açıklık getirmek amacıyla, İstanbul çevresindeki Alt Triyas yaşlı kayalarla Ereğli ve Samsun arasında yüzeylenen Kretase ve Eosen yaşlı kayaları paleomanyetik açıdan incelemişler ve Alt Trias yaşlı mevkiilerden elde edilen eğim açılarının birbirleriyle uyum içinde olduğunu ifade etmişlerdir. Ortalama 50 derece olarak bulunan eğim açısı çalışma alanının Alt Triyas'da Lavrasya'nın güney kenarına karşılık geldiğini göstermektedir. Sapma açıları ise hem Kilyos ve hem de Gebze civarında önemli farklı dönmeler göstermektedir. Kilyos mevki saatin tersi yönünde 68 derece, Gebze ise saat yönünde ortalama 45 derece dönmüştür. Samsun'un güneyinde Alt Kretase yaşlı volkanik kayalardan elde edilen 3° lik eğim açısı ekvator civarını konumlar, sapma açısında ise dönme olmadığı görülmüştür.

Sarıbudak ve diğ. (1988) ve Sarıbudak (1989) Pontidlerin bloklu yapısının paleomanyetik verilerle saptanması amacıyla önelik çalışmalarında, Pontidlerin ada yayı voklanizmasından Alt-Üst Kretase yaşlı kayalar örnekleri toplamışlardır. Çalışma alanı güneyden Kuzey Anadolu Fayı, Kuzeyden Karadeniz ile sınırlıdır. Paleomanyetik sapma açılarının dağılımı incelendiğinde sapma açılarının kendi içinde tutarlı olduğu 4 blok gözlen-

miştir. Birincisi Kuzey Anadolu Fayı'nın yay yaptığı orta kesimin kuzeyinde, Bartın Samsun arasında saptanan paleomanyetik sapma açıları dönme yoktur. Bu dönmenin olmayışı şüphesiz bölgenin Üst Kretase-Eosen'den bu yana kuzey güney sıkıştırma kuvvetinin etkisi altında kaldığını vurgulamaktadır. Ayrıca, bölgedeki kıvrım eksenleri ve bindirmenin gidişinin doğu-batı olması paleomanyetik verileri destekler niteliktedir. İkinci, Sinop Yarımadası'nda saptanan sapma açıları bu yarımada saatin tersi yönünde 20 derece dönmüş olduğunu göstermektedir. Bu dönmenin yarımada kuzeyden ve güneyden sınırlayan fayların etkisiyle olduğu sanılmaktadır. Üçüncüsü, saatin tersi yönünde 20 derece dönen diğer bir blok da Bartın'ın doğusunda Ereğli, Devrek ve Bolu yöreleridir. Bu bölgede tektonik hatlar kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanırlar. Dördüncü bloğun sınırı yaklaşık Samsun, Gümüşhane arasındadır. Bu blok saatin tersi yönünde ortalama 30 derece dönmüştür.

Sarıbudak (1989a,b,c) Karadeniz'in Üst Kretase'de açılmış bir adayı arkası havza mı yoksa Erken Mezozoik okyanusunun bir kalıntısı mı olduğunu araştıran bir inceleme yayınlamıştır. Bu incelemeye göre, Karadeniz çevresindeki paleomanyetik veriler bölgenin jeolojik gelişimi ile ilgili hipotezleri test etmek amacıyla değerlendirilmiştir. Doğu Avrupa platformunun (DAP) güney kenarı (Bulgaristan, Kırım) Üst Jura'da 39 derece paleoenleminde bulunurken, Pontidler Üst Jura, Alt Kretase'de 10-15 derece paleoenleminde konumlanırlar. Yine aynı dönemde büyük Kafkas bölgesi yaklaşık 25 derece paleoenleminde, Üst Kretase-Eosen döneminde ise Pontidler, 23 derece paleoenleme hareket ederken DAP'nun güney kenarı yaklaşık Üst Jura'daki konumunu korumuştur. Büyük Kafkaslar ise bu dönemde (Konrasiyen) DAP ile çarpışarak Avrasya'ya dahil olurlar. Pontidlerle Avrasya'nın güney kenarı arasındaki uzaklık gerek Jura gerekse Üst Kretase'de en azından bir kaç bin kilometredir. Ayrıca, Pontidlerden elde edilen paleomanyetik kutup pozisyonları Avrasya yerine Afrika kutup pozisyonları ile uyumludur. Diğer bir değişle, Pontidlerin Jura ve Kratese'de Avrasya'ya ait olduğu yaygın görüşünü paleomanyetik veriler desteklemez. Bu incelemenin sonucu Karadeniz'in Pontid Adayayı arakası (back arc basin) olmayıp aksine Karadeniz'in Avrasya ve Afrika kıtaları arasında Mezozoik ve öncesinde (?) varlığını sürdürmüş olan eski bir okyanus kalıntısı olduğu savını destekler niteliktedir.

Sarıbudak ve diğ. (1989), Batı Pontidlerde Alt Triyas ve Orta Triyastan elde edilen paleomanyetik verinin ön sonuçlarını yayınlamışlardır. Bu yayında; karakteristik mıknatıslanma, üç ayrı mevkiiden alınan 41 örnekten türetilmiş olarak 50 derece ortalama eğim açısı değerine sahip olduğunu göstermektedir. Bu üç mevkinin sapma açıları ile İstanbul'un kuzeyinde yer alan Gümüşdere mevki saatin tersi yönünde 68 derecelik dönmeye sahiptir. Buna karşın İstanbul'un güneyindeki Tavşancıl ve Denizköy ortalama saat yönünde 40 derece dönmüştür.

Kissel ve Poisson (1986, 1987)'in yaptıkları paleomanyetik çalışma sonucu, sırasıyla Langhian'dan ve Eosen'den beri Isparta dirseğinin batı kanadında saatin tersi yönünde 30° ve doğu kanadında saat yönünde 40° dönmeler elde edilmiştir.

Evans ve diğ. (1990) kalıntı mıknatıslanmaların, duraylı bileşenlerini, Batıda Kocaeli Yarımadası'ndan doğuda Zonguldak-Bartın bölgesini içerecek biçimde İstanbul Nap'ı üzerindeki 12 mevkiiden 9'unun örneğini Paleozoik'ten almışlardır. Rotasyon miktarı, bölgenin kompleks yapısal tarihini yansıtan Kocaeli Yarımadası ve Zonguldak-Bartın yakınındaki kesimde değişmektedir. Gözlenmiş dönmeler, önerilen Paleozoik, Mezozoik levha tektoniği modelleri ile açıklanmaktadır.

Beyhan (1992), Kretase ve Eosen yaşlı 22 el örneği ile yaptığı çalışmada, Pontidlerin Üst Kretase'de 17 derece kuzey enleminde bulunduğunu ve günümüze kadar kuzeye doğru itilerek bugünkü konumunu aldığı sonucuna erişmiştir.

Orbay ve diğ. (1993a, b), Batı Anadolu'nun tektonik gelişimine ve ortaya konacak tektonik modellere temel oluşturacak olan paleomanyetik sonuçları, bölgenin yaygın Neojen volkanizması üzerinde 45 sahadan, 152 yönlendirilmiş el örneği olarak gerçekleştirmişlerdir. Duraylı örneklerden elde edilen kalıntı mıknatıslama doğrultularının Çandarlı-Soma-Dursunbey hattının kuzeyinde Balya civarı hariç, saatin teri yönünde ortalama 30 derecelik bir dönme gösterdiği bulunmuştur. Ayrıca, Foça'dan Ayvalık'a doğru mıknatıslanma doğrultularında saat yönünden saatin tersi yönüne olan değişim Pliyosen'de Edremit Körfezi'nin açılımı ile açıklanmaktadır.

Batı Anadolu'da elde edilen farklı eğim açıları bölgenin kuzeye doğru hareketini göstermekle birlikte genişleme rejimi etkisi altında, listrik faylarla oluşan blok-

ların farklı eğimlere sahip olmasından kaynaklanmaktadır. Aynı bölge'de daha önce yaptığı çalışmasında Kissel (1986), Biga Yarımadasının kuzeyindeki mevkiilerden elde ettiği mıknatıslanma doğrultularında önemli bir dönmelerin olmadığı ifade etmektedir. Orbay ve diğ. (1993a,b) tarafından ise aynı bölgedeki iki mevkiiden elde edilen kalıntı mıknatıslanmaların saatin tersi yönünde 28 ve 34 derece dönme gösterdiği saptanmıştır. Karaburun ve İzmir civarı için Lauer (1984) saat yönü ve saatin tersi yönünde dönmelerin olduğunu ifade etmelerine karşın Orbay ve diğ. (1993a, b) saat yönünde dönmelerin olduğunu ifade etmişlerdir. Genel bir sonuç olarak, Orbay ve diğ. (1993a, b) bu bölgede paleomanyetik verilerin saat ve saatin tersi yönünde önemli dönme hareketleri gösterdiklerini bunu da Ege genişleme rejimi sırasında oluşan küçük blokların dönme hareketine bağlamışlardır. Ayrıca yermanyetik dipol alanın bu bölge için beklenen eğim açısı değerinin yaklaşık 58 derece olduğunu, fakat Miyosen volkanik kayalardan elde edilen eğim açısı değerlerinin beklenenden düşük ve yüksek çıkmasını "Hanging Wall" bloklarının birbirlerine göre bağlı düşey hareketleri ile açıklamaktadırlar.

Orbay ve diğ (1995) ve İşseven ve diğ. (1995), Batı Anadolu'nun tektonik evrimine açıklık getirmek amacıyla, Çanakkale-Foça arasında kalan ve doğuda Bergama hizasından sınırlanan çalışma alanından aldıkları Üst Oligosen, Alt-Orta Miyosen ve Üst Miyosen yaşlı örneklerden Kuzeybatı Anadolu'nun Neojen'den bu yana saatin tersi yönünde döndüğünü ve bu dönme sırasında Edremit Körfezi'nin Kuzey ve güney kesimindeki levhaların birbirlerine göre farklı hızla hareket etmesi sonucu Edremit Körfezi'nin açıldığı kanısına varmışlardır.

Karavul (1995) Güneydoğu Anadolu'nun paleomanyetizmasını incelediği çalışmada aşağıdaki sonuçları elde etmiştir: Anatolid'ler üzerinde bulunan Yozgat ve Yıldızeli (Sivas) bölgelerinin Eosen'den günümüze kadar, saatin tersi yönünde sırasıyla 24° ve 12° döndükleri saptanmıştır. Anatolidler üzerinde bulunan Şarkışla bölgesinin Paleosen'den günümüze kadar saatin tersi yönünde 29°, Nevşehir bölgesinin ise Üst Miyosen'den günümüze kadar yine aynı yönde 19° dönmüş olduğu saptanmıştır. Torid'ler üzerinde yer alan Divriği (Sivas) bölgesi Eosen'den günümüze saatin tersi yönünde 29°, Darende-Balaban (Malatya) bölgesi ise Orta Miyosen'den günümüze kadar aynı yönde 51° dönmüştür. Torid'ler üzerinde bulunan Şarkışla-Adatepe (Sivas)

bölgesinin Pliyosen'den günümüze saatin tersi yönünde 17° döndüğü saptanmıştır. Arabistan levhası üzerinde bulunan Yavuzeli (Gaziantep) bölgesinden elde edilen paleomanyetik verilerden levhanın Üst Miyosen'den günümüze kadar saatin tersi yönünde 35° döndüğü ve yılda ortalama 4.1 cm lik bir hareket miktarı ile kuzeye doğru hareket ettiği saptanmıştır.

Tatar ve diğ. (1995), Kuzey Anadolu Fay Zonu ile ilişkili Niksar bölgesi içinde ve yakınında paleomanyetik çalışmalarıyla kıtasal deformasyonu incelemişlerdir. İncelenen kaya formasyonları 1) Geç Kretase yaşlı kırmızı kireçtaşları 2) Eosen yaşlı mafik lavlar 3) Kuzey Anadolu Fay Zonu içindeki Niksar Pull-Apart havzasından alınan Pliyosen-Kuarterner yaşlı volkanik kayalardır. Afrika ve Arap levhalarının görünür kutup dolanım eğrilerinden hesaplanan referans paleo-alan yönleri ile karşılaştırmalar bölgesel ve lokal iki ölçekte tektonik dönmelere işaret etmektedir.

Orbay ve diğ. (1997a ve b, 1998), Güney Trakya ve Kuzey Biga Yarımadası üzerinde yaptıkları paleomanyetik çalışmada, Oligosen yaşlı örneklerden saptanan küçük dönmenin, Biga ve Çanakkale Yarımada- larındaki Alt Miyosen mevkillerinde görülen saatin tersi yönündeki ortalama 38° 'lik dönme etkisi ile oluştuğu ve bu etkinin giderilmesi durumunda Oligosen yaşlı örneklerin aslında saat yönünde 40° 'lik dönmeye sahip oldukları sonucuna ulaşmışlardır. Trakya'daki Üst Miyosen yaşlı kalıntı mıknatıslanma doğrultularında saat ve saatin tersi yönünde görülen dönmelerin bölgedeki sıkışma ve genişleme alanlarının varlığından kaynaklandığı ifade edilmiştir. Ganos dağı ile Korudağ bölgesinde sıkışma ve genişleme alanları birbirinin tersi yönünde olduğundan oluşan kuvvet çifti, Korudağ Antiklinalinin saatin tersi yönünde dönmelerini sonuçlandırmıştır. Hisarlıdağ yükseliminde ise bunun tersi söz konusu olduğundan bölge saat yönünde dönme göstermektedir.

Orbay ve diğ. (1997a,b) Saros Körfezi'nin açılmasına yönelik paleomanyetik kanıtlar sunmuşlardır. Orbay ve diğ. (1998) çalışmalarında, Batı Anadolu bölgesinden elde ettikleri çok daha geniş bir alandaki paleomanyetik veriler ile kıyı kesimlerinde etkisi açıkça görülen genişleme rejiminin bölgenin iç kesimlerinde nereden başladığını belirlemeye yönelik çalışmışlardır. Bu çalışmalardan elde edilen veriler ışığında Batı Anadolu'nun Balıkesir-Demirci ve Fethiye-Burdur hatları ara-

sında kalan bölgenin Karlıova benzeri bir yapıyla genişleme gösterdiği ve bu genişlemenin Üst Miyosen sonları veya Pliyosen'de geliştiği ifade edilmektedir.

Platzman ve diğ. (1998) Orta Anadolu Neojen volkanizmasına ait paleomanyetik ve jeokronolojik çalışmaları sunmuşlardır. Bu çalışmaları sonucunda, son 10-12 My'luk periyotta bu bölgede saatin tersi yönünde dönmenin olduğunu saptamışlar ve bunun sonucu, Anadolu ile Arap levhalarının Bitlis Suture zonu boyunca çarpışmasının bir sonucu olarak yorumlamışlardır.

Gürsoy ve diğ. (1998), Karaman ve Karapınar volkanik bölgelerinden aldıkları yaşları Miyosen'den günümüze kadar olan zaman aralığını kapsayan örnekler üzerine Torid orejeni ile sınır olan deformasyonları çözmek amacı ile paleomanyetik ve kaya manyetizması çalışmaları yapmışlardır. Karaman Volkanik kompleks'in net saatin tersi yönünde $5.7 \pm 6.9^\circ$ 'lik bir dönme gösterdiğini, Karapınar Volkanik alanının (Brunhes epokuna ait) $23.1 \pm 12.0^\circ$ dönme gösterdiğini, Karacadağ Volkanik Kompleksinin (Geç Miosen-Pliosen) ve Hasandağ altındaki Orta Miyosen lavların $-8.1 \pm 5.9^\circ$ ve $-16.4 \pm 8.9^\circ$ dönme gösterdiği sonucuna ulaşmışlardır. Bu sonuçları, dönme miktarlarının (tektonik kaçışın neden olduğu kabuksal incelleme nedeniyle) Pliyosen sonrası zamanlarda ivmelendiği şeklinde yorumlamışlardır.

Özçep (1999) Anatolid kuşağı boyunca Neojen volkanizmasının paleomanyetizmadaki izleri ve bölgenin tektonik evrimine katkılarını incelemiştir. İnceleme alanı Anatolid kuşağının (İç Batı Anadolu'nun ve Orta Anadolu'nun Afyon Bölgesi, Nevşehir Bölgesi, Hasandağ-Melendiz Dağı, Karadağ-Karacadağ-Karapınar Bölgesi) bazı kesimlerini kapsamaktadır. Afyon bölgesi volkanizmasından alınan Pliyosen yaşlı örneklerin kalıntı mıknatıslanmalarının sapma açısı değerlerinin ortalama- ları sırasıyla saatin tersi yönünde olmak üzere 20° ve 39° bulunmuştur. Aynı bölgeden alınan daha yaşlı (Miyosen) MT lokasyonu gene saatin tersi yönünde ortalama 55° 'lik bir dönme göstermektedir. Nevşehir bölgesi volkanizmasından alınan Plio-Kuarterner yaşlı örnekler, sırasıyla saatin tersi yönünde ortalama 18° ve 7° dönme gösterirken, gene aynı bölgeden alınan Üst Miyosen yaşlı Ağılı-Çakılı birimi gene saatin tersi yönünde ortalama 26° 'lik bir dönme sergilemektedir. Hasan Dağı-Melendiz Dağı bölgesi volkanizmasının iki farklı lo-

kasyonundan alınan Pliyosen-Kuarterner yaşlı örneklerde, sırasıyla saatin tersi yönünde ortalama 13° ve ortalama 11° dönmeler gözlenmiştir. Karadağ Volkan sahasından alınan Pliyosen yaşlı birimlerdeki elde edilen dönme saatin tersi yönünde ortalama 6° 'dir. Karapınar yöresinde Plio-Kuarterner yaşlı çok genç volkanik oluşuklardan alınan örneklerden elde edilen değer saatin tersi yönünde ortalama 22° 'dir. Karacadağ yöresinden (11,9 My) alınan örnekler saatin tersi yönünde ortalama 18° lik bir dönme gösterirler. Bölge için elde edilen sapma açıları ortalamaları genel olarak değerlendirildiğinde, bu değerlerin bölge için beklenen sapma açısı ortalamalarının biraz üzerinde çıkması; değerlerin lokal tektonik olaylardan etkilendiği ve/veya bölgenin genel olarak çok genç (güncel) bir süreçte çok hızlı bir deformasyon süreci geçirdiğinin kanıtı olabilirler biçiminde yorumlanmaktadır. Bölgede elde edilen tüm Neojen yaşlı verilere bakıldığında, genel olarak, bölgede saatin tersi yönündeki dönmelerin egemen olduğu göze çarpmaktadır. Bu da Anadolu bloğunun batıya kaçışının bir göstergesi olarak yorumlanmıştır.

Orbay ve diğ. (1999, 2000); Karaburun Yarımadası ve civarının tektonik gelişimine açıklık kazandırmak amacıyla, bölgeden aldıkları kayaç örnekleri üzerine paleomanyetik çalışma yapmışlardır. Alt ve Üst Miyosen verilerinden elde edilen sonuçlara göre, Bölgenin Alt Miyosen'den günümüze kadar saat yönünde ortalama olarak $40-45^\circ$ ve Üst Miyosen'den de günümüze yaklaşık olarak saatin tersi yönünde ortalama 45° döndüğü ifade edilmiştir. Dönme miktarlarında görülen bu farklılık bölgenin Üst Miyosen'de Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisiyle birlikte Anadolu Bloğu'nun batıya kaçışı ve Ege bölgesi N-S genişleme rejimi etkisi altında kalarak bölgenin çok aktif tektonik hareketlere maruz kalması ile açıklanmış ve bunun yanı sıra, İzmir Körfezi; Karaburun Yarımadası'nın kuzeybatı yönünde bulunan NW-SE yönlü normal faylanma ile herhangi bir dönmeye maruz kalmadan güneybatıya doğru kayması ile açıklılabileceği ifade edilmiştir.

Ülkemizde paleomanyetizma ve kaya manyetizmasının genel olarak ilkeleri ve çeşitli uygulama örnekleri için standart kitaplar Orbay (1980), Özdoğan ve diğ. (1986) ve Sanver (1992)'ye bakılabilir.

PALEOMANYETİZMADA GÜNCEL DURUM

Paleomanyetizma kara kütlelerinden alınan kayaç örneklerinin incelenmesiyle kara kütlelerinin milyonlarca yıllık jeodinamik gelişiminin anlaşılmasına nicel bir kanıt sağlamış, diğer taraftan da özellikle Ay yüzeyinden alınan örneklerin incelenmesiyle yapısı ve evrimi konusunda önemli katkılar elde edilmiştir.

Paleomanyetik Laboratuvarlar, Oxford Üniversitesi, Caltech, Münih Üniversitesi, IGP ve benzeri pek çokları gibi dünyanın saygın üniversiteleri ve bilim kuruluşlarının vazgeçilmez laboratuvarları haline gelmiştir. Dünya çapında 30.000'i aşkın bilim insanının üyesi bulunduğu Amerikan Jeofizik Birliği, Geomagnetism ve Paleomagnetism Section'ı ile bilimsel toplantılar düzenleyerek senede iki kez (ilkbahar ve güz) paleomanyetizma konusunda yapılan son çalışmaların sunulduğu/tartışıldığı standart bir forum haline gelmiştir. Benzer şekilde, Avrupa Jeofizik Kurumu (European Geophysical Society), Katı Yerküre Section'ı içinde Paleo-Kaya Çevre Manyetizmaları birimini kurmuş ve bu birim her yıl yapılan Genel Kurulda paleomanyetizma, kaya manyetizması ve çevre manyetizması konusunda yapılan çalışmalarının sunulduğu/tartışıldığı ortam olmuştur. Paleomanyetizma konusunda çeşitli bilimsel çalışmalar "Journal of Geophysical Research, Geophysical Journal International, Tectonophysics, Tectonics ve benzeri gibi dergilerde kendine yer bulabilmektedir.

Dünyadaki gelişim sürecinden ülkemiz de olumlu yönde nasibini almıştır. Son yıllarda yapılan çalışmaları proje bazlı çalışmalar, bölgesel çalışmalar ve yüksek lisans ile doktora düzeyinde yapılan çalışmalar olarak sınıflandırılabilir. Proje bazlı çalışmalar genellikle ya Üniversitelerin Araştırma Fonları ya da TÜBİTAK destekli projeler şeklinde olmuştur. TÜBİTAK içinde oluşturulan çeşitli programlar, örneğin Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı gibi programların da paleomanyetizmanın ülkemizdeki gelişimine olumlu yönde katkıları olmuştur. Son yıllarda yapılan paleomanyetik çalışmalarda dikkati çeken önemli bir özellik te bölgesel jeodinamik evrimi açıklamaya yönelik çalışmalar olmuştur. Bu çalışmalara örnek olarak Batı Anadolu'da yapılan paleomanyetik çalışmalar verilebilir. İstanbul Üniversitesi ve İTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümlerinin Batı Anadolu'nun tektonik gelişimini ortaya koymak üzere ortak olarak yürüttükleri paleomanyetik projeler bu yönde çok olumlu örnekler olarak durmaktadır. Ayrıca,

Cumhuriyet Üniversitesi'nin Liverpool Üniversitesi Jeomanyetizma Laboratuvarı ile ortaklaşa yürüttükleri projeler de bir diğer önemli örnek olarak sayılabilir. Yüksek Lisans ve Doktora düzeyinde gerek İstanbul Üniversitesi'nde ve gerekse İTÜ ve Boğaziçi Üniversitesinde yapılan çalışmalarla İç Batı Anadolu, Orta Anadolu, Güneydoğu Anadolu gibi bölgelerde son yıllarda yapılan akademik düzeyde çalışmalar adı geçen bölgelelerin jeodinamik gelişiminin açıklanmasına yönelik net nicel kanıtlar sağlamıştır.

PALEOMANYETİZMA: GELECEK

Paleomanyetizma dünyada özellikle sedimentler üzerine yapılan son yıllarda gelişen çok duyarlı kalıntı mıknatıslanma ölçümleriyle yeni bir boyut kazanmıştır. Uzun bir süre sadece volkanik örneklerle mahkum olan ve sadece onların kalıntı mıknatıslanmalarını ölçebilecek teknolojiye sahip bulunan paleomanyetizma çalışanları, yakın zamanlarda sedimanlar gibi bir zamanlar ölçemedikleri çok zayıf kalıntı mıknatıslanmalara sahip materyalleri artık ölçebilecek bir teknolojiye ulaşmışlar ve gelişimin sonucu dünyada sediment manyetizması konusunda yapılan çalışmalarda yoğun bir artış gözlenmiştir. Sediment manyetizması üzerine yapılan çalışmalar yeni bir paleomanyetizma disiplini Çevre Manyetizması'nı (Environmental Magnetism) oluşturmuştur. Bu gelişimin sonucu olarak, Çevre Manyetizması tüm bilimsel toplantıların ayrı bir oturumu olarak yerini almış ve bölgesel olarak jeolojik havza analizinden lokal olarak göl kirlenmelerine kadar çok geniş bir aralıkta uygulanmış ve ilk meyvelerini vermeye başlamıştır.

Bu son derece ileri alet teknolojisi gerektiren gelişim, Türkiye'deki Paleomanyetik Laboratuvarların ancak volkanik örnekleri ölçebilecek düzeyde olması nedeniyle, henüz Türkiye'ye yansımamıştır. Paleomanyetizmanın gelişimi Türkiye'de -dünyada da olduğu gibi- iki yönlü olacaktır: Birincisi mikro düzeyde mineral ve kayaç fizığının anlaşılmasına yönelik olarak yapılan çalışmalardan gelebilecek katkı - ki bu yapılan bir kaç çalışma dışında ihmal edilmiş bir konudur- , ikincisi ise makro ölçekte Türkiye'nin içinde bulunduğu jeodinamik sistemin getirdiği sorunlara karşı paleomanyetizmanın getirdiği ve gelecekte getireceği katkıdır. Bu son durum da kendi içinde iki ana bölümde incelenebilir: ilki volkanik

kayaçların incelenmesi ile elde edilecek bilimsel sonuçlar, ikincisi ise teknolojik olanaksızlıklar nedeniyle bugün henüz yapılamayan sediment manyetizması çalışmalarıyla gelecek katkıdır. Sediment manyetizması ya da çok zayıf materyallerin kalıntı mıknatıslanmalarının ölçülmesi, lokal olarak çevre sorunlarından bölgesel olarak havza analizlerine kadar (örneğin bu ölçümlerle Marmara Denizi'nin oluşumunun nicel bir temele oturulması) çok geniş aralıkta bilimsel katkılar sağlayacağına kuşku yoktur.

SONUÇLAR

Paleomanyetik teknikler mekansal boyutta üç ana grup çalışmaya sınıflandırılabilir:

- a) Mikro (atomik) ölçekte yapılan çalışmalar
- b) Yerküre ölçeğinde yapılan çalışmalar
- c) Uzak ölçeğinde yapılan çalışmalar

Volkanik örneklerle uzun bir dönem çalışmalarını sürdüren paleomanyetikçiler, yakın zamanlarda sedimanlar gibi bir zamanlar ölçemedikleri çok zayıf kalıntı mıknatıslanmalara sahip materyalleri artık ölçebilecek bir teknolojiye ulaşmışlar ve gelişimin sonucu paleomanyetizmada yeni bir bilimsel ufuk açılmıştır.

Paleomanyetizmanın kazandığı bu yeni durum, bölgesel olarak jeolojik havza analizinden, jeodinamik evrim, lokal olarak göl kirlenmelerine vb çalışmalara çok geniş bir aralıkta uygulanabilir ve sonuçları alınabilir.

Bu ileri alet teknolojisi gerektiren gelişim, Türkiye'deki Paleomanyetik Laboratuvarların ancak volkanik örnekleri ölçebilecek düzeyde olması nedeniyle, henüz Türkiye'ye yansımamıştır.

Paleomanyetizmanın gelişimi Türkiye'de -dünyada da olduğu gibi- iki yönlü olacaktır: Birincisi mikro düzeyde mineral ve kayaç fizığının anlaşılmasına yönelik olarak yapılan çalışmalardan gelebilecek katkı - ki bu yapılan bir kaç çalışma dışında ihmal edilmiş bir konudur- , ikincisi ise makro ölçekte Türkiye'nin içinde bulunduğu jeodinamik sistemin getirdiği sorunlara karşı paleomanyetizmanın getirdiği ve gelecekte getireceği katkıdır. Bu son durum da kendi içinde iki ana bölümde incelenebilir: ilki volkanik kayaçların incelenmesi ile elde edilecek bilimsel sonuçlar, ikincisi ise teknolojik

olanaksızlıklar nedeniyle bugün henüz yapılamayan sediment manyetizması çalışmalarıyla gelecek katkıdır.

Bu nedenle, sediment manyetizması ya da çok zayıf materyallerin kalıntı miknaslanmalarının ölçülmesi yönündeki paleomanyetik çalışmalara Türkiye bir an önce başlamalı ve bu yönde bilimsel projeler oluşturmalıdır. Bu türden çalışmalarla, örneğin ülkemizin yoğun bir depremselliğini barındıran sedimentler bir havza olarak ta düşünülebilir Marmara Denizi'nin oluşumunun nicel bir temele oturtulması olanaklı hale gelir ve gelecekteki olası davranışlarının kestirilmesine olanak sağlayabilir. Bu çalışmalar sadece Marmara özelinde değil, bugüne kadar incelenmemiş sedimentler manyetizma çalışmaları için bakir bir alan olan Türkiye genelinde her bölgeye uygulanabilir.

KAYNAKLAR

- Aitken, M. 1958, Magnetic dating, *Archeometry*, 1, 16-20.
- Bayburdi, A. 1978, Kuzeybatı İran'ın paleomanyetizması, İ.Ü. Fen Fak., Jeofizik Böl. (Dok. Tezi), İstanbul.
- Beyhan, G. 1992, Havza ile Ladik arasında bölgenin paleomanyetizması, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Anabilim Dalı (Yük. Lisans Tezi), İstanbul.
- Boyle, R. 1691, Chymico Magnetical Experiments And Observations, In *Experimenta & Observationes Physicae*, London, Chapter 1.
- Butler, R.F. 1992, *Paleomagnetism: Magnetic Domains To Geologic Terranes* Blackwell Science Inc.
- Chevallier, R. 1925, L'aimantation des laves de l'etna et l'orientation de champ terrestre en Sicile de X^{VI}e Au X^{VII}e siècle, *Ann. Phys.* 4, 5-162.
- Colinson, D. W. 1983, *Methods in Paleomagnetism And Rock Magnetism*, Chapman And Hall, London, P.500.
- Colinson, D. W. Creer, K.M. and Runcorn, S.K., 1967, *Methods in Paleomagnetism*, Elsevier Pub., London.
- Colinson, D. W. and Runcorn, S.K. 1960, Polar wandering and continental drift, evidence from paleomagnetic observations in the United States, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71, 915-958.
- Cox, A. 1973, *Plate Tectonic And Geomagnetic Reversals*, Freeman Comp.
- Cox, A. and Doel, R.R. 1950, Review of paleomagnetism, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 71, 645-768.
- Creer, K.M. Irving, E., Nairn, A.E.M., and Runcorn, S.K. 1958, Paleomagnetic results from different continents and their relation to the problem of continental drift., *Ann. Geophys.* 15, 492-501.
- David, P. 1904, Sur la stabilité de la direction d'aimantation dans quelques roches volcaniques, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 138, 41-42.
- Dellese, A. 1849, Sur le magnétisme polaire dans les minéraux et dans les roches, *Ann., Chim. Physique*, 25, 194-209.
- Evans, I. S., Hall, A.S., Carman, M.F., Senalp, M. and Coskun, S. 1982, A paleomagnetic study of the Bilecik limestones (Jurassic) Northwestern Anatolia, *Earth Planet. Sci. Lett.* 61, 199-208.
- Evans, I., Hall, A.S., Sarıbudak, M. and Akyol, A. 1990, Preliminary paleomagnetic results from Paleozoic rocks of İstanbul-Zonguldak region, AGU Fall Meeting, San Francisco, USA.
- Fisher, R.A. 1953, Dispersion on a sphere, *Proc. R. Soc. A* 217, 295-205.
- Folgerhaiter, G. 1894, 1895, Origine del magnetismo nelle rocce vulcaniche del Lazio Et Al. *Atti. D. Reale Accad. Lincei*, 3, 53, 117, 165, 4, 78, 203.
- Folgerhaiter, G. 1899a, Sur les variations seculaires de l'inclinaison magnetique dans l'antiquité, *J. Phys.*, 8, 5-16.
- Folgerhaiter, G. 1899b, Sur les variations seculaires de l'inclinaison magnetique dans l'antiquité, *Archives Scie. Phys. Naturelles*, 8, 660.
- Grabovsky, M.A. 1953, Thermoremanent magnetism of rocks, *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz.*, No.3, 214-224.
- Granar, L. 1958, Magnetic measurement on Swedish varved sediments, *Arkiv. F. Geofysik*, 3, 1-40.

- Gregor, C.B., and Zijdeveld, J.D.A. 1964, The magnetism of some Permian red sandstone from North Western Turkey, *Tectonophysics*, 1, (4), 289.
- Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Tatar, O. and Mesci, L. 1998, Palaeomagnetic study of the Karaman and Karapınar volcanic complexes, Central Turkey: Neotectonic rotation in the south-central sector of the Anatolian Block, *Tectonophysics* Vol. 299 (1-3) Pp: 191-211.
- Hess, H. H. 1962, History of ocean basins, In *Petrological Studies: A Volume In Honor Of A. F. Buddington* (Eds. Engels Et Al.), Geol. Soc. Amer., New-york Pp. 599-620.
- Hospers, J. 1951, Remanent magnetism of rocks and the history of geomagnetic field, *Nature*, 168, 1111-1112.
- Humboldt, A. Von 1797, Über die merkwürdige magnetische polarität einer gebirgskuppe von serpentinstein, *Greuneeus J: Physik*, 4, 136-140.
- Irwing, E. 1964, Paleomagnetism and Its Applications to Geological and Geophysical Problems, John Wiley And Sons. Inc.
- İşseven, T., Tapırdamaz, M.C., Özçep, F., Hısarlı, M., Orbay, N. ve Sanver, M. 1995, Kuzeybatı Anadolu'nun tektoniği ve paleomanyetik sonuçlar, *Nezihi, Canitez Sempozyumu*, İTÜ, İstanbul.
- Johnson, E.A., Murphy, T. and Torreson, O.W. 1948, The prehistory of Earth's magnetic field, *Terr. Mag. Atmos. Elect.*, 53, 349-372.
- Karavul, C. 1995, Güneydoğu Anadolu bölgesinin paleomanyetizması, Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Kato, Y. and Nagata, T. 1949, On the secular variation in geomagnetic declination in the historic time of Japan, *Proc. 7th Pacific Sci. Cong.*, 2, 562-564.
- Khranov, A.N. and Shoplo, L.Y. 1967, Synoptic Tables of USSR Paleomagnetic Data, *Trans. E.R. Hope from Paleomagnetism*.
- Kissel, C. 1986, Apport Du Paleomagnetisme A La Comprehension De L'evolution Geodynamique Tertiaire Du Domaine Egeen De L'epire A L'anatolie Occidentale, /Le Grade De Docteur Es Sciences), A L'universite De Paris Sud Center D'orsay.
- Kissel, C. ve Poission, A. 1986, Etude paleomagnetique preliminaire des formations Neogenes du bassin D'Antalya (Taurides Occidentales, Turquie), *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302(10), 711-716.
- Kissel, C. and Poission, A. 1987, Etude paleomagnetique preliminaire des formations Cenozoiques Bey Dağları (Taurides Occidentales, Turquie), *C.R. Acad. Sci. Paris*, 304(8), 343-348.
- Laj, C., Jamet, M., Sorel, D. and Valente, J.P. 1982, First paleomagnetic results from Mio-Pliocene series of the Hellenic sedimentary arc, *Tectonophysics*, 86, Pp: 45-67.
- Lauer, J. P. 1984, Geodynamic evolution of Turkey and Cyprus based on paleomagnetic data, *The Geological Evolution Of The Eastern Mediterranean*, Eds: Dixon, J.E. And Robertson, Spec. Publ. Geol. Soc., London, A.H.F., 17, P:483.
- Mason, R.G. 1958, A magnetic survey of the west coast of the United States between latitudes 32 and 36 N and longitude 121 and 128 W, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1, 320-329.
- McElhinny, N.W. 1973, *Paleomagnetism and Plate Tectonics*, Cambridge Univ. Press.
- McNish, A.E. and Johnson, E.A. 1938, Magnetization of unmetamorphosed varves and marine sediments, *J. Terr. Mag.*, 43, 401-407.
- Melloni, M. 1853, Du magnétisme des roches, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 37, 966-968.
- Menard, H.W. 1959, Geology of the Pacific sea floor, *Experimentia*, 15, 205-213.
- Menard, H.W. and Vacquier, V. 1958, Magnetic survey of the deep sea floor of the coast of California, *Office Naval Research, Research Rev.*, 1-8.
- Mercanton, P.L. 1918, Etat magnetique de quelques roches cuites pré-historiques, *C.R. Acad.Sci. Paris*, 166, 681.
- Mercanton, P.L., 1926, Inversion de l'inclinaison magnétique terrestre aux ages géologiques, *Terr. Magn. Atmos. Elect.*, 31, 187-190.

Pp. 251-266.

Thellier, E. 1936, Détermination de la direction de l'aimantation permanente des roches, C.R. Acad. Sci. Paris, 203, 743-744.

Thellier, E. 1937a, Sur la disparition de l'aimantation permanente des terres cuites, par réchauffement en champ magnétiques nul, C.R. Acad. Sci. Paris, 205, 334-336.

Thellier, E. 1937b, Aimantation permanente des terres cuites, C.R. Acad. Sci. Paris, 204, 184-186.

Thellier, E. 1938a, Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques, Phd. Thesis, Paris

Thellier, E. 1938b, Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques, Ann. Inst. Phys. Globe, 16, 157-302.

Tonger, S. 1978, Galatya volkanik masifinin paleomagnetizması, İ.Ü. Fen Fakültesi Jeofizik Böl. (Dok. Tezi), İstanbul.

Van Der Voo, F. 1968, Paleomagnetism and Alpin tectonics of Eurosia, Part 4, Jurassic, Cretaceous and Eocene pole positions from NE Turkey, Tectonophysics, 6, (3), 251.

Vine, F. I. and Matthews, D.H. 1963, Magnetic anomalies over oceanic ridges, Nature, 199, 947-949.

TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ İLE BURSA İLİ VE ÇEVRESİNDE ZEMİN BÜYÜTMESİ VE SÖNÜM PARAMETRELERİNİN ELDE EDİLMESİ^(*)

Determination of Amplification and Attenuation Parameters in the Bursa City and Its Vicinity Using Inversion Scheme

Nihal AKYOL¹, Aybige AKINCI^{1,2} ve Haluk EYİDOĞAN³

ÖZET

Beklenen yer hareketinin depremin büyüklüğüne ve kaynaktan olan uzaklığına bağlı olarak elde edilmesi sismik risk çalışmalarında temel teşkil etmektedir. Genel olarak problem, meydana gelen bir depremde değişik uzaklıklarda beklenen yer hareketi etkisinin ne olacağı, bölgede beklenen maksimum yer hareketinin, periyoda ve depremin süresine, deprem büyüklüğüne bağlı olarak en doğru ve sağlıklı şekilde modellenebilmesi üzerinedir. Deprem kaynağının özellikleri, deprem dalgalarının gözlem noktasına gelinceye kadar geçtiği ortamın fiziksel parametreleri, gözlem noktasındaki sığ yer yapısının fiziksel ve jeolojik özellikleri bir deprem kaydını oluşturan ve sismik risk çalışmaları için öncelikle tanımlanması gereken önemli parametrelerdir. Özellikle son yıllarda yapılan çalışmalar yeryüzünde kaydedilmiş kuvvetli yer hareketleri ile zeminin hemen altında yer alan kayada kaydedilmiş yer hareketlerinin, genlik ve frekans içeriklerinin farklı olduğunu göstermektedir. Genellikle daha genç ve yumuşak olan zeminler, pekleşmiş zeminlere veya taban kayaya kıyasla yer hareketini büyütmedirler. Deprem

ABSTRACT

Estimation of ground motion at a given distance and a magnitude is an important issue for earthquake hazard assessments in a region. A general problem is to know the expected response of ground motion at different distances and accurate modelling of expected ground motion as a function of period, duration as well as magnitude. The amounts of radiated energy from source, anelastic attenuation and near site amplification strongly effect the high frequency strong ground motion and are required to assess for seismic hazard study. Recently, many studies have demonstrated the ability of surface geologic conditions to alter observed ground motions. The younger softer soils generally amplify the ground motion relative to older and more competent soils or bedrock. All these parameters affected to seismograms give us the important knowledge about earthquake, estimation of earthquake beforehand and minimize the damage of earthquakes.

For this purpose, the non-parametric inversion scheme was applied to the digital seismograms from

¹ DEÜ, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Buca-İzmir

² Istituto Nazionale di Geofisica, Via di Vigna Murata 605, 00143 Roma-İtalya

³ İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Müh. Böl., 80626, Maslak-İstanbul

^(*) Ulusal Jeofizik 2000 Ankara Toplantısı'nda sunulmuştur.

kaydını etkileyen bu unsurlar bize; deprem, depremi önceden belirleme ve deprem hasarlarını en aza indirme çalışmalarında önemli bilgiler sağlar.

Bu amaç doğrultusunda, sismik aktivitesi yüksek ve hızla büyümekte olan Bursa ili ve çevresinde farklı jeolojik birimler üzerine kurulmuş, 6 adet ivme kayıtcı tarafından kaydedilen, 69 adet deprem (120 ivme kaydı) verisine parametrik olmayan ters çözüm yöntemi uygulanmıştır. Ters çözümün ilk aşamasında, spektral genliklerin uzaklıkla azalmasını analiz edilerek, bölgesel elastik olmayan sönümü ifade eden kalite faktörü, $Q_s=46.59f^{0.67}$ olarak elde edilmiştir. İkinci aşamada; ortam etkisi giderilmiş S-dalgası spektral genliklerine, kaynak fonksiyonu ve zemin büyütme etkisini ayırt etmek için, tekrar ters çözüm yöntemi uygulanmıştır. Farklı istasyonlardaki zemin büyütme değerleri incelendiğinde, alüvyon üzerine kurulmuş Çukurca (SCKR) istasyonunda bu değerler 1.8 Hz'de 4.0 ile maksimum değere ulaştığı görülmektedir. Uludağ masifinin derin kireçtaşı birimleri üzerinde bulunan Kaplıkaya (SKAY) ve Iğdır (SIGD) istasyonlarında ise büyütme minimum değerlere ulaşmakta ve 0.6 ile 1.4 arasında değişmektedir. Ayrıca, çalışmada her bir istasyon için yüksek frekanslardaki eğimin denetlediği, yerel soğurma (K_0) parametresi hesaplanmıştır. Sonuçlar literatürdeki sonuçlar ile uyum içindedir. Paleozoik yaşlı kireçtaşları üzerinde bulunan Iğdır (SIGD) istasyonu için K_0 değeri 0.004, Neojen yaşlı genç çökeller üzerinde bulunan Hamitler (SHMT) istasyonunun da ise 0.02 olarak elde edilmiştir.

69 local earthquakes (120 acceleration records) recorded by six seismic stations each of them deployed in a different geological site in tectonically active Bursa region. At the first step of inversion, we determined attenuation functions by analyzing the distance dependence of the spectral amplitudes and retrieved values of $Q_s=46.59f^{0.67}$. The attenuation functions including anelasticity of heterogeneous medium and geometrical spreading effect were used to correct the S-wave spectral records. At the second step, the corrected amplitudes were inverted to separate source and site response for 21 different frequencies selected between 0.5 and ~25 Hz. When we look at the amplification values at different stations, Çukurca (SCKR) deployed at young sedimentary unit, is the most important site having about 4.0 amplification value at 1.8 Hz. However, stations located on the Uludağ Mountain Massif (SKAY and SIGD), which correspond to a deep Limestone geological unit, have the smallest amplification, that values between 0.6 and 1.4. The near surface attenuation, defined K_0 as a frequency-independent attenuation factor was also estimated and the results are consistent with literature. The high frequency spectral decay parameter K_0 is found as smaller for stations located on rock, Iğdır, (SIGD, $K_0 \sim 0.004$) compared to stations located on Neogene sediment, Hamitler, (SHMT, $K_0 \sim 0.02$).

GİRİŞ

Deprem mühendisliğinin temel ve önemli konularından birisi, depremler nedeniyle yeryüzünde oluşan sismik hareketin ve buna bağlı olarak bulunan spektrumların genlik ve frekans içeriklerinin gerçeğe yakın olarak kestirilmesidir. Beklenen yer hareketinin depremin büyüklüğüne ve kaynaktan olan uzaklığına bağlı olarak elde edilmesi sismik risk çalışmalarına temel teşkil etmektedir. Deprem kaynağının özellikleri, deprem dalgalarının gözlem noktasına gelinceye kadar geçtiği ortamın fiziksel parametreleri, gözlem noktasındaki sığ yer yapısının fiziksel ve jeolojik özellikleri bir deprem kaydını

oluşturan temel öğelerdir. Bir bölgede var olan sismik riskin ortaya çıkartılması bu üç önemli olayın detaylı olarak incelenmesine bağlıdır. Kaynağa ait parametrelerin bilinmesi (kinematik; fay alanı, boyutu ve dinamik; sismik moment, stres düşümü), deprem kaynağının doğasının araştırılmasında, bölgedeki tektonik hareketin ve aktif fay hatlarının ortaya çıkartılmasında, dolayısı ile sismotektonik olarak bölgenin incelenmesi konusunda yararlı bilgiler sağlar. Ortama ait parametreler kendi içinde ortamın hız yapısı ve soğurma özellikleri olarak sınıflandırılan, iki önemli bölüme ayrılır. Sismik dalgaların bir ortamdaki soğurulması, hem yerici malzemesi-

nin elastik olmayan davranışı sonucu ortamda ilerleyen dalganın enerjisinin ısıya dönüşümünün, hem de ortamdaki saçıcı kütlelerin oluşturduğu karmaşanın bileşimi şeklinde tanımlanabilir ve dolayısı ile ortam ile ilgili önemli bilgiler içerir. Yeryüzünde kaydedilmiş kuvvetli yer hareketleri ile zeminin hemen altında yer alan kayada kaydedilmiş yer hareketleri, genlik ve frekans içerikleri bakımından farklı özellik göstermektedirler (Abercrombie 1997). Son yıllarda yapılan çalışmalar farklı zeminlerin deprem sırasında yerin sismik hareketini belirleyen önemli bir unsur olarak dikkatle incelenmesi gerektiğini ortaya koymuştur (Triantafyllidis ve diğ. 1999, Frankel ve diğ. 1999, Cultrera ve diğ. 1999, Hartzell ve diğ. 1998, Bonilla ve diğ. 1997, Harmsen 1997, Abercrombie 1997, Drawinski ve diğ. 1996, Lachet ve diğ. 1996, Theodulidis ve diğ. 1996).

Bu çalışmada; parametrik olmayan ters çözüm tekniği (Andrews 1986, Iwata ve Irikura 1986, 1988, Anderson ve Quass 1988, Bonamassa ve Muller 1988, Anderson 1991, Boatwright ve diğ. 1991, Hartzell 1992, Kato ve diğ. 1992 ve Castro ve diğ. 1990, 1995, 1996, 1997) ivme kayıtlarına uygulanmış, kaynak, ortam ve gözlem noktasındaki sığ yer yapısı, zemin özellikleri tanımlanmıştır. İlk adımda, spektral genliklerin uzaklığa bağlı değişimleri incelenerek her bir frekans için sönüm fonksiyonları elde edilmiştir. İkinci aşamada, spektral kaynak şekli ve zemine ait büyütme, ortam etkisi giderilmiş spektrumlarından elde edilmiştir, (Joyner ve Boore 1981, Castro ve diğ. 1990, Fletcher ve Boatwright 1991).

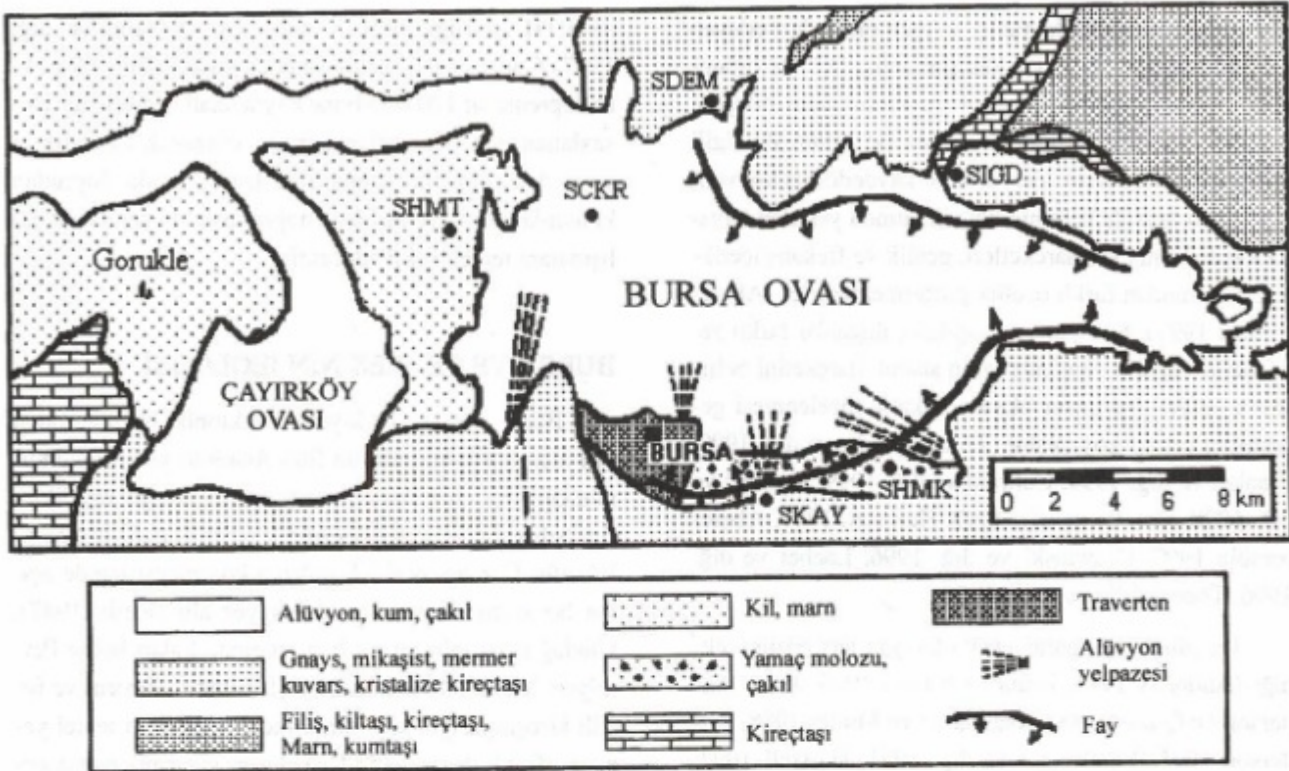
Güncel ve tarihsel veriler incelendiğinde (Sellami ve diğ. 1997, Ambraseys ve Finkel 1991) Bursa ve çevresinin deprem aktivitesinin yüksek olduğu görülmektedir. Bölge, 28 Şubat 1855'de büyük bir deprem etkisinde kalmış ve 2000'den fazla insan yaşamını yitirmiştir (Soysal ve diğ. 1981). Son yıllarda bölgede konut ve sanayi yatırımlarının Kuvaterner ve Neojen yaşlı tortul havzalar üzerinde yoğunlaştığı ve hızla arttığı gözlenmektedir. Bu olgular oluşacak büyük bir depremin bölgede yaratacağı hasarın ve kaybın büyük boyutlara varabileceği endişesini beraberinde taşımaktadır. Bu çalışmada, Bursa ve yakın çevresinde farklı jeolojik ve zemin özelliklerinin deprem sırasında ortaya çıkartacağı zemin büyütmeleri, ortama ve kaynağa ait bilgiler ters çözüm yaklaşımı ile hesaplanmıştır. Bölgede 1992 yılında İTÜ

ve ETH işbirliği ile kurulmuş olan (Sellami ve diğ. 1997) 6 adet deprem istasyonunda kaydedilmiş 69 mikro depreme ait 120 adet ivme kaydı analiz edilmiştir. Hesaplanan değerler, bölge için hazırlanacak istatistiksel veya deterministik sismik risk haritalarında doğrudan kullanılabilecek ve bu amaç doğrultusunda yapılacak çalışmalarla temel teşkil edecektir.

BURSA VE ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ

Bursa yöresi, Türkiye'nin tektonik birliklerinden biri olan Sakarya kıtasının Batı Anadolu'ya ait bölümünün kuzeyindedir. Bursa ve çevresinin jeolojik özelliklerini belirleyen en önemli jeolojik birim Karakaya kompleksidir. Uludağ masifi Karakaya kompleksi içinde açılan bir tektonik pencere olarak yer alır (Ketin 1947). Uludağ masifinin kuzey batı eteğinde kalan bölge Permian, Mesozoik, Senozoik yaşlı kırıntı sediment ve fosilli kireçtaşlarıyla kaplıdır. Uludağ masifinin temel yapısını, farklı derecelerde başkalaşım geçirmiş metamorfik serilerle, bunlar içerisine sokulmuş granit plütonları oluşturur. Bursa ovası, alüvyonlarla doldurulmuş tektonik bir çukurdur. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar, tamamen graben tipi bir yapıda olan Bursa havzasını kaplamıştır. Ovanın güney kenarındaki yan dere ağızlarında alüvyon iri blok ve çakılların egemen olduğu birikinti konileri halindedir. Ovadaki çöküntü, güney ve kuzeyinde meydana gelen iki büyük fay boyunca olmuştur. Ova, Uludağ'ın kuzey eteklerinde 95-150 m rakımında, 208 km² büyüklüğünde ve D-B yönünde yer almaktadır. 30 km uzunluğunda ve 10 km genişliğinde olan Bursa ovasının güneyinde Uludağ, kuzeyinde Katırlı dağları, batısında ise Çayırköy ovası yer alır. Ovanın sadeleştirilmiş genel jeolojik haritası, Şekil 1'de verilmiştir. Bölgedeki en yaşlı formasyon temel kaya olan Paleozoik şistler, kuvarsitler, mermerler ve kristalize kireçtaşlarıdır. Bu formasyonlar, ovanın kuzey, güney ve doğusunda yer alır. Bu birimler üzerinde Jura ve Kretase yaşlı kireçtaşı ile fliş formasyonları yer almaktadır. Ovanın kuzeybatısında Neojen yaşlı kalın kil ve marn seviyeleri mevcuttur. Bu seviyelerin içinde yer yer ince kumtaşı ve silttaşı bantları bulunmaktadır.

İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ), Zürih Teknoloji Enstitüsü (ETH), Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi



Şekil 1. Bursa ovası genel jeoloji haritası (D.S.İ. 1974'den sadeleştirilmiş) ve istasyon lokasyonları.

Figure 1. General geology map of the Bursa basin (simplified after D.S.İ. 1974) and location of stations.

Yer Bilimleri Bölümü tarafından 1992 yılından beri yürütülmekte olan ortak proje kapsamında, Bursa ve çevresine 6 adet SM2 ivme-ölçer sismografi yerleştirilmiştir (Şekil 2) (Sellami ve diğ. 1997). İTÜ-ETH'ye ait deprem istasyonları ile ilgili bilgiler Çizelge 1'de verilmiştir. İstasyonların üzerinde bulundukları zeminlerin jeolojik özellikleri şu şekilde özetlenebilir:

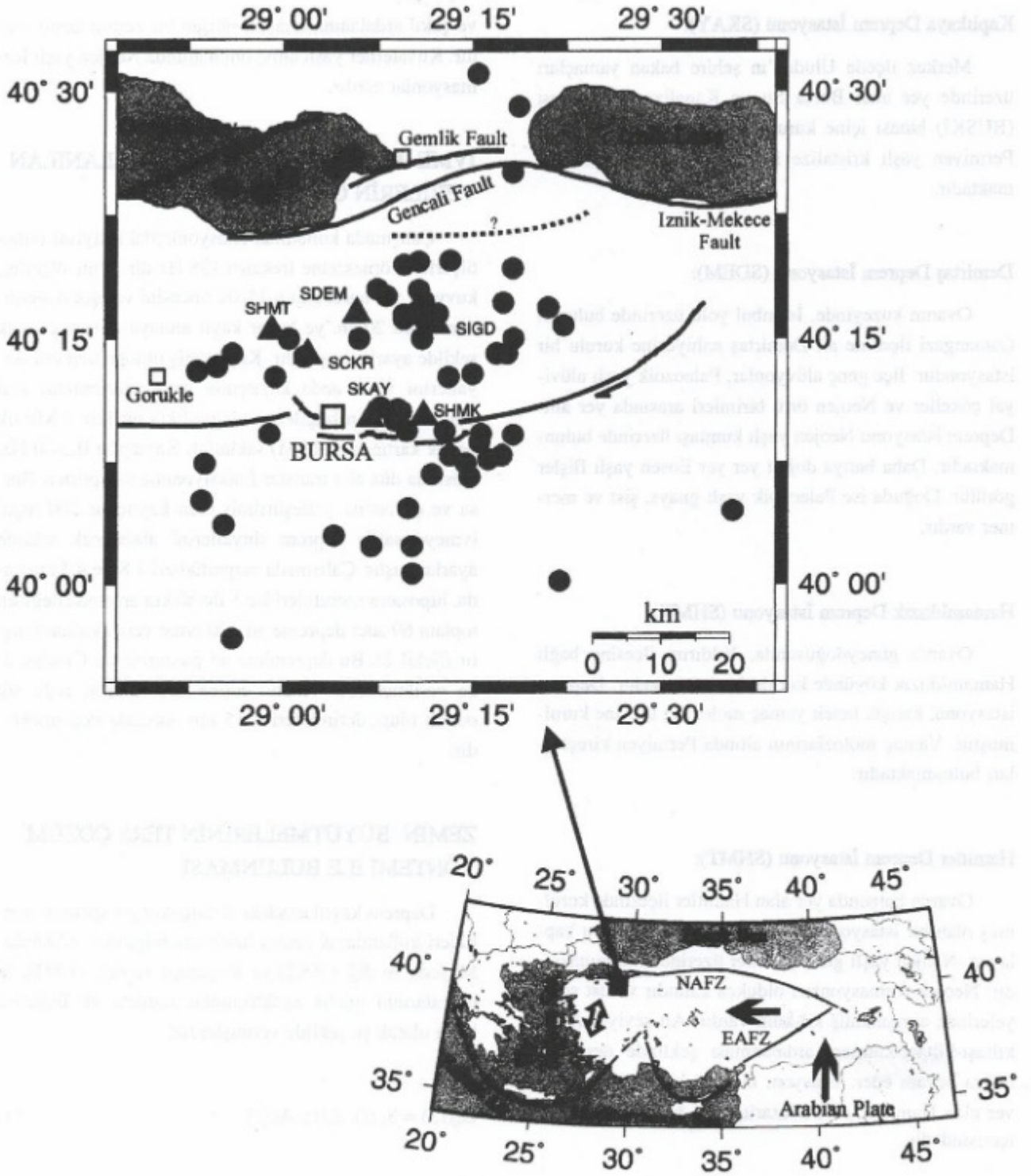
İğdır Deprem İstasyonu (SIGD):

Ovanın kuzeydoğusunda, Gürsu ilçesine bağlı İğdır köyünde kurulu bir istasyondur. Köy Paleozoik yaşlı kireçtaşları ile genç alüvyonlar arasında yer alır. Deprem istasyonu, kalınlığı bilinmeyen temel kaya Paleozoik yaşlı kireçtaşları üzerinde kurulmuştur.

Çizelge 1. Çalışmada kullanılan deprem istasyonlarına ait koordinatlar ve zemin bilgileri.

Table 1. List of coordinates and site characteristics of stations using in this study.

İstasyon Adı	Kod	Enlem (N)	Boylam (E)	Yükseklik (m)	Formasyon
İğdır	SIGD	40.264	29.202	110	Kireçtaşı
Kaplıkaya	SKAY	40.170	29.114	350	Mermer
Demirtaş	SDEM	40.275	29.097	110	Kumtaşı
Hamamlıkazık	SHMK	40.172	29.185	140	Yamaç molozu
Hamitler	SHMT	40.258	28.984	350	Alüvyon
Çukurca	SCKR	40.234	29.033	75	Alüvyon



Şekil 2. Bursa ve çevresi tektonik özellikleri ile çalışmada kullanılan deprem episantrları (daire) ve istasyonların (üçgen) dağılımları.

Figure 2. Regional map showing location of the epicenters (circles), recording sites (triangular) and tectonic features.

Kaplıkaya Deprem İstasyonu (SKAY):

Merkez ilçede Uludağ'ın şehire bakan yamaçları üzerinde yer alan Bursa Su ve Kanalizasyon İdaresi (BUSKİ) binası içine kurulmuş bir istasyondur. Bina, Permian yaşlı kristalize kireçtaşları üzerinde bulunmaktadır.

Demirtaş Deprem İstasyonu (SDEM):

Ovanın kuzeyinde, İstanbul yolu üzerinde bulunan Osmangazi ilçesine ait Demirtaş nahiyesine kurulu bir istasyondur. İlçe genç alüvyonlar, Paleozoik yaşlı alüvyal çökeller ve Neojen örtü birimleri arasında yer alır. Deprem istasyonu Neojen yaşlı kumtaşı üzerinde bulunmaktadır. Daha batıya doğru yer yer Eosen yaşlı flişler görülür. Doğuda ise Paleozoik yaşlı gnays, şist ve mermer vardır.

Hamamlıkızık Deprem İstasyonu (SHMK):

Ovanın güneydoğusunda, Yıldırım ilçesine bağlı Hamamlıkızık köyünde kurulu bir istasyondur. Deprem istasyonu, karışık taneli yamaç molozları üzerine kurulmuştur. Yamaç molozlarının altında Permian kireçtaşları bulunmaktadır.

Hamitler Deprem İstasyonu (SHMT):

Ovanın batısında yer alan Hamitler ilçesinde kurulmuş olan bir istasyondur. Hamitler ovanın batısını kaplayan, Neojen yaşlı genç çökeller üzerinde bulunmaktadır. Neojen formasyonları oldukça kalındır ve üst seviyelerinde ayrışmamış kil-kum vardır. Alt seviyeler, çakıltı-kıltı-kumtaşı ardalması şeklinde derinlere doğru devam eder. İstasyon, bu örtü katmanı üzerinde yer alan Hamitler Asri Mezarlığında, tek katlı bir yapı içerisinde yer almaktadır.

Çukurca Deprem İstasyonu (SCKR):

Bursa'nın Osmangazi ilçesinde Çukurca köyü yakınlarında Kuvaterner yaşlı alüvyonlar üzerine kurulmuş bir istasyondur. Alüvyon kalınlığı 100 m civarındadır. Yeraltı su seviyesi 10 m den daha aşağıdadır. Kum, silt

ve çakıl ardalımlarından oluşan bir zemin kesiti vardır. Kuvaterner yaşlı alüvyonun altında Neojen yaşlı formasyonlar vardır.

İVME KAYITÇILARININ VE KULLANILAN VERİLERİN ÖZELLİKLERİ

Çalışmada kullanılan istasyonlardaki sayısal ivmeölçerlerin örnekleme frekansı 128 Hz'dir. İvme ölçerler, kuvvetli yer hareketinin 15 sn. öncesini ve eşik değerinden sonra 20 sn.'ye kadar kayıt almaya devam edecek şekilde ayarlanmışlardır. Kaydetmiş olduğu deprem sinyallerini ve o anda kaydının genel durumunu, saat senkronizasyon bilgilerini bir başlıkla birlikte 1 Mb'lık bellek kartında (SRAM) saklarlar. Kayıtçılar 0.2-30 Hz. arasında düz alet transfer fonksiyonuna sahiptirler. Bursa ve çevresine yerleştirilmiş olan kayıtçılar 200 mgal ivmeye sahip deprem sinyallerini alabilecek şekilde ayarlanmıştır. Çalışmada magnitüdüleri 1.8 ile 4.1 arasında, hiposantr mesafeleri ise 5 ile 60 km arasında değişen toplam 69 adet depreme ait 120 ivme verisi kullanılmıştır (Şekil 2). Bu depremlere ait parametreler Çizelge 2'de verilmektedir. Analiz edilen depremlerin çoğu sığ odaklı olup, derinlikleri 5-15 km arasında değişmektedir.

ZEMİN BÜYÜTMELERİNİN TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ İLE BULUNMASI

Deprem kayıtlarındaki S-dalgalarının spektral genlikleri kullanılarak zemin hakkında bilgi elde edilebilir. Mayeda ve diğ. (1991) ve Koyanagi ve diğ. (1992), S-dalgalarının genlik spektrumunu zamana ve frekansa bağlı olarak şu şekilde vermişlerdir:

$$G_{ij}(f,t) = S_i(f) \cdot Z_j(f) \cdot A(f,t) \quad (1)$$

Burada;

$G_{ij}(f,t)$: S-dalgasının i'ninci depremde ve j'ninci istasyondaki genlik spektrumu,

$S_i(f)$: i'ninci depremdeki kaynak ile ilgili terim,

$Z_j(f)$: j'ninci istasyondaki zemine ait terim,

Çizelge 2. Çalışmada kullanılan depremlere ait parametreler.

Table 2. The parameters for each earthquake used in this study.

NO	TARİH	ZAMAN	ENLEM	BOYLAM	DERİNLİK	MAG	KAYDEDİLEN İSTASYONLAR
1	18.11.9	08:20	40.154	29.261	13.69	2.51	SKAY, SHMK
2	19.01.93	13:50	40.086	28.892	14.36	2.80	SKAY
3	23.04.93	02:02	39.945	28.932	7.77	2.34	SKAY, SHMK
4	01.05.93	08:08	40.132	29.22	9.97	2.63	SKAY
5	21.05.93	09:01	39.786	28.945	14.6	3.08	SKAY, SHMK, SIGD, SDEM, SHMT
6	08.06.93	03:02	40.113	29.196	12.48	2.66	SKAY, SHMT
7	26.06.93	00:27	40.168	29.147	6.60	2.26	SKAY, SHMK
8	26.06.93	01:16	40.171	29.150	5.12	2.08	SKAY, SHMK
9	27.06.93	11:41	40.179	29.151	5.98	2.29	SKAY, SHMK, SIGD
10	27.06.93	11:56	40.177	29.145	5.26	2.17	SKAY, SHMK, SIGD
11	29.06.93	19:00	40.157	29.163	5.04	1.85	SKAY, SHMK
12	29.06.93	23:15	40.177	29.155	7.97	1.75	SHMK
13	05.07.93	03:34	40.274	29.159	10.00	2.55	SKAY, SHMK, SIGD, SDEM, SHMT
14	20.07.93	06:21	40.413	29.005	20.90	2.75	SDEM
15	21.07.93	13:56	40.181	29.128	5.35	2.42	SKAY
16	23.07.93	20:36	40.124	29.241	15.57	2.34	SKAY, SHMK
17	25.07.93	16:19	40.215	29.250	10.00	2.22	SIGD
18	31.07.93	21:35	40.110	29.246	14.53	2.37	SHMK
19	06.08.93	01:15	40.061	28.921	14.56	2.65	SKAY, SHMK
20	26.08.93	11:47	40.039	29.170	14.69	2.65	SKAY, SHMK
21	22.09.93	08:53	40.128	29.271	7.71	2.44	SHMK, SIGD
22	02.10.93	03:04	40.266	29.189	12.57	1.75	SIGD
23	09.10.93	11:04	40.422	29.072	18.29	1.95	SDEM
24	19.10.93	23:18	40.171	29.150	5.12	2.08	SHMK
25	23.10.93	07:58	40.263	29.371	11.76	2.74	SIGD, SDEM
26	30.10.93	21:34	40.286	29.291	11.80	2.20	SIGD, SDEM
27	17.11.93	02:19	40.275	29.204	14.82	2.31	SKAY, SHMK, SIGD, SHMT
28	17.11.93	04:34	40.270	29.188	13.32	1.75	SIGD
29	23.11.93	17:05	40.157	29.213	14.27	2.34	SHMK
30	14.12.93	22:05	40.270	29.159	10.00	2.29	SIGD
31	14.12.93	22:59	40.275	29.172	2.08	2.80	SIGD
32	06.01.94	02:47	40.132	29.289	12.01	2.94	SHMK
33	06.02.94	19:03	40.146	29.259	10.84	1.85	SHMK
34	10.02.94	16:53	40.398	28.974	14.12	2.45	SDEM
35	20.02.94	04:23	40.235	29.296	12.72	3.01	SKAY, SHMK, SIGD
36	21.02.94	04:36	40.250	29.305	11.84	3.92	SKAY, SIGD, SDEM, SHMT
37	23.02.94	10:05	40.235	29.282	12.65	2.46	SIGD
38	06.03.94	00:22	40.299	29.179	10.98	1.93	SIGD

39	14.03.94	17:33	40.402	28.927	15.88	3.52	SDEM, SHMT
40	10.05.94	01:26	40.003	29.366	11.64	3.43	SKAY
41	14.05.94	11:31	40.078	29.165	10.89	3.10	SKAY, SHMK
42	09.08.94	2:24	40.232	29.027	11.54	3.28	SHMT
43	04.12.94	01:04	40.325	29.160	11.65	2.32	SIGD
44	01.01.95	08:56	40.434	29.090	14.53	3.23	SDEM
45	02.01.95	17:22	40.039	29.116	14.80	3.26	SIGD, SDEM
46	21.03.95	04:28	40.293	29.136	14.02	2.44	SIGD, SDEM
47	10.05.95	22:35	40.050	29.067	13.81	2.99	SKAY
48	05.06.95	07:06	40.418	29.304	13.82	4.09	SHMK, SIGD, SDEM
49	19.06.95	15:52	40.300	29.124	21.49	2.75	SIGD, SDEM
50	07.07.95	18:15	40.484	29.312	5.10	3.95	SIGD
51	30.07.95	05:44	40.212	28.989	14.68	2.14	SHMT
52	19.08.95	19:57	40.075	29.594	4.78	2.72	SHMK
53	19.08.95	20:05	40.321	29.304	32.01	2.49	SHMK
54	25.08.95	13:48	40.154	28.981	11.16	2.39	SHMT
55	19.09.95	03:54	40.250	29.183	14.43	3.62	SHMK, SIGD, SDEM, SHMT
56	25.03.96	11:31	40.281	29.351	14.08	3.71	SHMK, SIGD
57	26.01.97	12:16	40.288	29.185	13.64	2.28	SIGD
58	01.02.97	10:39	40.517	29.257	14.87	3.40	SDEM
59	04.04.97	10:03	40.212	29.218	17.83	3.85	SKAY
60	04.04.97	10:06	40.153	29.304	14.34	4.00	SKAY
61	22.05.97	22:09	40.235	28.932	20.47	2.72	SHMT
62	08.06.97	01:53	40.011	29.171	6.90	2.98	SKAY
63	15.07.97	02:04	40.250	29.007	12.54	3.37	SKAY, SDEM
64	17.04.98	05:38	40.124	28.896	13.72	2.70	SCKR
65	25.09.98	16:20	40.218	28.886	14.40	4.12	SIGD, SHMT, SCKR
66	01.10.98	21:08	40.222	28.912	14.13	3.10	SHMT, SCKR
67	02.10.98	15:21	40.250	29.100	28.84	3.07	SHMT, SCKR
68	05.10.98	00:26	40.328	29.179	14.27	3.71	SIGD, SHMT, SCKR
69	17.10.98	18:35	40.329	29.221	14.94	2.91	SIGD, SCKR

A(f,t): Kaynak veya zeminden bağımsız, ortama ait soğurma terimidir.

(1) eşitliğindeki S-dalgasına ait i'ninci ve j'ninci istasyondaki genlik spektrumunu etkileyen zemin yanıtını bulmak için, diğer etkilerin elimine edilmesi veya tüm parametrelerin hesaplanması gerekir.

Çalışmada ilk olarak, sinyal/gürültü (S/G) oranı 3'ten büyük olan üç bileşenli deprem kayıtları Radyal (SV-Işınsal) and Transverse (SH-Çapraz) bileşenlerine dönüştürülmüştür. Her bileşende S dalga fazı 3 sn'lik

pencere aralığında seçilmiş ve fazların hızlı Fourier dönüşümleri (FFT) alınarak genlik spektrumları elde edilmiştir. Dikdörtgen pencere ile kesilmiş olan verinin FFT' sini alırken, süreksizlikten kaynaklanan spektral bozuklukları gidermek için, veri FFT öncesi, 0.1 sn'lik bir periyoda sahip kosinüs fonksiyonu ile törpülenmiştir. Kosinüs fonksiyonu ile törpülenmiş, S-dalgasının yatay (D-B) ve düşey bileşenli ivme spektrumları 11 işleçli yuvarlatma işlemcisi ile yumuşatılmış ve gözlemsel verilerin içindeki hızlı değişimler giderilerek eğriler düzleştirilmiştir.

Soğurma Fonksiyonu

Soğurma fonksiyonları, seçilen her bir frekans için uzaklığın fonksiyonu olarak gözlenen genlik azalımı değerlerinden geçirilen en uygun eğrilerle tanımlanmıştır. Spektral genlik değerleri uzaklığın fonksiyonu olarak aşağıda şekilde ifade edilebilir;

$$U_i(f,r)=M_i(f)A(f,r) \quad (2)$$

Burada; f frekansında ve r hiposantr uzaklığındaki i 'ninci deprem kaydı için, $A(f,r)$ soğurma fonksiyonu, $M_i(f)$ kaynağın büyüklüğüne bağlı olan skaler, ve $U_i(f,r)$ ise

Çizelge 3. Spektral genlik $U_{ij}(f,r)$, kalıntı spektral genlik $R_{ij}(f)$ ve frekans bağımlı $Q(f)$ hesaplamalarındaki ortalama kare yanılma değerleri.

Table 3. RMS values for spectral amplitude $U_{ij}(f,r)$, residual spectral amplitude $R_{ij}(f)$ and frequency dependent $Q(f)$.

Frekans	Log $U_{ij}(f,r)$ için RMS	Log $R_{ij}(f)$ için RMS	$Q(f)$ için RMS $\cdot 10^{-1}$
0.5	0.130	0.132	-
0.625	0.126	0.119	-
0.75	0.128	0.118	-
0.875	0.131	0.113	0.084
1	0.139	0.112	0.155
1.25	0.146	0.109	0.132
1.5	0.168	0.124	0.102
1.75	0.174	0.128	0.093
2	0.185	0.132	0.123
2.5	0.215	0.150	0.137
3	0.201	0.155	0.081
3.5	0.217	0.175	0.006
4	0.224	0.174	0.008
5	0.182	0.286	0.082
6	0.187	0.195	0.065
7.8125	0.195	0.222	0.092
9	0.161	0.196	0.322
12.5	0.149	0.165	0.125
15	0.195	0.195	0.046
17.5	0.187	0.173	0.007
25.3125	0.220	0.188	0.046

spektral seviyedir. Elastik olmayan sönüm ve geometrik yayılma etkileri tanımlanmadığı için, eşitlik (2) yer hareketi spektrumunun parametrik olmayan ifadesidir. Sönüm fonksiyonu geometrik yayılma ve elastik olmayan sönüm (Q) etkisini birlikte içerdiği için, depremin büyüklüğünden bağımsızdır. Burada ayrıca, $A(f,r)$ 'nin, $r=0$ için 1 değerini aldığı veya normalize edildiği ve hiposantr uzaklık r 'nin yuvarlatılmış bir fonksiyonu olduğu kabulü yapılmaktadır. Bu yaklaşım ilk olarak, Brillinger ve Preisler (1984) tarafından ivme piklerinin soğurma bağıntılarının analizinde ve daha sonraları Anderson ve Quaa (1988), Castro ve diğ. (1990, 1996) ve Anderson (1991) tarafından uzaklığa bağlı yuvarlatılmış soğurma fonksiyonlarının belirlenmesinde kullanılmıştır.

Logaritması alınarak eşitlik (2) doğrusallaştırıldı-ğında, seçilen bir f frekansı için;

$$u_{ij}=m_i+a_j \quad (3)$$

bağıntısına ulaşılır. Burada $u_{ij}=\log U_i(f,r)$, j 'ninci uzaklıktaki i 'ninci deprem için spektral seviye, $m_i=\log M_i(f,r)$, i 'ninci olay için skaler ve, j uzaklığındaki soğurmadır. Eşitlik (3)'ün matris formu Castro ve diğ., (1990,1996) tarafından aşağıdaki şekilde verilmektedir;

$$\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & \dots \\ 0 & 1 & 0 & \dots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \omega_1 & 0 & 0 & \dots \\ -\omega_2/2 & \omega_2 & -\omega_2/2 & 0 & \dots \\ 0 & -\omega_2/2 & \omega_2 & \dots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} a_1 \\ \vdots \\ a_j \\ m_i \\ \vdots \\ m_i \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{i1} \\ \vdots \\ u_{ij} \\ 0 \\ 0 \\ \vdots \end{pmatrix} \quad (4)$$

Burada $\omega_1, r=0$ için $a_1=0$ eşitliğini gerçekleyen katsayıdır. Çözümde deneme-yanılma ile seçilen ω_2 ise, soğurma fonksiyonunun yuvarlatma derecesini kontrol eden, ikinci türev ağırlık faktörüdür.

Seçilen her bir frekans değerinde eşitlik (4)'ün çözümü için, tekil değer ayrışım yöntemi (Singular Value Decomposition - SVD) algoritması kullanılmıştır. Sonuç olarak her bir deprem için soğurma fonksiyonu ve ölçek-

lendirme faktörü M_i değerleri elde edilmiştir. Ters çözümü ait ortalama kare yanılığı (RMS) değerleri Çizelge 3' de verilmektedir. 5'inci ve 13'üncü depremlere ait, gözlenen ve ters çözüm ile elde edilen spektral genlik değerleri arasındaki fark ise Şekil 3'de görülmektedir. Soğurma fonksiyonu $A(f,r)$ 'nin şeklinin tüm depremler için aynı olduğu kabulü nedeni ile Şekil 3'de görülen fonksiyonlar tüm kayıtlar için, en küçük kareler yaklaşımıyla elde edilen en uygun eğriyi ifade etmektedir. Bu neden ile şekilde görülen fonksiyonlar yalnızca 5'inci ve 13'üncü deprem genliklerine değil, kullanılan diğer tüm deprem genliklerine de uymalıdır. Zemin etkisini gidermek için, gözlem değerlerinin genel trendine uygun, yeterince yuvarlatılmış bir soğurma fonksiyonu elde edilmeye kadar artırılan ω_2 değeri ile verideki dalgalanmalar bastırılır. Bu yaklaşımda, eşitlik (3)'ün çözümünden elde edilen kalıntılar, zemin yanıtını ifade etmektedir.

$$z_j = u_{ij} - (m_i + a_j) \quad (5)$$

Bu bağıntıda; a_j genlik azalımını, m_i kaynak büyüklüğünü ve u_{ij} spektral seviyeyi ifade etmekte olup, z_j zemin yanıtını tanımlayan kalıntı değeridir.

Kalite faktörü Q'nun tanımlanması

Elastik olmayan sönüm (Q) ve geometrik yayılma etkisini birlikte içeren soğurma fonksiyonundan Q değerine ulaşmak için geometrik yayılmayı tanımlamamız gerekmektedir. Soğurma fonksiyonu $A(f,r)$ aşağıdaki şekilde ifade edilebilir:

$$A(f,r) = G(r)e^{-\pi f r / v Q} \quad (6)$$

veya,

$$\log A(f,r) = \log G(r) - \pi \log e \frac{f}{v Q} r \quad (7)$$

Burada $G(r)$ geometrik yayılma fonksiyonunu ifade etmektedir ve kayıtlarımızda belirgin herhangi bir yüzey dalgası gözlenmediği için bu katsayı $1/r$ olarak alınmış-

tır. Soğurma fonksiyonundan bu geometrik yayılma etkisi giderildikten sonra, her bir frekanstaki Q değeri hesaplanmıştır. Q değerlerini hesaplamadan önce soğurma fonksiyonları 5 km'ye göre normalize edilmiş ve hesaplamalarda üst kabuktaki ortalama S dalgası hızı $v = 3.5$ km/s olarak alınmıştır. Q değerinin eldesindeki doğrusal ters çözüme ait ortalama kare yanılığı değerleri Çizelge 3' de verilmektedir. Frekansa bağlı olarak elde edilen Q değerleri Şekil 4'de görülmektedir ve Q'nun frekans bağımlılığı;

$$Q(f) = 46.59 f^{0.67} \quad (8)$$

olarak elde edilmiştir.

Yerel soğurma parametresi, κ

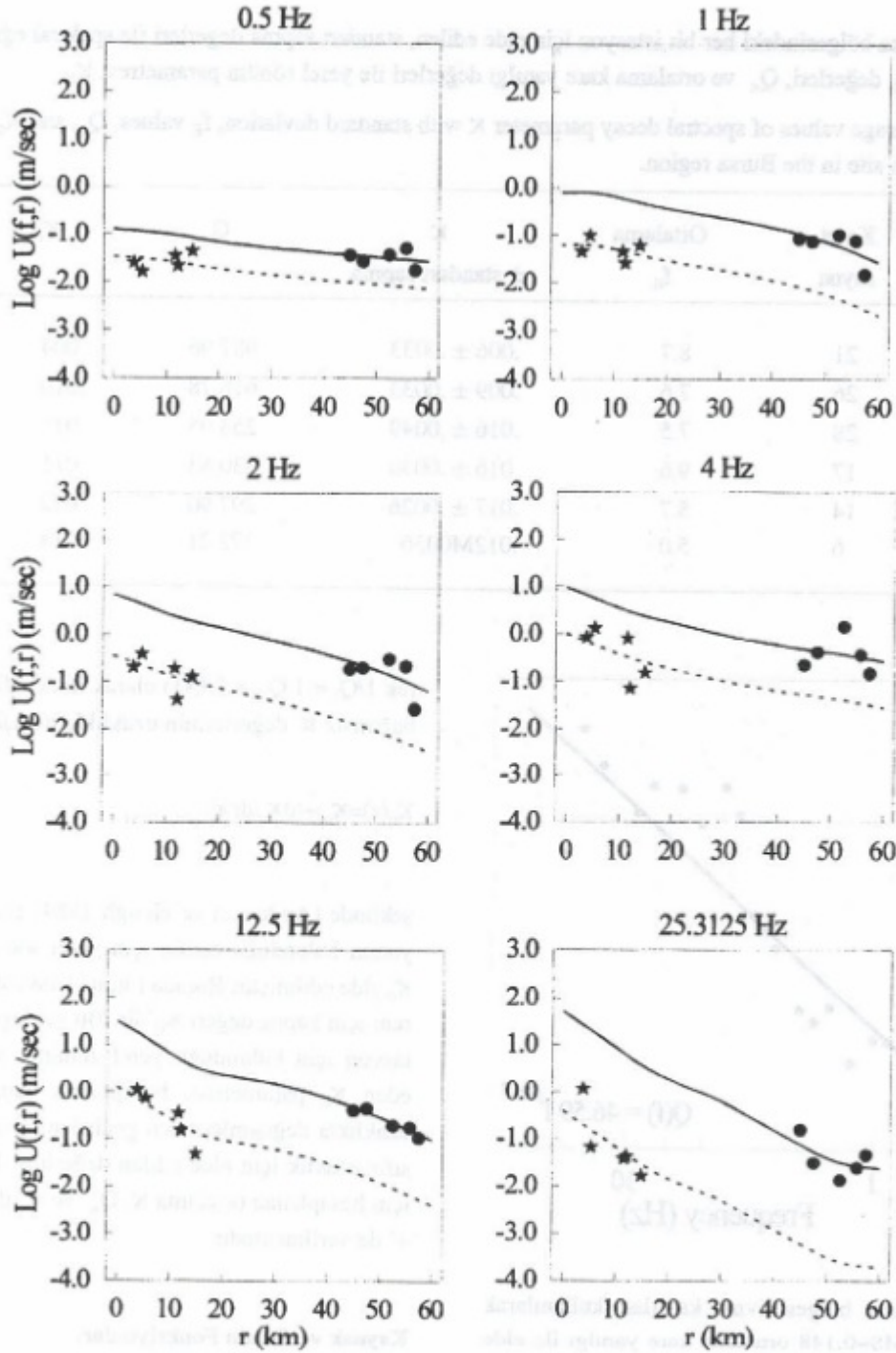
Elde edilen soğurma fonksiyonları (Şekil 3), ortalama zemin sönümünü içermekle birlikte, kayıt istasyonları altındaki jeolojik koşullardaki değişiminin neden olduğu, yüzeye yakın genlik azalımını ifade etmemektedir. Bununla birlikte, her bir zemindeki ivme spektrum şeklinin, Anderson ve Hough (1984) tarafından önerilen, aşağıdaki bağıntıyı sağladığı kabulü ile istasyonlardaki yerel soğurma parametresine ulaşmak mümkündür.

$$a(f) = A_0 e^{-\pi \kappa f} \quad f > f_E \quad (9)$$

Burada, A_0 genliği, kaynağın, uzaklığın ve ortamın etkilerini taşır. κ , kayıtçının altındaki yakın yüzey sönümünü ifade eden yerel soğurma parametresi ve f_E ise spektral genliklerin üssel olarak azalmaya başladığı frekansdır. Bu modelde κ aşağıdaki şekilde tanımlanmaktadır.

$$\kappa = \int \frac{dr}{Q_r \beta} \quad (10)$$

Geometrik yayılma ve elastik olmayan sönüm (Q), etkisi giderilmiş spektral genliklerdeki, f_E ve gürültünün sinyali bozmaya başladığı seviye arasındaki eğim oranı ölçülerek κ değerlerine ulaşılmıştır (Çizelge 4).



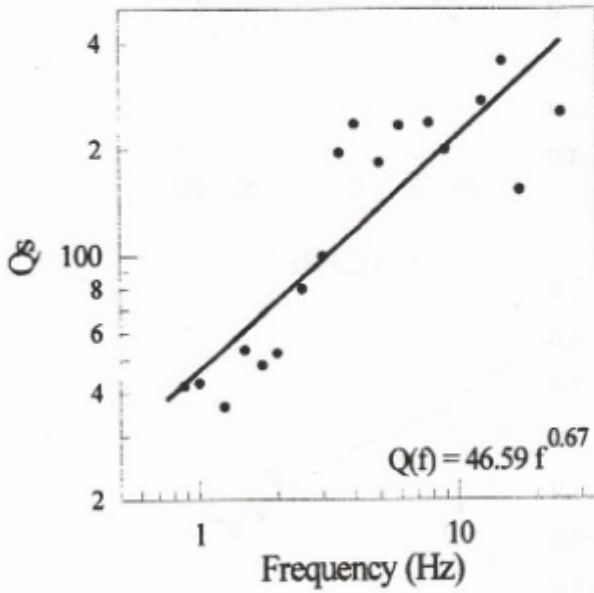
Şekil 3. Ters çözüm tekniği ile, $M_L=3.08$ magnitudü 5'inci (düz çizgi) ve $M_L=2.55$ magnitudü 13'üncü (kesikli çizgi) depremler için elde edilen soğurma fonksiyonları ve gözlenen genlik değerleri (daireler 5'inci ve yıldızlar 13'üncü deprem için).

Figure 3. Attenuation functions obtained using a non-parametric inversion scheme for different frequency values (solid lines for event 5 and dashed lines for event 13). Observed amplitudes are from event 5 with $M_L=3.08$ (solid circles) and event 13 with $M_L=2.55$ (stars).

Çizelge 4. Bursa bölgesindeki her bir istasyon için elde edilen, standart sapma değerleri ile spektral eğim parametresi κ , f_B değerleri, Q_κ ve ortalama kare yanılğı değerleri ile yerel sönüm parametresi κ_0 .

Table 4. Average values of spectral decay parameter κ with standard deviation, f_B values, Q_κ and κ_0 with RMS for each site in the Bursa region.

İstasyon	Kayıt sayısı	Ortalama f_B	κ $\pm$ standart sapma	Q_κ	κ_0	RMS for κ_0 $\cdot 10^4$
SIGD	21	8.7	.006 $\pm$.0033	987.96	.004	.146
SKAY	26	7.6	.009 $\pm$.0033	616.78	.010	.136
SHMK	28	7.5	.016 $\pm$.0049	253.95	.015	.183
SDEM	17	9.6	.016 $\pm$.0030	330.83	.015	.270
SHMT	14	5.7	.017 $\pm$.0026	297.90	.012	.100
SCKR	6	5.0	.012M0036	372.21	.018	.387



Şekil 4. Bursa bölgesi ivme kayıtları kullanılarak RMS=0.148 ortalama kare yanılğı ile elde edilen, kalite faktörü, $Q_s=46.59f^{0.67}$.

Figure 4. Quality factor, $Q_s=46.59f^{0.67}$ with RMS=0.148 obtained using the acceleration records of the region of Bursa.

Toplam sönüm, Q_t , frekans bağımsız ($Q_\kappa = r/\beta \kappa$) ve frekans bağımlı ($Q(f) = Q_0 \cdot f^\alpha$) sönümün toplamı ola-

rak $1/Q_t = 1/Q_\kappa + 1/Q(f)$ olarak ifade edilebilir. Frekans bağımsız κ değerlerinin uzaklıkla değişimi:

$$\kappa_{ij}(r) = \kappa_0 + (d\kappa/dr)r_{ij} \quad (11)$$

şeklinde (Anderson ve Hough 1984) incelenerek, istasyonun bulunduğu zemin için yerel sönüm parametresi, κ_0 elde edilmiştir. Burada j'ninci istasyon ve i'ninci deprem için kappa değeri κ_{ij} 'dir. Bu yaklaşımda, her bir istasyon için bulunduğu yerel zeminin sönümünü ifade eden κ_0 parametresi, hesaplanan kappa değerlerinin uzaklıkla değişimlerinden geçirilen en uygun doğrunun sıfır uzaklık için elde edilen değeridir. Her bir istasyon için hesaplanan ortalama κ , Q_κ ve κ_0 değerleri Çizelge 4' de verilmektedir.

Kaynak ve Zemin Fonksiyonları

Küçük ve orta büyüklükteki depremlerde, küçük ve basit olan kaynak, S dalgası spektral genlik modellemesi için nokta kaynak olarak düşünülebilir. Elde edilen sığurma fonksiyonlarını kullanarak spektral genlikler normalize edildiğinde, kayıtlarımızdan ortam etkisini gidermiş oluruz.

$$R_{ij}(f) = S_i(f)Z_j(f) = U_i(f,r)/A(f,r) \quad (12)$$

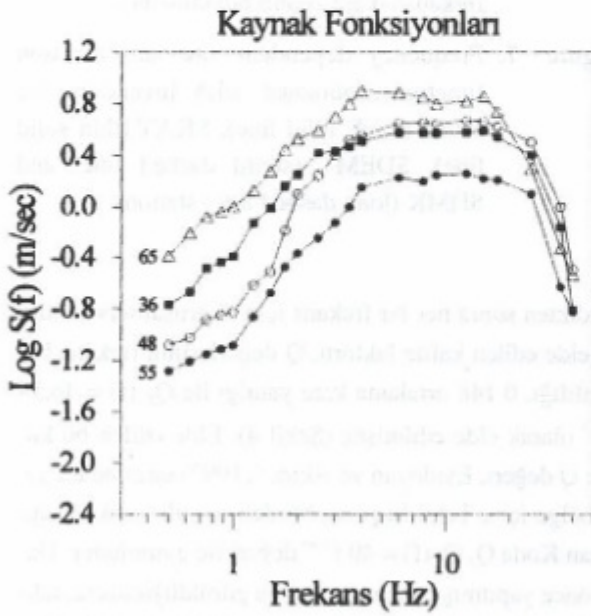
Burada, $S_i(f)$ i'ninci depremin f frekansındaki kaynak fonksiyonu değeridir. $Z_j(f)$ j'ninci istasyondaki zemin yanıtı ve $R_{ij}(f)$ ise ortam etkisi giderilmiş spektral genlik değeridir. Eşitlik (12) aşağıdaki şekilde doğrusal bir denklem sistemi olarak tanımlanabilir;

$$d_{ij} = s_i + z_j \quad (13)$$

Burada, $d_{ij} = \log R_{ij}(f)$, $s_i = \log S_i(f)$ ve $z_j = \log Z_j(f)$ 'dir.

Eşitlik (13)'nin çözümü için SVD algoritması kullanılırken, kaynak ve zemin fonksiyonları arasındaki doğrusal bağımlılığı gidermek amacıyla aşağıdaki koşul tanımlan

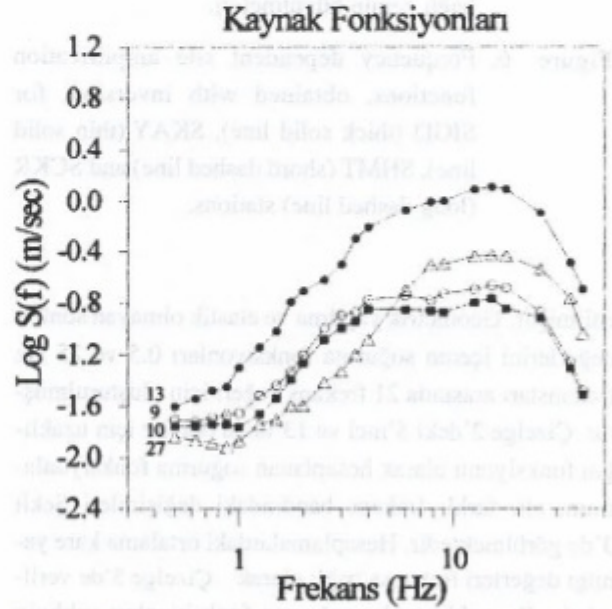
$$\sum_{j=1}^N \log Z_j(f) = 0 \quad (14)$$



Burada N sağlam zemin üzerine yerleştirilmiş istasyon sayısıdır. Bu çalışmada Iğdır (İGD) ve Kaplıkaya (SKAY) istasyonları, sağlam zemin üzerinde bulunmaktadır. Elde edilecek kaynak ve zemin fonksiyonlarına ait çözünürlüğü artırmak amacı ile, ters çözümün bu aşamasında sadece ikiden fazla kaydı bulunan depremler kullanılmıştır. Elde edilen kaynak fonksiyonlarına ait örnekler Şekil 5'de verilmektedir. Bu şekilde, kaynak fonksiyonlarının sağında ve solunda yer alan numaralar Çizelge 2'de verilen deprem numaralarını ifade etmektedir. Ters çözüm sonucunda elde edilen zemin fonksiyonları ise Şekil 6 ve 7'de görülmektedir.

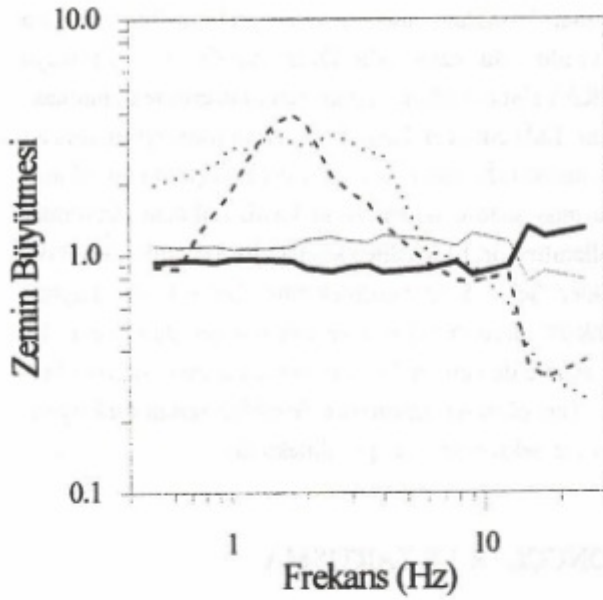
SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Çalışmada, farklı istasyonlardan elde edilen mikro deprem, ivme kayıtlarındaki SH dalgası kullanılarak, Q , kalite faktörü, spektral kaynak şekli ve bölgedeki değişik zemin büyötmeleri ters çözüm yaklaşımı ile elde



Şekil 5. Ters çözüm yöntemiyle elde edilen ivme kaynak fonksiyonları. Fonksiyonların sağ ve solundaki numaralar Çizelge 2'de verilen deprem numaralarıdır. Sağda magnitudü 2.1-2.5 civarında ve solda ise magnitudü 3.6-4.1 civarında olan depremlerin kaynak fonksiyonları yer almaktadır.

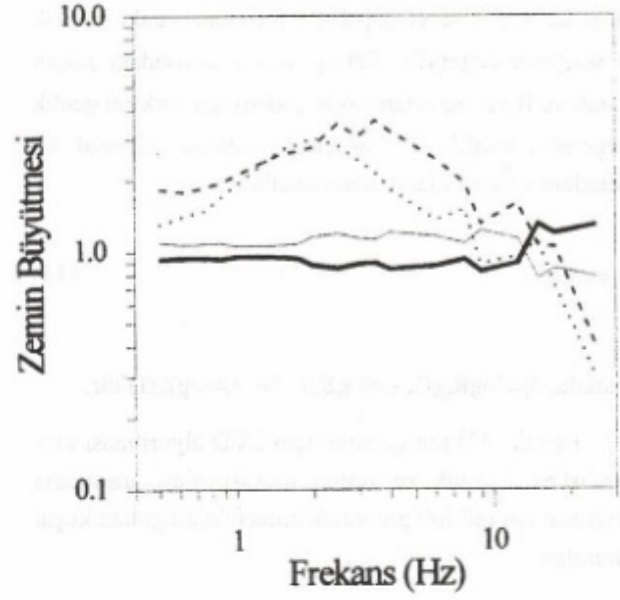
Figure 5. Acceleration source functions obtained as a result of the inversion. The numbers on the left and right correspond to the event number used in Table 2. The events with magnitude around 2.1+2.5 are on the right and around 3.6-4.1 are on the left.



Şekil 6. SIGD (kalın-sürekli çizgi), SKAY (ince-sürekli çizgi), SHMT (kısa-kesikli çizgi) ve SCKR (uzun-kesikli çizgi) istasyonları için ters çözüm yöntemi ile elde edilen frekansa bağlı zemin büyütmesi.

Figure 6. Frequency dependent site amplification functions, obtained with inversion, for SIGD (thick solid line), SKAY (thin solid line), SHMT (shord dashed line) and SCKR (long dashed line) stations.

edilmiştir. Geometrik yayılma ve elastik olmayan sönüm değerlerini içeren soğurma fonksiyonları 0.5 ve 25 Hz frekansları arasında 21 frekans değeri için oluşturulmuştur. Çizelge 2'deki 5'inci ve 13'üncü olaylar için uzaklığın fonksiyonu olarak hesaplanan soğurma fonksiyonlarının, altı farklı frekans bandındaki değişimleri Şekil 3'de görülmektedir. Hesaplamalardaki ortalama kare yanılğı değerleri frekansa bağlı olarak Çizelge 3'de verilmiştir. Bu yaklaşımda, soğurma fonksiyonları şeklinin depremin büyüklüğünden bağımsız olduğunu ancak büyüklüğe uygun bir şekilde ölçeklendiğini kabul etmekteyiz. Daha küçük olan $M_L=2.6$ magnitudü 13'üncü depreme ait soğurma fonksiyonunun daha küçük değerli olduğu ancak fonksiyonun şeklinin ve eğiminin değişmediğini Şekil 3'de açıkça görmekteyiz. Soğurma fonksiyonlarından geometrik yayılma etkisini, $G(r) = 1/r$, gi-



Şekil 7. SIGD (kalın-sürekli çizgi), SKAY (ince-sürekli çizgi), SDEM (kısa-kesikli çizgi) ve SHMK (uzun-kesikli çizgi) istasyonları için ters çözüm yöntemi ile elde edilen frekansa bağlı zemin büyütmesi.

Figure 7. Frequency dependent site amplification functions, obtained with inversion, for SIGD (thick solid line), SKAY (thin solid line), SDEM (shord dashed line) and SHMK (long dashed line) stations.

derdikten sonra her bir frekans için doğrusal ters çözüm ile elde edilen kalite faktörü, Q değerlerinin frekans bağımlılığı, 0.148 ortalama kare yanılğı ile $Q_S(f) = 46.59 f^{0.67}$ olarak elde edilmiştir (Şekil 4). Elde edilen bu küçük Q değeri, Eyidoğan ve Akıncı (1997) tarafından, aynı bölge için, Tekli Saçılma Modeli uygulayarak hesaplanan Koda Q , $Q_C(f) = 40 f^{0.84}$ değeri ile uyumludur. Daha önce yapılmış çalışmalardan da görüldüğü üzere, tektonik olarak aktif bölgeler de düşük Q değerleri ile karşılaşılmaktadır. Örneğin, Akıncı ve diğ. (1994), Akıncı ve Eyidoğan (1996), Q değerlerini sırasıyla Batı Anadolu için $Q_C(f) = 29 f^{1.03}$ ve Kuzey Anadolu Fayının doğu kısmı, Erzincan bölgesi için ise $Q_C(f) = 50.7 f^{1.03}$ olarak hesaplamışlardır. Singh ve diğ. (1982), California Bölgesi, Imperial vadisi için $Q(f) = 20f$ ve Castro ve diğ.

(1996) iki farklı veri grubu ile İtalya'da Fruli bölgesi için $Q(f) = 20.4f$ ve $Q(f) = 16.1f^{0.92}$ değerlerine ulaşmışlardır.

Ters çözüm sonucu elde edilen kaynak fonksiyonları Brune' nun ω^2 modeline uymakta olup Şekil 5'de kaynak spektrumlarından örnekler verilmektedir. Bu şekilde, kaynak fonksiyonlarının sağında ve solunda yer alan sayılar Çizelge 2'de verilen deprem numaralarını ifade etmektedir. Sağ tarafta bulunan kaynak fonksiyonlarının magnitüdleri 2.1-2.5 arasında değişmekte iken, sol tarafta bulunanların magnitüdleri 3.6-4.1 arasında değişmektedir. Burada dikkat edilmesi gereken husus, ters çözüm algoritmasında kaynak fonksiyonlarına ait herhangi bir kısıtlama olmayışı ve bu nedenle bu fonksiyonların, en küçük kareler yaklaşımı ile, hatayı minimum yapacak herhangi bir şekli alacak olmasıdır.

Elde edilen zemin büyütmesi değerleri, Iğdır-SIGD, Kaplıkaya-SKAY, Demirtaş-SDEM, Hamamlık-zık-SHMK, Hamitler-SHMT ve Çukurca-SCKR istasyonları için ayrı ayrı gruplandırılmış ve frekansın fonksiyonu olarak Şekil 6 ve 7'de verilmiştir. Şekil 6'da SIGD (kalın-sürekli çizgi), SKAY (ince-sürekli çizgi), SHMT (kısa-kesikli çizgi) ve SCKR (uzun-kesikli çizgi) istasyonlarına ait zemin büyütme değerlerinin frekansa bağlı değişimleri görülmektedir. Burada paleozoik kireçtaşı (sağlam zemin) üzerine kurulmuş istasyonlar SIGD ve SKAY olup, Neojen bozuşmuş, gevşek veya kötü zemin üzerindeki istasyonlar ise SHMT ve SCKR'dır. SHMT'nin bulunduğu zeminin büyütmesi, SIGD'nin yaklaşık 3.0 katı, SCKR'nin ki ise yaklaşık 4.0 katı kadardır. SIGD istasyonunda büyütme değerleri yaklaşık her frekansta 1'e yaklaşırken, SHMT istasyonunda bu değerler 1.5 ve 4 Hz arasında yaklaşık 3.0, SCKR'de ise 1.8 frekansında 4.0 gibi bir büyütme değerine ulaşmaktadır. Aynı durum yine Permiyen yaşlı kristalize kireçtaşları üzerine kurulu SKAY istasyonunun, SHMT ve SCKR istasyonlarındaki büyütme değerlerinin karşılaştırılması sırasında açıkça görülmektedir. Neojen kumtaşı üzerine kurulmuş SDEM (kısa-kesikli çizgi) ve yamaç molozu üzerine kurulmuş SHMK (uzun-kesikli çizgi) istasyonlarındaki zeminin büyütme değerleri, SKAY (ince-sürekli çizgi) ve SIGD (kalın-sürekli çizgi)'deki zemin büyütme değerleri ile birlikte Şekil 7'de verilmiştir. Burada da SDEM ve SHMT'nin zemin büyütme değerleri SIGD ve SKAY'a göre, sırasıyla, 2 Hz'de yaklaşık 3 kat ve 2.5 ve 3.5 Hz arasında, yaklaşık 3.5 kat daha büyüktür.

SCKR ve SHMT için yüksek frekans zemin büyütme değerlerindeki ani sönüm, yüzeye yakın yerel soğurma parametresinin ve yüzeye yakın dolgu malzemesinin, SDEM ve SHMK istasyonlarının jeolojik birimlerinden farklı olduğunun bir göstergesidir. Tüm istasyonlardaki SH kayıtlarındaki yüksek frekansların spektral eğim değeri, K_0 , yerel soğurma parametresi, Çizelge 4'de hata değerleri ile verilmektedir. Zemin gevşekleştikçe (parametresinin büyüdüğü, yüksek frekanslardaki eğimin arttığı dolayısı ile yerel soğurmanın daha belirgin olduğu anlaşılmaktadır.

Elde edilen bu parametreler, bölgenin sismik risk haritalarının hazırlanması ve olası bir depremde meydana gelebilecek maksimum yer ivmesi değerlerinin hesaplanması doğrultusunda kullanılmaktadır. Bu ve bu çalışmanın devamında ortaya çıkacak sonuçlar, yukarıdaki uygulamaların benzerlerinin özellikle deprem riski yüksek olan diğer tüm büyük şehirlerde yapılması gerekliliğini açıkça göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma TUBİTAK, Proje No: 557-INTAG ve Dokuz Eylül Üniversitesi, A.F.S. Proje No: 0922.98.01.25 tarafından desteklenmiştir.

KAYNAKLAR

- Abercrombie, R. E. 1997, Near surface attenuation and site effects from comparison of surface and deep borehole recordings, Bull. Seism. Soc. Am., 87, 731-744.
- Akinci, A., Taktak, G. ve Ergintav, S. 1994, Attenuation of Coda waves in Western Anatolia, Phys. Earth Planet. Inter., 87, 155-165.
- Akinci, A. ve Eyidoğan, H. 1996, Frequency dependent attenuation of S and Coda waves in Erzincan region (Turkey), Phys. Earth Planet Inter., 97, 109-119.
- Ambraseys, N. N. and Finkel, C. F. 1991, Long-term seismicity of İstanbul and of the Marmara sea region, Terra Nova, 3, 527-539.
- Anderson, J. G. and Hough, S. E. 1984, A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration

- ration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1969-1993.
- Anderson, J. G. and Quaa, R. 1988, Effect of magnitude on the character of strong ground motion: An example from the Guerrero, Mexico, strong motion network, *Earthquake Spectra*, 4, 635-646.
- Anderson, J. G. 1991, A preliminary descriptive model for the distance dependence of the spectral decay parameter in southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2186-2193.
- Andrews, D. J. 1986, Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, *Earthquake Source Mechanics*, *Geophys. Monogr. Ser.*, 37, American Geophysical Union, Washington, D.C., 259-267.
- Boatwright, J., Seekins, T., Fumal, L., Liu Hsi-Ping. and Mueller C. S. (1991), Ground motion amplification in the marina district, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1980-1997.
- Bonamassa, O. and Mueller, C. S. 1988, Source and site response spectra from the aftershock seismograms of the 1987 Whittier Narrows, California, earthquake, *Seism. Res. Lett.*, 59, 23.
- Bonilla, F., Steidl, J. H., Grant, T. L., Alexei, G. T. and Ralph, J. A. 1997, Site amplification in the San Fernando Valley, California: variability of site-effects Estimation using the S-wave, coda, and H/V methods, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 710-730.
- Brilinger, D. R. and Preisler, H. K. 1984, An exploratory analysis of the Joyner-Boore attenuation data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1441-1450.
- Castro R. R., Anderson, J. G. and Singh, S. K. 1990, Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1481-1503.
- Castro R. R., Mungunia, L. and Brune, J. N. 1995, Source spectra and site response from P and S waves of local earthquakes in the Oaxaca, Mexico, subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 923-936.
- Castro, R. R., Pacor, F., Sala, A. and Petrongaro, C. 1996, S-wave attenuation and site effects in the region of Friuli, Italy, *J. Geophys. Res.* 101-10, 22.335-22.369.
- Castro R. R., Pacor, F. and Petrongaro, C. 1997, Determination of S-wave energy release of earthquakes in the region of Friuli, Italy, *Geophys. J. Int.*, 128, 339-408.
- Cultrera, G., Boore, D. M., Joyner, W. B. and Dietel, C. M. 1999, Nonlinear soil response in the vicinity of the Van Norman Complex following the 1994 Northridge, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, NO:5, 1214-1231.
- Drawinski, M., Ding, G. and Wen, K. L. 1996, Analysis of Spectral ratios for Estimating ground motion in deep basins, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 646-654.
- D.S.İ. (1974). Bursa ve Çayırköy ovaları hidrojeoloji haritası. T.C. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı, D.S.İ. Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Eyidoğan, H. ve Akıncı, A. 1997, Bursa ve çevresindeki küçük depremlerin ivme kayıtları kullanılarak bölgesel ve yerel soğurma özelliklerinin incelenmesi, *Dördüncü Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı Bildirileri Kitabı*, 63-71.
- Fletcher, J. B. and Boatwright, J. 1991, Source parameters of Loma Prieta aftershocks and wave propagation characteristics along the San Francisco Peninsula from a joint inversion of digital seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1783-1812.
- Frankel, A., Carver, D., Cranswick, E., Meremonte, M., Bice, T. and Overturf, D. (1999), Site response of Seattle and source parameters of earthquakes in the Puget Sound region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, NO:2, 468-483.
- Harmsen, S. C. 1997, Determination of site amplification in the Los Angeles urban area from inversion of strong motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 866-887.
- Hartzell S. H. 1992, Site response estimation from earthquake data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 2308-2327.
- Hartzell, S. H., Harmsen, S., Frankel A., Carver, D., Cranswick, E., Meremonte, M. and Michael, J. 1998, First-generation site-response maps for the Los Angeles region based on earthquake ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, NO:2, 463-472.

- Iwata, T. and Irikura, K. 1986, Separation of source, propagation and site effects from observed S-waves, *J. Seism. Soc. Jpn.*, 39, 579-593.
- Iwata, T. and Irikura, K. 1988, Source parameters of the 1983 Japan Sea earthquake sequence, *J. Phys. Earth.*, 36, 155-184.
- Joyner, W. B. and Boore, D. M. 1981, Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 2011-2038.
- Kato, K., Takemura, M., Ikeura, T., Urao, K. and Ueta-ke, T. 1992, Preliminary analysis for evaluation of local site effect from strong motion spectra by an inversion method, *J. Phys. Earth.*, 40, 175-191.
- Ketin, İ. 1947, Uludağ masifinin tektoniği hakkında, *TJK Bül.*, cilt: 1, sayı: 1, Ankara
- Koyanagi, S., Mayeda K. and Aki, K. 1992, Frequency-dependent site amplification factors using the S-wave coda for the island of Hawaii, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1151-1185.
- Lachet C., Hatzfeld, D., Bard P. Y., Theodulidis, N., Papaioannou, C. and Savvaidis, A. 1996, Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece)-Comparison of different approaches, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1692-1703.
- Mayeda, K., Koyanagi, S. and Aki, K. 1991, Site amplification from S-wave coda in the Long Valley Caldera region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2194-2213.
- Sellami, S., Pavoni, N., Mayer-Rosa, D., Mueller, S., Eyidoğan, H., Aktar, M., Gürbüz, C., Barış, Ş., Polat, O. and Yalçın, N. 1997, Seismicity and seismotectonics of the Bursa region, In *Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project*, (Eds. C. Schindler and M. Pfister), ISBN 3 7281 2425 7, Hochschulverlag AG an der ETH Zurich, 449-486.
- Singh, S. K., Apsel, R. J., Fried, J. and Brune, J. N. 1982, Spectral attenuation of SH waves along the Imperial fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 2003-2016.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Koçak, D. ve Altınok, Y. 1981, Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem katalogu, TÜBİTAK, Proje no: TBAG, 341 s.
- Theodulidis, N., Bard, P. Y., Archuleta, R. and Bouchon, M. 1996, Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: The case of Garner Valley down hole array in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 306-319.
- Triantafyllidis, P., Hatzidimitriou, Theodulidis, N., Suhadolc, P., Papazachos, C., Raptakis, D. and Lonze-tidis, K. 1999, Site effects in the city of Thessaloniki (Greece) estimated from acceleration data and 1D local soil profiles, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, NO:2, 521-537.

ANADOLU KABUK YAPISININ BÖLGESEL RAYLEIGH VE LOVE YÜZEY DALGALARI İLE YORUMU^(*)

Interpretation of Anatolian Crustal Structure from the Regional Rayleigh and Love Surface Waves

Murat ERDURAN¹, Özcan ÇAKIR¹ ve Hakan ÇINAR¹

ÖZET

Dış odak uzaklığı yaklaşık 300 ile 800 km arasında değişen 23 adet Rayleigh ve Love yüzey dalgasının Trabzon deprem istasyonundaki (TBZ) kayıtları, tek-istasyon ters çözüm yöntemi kullanılarak irdelenmiştir. Ele alınan kayıtlar; kuzey Anadolu kırığının batısı, Ege ve Güneydoğu Anadolu Bölgelerindeki yer sarsıntılarına ait olup, yaklaşık 37°-42° Kuzey enlemleri ile 30°-40° Doğu boylamları arasında kalan bölgenin kabuk yapısını incelemeye olanak sağlamıştır. Kuramsal kabuk yapıları kullanılarak, doğadaki yüzey dalgası yayılımı yapay olarak üretilmiş ve uygulanan tek-istasyon yönteminin karşılaşılabileceği sorunlar önceden saptanmıştır. Deprem kırığının geometresine bağlı faz etkisi; Rayleigh dalgalarında daha fazla olmak üzere, yüzey dalgaları yayılımını periyot bağımlı olarak etkilemektedir. Kırık geometrisinin yanı sıra, kırığın oluşum süresi ile orantılı başka bir faz etkisi de eklenmektedir. Özellikle geometriye bağlı faz etkisi; yaklaşık 20 s periyodun üzerinde, Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızlarını önemli miktarda saçarak hatalı ters çözüm sonuçlarına neden olmaktadır.

Love dalgalarında ise; Rayleigh dalgalarında olduğu kadar şiddetli olmamakla birlikte, yaklaşık 40 s

ABSTRACT

Rayleigh and Love surface waves retrieved from the 23 earthquake recordings at Trabzon earthquake station (TBZ) with epicentral distances ranging from 300 to 800 km are investigated by the use of single-station inversion technique. The recordings are due to the seismicity from the western flank of north Anatolian fault and the Aegean and the south-eastern Anatolian fracture zones. They are efficient for the determination of crustal structure beneath the region surrounded by approximately 37°-42° N latitudes and 30°-40° E longitudes. Theoretical crustal structures are utilized to synthesize the natural wave propagation, and from that problems in the single-station inversion technique are foreseen. Source phase shift due to the fracture mechanism affects the surface wave propagation increasingly with period, and the effect is severe for Rayleigh waves. In addition to the fracture mechanism, another phase effect occurs due to the time history of fracture event. Source phase effect due to particularly fracture mechanism causes significant scattering on the observed group velocities of Rayleigh waves above around the period of 20 s, resulting incorrect inversion. In Love surface waves, the above situation is not as severe as in Rayleigh waves and seen above

¹ KTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon

^(*) Ulusal Jeofizik 2000 Ankara Toplantısı'nda sunulmuştur.

Bu nedenle; ters çözüm işleminde kullanılan gözlemsel periyotlar, Rayleigh dalgalarında 20 s ve Love dalgalarında ise 30 s ile kısıtlanmıştır. Kırılma süresi ile orantılı faz etkisi ise; daha çok düşük periyotlarda etkili olmak üzere, kırık geometrisine göre daha az faz etkisi yaratmaktadır. Bu fazın etkisini azaltmak için daha çok düşük büyüklüklü depremler kullanılmıştır. Her bir deprem kaydı için Rayleigh, Love ve her ikisi birden olmak üzere 3 adet ters çözüm kabuk yapısı elde edilmiştir. Bu uygulamanın amacı, Rayleigh ve Love dalgaları arasındaki ters çözüm uyumsuzluğunu kullanarak kabuksal anizotropiyi sınamaktır. Bütün depremlerin kullanılmasıyla elde edilen ortalama kabuk yapıları, her 3 durumda da benzer sonuçları vererek anizotropinin önemli olmadığını göstermiştir.

around the period of 40 s. For that reason, the observed group velocities used in the inversion are limited to be below 20 s for Rayleigh waves and 30 s for Love waves. The phase shift due to the time history is effective in primarily low periods, and its overall effect is less than the one caused by the fracture mechanism. Small magnitude events are used to alleviate the phase effect of time history. For each earthquake recording Rayleigh and Love waves are treated alone in the inversion, and they are treated together as well. This procedure yields three inverted crustal structures, which are used to detect a possible crustal anisotropy by examining the incompatibility between Rayleigh and Love wave inversions. Averaging over all the propagation paths indicates that the three crustal structures are not significantly different from each other, which shows that the crustal anisotropy is not significant.

GİRİŞ

Genel olarak, yüzey dalgası ters çözüm işlemlerinde iki-istasyon yöntemi tercih edilir. Bunun başlıca nedeni, deprem kaynağında oluşan faz etkisi ve oluş zamanının belirlenmesinde yapılabilecek hatayı gözlemsel grup ve faz hızlarından ayırt etmektir (Dziewonski ve Hales 1972). Bir depremin iki ayrı istasyondaki kayıtlarını kullanarak çapraz ilişki hesaplanabilir. Bu işlemin sonucunda, kuramsal olarak birinci istasyonda yerleşik ve birim tepki şeklinde fazsız sismik enerji yayan bir depremin ikinci istasyondaki kaydı elde edilir. Çapraz ilişkiden hesaplanan sismik izin faz spektrumu ise, iki istasyon arasındaki seyahat zamanından kaynaklanır. İki-istasyon yönteminin avantajını kullanabilmek için gerekli iki koşul vardır. İlk olarak, deprem ve istasyonların aynı büyük daire üzerine düşmesi gerekir. İstasyonlar aynı büyük daire üzerine düşmezler ise, her ikisi arasındaki azimut farkından dolayı oluşacak başka bir faz etkisi ortaya çıkacaktır. Çoğunlukla, istasyonlar arasındaki azimut farkının 5°'den fazla olmamasına dikkat edilir (Larson ve Ekström 2000). İkincisi ise, seçilen istas-

yonlar birbirinden yeteri kadar uzak olmalıdır. Yüzey dalgalarının nüfuz derinliği dalga boyu ile artar ve böylece, daha derindeki sismik hız bilgisi yüzeye taşınır. Deprem ve istasyon arasındaki uzaklık arttıkça, daha derine inen büyük dalga boylu yüzey dalgaları çözülür. Başka bir deyişle; iki-istasyon yönteminde, birbirine çok yakın iki istasyon kullanıldığında, istasyonlar arası uzaklık dan daha büyük dalga boylu yüzey dalgaları tam olarak çözülmez.

Bu çalışmada, iki-istasyon yönteminin kullanımı için gerekli deprem kayıt verisi bulunamadığından, tek-istasyon yöntemi alternatif olarak ele alınmıştır. Tek-istasyon yönteminin en önemli problemi kaynak fazından oldukça fazla etkilenmesidir. Bu etkiyi en az yapacak şekilde alınan önlemlerle tek-istasyon yöntemi de yer altı sismik hız dağılımını belirlemede kullanılabilir. Göz önüne alınan önlemlere değinilerek; Trabzon deprem istasyonundaki (TBZ; 39.77°K, 40.99°D) yüzey dalgası kayıtları, Anadolu kabuk yapısı için tek-istasyon yöntemi ile ters çözülmüştür.

KULLANILAN VERİ ve VERİ-İŞLEM

Kullanılan deprem dış odakları başlıca iki bölgede toplanmıştır. Ayrıca, bu gruplaşmada yer almayan üç dış odak noktası da veri olarak kullanılmıştır.

Şekil 1'de dış odakların bölgesel dağılımı ve oluşan gruplaşmalar gösterilmektedir. Çizelge 1'de ise, kullanılan depremlere ait parametreler verilmektedir.

Şekil 1'de gösterildiği gibi, Grup 1 ve 2'de yer alan depremler kendi içlerinde yaklaşık benzer jeolojik yapıları izleyerek, Trabzon deprem istasyonuna ulaşmaktadır. Buna karşın, bu gruplarda yer alan depremlerin gözlemsel grup hızlarının belli oranda saçılma gösterdiği gözlenmiştir (Şekil 2). Görülen saçılma öncelikle deprem kaynak fazının etkisinden ve oluş zamanının belirlenmesinde yapılan hatalardan kaynaklanmaktadır. Ay-

rica, yer altındaki yanal yapısal düzensizlikler ve yüksek modların temel mod ile girişimi saçılmanın başka nedenleridir. Söz konusu saçılmadan kaynaklanan ters çözüm hataları, bir çok ters çözüm sonucunun ortalamasını alarak önemli ölçüde giderilmiştir.

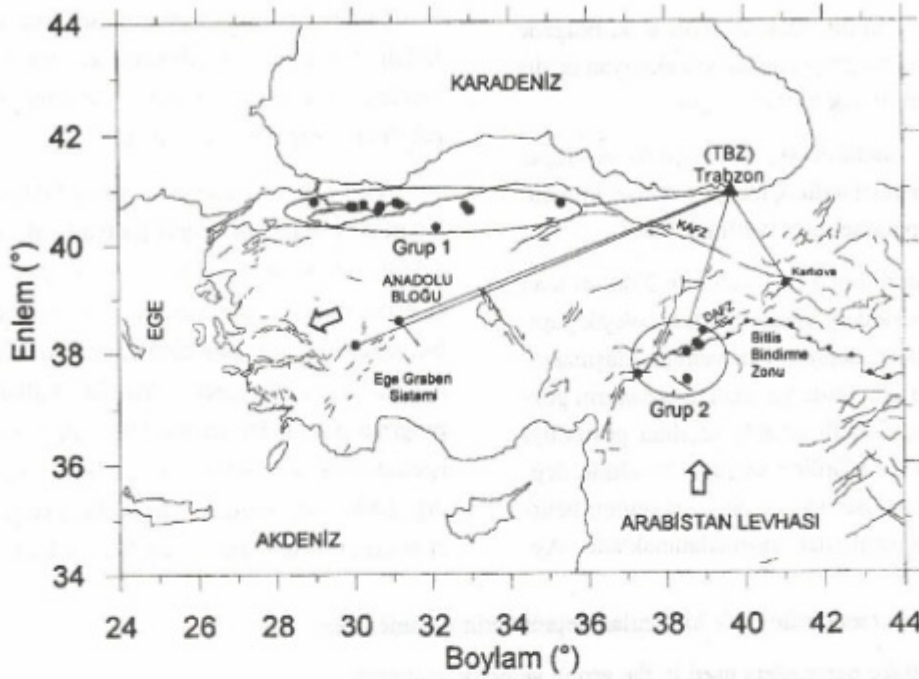
Veri-işlem aşamasında, yatay bileşen (KG ve DB) kayıtlar geri-azimut değeri kullanılarak ışınsal ve teğetsel bileşenlere dönüştürülmüştür. Rayleigh yüzey dalgası verisi düşey bileşenden ve Love yüzey dalgası verisi ise, teğetsel bileşenden elde edilmiştir. Gözlem-sel grup hızları, ardışık süzgeç tekniğini kullanan bilgisayar program paketi (Herrmann 1987) ile hesaplanmıştır. Bu işlemden önce, sismometrenin birim tepkisi (Çakır ve diğ. 2000a) kayıtlardan ayırt edilmiş ve görünür grup hızı sınırları 5 ile 2 km/s olan %10'luk cosinüs penceresi

Çizelge 1. Grup hızı ters çözümünde kullanılan depremlerin parametreleri.

Table 1. Earthquake parameters used in the group velocity inversion.

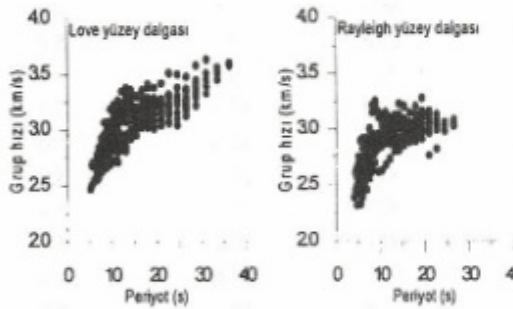
No	Tarih	Oluş Zamanı	Enlem (K°)	Boylam (D°)	Uzakhk (km)	Derinlik (km)	Büyüklik
1	14/08/1996	01:55:02.5	40.75	35.34	375	10	5.6
2	28/03/1998	00:29:55.7	37.99	38.52	350	5.1	4.4
3	04/04/1998	16:16:47.3	38.14	30.04	894	8.5	4.6
4	13/04/1998	15:14:31.0	39.27	41.05	220	9	5.0
5	09/05/1998	15:37:59.9	38.38	38.94	299	8	4.7
6	17/08/1999	03:14:01.3	40.64	30.65	770	15.3	5.5
7	17/08/1999	09:02:12.0	40.77	31.11	730	16.2	5.0
8	31/08/1999	08:10:49.5	40.71	29.95	829	10	5.2
9	13/09/1999	11:55:28.2	40.70	30.02	823	13	5.9
10	24/09/1999	19:08:04.7	37.51	38.53	401	16.2	4.5
11	10/20/1999	23:08:21.1	40.79	29.00	908	10.6	4.4
12	07/11/1999	16:54:42.0	40.71	30.70	765	10	5.0
13	11/11/1999	14:41:25.6	40.74	30.27	801	22	5.7
14	12/11/1999	16:57:20.8	40.74	31.21	722	25	7.2
15	02/04/2000	17:26:51.7	37.61	37.28	432	5	4.1
16	07/05/2000	09:08:43.9	38.11	38.85	330	5	4.4
17	07/05/2000	23:10:54.2	38.16	38.78	326	5.4	4.5
18	06/06/2000	02:41:51.1	40.72	32.87	583	10	5.9
19	08/06/2000	21:27:56.9	40.64	33.01	572	22	5.0
20	09/06/2000	03:14:19.8	40.63	32.97	575	20	5.2
21	22/08/2000	11:40:11.3	40.32	32.13	650	10	4.3
22	23/08/2000	13:41:28.2	40.68	28.20	765	13.3	5.8
23	12/15/2000	16:44:43.3	38.59	31.16	784	5.8	5.8

Deprem parametreleri Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Gözlemevi verilerinden alınmıştır.



Şekil 1. Türkiye diri fayları (Şaroğlu ve diğ. 1992) ve ele alınan depremlerin dış odak dağılım haritası.

Figure 1. Active faults in Turkey (Şaroğlu et al. 1992) and epicentral map of the studied earthquakes.



Şekil 2. Gözlemsel Rayleigh ve Love grup hızı eğrileri.

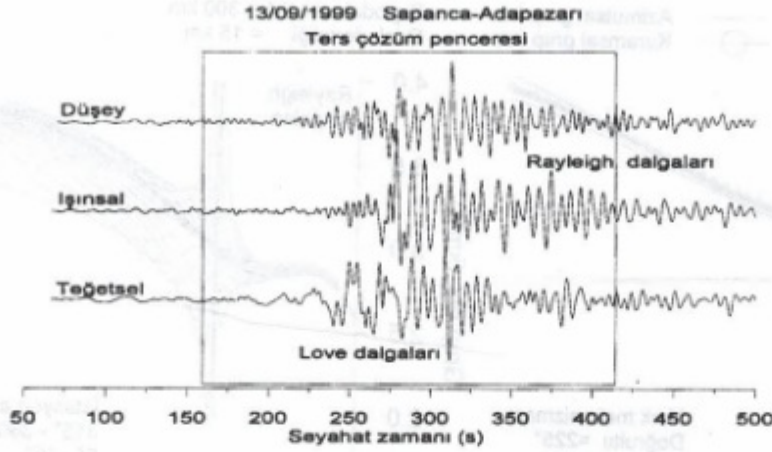
Figure 2. Rayleigh and Love observed group velocity curves.

uygulanmıştır. Şekil 3'de ise, Çizelge 1'de verilen 9 no-lu depreme ait sismik kayıtlar gösterilmektedir. Kayıtlardaki yüzey dalgası kısmı dikdörtgen pencere ile işaretlenmiştir.

Tek-istasyon yöntemi kaynaktan oluşan fazdan oldukça fazla etkilenmektedir. Bu durumu açıklamak için,

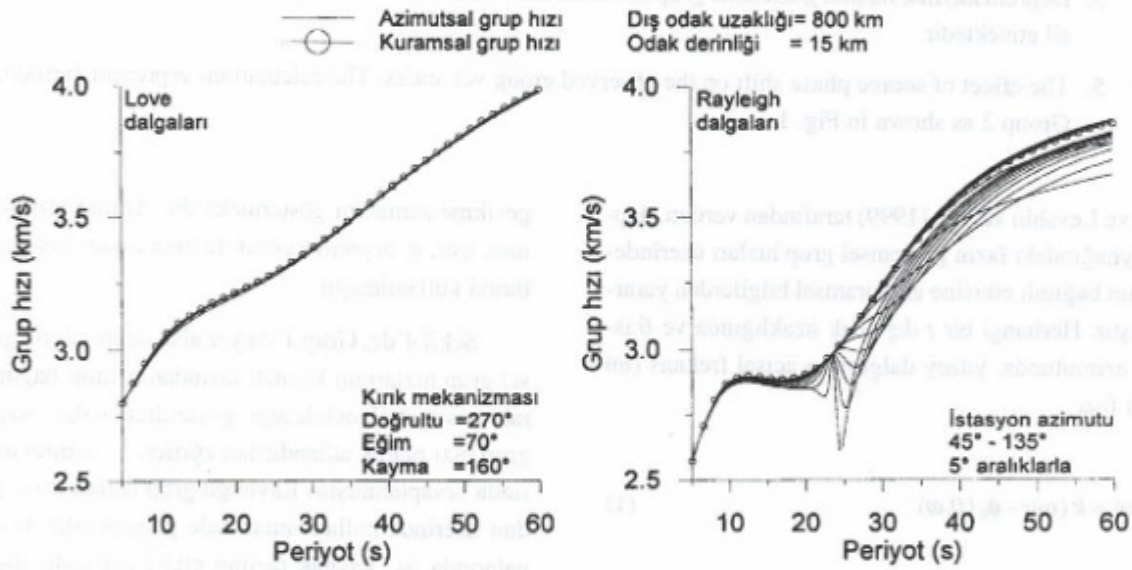
Şekil 4 ve 5'de verilen kuramsal hesaplar yapılmıştır. Deprem kırığını temsil edecek iki tür mekanizma düşünülmüştür. Birinci mekanizmanın parametreleri: doğrultu= 270° , eğim= 70° ve kayma= 160° olarak ele alınmış ve Grup 1'deki depremleri oluşturan sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu kırığını temsil edecek şekilde seçilmiştir (Şekil 1). İkinci mekanizmanın parametreleri: doğrultu= 225° , eğim= 70° ve kayma= 20° olarak ele alınmış ve Grup 2'deki depremleri oluşturan sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu kırığını temsil edecek şekilde seçilmiştir (Şekil 1). Grup 1 için, dış odak uzaklığı 800 km ve Grup 2 için ise, 300 km olarak alınmıştır. Her iki durumda da, 15 km iç odak derinliğine yerleşmiş kuramsal nokta kaynak düşünülmüştür. Kaynaktaki tanecik hızı ise, 2.5 s süreli iki üçgen darbeden oluşturulmuştur. Birinci darbenin genliği birim ve ikinci darbenin genliği ise, yarım birim olarak alınmıştır.

Trabzon deprem istasyonu (TBZ), Grup 1 ve 2'deki depremlere göre farklı azimut değerlerine sahiptir (Şekil 1). Grup 1'deki depremlerin istasyon azimutu ortalama 84.3° ve Grup 2'deki depremlerin istasyon azi-



Şekil 3. Çizelge 1' de verilen 9 nolu depreme ait sismik kayıtlar.

Figure 3. Seismic recordings of the earthquake listed in Table 1 as number 9.



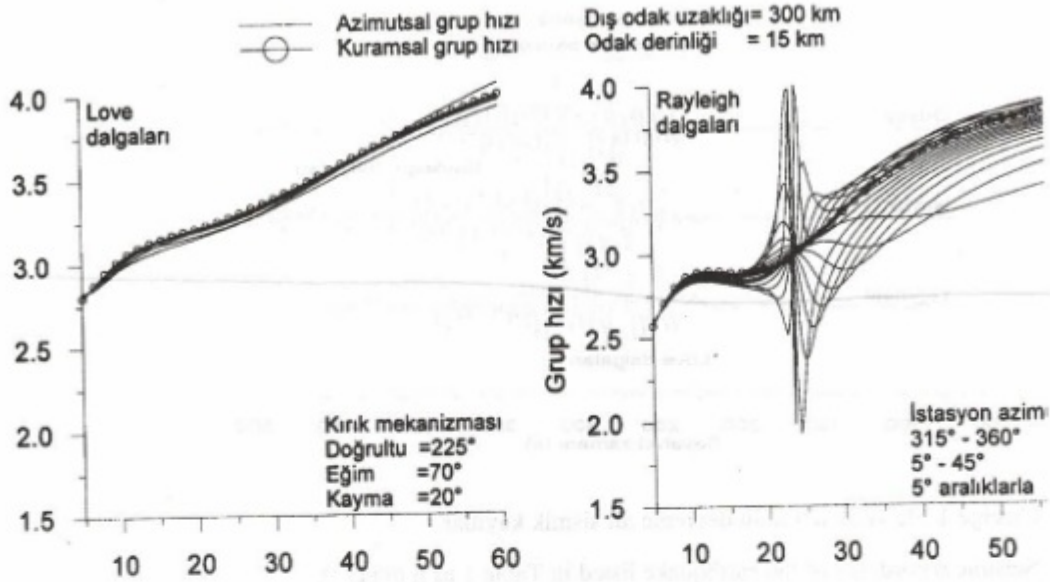
Şekil 4. Deprem kaynak fazının gözlemsel grup hızlarına olan etkisi. Şekil 1' de gösterilen Grup I depremlerini temsil etmektedir.

Figure 4. The effect of source phase shift on the observed group velocities. The calculations represent earthquakes in Group I as shown in Fig. 1.

mutu ise ortalama 17.3° değerindedir. Şekil 4 ve 5'deki istasyon-azimut aralıkları gözlemsel azimut değerlerini içerecek şekilde geniş tutulmuş ve böylece, kaynak fazının gözlemsel grup hızlarına olan azimut bağımlı etkisi daha ayrıntılı bir şekilde gösterilmiştir. Yüzey dalgasının serbest yüzeydeki enerji dağılımını hesaplamada, Min-

devallı ve Mitchell (1989) tarafından doğu Anadolu bölgesi için önerilen kabuksal hız yapısı kullanılmıştır.

Şekil 4 ve 5'deki hesapları yaparken, Abo-Zena (1979) ve Chen (1993) tarafından verilen normal mod kuramı kullanılmıştır. Ayrıca, Dziewonski ve Hales



Şekil 5. Deprem kaynak fazının gözlemsel grup hızlarına olan etkisi. Şekil 1’de gösterilen Grup 2 depremlerini temsil etmektedir.

Figure 5. The effect of source phase shift on the observed group velocities. The calculations represent earthquakes in Group 2 as shown in Fig. 1.

(1972) ve Levshin ve diğ. (1999) tarafından verilen, deprem kaynağındaki fazın gözlemsel grup hızları üzerindeki azimut bağımlı etkisine ait kuramsal bilgilerden yararlanılmıştır. Herhangi bir r dış odak uzaklığında ve θ istasyon azimutunda, yüzey dalgasının açısal frekans (ω) bağımlı fazı

$$\phi(r, \theta, \omega) = k(\omega)r - \phi_0(\theta, \omega) \quad (1)$$

olarak verilebilir. Burada, k açısal frekans bağımlı yatay dalga sayısını ve ϕ_0 ise, azimut ve açısal frekans bağımlı deprem kaynak fazını göstermektedir. Sismometrenin faz etkisinin giderildiği düşünülmüş ve (1) nolu eşitliğe ilave edilmemiştir. (1) nolu eşitliğin açısal frekansa göre türevini kullanarak, yüzey dalgasının deprem kaynağındaki fazdan etkilenmiş gözlemsel grup hızı

$$\bar{u} = r / [(r/u) - \Delta t] \quad (2)$$

şeklinde yazılabilir. Burada, u yüzey dalgasının gerçek grup hızını ve Δt ise, kaynak fazından dolayı oluşan grup

gecikme zamanını göstermektedir. Δt ifadesini hesaplamak için, ϕ_0 deprem kaynak fazının açısal frekansa göre türevi kullanılmıştır.

Şekil 4’de, Grup 1’de yer alan depremlerin gözlemsel grup hızlarının kaynak fazından azimut bağımlı olarak nasıl etkilenebileceği gösterilmektedir. Azimutsal grup hızı olarak adlandırılan eğriler, 5° azimut aralıklarında hesaplanmıştır. Rayleigh grup hızları 20 s periyodun üzerinde kullanılamaz hale gelmektedir. Love dalgalarında ise, kaynak fazının etkisi çok daha düşüktür. Özellikle Rayleigh dalgalarında; 20 s periyodun ötesinde dispersiyon bilgisi kullanıldığında, ters çözüm sonuçları hatalı olacaktır. Şekil 5’de, Grup 2’de yer alan depremler için yapılan hesaplar gösterilmektedir. Şekil 4’deki duruma benzer bir şekilde, bu hesaplarda da Rayleigh dalgası 20 s periyodun ötesinde deprem kaynağındaki fazdan dolayı büyük saçılma göstermektedir

Love dalgalarında ise, deprem fazının etkisi Grup 1’dekine göre daha belirgindir. Bunun nedeni, öncelikle daha düşük dış odak uzaklığının (300 km) kullanılmasıdır. Şekil 4 ve 5’de verilen hesaplamalar daha farklı deprem kaynak koşulları içinde denenmiş ve benzer sonuçlar elde edilmiştir.

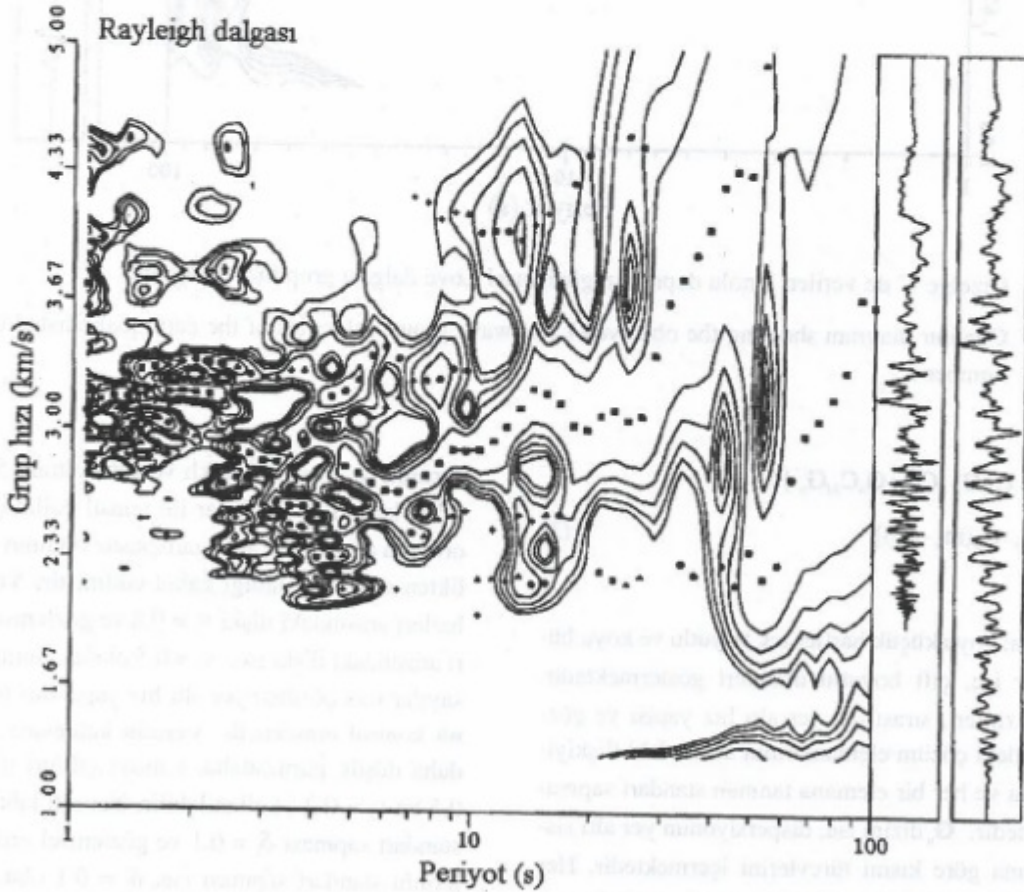
Yukarıda sözü edilen, deprem kaynak fazının gözlemsel grup hızlarına olan etkisi, Şekil 6 ve 7'de verilen örnek diyagramlarda daha iyi gözlenmektedir. Diyagramlar, Tablo 1'deki 3 nolu depreme ait olup, Herrmann (1987) tarafından verilen program paketinin çıktılarıdır. Şekil 6'daki diyagramlar, düşey bileşenden elde edilen Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızlarına aittir. Şekil 7'de verilen ise, teğetsel bileşenden elde edilen Love dalgası gözlemsel grup hızlarını göstermektedir. Şekil 6'dan görüleceği üzere; içi boş kareler ile işaretlenmiş gözlemsel grup hızları, yaklaşık 25 s periyodundan sonra ani bir artış ile sürekliliğini kaybetmektedir.

Şekil 7'de ise, bu durum yaklaşık 35 s periyodundan sonra olmaktadır. Ele alınan diğer bütün deprem kayıtlarında, 3 nolu depreme benzer durum görülmektedir. Deprem kaynak fazından güvenilir bir şekilde sakınmak

için, Rayleigh grup hızları 20 s ve Love grup hızları ise, 30 s ile kısıtlanmıştır. Bazı depremlerde, gözlemsel grup hızlarındaki göreceli sürekliliğe bağlı olarak, bu sınırlar birkaç saniye ile aşılmıştır.

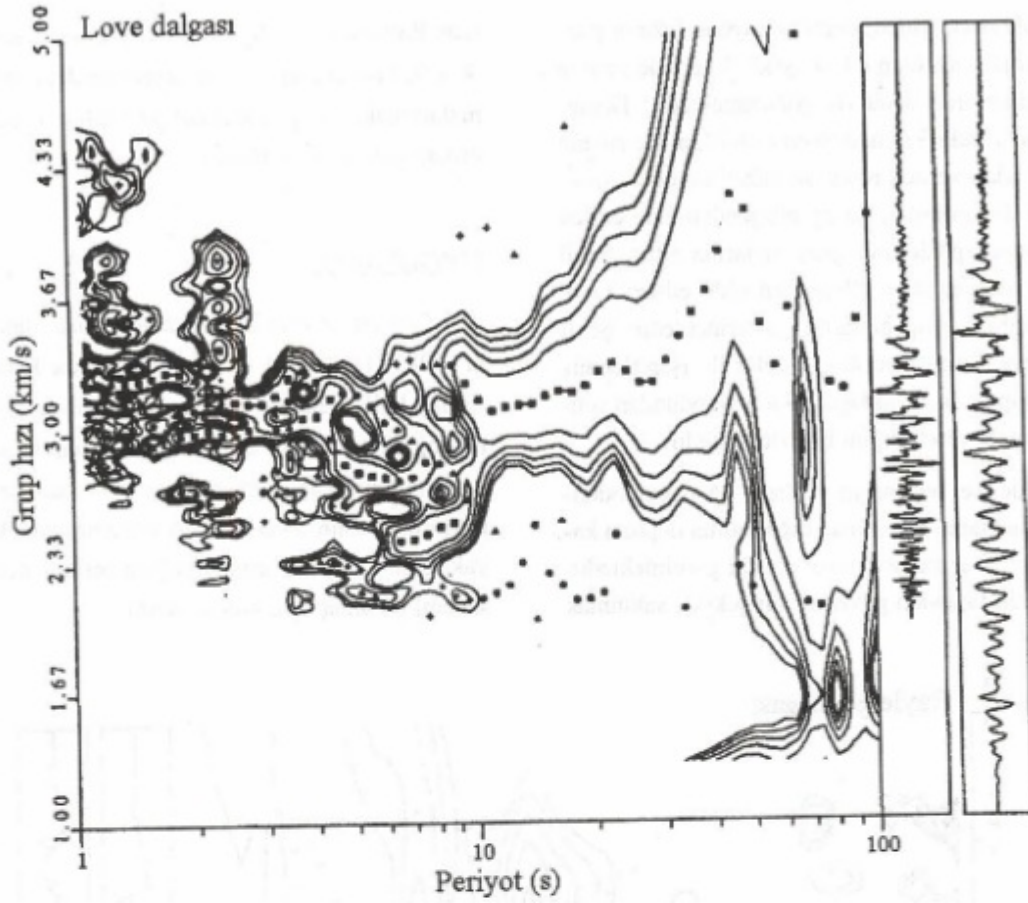
UYGULAMA

Gözlemsel grup hızlarının ters çözümünde Tarantola (1987) tarafından önerilen en küçük kareler çözüm tekniği kullanılmıştır. Yüzey dalgası dispersiyon problemi doğrusal değildir. Buna karşın, çözüm için seçilen bir başlangıç hız yapısı m_0 etrafında oluşturulan doğrusallaştırma işleminin yardımı ile, çözüme ardışık adımlarla yaklaşma olasılığı vardır. Aşağıda verilen ardışık çözüm sistemi bu amaç için kullanılabilir.



Şekil 6. Çizelge 1'de verilen 3 nolu depremin gözlemsel Rayleigh dalgası grup hızı diyagramı.

Figure 6. Contour diagram showing the observed Rayleigh wave group velocities of the earthquake listed in Table 1 as number 3.



Şekil 7. Çizelge 1' de verilen 3 nolu depremin gözlemsel Love dalgası grup hızı diyagramı.

Figure 7. Contour diagram showing the observed Love wave group velocities of the earthquake listed in Table 1 as number 3.

$$\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_0 - \mathbf{C}_M \mathbf{G}_n' [\mathbf{C}_D + \mathbf{G}_n \mathbf{C}_M \mathbf{G}_n']^{-1} [\mathbf{g}(\mathbf{m}_n) - \mathbf{d}_{\text{poz}} - \mathbf{G}_n(\mathbf{m}_n - \mathbf{m}_0)] \quad (3)$$

Burada; koyu küçük harfler tek boyutlu ve koyu büyük harfler ise, çift boyutlu dizinleri göstermektedir. $\mathbf{C}_M$ ve $\mathbf{C}_D$ dizinleri, sırası ile, yer altı hız yapısı ve gözlemsel verideki çözüm elemanlarının arasındaki ilişkiyi-korelasyonu ve her bir elemana tanınan standart sapmayı içermektedir. $\mathbf{G}_n$ dizini ise, dispersiyonun yer altı sismik hızlarına göre kısmi türevlerini içermektedir. Her bir n ardışık çözüm adımında, kuramsal ve gözlemsel dispersiyon arasındaki fark olan $\mathbf{g}(\mathbf{m}_n) - \mathbf{d}_{\text{poz}}$ ifadesi küçültülmektedir.

Yer altı yapısı toplam 60 km olmak üzere, ilk 10 km

derinlik de 1 km kalınlıklı ve daha alttaki 50 km de ise, 2 km kalınlıklı tabakalar ile temsil edilmiştir. Tabakalı ortamın altında yer alan yarısonsuz ortamın 60 km derinlikten sonra yer aldığı kabul edilmiştir. Yer altı tabaka hızları arasındaki ilişki $v_1 = 0.8$ ve gözlemsel grup hızları arasındaki ilişki ise, $v_2 = 0.5$ olarak alınmıştır. Bu katsayılar ters çözülen yer altı hız yapısının pürüzsüzlüğünü kontrol etmektedir. Verinin kalitesine bağlı olarak, daha düşük pürüzsüzlük katsayı çiftleri (örneğin, $v_1 = 0.5$ ve $v_2 = 0.2$) kullanılabilir. Yer altı tabaka hızlarının standart sapması $\delta_1 = 0.1$ ve gözlemsel grup hızı değerlerinin standart sapması ise, $\delta_2 = 0.1$ olarak alınmıştır. Her bir üç ardışık çözüm adımından sonra, δ_1 standart sapması 0.1 değerinde artırılmıştır. Genel olarak, toplam 20 ardışık adımdan sonra, gerekli ters çözüm yapısına ulaşılmaktadır.

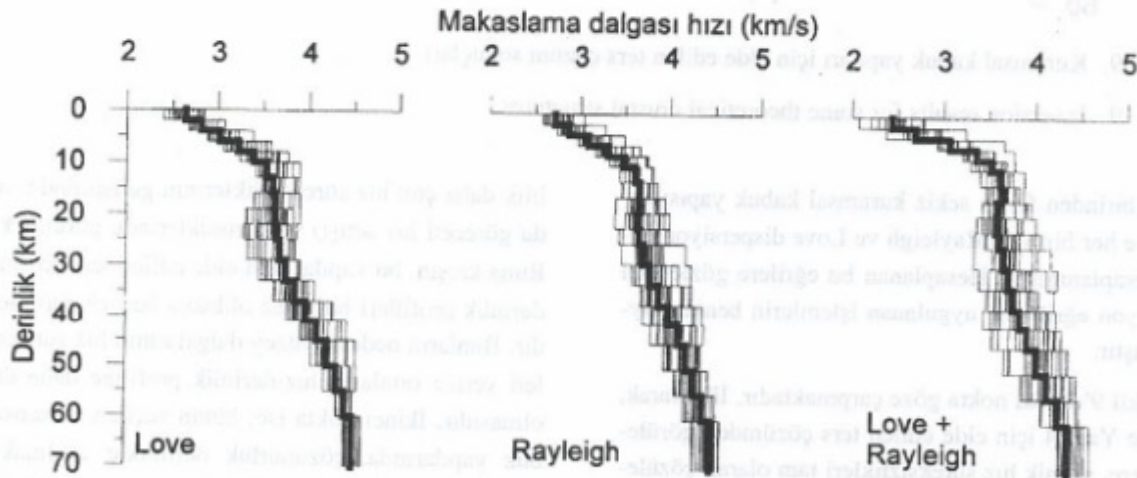
Şekil 8'de, Rayleigh, Love ve her ikisinden elde edilen ters çözüm kabuksal yapıları gösterilmektedir. Rayleigh ve Love dalgaları deprem kaynağındaki belirsizlikten farklı oranlarda etkilenmiştir. Bu nedenle, ters çözüm sonuçları da belli bir saçılma ile bir depremden diğerine farklılık göstermektedir. Şekil 8'den anlaşılabileceği üzere; tek-istasyon yöntemi ile kabuksal yapıyı araştırırken, birden fazla depremin yüzey dalgası bilgisini kullanıp ortalama bir çözüm elde etmek daha elverişlidir. Her üç durumda da koyu çizgilerle gösterilen ortalama kabuksal yapılar birbiriyle çok yaklaşık olarak çakışmakta ve Anizotropinin varlığına işaret edebilecek Rayleigh ve Love ters çözüm uyumsuzluğu görülmemektedir (Mindevalli ve Mitchell 1989; Çakır ve diğ. 2000b).

Love dalgası grup hızlarından elde edilen ters çözüm kabuk yapıları, ortalama etrafında göreceli olarak daha az saçılma göstermektedir. Bunun nedeni, Şekil 4 ve 5'de gösterildiği gibi, Love dalgalarının deprem kaynağından daha az etkilenmesidir. Rayleigh ve Love+Rayleigh olarak elde edilen ters çözüm kabuk yapıları ise, ortalama etrafında göreceli olarak daha fazla saçılma göstermektedir. Ayrıca, her üç durumda da, saçılmanın miktarı derinlik ile artmaktadır. Bunun nedeni ise, deprem kaynağı fazının artan periyotla daha etkili olmasıdır.

Ters çözüm yapılarındaki saçılmaya neden olabilecek iki ayrı faktör daha vardır. Bunlardan birincisi, deprem oluş zamanının saptanmasında yapılan hata ve ikincisi ise, kat edilen jeolojik yapının bir depremden diğerine farklı olmasıdır. İkinci faktörün etkisi göz ardı edilemez, ancak birinci faktörün etkisine göre ikincil olarak kalmaktadır. Eğer ikinci faktörün etkisi birincil olsaydı, Şekil 1'de gösterilen Grup 1 ve 2 için elde edilen ters çözüm yapılarının kendi içlerinde çok yaklaşık olarak çakışması gerekirdi. Şekil 8'de ayrı olarak gösterilmemekle birlikte, bu gruplar için elde edilen ters çözüm yapılarının kendi içinde de saçılma gösterdiği gözlenmiştir. Buradan anlaşılabileceği üzere, deprem oluş zamanının saptanmasında küçümsenemeyecek hatalar vardır.

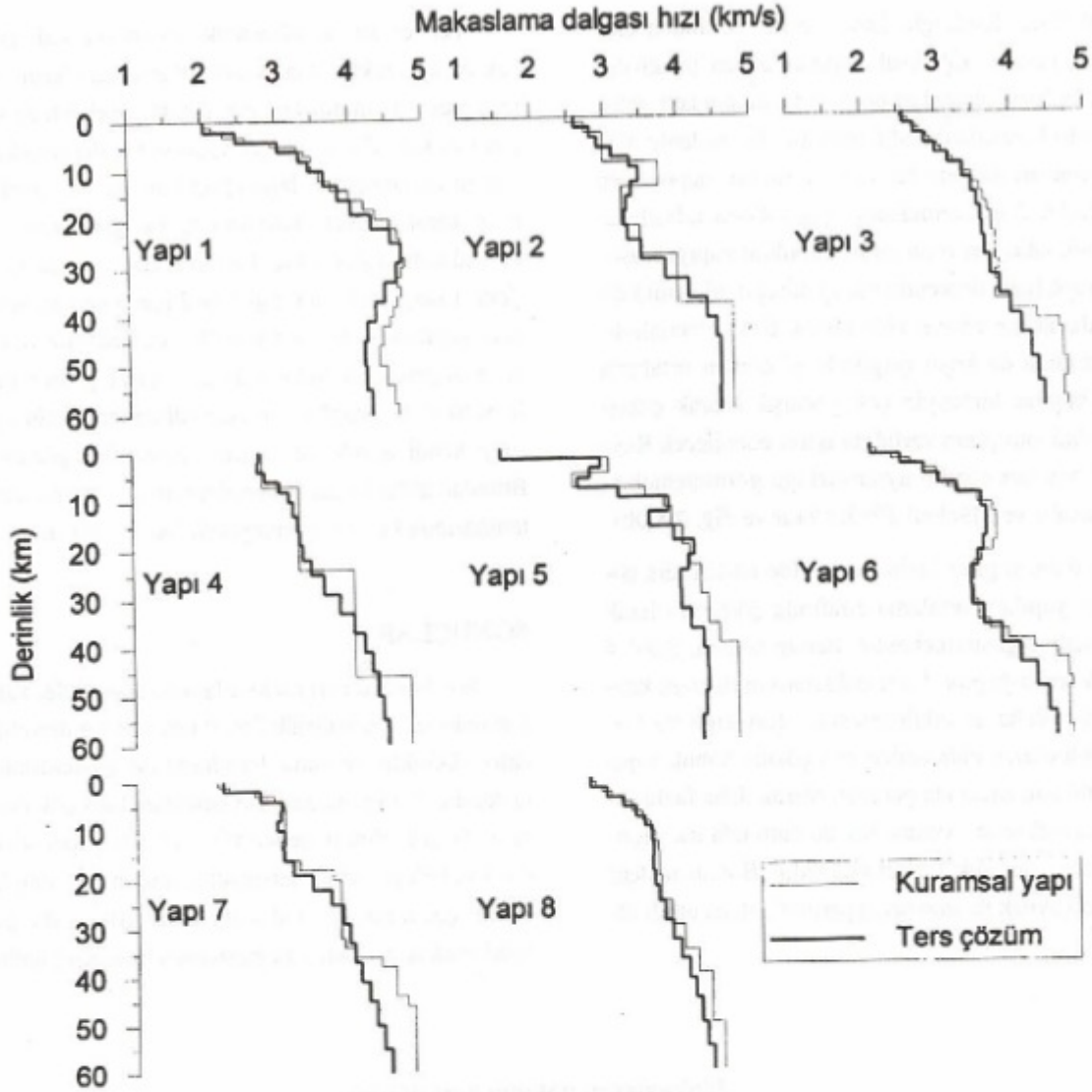
SONUÇLAR

Söz konusu periyot kısıtlaması nedeniyle, kabuksal yapıdaki ters çözünürlük 25-30 km'den sığ derinliklerde daha yüksektir ve daha derinlerde ise çözünürlük azalmaktadır. Yüzey dalgası yayınının daha çok ortalama hıza duyarlı olması nedeniyle, yer altı yapısındaki hız süreksizlikleri birkaç tabakadan oluşan hız dağılımları olarak çözülmüştür. Yukarıda ifade edilen iki noktayı açıklamak için, Şekil 9'da gösterilen hesaplar yapılmıştır.



Şekil 8. Ters çözüm kabuksal hız yapıları. Makaslama dalgalarının hız-derinlik dağılımı gösterilmektedir.

Figure 8. Inverted crustal velocity structures. Velocity-depth profiles of shear waves are shown.



Şekil 9. Kuramsal kabuk yapıları için elde edilen ters çözüm sonuçları.

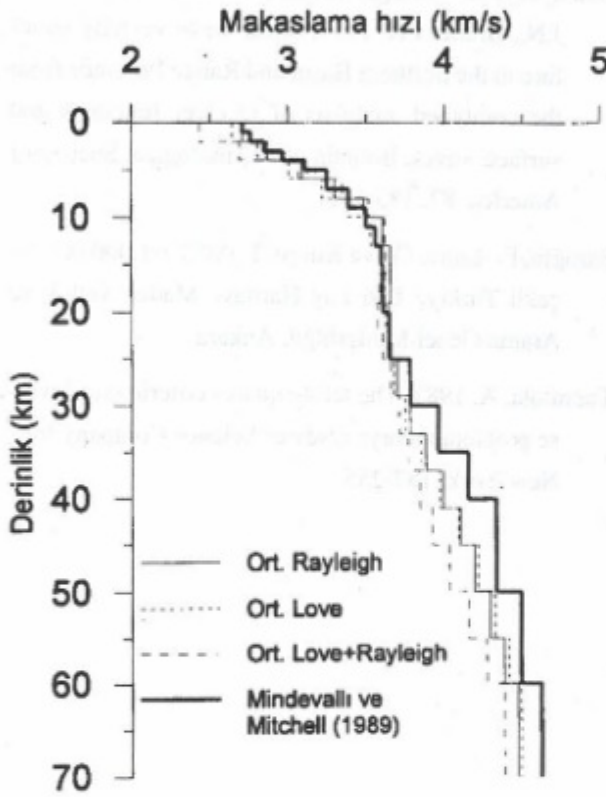
Figure 9. Inversion results for some theoretical crustal structures.

Birbirinden farklı sekiz kuramsal kabuk yapısı seçilmiş ve her biri için Rayleigh ve Love dispersiyon eğrileri hesaplanmıştır. Hesaplanan bu eğrilere gözlemsel dispersiyon eğrilerine uygulanan işlemlerin benzeri uygulanmıştır.

Şekil 9'da, iki nokta göze çarpmaktadır. İlk olarak, özellikle Yapı 4 için elde edilen ters çözümden görüleceği üzere, sismik hız süreksizlikleri tam olarak çözülmemiştir. Yapı 4'e benzer durum, Yapı 2, 5 ve 7 için elde edilen ters çözüm sonuçlarında da kısmen görülmektedir. Ayrıca, Yapı 3, 4, 7 ve 8 birbirinden belli oranda farklı yer altı yapılarını temsil etmektedir. Yapısal fark-

lılık daha çok hız süreksizliklerinin gelişiminde (ani ya da göreceli hız artışı) ve derinliklerinde görülmektedir. Buna karşın, bu yapılar için elde edilen ters çözüm hız-derinlik profilleri birbirine oldukça benzer görünmektedir. Bunların nedeni, yüzey dalgalarının hız süreksizlikleri yerine ortalama hız-derinlik profiline daha duyarlı olmasıdır. İkinci nokta ise; bütün seçilen kuramsal kabuk yapılarında, çözünürlük derinlikle azalmakta ve özellikle 25-30 km derinliğinden sonra önemli ölçüde kaybolmaktadır. Bu nedenle, Şekil 8'de gösterilen ters çözüm sonuçlarından sağlıklı bir kabuk kalınlığı saptamak oldukça zordur.

Şekil 10'da, bu çalışmanın sonuçları benzer bölge için elde edilen başka bir çalışmanın sonuçları ile karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma amacıyla seçilen çalışma Mindevalli ve Mitchell (1989) tarafından yapılmıştır. Şekilden görüldüğü üzere, 25-30 km derinliğine kadar iki çalışmanın sonuçları arasında önemli bir fark görülmemektedir. Bunun yanı sıra, 25-30 km derinliğinin altında iki çalışma arasında 0.2 km/s değerine ulaşan bir



Şekil 10 Love, Rayleigh ve Love+Rayleigh ters çözümlerinden elde edilen ortalama kabuksal hız yapıları (Şekil 8). Mindevalli ve Mitchell (1989) tarafından doğu Anadolu için verilen kabuk yapısı bu çalışmanın sonuçlarıyla karşılaştırılmaktadır.

Figure 10. Average crustal velocity structures obtained from Love, Rayleigh and Love+Rayleigh surface waves (Figure 8). The crustal structure reported by Mindevalli and Mitchell (1989) for the eastern Anatolia is attached for comparison with the current results.

hız farkı görülmektedir. Bunun nedeni, Şekil 9'da açıklandığı üzere, daha derin hız yapılarında çözünürlüğün azalmasıdır. Bu çalışmada, Şekil 4 ve 5'de açıklandığı üzere, Rayleigh yüzey dalgalarının periyotları deprem kaynak fazının bozucu etkisinden en az etkilenecek şekilde 20 s periyodu etrafında kısıtlanmıştır. Diğer taraftan, Mindevalli (1988) çalışmasında daha ayrıntılı gösterildiği üzere, Mindevalli ve Mitchell (1989) çalışmasında böyle bir kısıtlamaya gidilmemiştir. Çözümler arasındaki farklılaşmanın bir diğer nedeni de bundan kaynaklanmaktadır. Deprem kaynak fazının bozucu etkisi Rayleigh ve Love yüzey dalgalarında farklı boyutlarda gelişmektedir (Şekil 4 ve 5). Bunun sonucu olarak, Rayleigh ve Love dalgası ters çözüm uyumsuzluğu ortaya çıkmaktadır. Şekil 10'da ortalama Love+Rayleigh olarak verilen ters çözüm sonucu bu nedenle diğerlerinden (ortalama Rayleigh ve Love) farklılık göstermektedir. Tekistasyon yöntemiyle yüzey dalgası çözümlemeleri yaparken, özellikle Rayleigh yüzey dalgalarında deprem kaynağının periyot bağımlı bozucu etkisi dikkate alınmalıdır.

Burada uygulanan yöntemden elde edilen sonuçlar, hız süreksizliklerine daha duyarlı olan uzak-alan alıcı fonksiyonların ters çözümünde başlangıç yapısı olarak kullanılabilir (Özalaybey ve diğ. 1997; Çakır ve diğ. 2000a, Erduran ve Çakır 2001). Böylece, yüzey dalgaları ile tam olarak çözilemeyen hız süreksizlikleri daha iyi ortaya çıkarılabilir. Yapılan çözümlerin sağlıklı olabilmesi için, burada ele alınan verilerden çok daha fazlası kullanılmalıdır.

KAYNAKLAR

- Abo-Zena, A. 1979, Dispersion function computations for unlimited frequency values, *Journal of Royal Astronomical Society & Geophysics Section*, 58, 91-105.
- Chen, X. 1993, A systematic and efficient method of computing normal modes for a multilayered half-space, *Geophysical Journal International*, 115, 391-409.
- Çakır, Ö., Erduran, M., Çınar, H., and Yılmaztürk, A. 2000a, Forward modelling receiver functions for crustal structure beneath station TBZ (Trabzon, Turkey), *Geophysical Journal International*, 140, 341-356.

- Çakır, Ö., Erduran, M., and Livaoğlu, S. 2000b, The effect of the earth-quake phase shift on the inversion of regional surface wave recordings for the estimation of crustal structure, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 3, 20-36.
- Dziewonski, A. M., and Hales, A. L. 1972, Numerical Analysis of Dispersed Seismic Waves, in *Methods in Computational Physics*, ed. Bolt, B. A., Academic Press, New York, Vol. 11, 39-85.
- Erduran, M., ve Çakır, Ö. 2001, Kabuk ve üst manto hız yapısının saptanmasında alıcı fonksiyonun çok çözümlülüğü, *Yerbilimleri*, 23, 99-112.
- Herrmann, R.B. 1987, Computer programs in Seismology, User's Manual, IV, St. Louis University, Missouri.
- Larson, E. W. F. and Ekström, G. 2000, Global models of surface-wave group velocity, Pre-print submitted to *Pure and Applied Geophysics*.
- Levshin, A. L., Ritzwoller, M. H. and Resovsky, J. S. 1999, Source effects on surface wave group travel times and group velocity maps, *Physics of Earth Planet Interior*, 115, 293-312.
- Mindevalı, Ö. 1988, Crust and upper mantle structure of Turkey and the Indian sub-continent from surface wave studies, Ph.D. Dissertation, Saint Louis University.
- Mindevalı, Ö., and Mitchell, B.J. 1989, Crustal structure and possible anisotropy in Turkey from seismic surface wave dispersion, *Geophysical Journal International*, 98, 93-106.
- Özalaybey, S., Savage, M.K., Sheehan, A. F., Louie, J.N., Brune, J.N. 1997, Shear wave velocity structure in the northern Basin and Range Province from the combined analysis of receiver functions and surface waves, *Bulletin of Seismological Society of America*, 87, 183-199.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., ve Kuşçu, İ. 1992, 1/1.000.000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Tarantola, A. 1987, The least-squares criterion: in *Inverse problem theory*: Elsevier Science Company Inc., New York, 187-255.

DOĞU ANADOLU'DA SOĞURMA^(*)

Attenuation in Eastern Anatolia

Fadime SERTÇELİK¹ ve Özer KENAR¹

ÖZET

B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE)'ne ait Diyarbakır istasyonunda (DYB) kaydedilmiş dış merkez uzaklıkları 56-442 km, magnitüdüleri $M_L=2.5-5.5$ arasında değişen 98 adet yakın alan deprem verisinin P dalgası genlikleri kullanılarak Doğu Anadolu için soğurma çalışması yapılmıştır.

Düşey bileşen kayıtlarından okunan P dalgası genlikleri kullanılmış ve tek istasyon olduğu için alet düzeltmesi yapılmamıştır. Genlik-magnitüd ilişkisi temeline dayanarak klasik magnitüd formülünde sinyal uzunluğu yerine sismogramlardan okunan P dalgası genlik değerleri konmuştur. Her bir deprem için oluşturulan denklem sistemi, en küçük kareler yöntemiyle çözülmüştür. Böylece Doğu Anadolu için genliğe bağlı yeni bir magnitüd formülü geliştirilmiştir. $M_L=0.48\log A+0.0024\Delta+4.73$ şeklindeki bu formülden yararlanarak, genlikler üzerinden magnitüd etkisini gidermek için $M_L=4.0$ 'e göre magnitüd normalizasyon işlemi yapılmıştır. Normalize edilmiş genlikler yardımıyla Doğu Anadolu için soğurma katsayısı $\gamma=0.0114\text{km}^{-1}$ ve kalite faktörü $Q=47.5$ olarak bulunmuştur.

ABSTRACT

P wave amplitudes of 98 near field earthquake data recorded at Diyarbakır Station of B.Ü. Kandilli Observatory Earthquake Research Institute (KOERI) were used for the determination of attenuation in Eastern Anatolia. Selected epicenter distances and magnitudes for these events are in the range of 56-442 km and $M_L=2.5-5.5$, respectively.

Direct P-wave amplitudes read on vertical-component records were used and instrument correction was not carried out due to having only one station. Based on the relationship between amplitude and magnitude, P wave amplitudes were used instead of signal duration in the classical magnitude formula. The linear equation system obtained for the all events was solved using the least-squares method. As a result, magnitude formula as a function of amplitude was developed for the region as $M_L=0.48\log A+0.0024\Delta+4.73$. In order to remove effect of the magnitudes on the amplitudes, magnitude normalization process has been performed for a reference value $M_L=4.0$. The attenuation coefficient $\gamma=0.0114\text{ km}^{-1}$ and quality factor $Q=47.5$ were obtained use for Eastern Anatolia.

¹ Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Müh. Böl. İzmit/Kocaeli

^(*) Ulusal Jeofizik 2000 Ankara Toplantısı'nda sunulmuştur.

GİRİŞ

Yakın alan deprem verileriyle yerinin soğurma özelliklerinin incelenmesi, sismolojinin önemli uygulama alanlarından biridir.

Bir bölgede deprem tehlikesinin tahmini iki aşamalıdır. İlk olarak, tehlikeli yer hareketi üretecek olası deprem kaynaklarının yapısının anlaşılması gerekir. Bu da sismik kaynak zonlarının dağılımını, büyük depremlerin tekrarlanma aralıklarını ve her bir zon içerisindeki hakim deprem mekanizmalarının bilinmesini içerir. İkinci olarak, kaynak etkilerini ve sismik dalgaların geçtiği ortamların etkisi ortaya konmalıdır. Sismik dalgaların yayılımına etki eden iki önemli fiziksel parametre ise dalga hızı ve soğurmadır.

Soğurma; yerin ısısı, bileşimi, esnekliği ile ilgilidir. Odak mekanizma çözümleri, magnitüd ve kabuk yapısı belirleme işlemleri başta olmak üzere birçok çalışma için önemli bir parametre olan sismik enerjinin azalımı, birçok araştırmacı tarafından ilgilenilen bir konudur. Sismik dalgaların soğurulması konusunda çok farklı teknikler kullanılmaktadır. Bu çalışmalar, laboratuvarlarda değişik basınç ve sıcaklık koşulları altında yapılırken, saha gözlemlerinde P, S veya yüzey dalgaları kullanılarak yapılabilmektedir. Çalışmanın kapsamına göre yakın, ya da uzak alan verileri kullanılabilen, hatta zaman veya frekans ortamında işlemler yapılabilmektedir.

Türkiye gibi tektonik yönden oldukça aktif bölgeler için soğurma çalışmaları oldukça önemlidir. Çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalara bakıldığında, Batı Anadolu için koda dalgalarıyla Akıncı (1994), Marmara Bölgesi için S ve Koda dalgalarıyla Horasan ve diğ. (1998), P dalgasıyla yerel depremlerin magnitüd ve soğurma analizi Sertçelik (1999), Doğu Türkiye için Lg fazlarının soğurulması Püskülcü (1996), Erzincan bölgesinde S ve Koda dalgalarıyla soğurma çalışması Akıncı ve Eyidoğan (1996), Türkiye geneli için ise Sn ve Lg dalgaları yardımıyla Gök ve Türkelli (2000) tarafından yapılmıştır.

SİSMİK DALGALARDA SOĞURULMA

Uzaklık arttıkça, deprem kaynağından çıkan sismik dalgaların genliği azalır. Bunun nedeni; geometrik yayılma, sismik enerjinin ısıya dönüşümü sonucu soğur-

manın oluşmasıdır. Sismik hızlara benzer olarak kabuktaki soğurma özelliklerinin değişimi, derinliğin ve yanal geçişin bir fonksiyonudur. Genellikle yerinde soğurma değişimleri hız değişimlerinden biraz daha büyüktür.

Soğurma, dalganın enerjisinde meydana gelen azalmadır. Sismik dalganın yayıldığı ortamın fiziksel özellikleri, dış merkez uzaklığı, aletsel etkiler (örneğin süzgeçleme) soğurmaya neden olan faktörlerdir.

Bir ortamda ilerleyen dalganın enerjisi genlikle orantılıdır. Kaynaktan yayılan dalganın enerjisi, kürenin yarıçapının karesiyle artan küre yüzeyi üzerinde dağılır. Bu nedenle birim yüzeydeki enerji, kaynaktan olan uzaklığın karesiyle ters orantılı olarak değişir. Genlikteki değişim ise, birim yüzeydeki enerjinin karekökü ile orantılı, uzaklık ile ters orantılıdır. Ayrıca ısıya dönüşüm nedeniyle de, dalga enerjisinde azalma olabilmektedir. "Spesifik Attenüasyon Faktörü" diye adlandırılan Q (kalite faktörü), birimsiz olması nedeniyle oldukça kullanışlı bir simgedir. Kalite faktörü, kuru kayalarda frekanstan bağımsız olmasına rağmen, kısmen veya tamamen doymuş kayalarda frekansa bağlı olabilir (Gardner ve diğ. 1964). Genelde su doygunluğu P ve S dalgalarının Q değerlerini azaltır. Bu azalma S dalgalarında P dalgalarından daha fazladır. Diğer bir fiziksel parametre olan basınçla da Q'nun ilişkisi vardır. Basınç arttıkça Q değeri artar (Klima ve diğ. 1964, Bredaly ve diğ. 1966, Mason ve diğ. 1970). Q, genelde 50-300 arasında değişir. Yalnızca gaz haline gelme ve kayalardan gaz çıkışı durumunda Q değeri 2000'in üzerindedir (Clark ve diğ. 1980, Tittman ve diğ. 1974). Anderson ve Kovach (1964)'ın yaptıkları çalışma sonuçlarına göre Q'nun üst manto için 160, alt manto için yaklaşık 1450 olduğu ortaya çıkmıştır.

Bir cisme ω frekansı ile periyodik olarak gerilme uygulandığında Q,

$$\frac{1}{Q(\omega)} = \frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E} \quad (1)$$

olarak tanımlanır. Burada,

E: Cismde depolanan yamulma enerjisi,

- ΔE : Herbir dönümdeki enerji kaybıdır. Bu enerji kaybı cismin tam esnek olmamasından dolayı meydana gelir.

Q: Kalite faktörü olup boyutsuz bir büyüklüktür.

Ancak sadece özel deneylerle bir cismi genliği ve periyodu değişmeyen stres dalgaları ile incelemek mümkün olabileceğinden (1) bağıntısı ile verilen tanım seyrek olarak kullanılmaktadır.

Soğurma çalışmaları daha genel olarak,

1. Sabit bir dalga sayısında duran dalganın genliğinin zamansal azalımı gözlenir.

2. Sabit frekansla ilerleyen bir dalganın genliğinin uzaysal azalımı gözlenir.

Sismolojide soğurma konusu, genel olarak çeşitli frekanslardan oluşmuş sinyalin soğurulmasını içerir. Soğurmanın doğrusal bir olay olduğu konusunda varsayım yapılırsa, bu anlamda dalga Fourier bileşenlerine ayrılır ve bileşenlerin herbiri yukarıdaki 1. ve 2. şıklarındaki yöntemlerle incelendikten sonra Fourier sentezi, gerçek sismik sinyaller üzerinde soğurmanın en doğru etkisini verecektir (Aki and Richards 1980).

Soğurmanın diğer bir tanımı da harmonik bir dalganın genliğinde meydana gelen azalımın logaritmasıdır. Buna göre logaritmik azalım,

$$\delta = \ln(A_1 / A_2) \quad (2)$$

şeklinde tanımlanır. Burada A_1 ve A_2 iki farklı uzaklık-taki genliklerdir, (2) bağıntısı seriye açıldığında,

$$\delta = \ln(A_1 / A_2) = (A_1 - A_2 / A_1) + \frac{1}{2} (A_1 - A_2 / A_1)^2 + \frac{1}{3} (A_1 - A_2 / A_1)^3 \quad (3)$$

elde edilir ve ayrıca, soğurma büyükse (3) bağıntısındaki yüksek dereceden terimler ihmal edilebilir. Böylece,

$$\delta = A_1 - A_2 / A_1 = [(A_1 - A_2) (A_1 + A_2) / A_1 (A_1 + A_2)] \quad (4)$$

bulunur ve aynı zamanda (4) bağıntısı,

$$\delta = A_1^2 - A_2^2 / 2 A_1^2 \quad (5)$$

olarak yazılabilir. Bilindiği gibi bir dalganın enerjisi, genliğinin karesiyle orantılıdır. Bu durumda (5) numaralı bağıntıdan,

$$\delta = \Delta E / 2E \quad (6)$$

elde edilebilir. Diğer yandan (2) numaralı bağıntının kullanılmasıyla aşağıdaki logaritmik azalma faktörü yazılabilir.

$$\begin{aligned} \delta &= \ln(A_0 e^{r_1} / A_0 e^{r_2}) \\ &= \ln e^{r_1 - r_2} \\ &= r_1 - r_2 \end{aligned} \quad (7)$$

Burada logaritmik azalım bir dalga boyu mesafedeki logaritmik genlik azalımını ifade eder;

$$\delta = \gamma \lambda = \gamma V / f \quad (8)$$

Burada, γ , dalga boyu; V, hız; f, frekans'tır.

(1) ve (8) kullanıldığında,

$$1/Q = \Delta E / 2\pi E = \delta / \pi = \gamma V / \pi f \quad (9)$$

elde edilir. (9) nolu bağıntı, elastik dalgalarının soğurulmasının saptanmasında kullanılır; fakat istasyon ve kaynak arasındaki uzaklık nedeniyle bazı zorluklarla karşılaşmaktadır. Ayrıca elastik dalgaların hızları derinlikle artar ve böylece ışın yolları eğrisel bir biçim alır. Işın yolu boyunca soğurmaya elde etmek için (9) bağıntısının ışın yolu boyunca integralinin alınması gereklidir. Buna göre,

$$\gamma = \pi f \int dS / QV \quad (10)$$

olur. Bu işlem yapıldıktan sonra dalganın genliği,

$$A=A_0e^{-\pi f s / QV} \quad (11)$$

şeklinde yazılabilir. Bu bağıntı, birim uzunluktaki ışın yolu için geçerlidir. Fiziksel olarak soğurma Q^{-1} ya da kalite faktörü, her bir devirdeki (örn: sn, km) dağılan (kaybolan) enerjinin toplam enerjiye oranıdır.

Sismik dalgalar yeriçinde yol alırken, kaybolan enerjileri nedeniyle etkileri azalır.

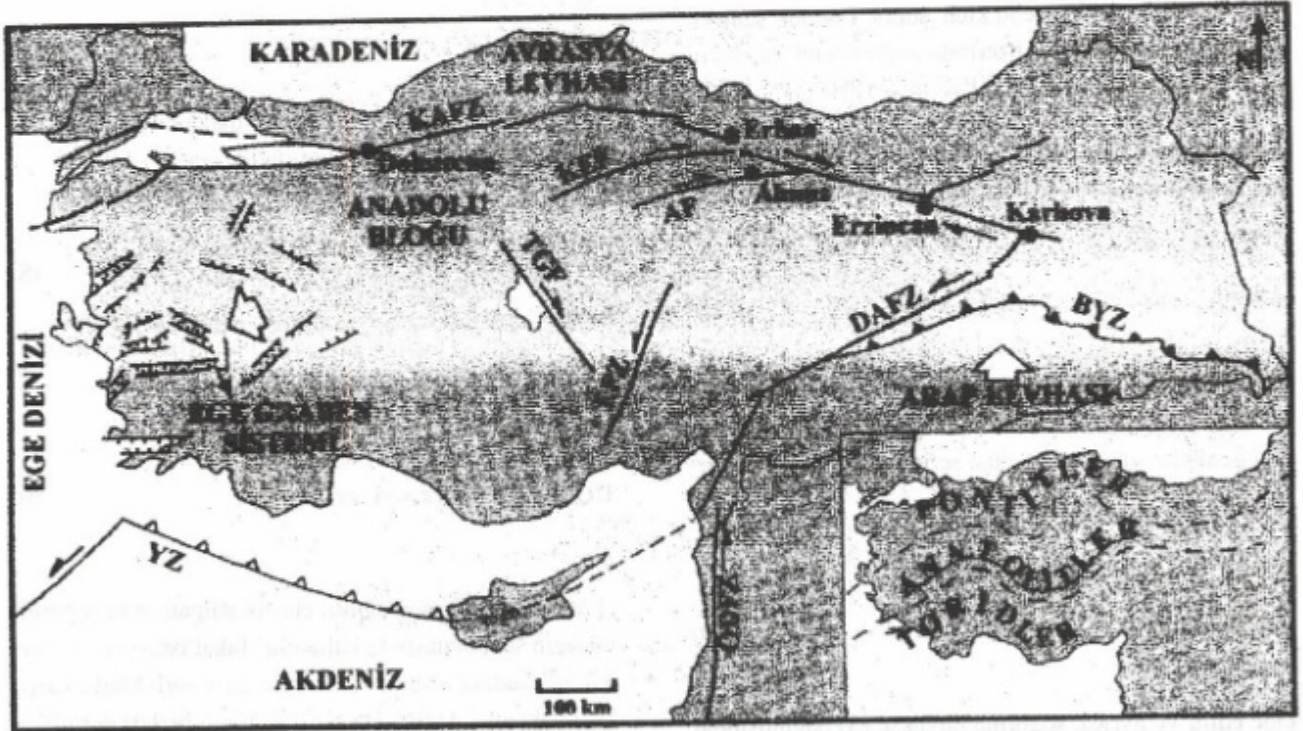
Kaynaktan alıcıya gelene kadar sismik dalgaların soğurulmasının artması, kalitelerinin düşmesine neden olur. Buradan da anlaşılacağı gibi, kalite faktörü ile soğurma ters orantılıdır. Aralarındaki bağıntı ise şu şekildedir:

$$Q = \frac{\pi f}{\gamma V} \quad (12)$$

Bu bağıntıda; f: frekans; V: dalga hızı; Q: kalite faktörü; γ : soğurma katsayısıdır. Yukarıda görüldüğü gibi soğurma; dalganın frekansına, ortamın esnek dalga hızına, ortamın kalite faktörüne bağlıdır. Sonuçta, soğurma katsayısı (γ) arttıkça, kalite faktörü (Q) azalmaktadır.

DOĞU ANADOLUNUN JEOTEKTONİK YAPISI

Pek çok araştırmacının ortaya koyduğu gibi Anadolu'nun tümü sıkışmaya uğramış ve basınç altında açılan tektonik ve stratigrafik birlikler oluşmuş ve genelde sınır bölgelerinde doğu-batı doğrultulu önemli fay, tektonik sınır ve volkanik zonlar meydana gelmiştir (Şengör ve Kidd 1979, Şaroğlu ve Yılmaz 1984).



Şekil 1. Anadolu'daki büyük tektonik birimler ve dağılımları (Piper ve diğ. 1996). TGF, Tuz Gölü Fayı; KEF, Kırıkkale-Erbaa Fayı; AF, Almus Fayı; EFZ, Ecemiş Fayı; YZ, Doğu Akdeniz Yitim Zonu; ODFZ, Ölü Deniz Fay Zonu; BYZ, Bitlis Bindirme Zonu.

Figure 1. Major tectonic units and their distribution. (Piper et.al. 1996). TGF, Tuz Gölü Fault; KEF, Kırıkkale-Erbaa Fault; AF, Almus Fault; EFZ, Ecemiş Fault; YZ, East Mediterranean subduction Zone; ODFZ, Dead Sea Fault Zone; BYZ, Bitlis Thrust Zone.

Dolayısıyla bu sınırlar boyunca kuzeyde kuzeye, güneyde ise güneye itilmeler, devrilmeler, şarpyaj ve naplar oluşmuştur. Bu yapılar; Doğu Anadolu'nun kabaca K-G yönünde uzamasına, kıta kabuğunun kalınlaşmasına ve bölgenin yükselmesine neden olmuştur. Böylece neotektonik boyunca D-B uzanımlı ve senklinallere karşılık gelen havzalar ile antiklinallere karşılık gelen sırtlar gelişmiştir.

K-G yönünde meydana gelen açılma çatlakları ile sıçrama yapan doğrultu atımı faylar arasında havzalar gelişmiştir (Şekil 1). Kıta kabuğunun evrimine bağlı olarak bölgenin genç volkanizması da değişiklikler sergilemiştir. Volkanlar genelde gerilme çatlaklarını kendilerine çıkış yolu olarak seçmiştir. Dönemin diğer bir özelliği, K-G yönlü akarsuların yarma vadiler; D-B yönündekilerin ise menderesli yataklar geliştirmiş olmasıdır. Doğu Anadolu'da yeni döneme ait yaygın çökel alanları ve bu çökellerle yaşıt, geniş alanlar kaplayan volkanitler yer almaktadır. Bölgenin önemli volkanları: Nemrut, Süphan, Tendürek ve Ararat Dağı'dır. Önemli faylar: Doğu Anadolu Fayı, Kuzey Anadolu Fayı, Malazgirt fayı, Süphan Fayı, Kagızman Fayı, Erzurum Fayı, Çaldıran Fayı, Balık Gölü Fayı, Tutak Fayı, Hasan Timur Fayı ve Erçiş Fayı'dır.

DOĞU ANADOLU'DA P DALGALARININ SOĞURULMASI

Verilerin Özellikleri

Doğu Anadolu'da elastik dalgaların soğurulmasını incelemek için BÜ Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) Diyarbakır İstasyonunda (DYB) kaydedilmiş 98 tane depremin sismogramlarından yararlanılmıştır. Bunlar, 34°-41° K enlemleri ile 34°-44.5° D boylamları arasında yer almaktadır (Şekil 2). Dış merkez uzaklıkları 56-442 km'ler arasında, magnitüdler ise 2.5 - 5.5 arasında değişmektedir.

Kullanılan deprem kayıtları DYB'e ait olduğundan ve hepsi aynı türde sismograf tarafından kaydedildiği için alet düzeltmesi yapılmamıştır. Çizelge 1'de verilen depremlerin magnitüdü ve odak derinlikleri, KRDAE tarafından belirlenmiştir.

P dalgalarının genlikleri kullanılmıştır Şekil 3.'te kullanılan bazı sismogramlar görülmektedir.

Magnitüd Normalizasyonu

Çalışmada kullanılan depremlerin magnitüdü 2.5 ile 5.5 arasında değişmektedir.

Çizelge 1. 1997-1999 yılları arası Doğu Anadolu'da olmuş ve çalışmada kullanılan deprem odak parametreleri

Table 1. Parameters of the earthquakes between 1997 and 1999 used in this study .

Sıra	Oluş Zamanı	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Dış Merkez Uzak. (km)	Magnitüd
1	970123 1453	12.90	35-58.80	36-11.40	10.00	420.264 4.00
2	970215 0140	49.90	38-21.00	40-35.40	23.00	76.586 4.30
3	970215 1556	5.00	37-56.40	37-49.80	0.00	233.119 4.10
4	970216 1950	3.30	37-58.20	37-45.60	0.00	236.647 4.20
5	970226 2247	51.40	36-4.20	36-16.20	20.00	375.198 4.00
6	970228 0003	52.30	40-40.80	35-18.00	5.00	534.520 4.70
7	970304 1422	56.30	39-19.80	40-58.80	12.00	187.176 4.30
8	970325 0055	36.80	37-12.00	38-50.40	10.00	152.526 3.70
9	970326 1320	24.30	33-50.40	35-16.80	19.00	634.955 4.70
10	970409 1947	9.30	37-56.40	39-50.40	0.00	56.554 3.40
11	970411 2004	14.30	38-16.20	39-6.60	1.00	116.560 3.30
12	970419 1100	49.90	38-44.40	42-7.80	0.00	197.391 4.20

Sıra	Oluş Zamanı			Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Dış Merkez Uzak. (km)	Magnitüd
13	970420	0630	52.30	38-12.00	38-55.80	4.00	153.158	3.90
14	970420	2108	4.00	36-48.60	42-40.20	0.00	232.247	4.70
15	970420	2117	26.80	36-52.80	42-39.00	0.00	229.231	4.30
16	970504	1939	7.80	39-3.60	38-44.40	5.00	223.077	3.60
17	970526	0051	52.90	38-21.00	38-55.20	5.00	158.308	3.10
18	970529	2346	10.80	38-13.80	41-28.80	0.00	121.093	3.50
19	970601	1033	44.90	39-21.00	41-40.80	0.00	215.888	4.00
20	970624	0842	47.60	38-22.80	39-7.80	7.00	120.574	4.10
21	970625	1012	12.50	38-13.80	39-5.40	6.00	116.705	3.80
22	970626	1337	44.50	39-7.80	42-34.80	5.00	257.826	4.00
23	970710	1550	38.80	38-57.60	40-26.40	15.00	115.811	3.80
24	970717	2236	40.80	38-30.60	39-27.00	0.00	114.595	3.50
25	970828	0143	13.00	39-12.60	40-50.40	9.00	179.129	3.50
26	970911	1559	57.20	38-28.20	39-13.80	5.00	120.253	3.40
27	970920	2342	17.50	39-5.40	40-12.60	7.00	167.474	3.80
28	970926	1113	6.30	39-19.80	41-26.40	0.00	208.487	4.00
29	970930	0215	57.80	38-12.00	38-46.20	0.00	161.182	3.60
30	971002	0106	28.50	38-41.40	44-36.00	0.00	382.838	4.40
31	971010	0648	19.40	38-20.40	39-12.60	8.00	115.079	3.10
32	971010	2121	0.20	38-37.20	43-27.00	6.00	289.883	4.00
33	971010	2335	38.00	38-40.20	43-54.60	7.00	314.228	4.00
34	971012	0506	7.70	38-28.20	43-23.40	12.00	283.655	4.20
35	971013	0158	30.30	37-15.60	36-20.40	10.00	351.339	3.80
36	971013	1303	11.40	38-25.20	37-15.60	10.00	273.498	2.90
37	971017	0225	24.60	37-21.60	36-11.40	3.00	358.395	3.90
38	971022	2328	51.50	38-1.20	42-34.20	0.00	200.560	3.70
39	971023	1606	37.30	38-42.60	41-19.80	0.00	135.659	4.00
40	971030	0405	33.60	38-48.60	43-15.60	0.00	285.176	4.40
41	971101	1350	51.00	39-16.20	39-45.00	0.00	189.510	4.10
42	971102	0025	58.50	38-46.20	43-26.40	0.00	292.216	4.40
43	971103	0807	57.80	38-45.60	42-24.00	8.00	210.677	4.90
44	971103	0847	2.30	38-36.00	41-1.20	12.00	118.777	4.10
45	971105	0315	14.70	38-22.80	42-57.00	0.00	226.900	4.00
46	971206	0417	0.20	38-25.20	39-13.20	8.00	118.675	4.00
47	971209	0316	8.50	36-53.40	42-42.60	2.00	232.340	4.50
48	971212	0801	16.00	39-49.80	41-52.80	0.00	248.860	4.00
49	971214	0312	56.60	35-28.80	34-45.60	14.00	566.727	3.90
50	980107	0431	45.00	38-15.00	39-6.00	4.00	116.601	3.00
51	980107	1933	35.70	38-33.60	40-39.60	5.00	90.308	2.90
52	980116	2236	41.50	39-21.00	40-4.80	23.00	185.438	3.30
53	980125	0055	1.90	37-49.20	38-48.00	5.00	146.746	3.90
54	980224	0645	58.20	39-46.20	41-19.80	2.00	231.788	3.70
55	980224	1020	45.90	39-16.20	39-54.60	1.00	187.163	4.20
56	80305	1903	3.10	38-3.00	38-36.00	0.00	165.836	3.80
57	980315	2310	38.90	37-34.20	38-15.60	4.00	177.367	4.00
58	980328	0029	57.70	38-12.60	38-42.60	5.00	164.402	4.40

Sıra	Oluş Zamanı			Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Dış Merkez Uzak. (km)	Magnitüd
59	980627	1355	51.80	36-57.60	35-31.20	18.00	442.506	6.30
60	980628	0359	24.80	37-0.00	35-40.80	6.00	424.305	4.90
61	980630	0242	46.50	37-3.60	35-36.00	8.00	427.280	3.10
62	980704	0215	47.20	36-51.00	35-28.20	35.00	446.905	5.10
63	980717	1815	13.60	36-42.00	36-2.40	5.00	386.970	4.00
64	980807	0136	12.70	37-54.60	43-14.40	0.00	264.935	4.40
65	980922	0458	45.00	36-58.80	36-56.40	0.00	335.475	4.10
66	981008	2048	9.10	38-46.80	40-13.20	7.00	102.038	4.40
67	981011	0722	19.80	38-52.80	42-23.40	0.00	213.151	3.90
68	981014	0119	6.70	39-17.40	40-54.00	25.00	184.131	3.60
69	981015	1226	54.80	39-3.00	40-25.20	2.00	165.530	3.60
70	981018	0837	44.10	37-17.40	36-15.00	12.00	355.585	4.10
71	981024	2127	48.30	38-39.00	43-4.80	0.00	271.529	3.60
72	981104	0143	7.40	37-53.40	38-47.40	5.00	147.485	4.10
73	981106	0414	54.60	38-54.00	42-33.60	22.00	221.817	3.90
74	981106	1032	20.10	39-12.00	40-8.40	5.00	175.326	4.00
75	981110	0539	31.50	39-9.00	40-10.20	5.00	171.945	4.30
76	981110	0842	30.70	39-8.40	40-9.00	1.00	250.718	4.60
77	981110	0859	26.00	39-12.60	40-7.80	12.00	175.353	4.00
78	981110	1554	53.80	39-9.00	40-8.40	2.00	171.987	4.10
79	981111	0308	30.90	39-10.80	40-11.40	0.00	173.051	3.50
80	981118	0532	24.40	39-10.20	40-4.20	0.00	173.246	3.80
81	981118	1658	38.30	39-8.40	40-15.00	13.00	170.803	3.90
82	981119	1915	28.10	38-7.20	38-55.80	7.00	151.764	3.20
83	981220	0321	12.80	38-46.20	40-1.20	1.00	102.676	4.50
84	981220	1348	42.50	39-23.40	40-10.20	18.00	187.472	4.20
85	990102	257	18.73	38-40.25	39-47.99	.62	112.058	4.10
86	990115	1147	45.13	38-35.48	40-15.75	.08	89.825	3.66
87	990121	213	50.86	37-4.68	36-13.13	.09	359.580	3.85
88	990125	035	6.00	39-17.06	40-13.34	.77	180.794	3.45
89	990125	23.7	11.84	38-24.76	40-24.34	.08	78.147	3.22
90	990214	1659	14.2	38-1.03	38-33.35	.07	167.647	4.04
91	990218	22.0	45.99	38-47.36	40-19.49	5.28	103.239	3.13
92	990301	1046	36.49	39-19.69	40-46.79	.09	185.125	4.33
93	990301	1453	51.70	38-9.93	41-7.86	6.3	102.062	4.31
94	990301	1756	33.29	38-10.75	41-5.27	.90	101.302	3.91
95	990305	0	14.16	38-23.16	39-5.03	5.19	122.620	2.96
96	990313	2117	37.55	38-26.36	39-14.36	.56	118.736	4.05
97	990406	08	22.16	39-20.39	38-12.17	.05	254.980	5.13
98	990411	2135	9.39	37-46.25	38-10.59	8.78	180.459	4.00

Bu nedenle, genliklerde magnitüd etkisini gidermek için Şekil 3'te bazıları görülen sismogramlardan okunan P dalga genlikleri üzerinde $M_L=4.0$ değerine göre normalize işlemi yapılması gereği duyulmuştur. Bunun için

$$M = a \log \tau + b \Delta + c \quad (13)$$

şeklinde tanımlanan sinyal uzunluğu-magnitüd bağıntısı kullanılmıştır. Burada M: magnitüd; τ : sinyal uzunluğu; Δ : dış merkez uzaklığı; a,b,c ise sabit katsayılarıdır.

Bu bağıntı, sinyal süresine göre magnitüd hesaplaması yapmaktadır. Magnitüd-genlik ilişkisiyle çalışmak için magnitüd değerleri ,

$$M = d \log A + e \Delta + f \quad (14)$$

şeklinde bir bağıntıyla temsil edilmeye çalışılmıştır. Burada A, genliktir.

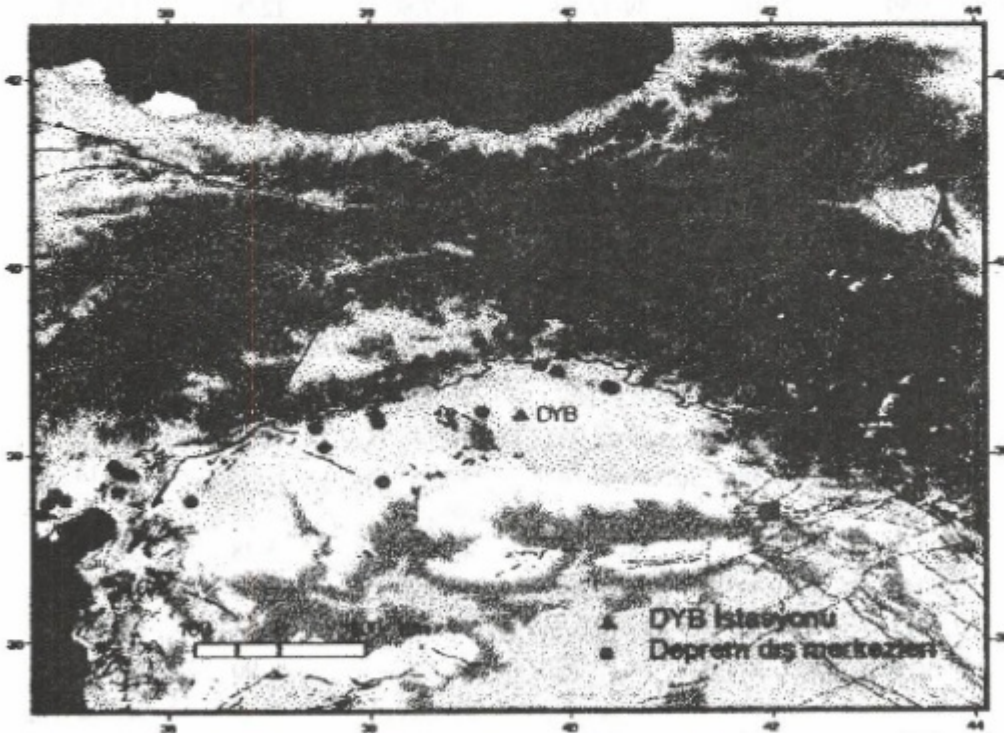
Sismogramlardan okunan P dalgasının maximum genlik değerleri (Şekil 3), 14 nolu bağıntıda yerine konularak, en küçük kareler yöntemiyle bu bağıntı sistemi çözüldüğünde d,e,f katsayıları bulunmuştur. Bunlar ise $d=0.48$, $e=0.0024$, $f=4.73$ şeklindedir.

Böylece kullanılacak bağıntı,

$$M = 0.48 \log A + 0.0024 \Delta + 4.73 \quad (15)$$

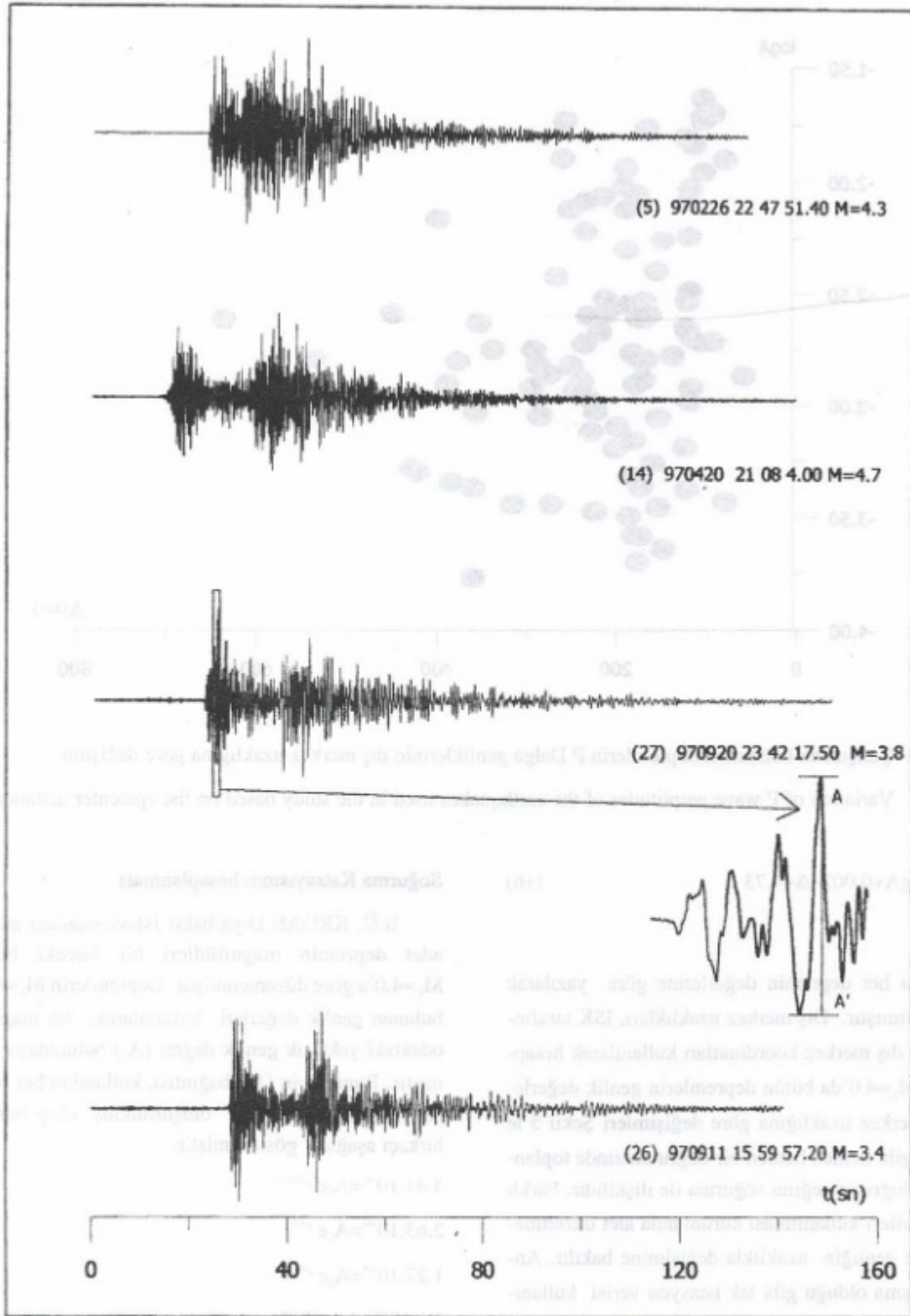
şeklinde elde edilmiştir. Sismogramlardan okunan P dalga genliklerinin dış merkez uzaklığına göre değişimi Şekil 4'te görülmektedir.

Daha sonra değişik dış merkez uzaklıklarında ve değişik genliklerde olan depremleri aynı magnitüdü imiş gibi düşünmek amacıyla tüm depremler $M_L=4.0$ referans magnitüdüne göre normalize edilmiştir. Buna göre,



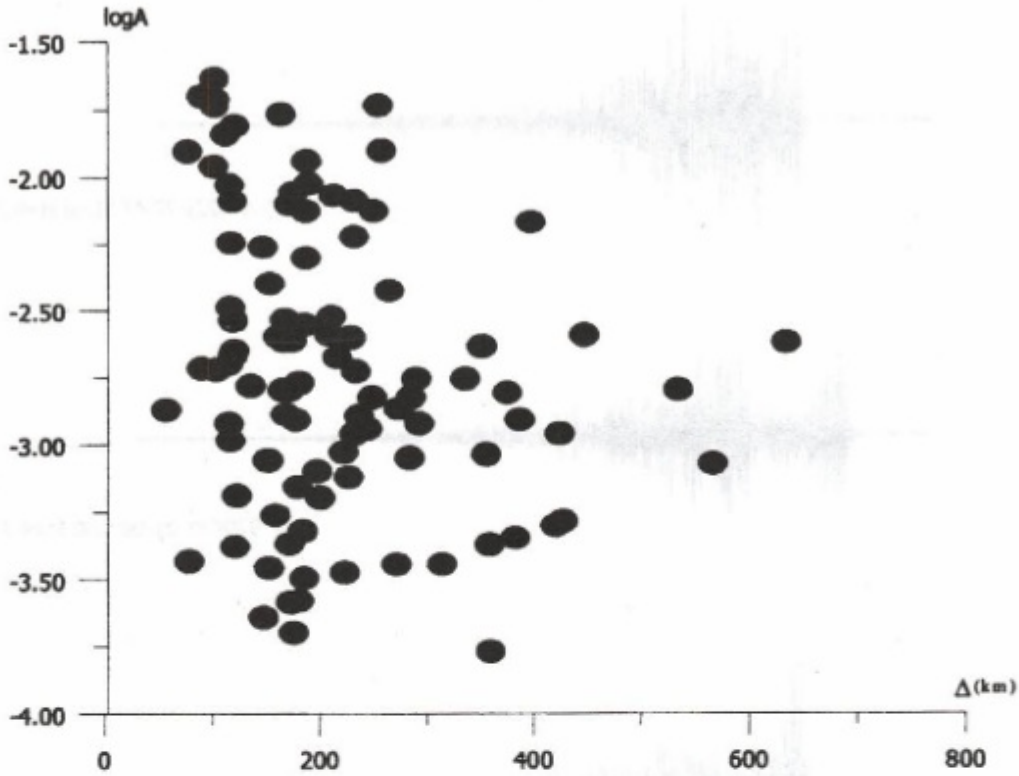
Şekil 2. Çalışmada kullanılan depremlerin dış merkez dağılımı.

Figure 2. Epicenter distribution of the earthquakes used in this study.



Şekil 3. DYB istasyonunda kaydedilmiş 4 adet düşey bileşen deprem kaydı.

Figure 3. Four vertical component seismograms of local earthquakes in the Eastern Anatolia.



Şekil 4. Çalışmada kullanılan depremlerin P Dalgı genliklerinin dış merkez uzaklığına göre değişimi.

Figure 4. Variation of P wave amplitudes of the earthquakes used in the study based on the epicenter distances.

$$4.0 = 0.48 \log A + 0.0024 \Delta + 4.73$$

(16)

bağıntısında her depremin değerlerine göre yazılarak çözüm yapılmıştır. Dış merkez uzaklıkları, ISK tarafından verilen dış merkez koordinatları kullanılarak hesaplanmıştır. $M_L=4.0$ 'da bütün depremlerin genlik değerlerinin dış merkez uzaklığına göre değişimleri Şekil 5'te görüldüğü gibi hemen hemen bir doğru üzerinde toplanmıştır. Bu doğrunun eğimi soğurma ile ilişkilidir. Farklı istasyon verileri kullanılması durumunda alet düzeltilmesi yapılarak genliğin uzaklıkla değişimine bakılır. Ancak bu çalışma olduğu gibi tek istasyon verisi kullanımında, çalışılan frekans aralığında alet aynı büyütmeye değerine sahip ise doğrunun eğiminde değişim söz konusu olmadığından alet düzeltilmesi işlemine gerek yoktur.

Soğurma Katsayısının hesaplanması

B.Ü. KRDAE Diyarbakır İstasyonundan alınan 98 adet depremin magnitüdüleri bir önceki bölümde $M_L=4.0$ 'a göre düzenlenmiştir. Depremlerin $M_L=4.0$ için bulunan genlik değerleri kullanılarak, bu magnitütte, odaktaki yaklaşık genlik değerı (A_0) bulunmaya çalışılmıştır. Bunun için (11) bağıntısı, kullanılan her bir deprem parametresine göre oluşturulmuş olup bunlardan birkaçı aşağıda gösterilmiştir.

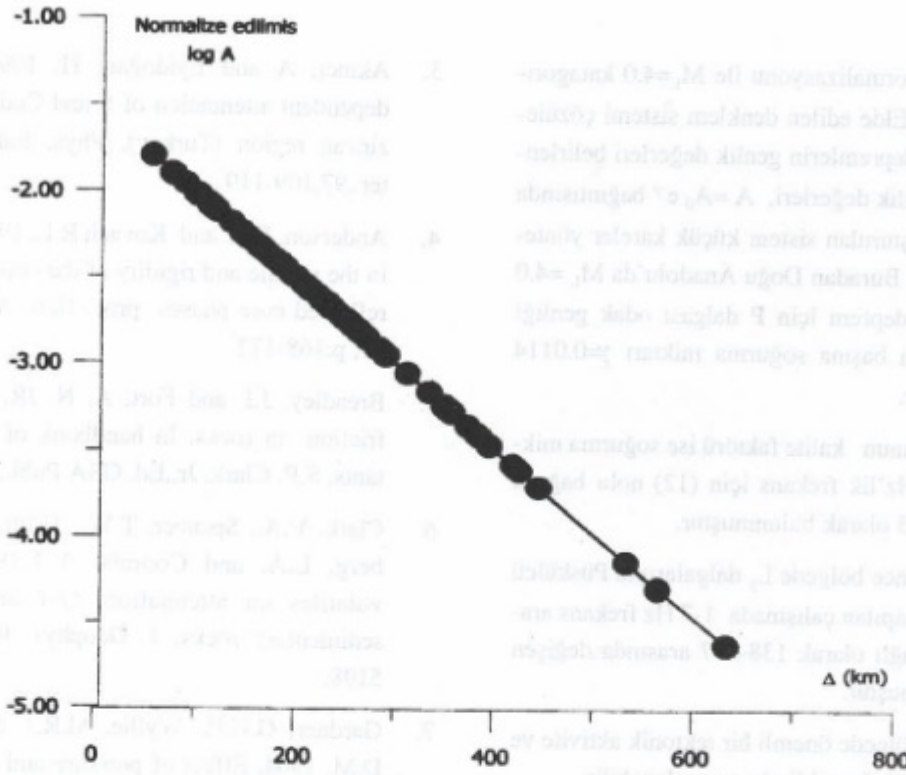
$$3.41 \cdot 10^{-04} = A_0 e^{-0.00732 \Delta}$$

$$2.63 \cdot 10^{-04} = A_0 e^{-0.00420 \Delta}$$

$$1.27 \cdot 10^{-04} = A_0 e^{-0.00765 \Delta}$$

$$2.1 \cdot 10^{-04} = A_0 e^{-0.00233119 \Delta}$$

Burada da diğer işlemlerin çözümlelerinde kullanılan en küçük kareler yöntemi ile bağıntılar çözülmüştür. İşlem sonucunda Doğu Anadolu'da $M_L=4.0$ magnitüdün-



Şekil 5. ML=4.0'da depremlerin P dalga genliklerinin dış merkez uzaklığına göre değişimi.

Figure 5. P wave amplitudes of the earthquakes normalized to ML=4.0 versus epicenter distances.

de bir depremde odaktaki P dalgasının genlik değeri $A_0=0.03263$ ve dalganın km başına soğurulma miktarı, $\gamma=0.0114 \text{ km}^{-1}$ olarak bulunmuştur.

Kalite Faktörünün Hesaplanması

B.Ü. KRDAE'nin Diyarbakır İstasyonundan(DYB) alınan 1997-1999 yılları arasında meydana gelmiş 98 adet deprem verisine magnitüd normalizasyonu uygulanarak soğurulma miktarı bulunmuştur. Doğu Anadolu için kalite faktörünün hesaplanması ise 12 nolu bağıntı yardımıyla yapılmıştır. Bu bölge için P dalgasının ortalama hızı, 5.8 km/s (Kenar ve Toksöz 1989, Osmanşahin ve Alptekin 1990) olarak alınmıştır.

Frekans 1Hz olarak alınabilir. Bu bilgiler ışığında 12 bağıntısı,

$$Q = \pi * 1 / (5.8 * 0.0114) \quad (18)$$

şeklinde yazılabilir. İşlem sonucunda $Q=47.5$ olarak bulunur.

Sonuç olarak, Doğu Anadolu için kalite faktörü P dalgası genlikleri ile yapılan çalışma sonucu $Q=47.5$ olarak bulunmuştur.

SONUÇLAR

Doğu Anadolu'nun soğurma miktarının belirlenmesi amaçlanan bu çalışmada bölgede oluşmuş, B.Ü. KRDAE Diyarbakır İstasyonu'nda (DYB) kaydedilmiş düşey bileşen 98 adet deprem verisi kullanılmıştır.

Çalışmada klasik magnitüd formülünde sinyal süresi yerine, depremlerin P dalga genlikleri kullanılarak magnitüd-genlik ilişkisi kurulmaya çalışılmıştır. İşlem sonucunda Doğu Anadolu için genliklerden magnitüd bağıntısı,

$$M = 0.48 \log A + 0.0024 \Delta + 4.73 \quad (16)$$

olarak bulunmuştur.

Dış merkez uzaklıkları ve genlikleri farklı olan dep-

remler, magnitüd normalizasyonu ile $M_L=4.0$ katagorisinde toplanmıştır. Elde edilen denklem sistemi çözülerek $M_L=4.0$ olan depremlerin genlik değerleri belirlenmiştir. Bulunan genlik değerleri, $A=A_0 e^{-\gamma}$ bağıntısında yerine konarak oluşturulan sistem küçük kareler yöntemiyle çözülmüştür. Buradan Doğu Anadolu'da $M_L=4.0$ magnitüdünde bir deprem için P dalgası odak genliği $A_0=0.03263$ ve km başına soğurma miktarı $\gamma=0.0114$ olarak bulunmuştur.

Doğu Anadolu'nun kalite faktörü ise soğurma miktarı yardımıyla 1 Hz'lik frekans için (12) nolu bağıntı kullanılarak $Q=47.5$ olarak bulunmuştur.

Ayrıca daha önce bölgede L_z dalgalarıyla Püskülcü (2000) tarafından yapılan çalışmada 1-7 Hz frekans aralığında frekansa bağlı olarak 138-697 arasında değişen Q değerleri bulunmuştur.

Bu sonuçlar bölgede önemli bir tektonik aktivite ve sismisiteye sahip olduğu şeklinde yorumlanabilir.

Bu çalışmayla bulunan Doğu Anadolu için sismik dalgaların soğurma miktarı (γ) ve kalite faktörü (Q); Türkiye'nin kalite faktörü haritasının çıkartılmasında, kabuk yapısının haritalanmasına ve deprem parametrelerinin sağlıklı bir şekilde belirlenmesine yardımcı olmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu verilerin elde edilmesinde başta B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'ne, Prof. Dr. Balamir ÜÇER'e, Doç.Dr. Ali PINAR'a ve KOÜ. Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma ve Uygulama Merkezi çalışanlarına önerileriyle katkı sağladıkları için teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

1. Aki, K. and Richards P.G. 1980, Quantitative Seismology, Theory and Methods, p. 98,168-169
2. Akıncı, A. 1994, Attenuative behaviors of Western Anatolia and Southern Spain using single and multiple scattering models, Ph.D. Thesis, Dokuz Eylül University, Graduate School of Natural and Applied Sciences, p. 37-39.
3. Akıncı, A. and Eyidoğan, H. 1996, Frequency-dependent attenuation of S and Coda waves in Erzincan region (Turkey), Phys. Earth Planet. Inter., 97,109-119.
4. Anderson, D.L. and Kovach R.L. 1964, Attenuation in the mantle and rigidity of the core from multiply reflected core phases proc. Natl. Acad. Sci. U.S., 51, p.168-172
5. Bradley, J.J. and Fort, A. N. JR. 1966, Internal friction in rocks. In handbook of physical constants, S.P. Clark, Jr., Ed., GSA Publ., p. 175-193.
6. Clark, V.A., Spencer, T.W., Tittmann, B.R., Ahlberg, L.A. and Coombe, L.T. 1980, Effect of volatiles on attenuation, Q-1 and velocity in sedimentary rocks, J. Geophys. Res. 85, p.5190-5198.
7. Gardner, G.H.F., Wyllie, M.R.J. and Droschack, D.M. 1964, Effect of pressure and fluid saturation on the attenuation of elastic waves in sands, J. Petr. Tech., p. 189-198.
8. Gök R. and Türkelli N. 2000, Regional wave propagation in Turkey and surrounding regions, Geoph. Res. Let. Vol.27 No. 3 p:429-432.
9. Horasan G., Kaşlılar A., Boztepe A. and Türkelli N. 1998, S wave attenuation in the Marmara region, northwestern Turkey, Geop. Res. Let. Vol.25 No.14 p:2733-2736.
10. Kenar, Ö. ve Toksöz, M.N. 1989, Anadolu yarımadasında yüzey dalgalarının dispersiyonu ve ortamın soğurma özellikleri, Jeofizik 3.2.s:92-106
11. Klima, K., Vanek, J. and Pros, Z. 1964, The attenuation of longitudinal waves in diabase and greywacke under pressure up to 4 kilobars, studia, Geoph. et Geod. 8, p.247-254.
12. Mason, W.P., Beshers, D.N. and Kuo, J.T. 1970, Internal friction in westerly granite; Relation to dislocation theory, J. Appl. Phys. 41, p. 5206-5209.
13. Osmanşahin, İ. ve Alptekin, Ö. 1990, Love ve Rayleigh dalgalarının istasyonlar arası ortam tepki fonksiyonlarından Anadolu ve civarında kabuk ve üst manto yapısının belirlenmesi, Jeofizik 4.2 s:123-146

14. Piper, J.D.A., Moore, J.M., Tatar, O., Gürsoy H. and Park, R.G. 1996, Paleomagnetic study of crustal deformation across and intracontinental transform the North Anatolian Fault Zone in North Turkey. Paleomag. And Tecto. Of the Medite. Region, Geol. Soci. Speci.Pub. No:105.pp.299-310.
15. Püskülcü, S. 1996, Attenuation of Lg phase in Eastern Turkey, M.Sc. thesis, in Geophy. Eng. Bogaziçi University.
16. Sertçelik F. 1999, Magnitude and attenuation analysis of local earthquake. International conference on Earthquake Hazard and risk in the mediterranean region, 18-22 october 1999 s:117.
17. Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. 1984, Doğu Anadolu'nun Neotektoniği ve ilgili Magnetizma, Ketin Sempozyumu. 149-162.
18. Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F. 1979, Post-collision tectonics of the Turkish-Iranian plateau and comparison with Tibet, Tectonop.55,361-376.
19. Tittman, B.R., Housley, R.M., Alers, G.A. and Cirlin, E.H.1974, Internal friction in rocks and its' relationship to volatiles on the moon, In Lunar Science Conf., 5th Proc.,Geochim. et.Cosmochim. Acta, suppl. 5, v.3, p. 2913-2918.

YAYIM KOŞULLARI

JEOFİZİK dergisinde yayımlanacak yazıların aşağıda belirtilen koşullara uygun olarak hazırlanması gerekmektedir. Biçim olarak yayım koşullarına uymayan yazılar incelemeye alınmadan geri verilecektir. Gönderilecek yazılar, bir asıl ve üç kopya olmak üzere, özet, abstract, ana yazı, kaynaklar, şekil ve çizelge yazıları ayrı bölümler halinde hazırlanmaktadır. Bu üç kopyaya Word kelime işlemcisiyle hazırlanmış bir disket veya CD eklenmelidir.

JEOFİZİK dergisinde yayımlanmak üzere gönderilmiş makalelerle ilgili bütün yazışmalar TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası ile yapılır.

Başka yayın organlarında yayımlanmış veya yayım için gönderilmiş makaleler basılmayacaktır. Yazarlar, makalenin Yayın Kurulu'na ilk gönderilişinde bir sunuş mektubu ile yazının başka bir yerde yayımlanmadığını ve bundan sonra da yayım için sunulmayacağını belirtmelidir. İki kez farklı toplantılarda sunulmuş ve özetler kitabında yer almış makaleler kabul edilmez.

YAYINA KABUL

Dergiye basım için gönderilen herhangi bir yazı öncelikle Editör tarafından incelenecektir. Ancak, bu ilk inceleme yazının bilimsel özü ile ilgili olmayıp, yayım amaçlarına ve yayım kurallarına uygunluğunun araştırılması şeklindedir. İlk seçimden sonra, makalenin konusunda uzmanlığı ile tanınmış üç hakeme başvurulmaktadır. İki olumlu görüşün bildirilmesi yazının basılması için yeterlidir. Genellikle, hakemler düzeltme önermekte, hakemlerden gelen öneriler Yayın Kurulu'na süzgeçten geçirilerek birleştirilmekte ve yazarlara bildirilmektedir. Kolay anlaşılabilirliğin ve bilimsel yeterliliğin sağlanması ile yazı basım için sıraya konmaktadır.

DİL VE ANLATIM

Yazılarda konunun özünü bir anlatımla verilmesine çalışılmalı ve konu gereksiz yere uzatılmamalıdır. Ancak, yazı anlaşılacak kadar kısa veya matematiksel bağıntı listesi şeklinde de hazırlanmamalıdır. Yazıda düzgün bir Türkçe kullanılmalı ve dilbilgisi kurallarına uyulmalıdır. Özellikle yeni bir konunun anlatımında, kullanılacak sözcüklerin seçimine özen gösterilmelidir. Dilimizde karşılığı olmayan terimler için öneri yapıldığında, yazı içerisinde ilk kullanılışında karşılığı ayrıca içinde verilmelidir. Yaygın olarak kullanılan ve geniş bir kesim tarafından kabul edilen Türkçe terimler için yeniden terim önerisi gerekli olmadıkça yapılmamalıdır.

YAZININ DAKTİLO EDİLMESİ

Yazılar bir asıl ve üç kopya olmak üzere hazırlanmalı ve 1.5 satır aralıklı yazılmalı, sayfaların üst, alt, sol ve sağ yanlarında boşluklar bırakılmalıdır. Şekiller, çizelgeler ve alt yazılar yazı içerisinde konulmamalı, ayrıca yazılmalıdır. Yerleştirme ve yazılım açısından güçlük çıkarttığından dolayı dipnotlardan kaçınılmalıdır. Özet, Abstract, Anabashlıklar, Kaynaklar sayfa başından başlamak üzere yazılmalı ve bütün sayfalar numaralandırılmalıdır.

Yazım hataları mutlaka el yazısıyla da olsa düzeltilmeli ve gözden kaçabilecek düzeltmelere olanak sağlamak amacıyla yukarıda da belirtildiği gibi 1.5 satır aralıklı yazılmalıdır. Bilgisayarda Word kelime işlemcisiyle yazılmış yazılar yayım için kabul edilir.

BAŞLIK VE ÖZET

Yazının başlığı mümkün olduğu kadar kısa olmalı, konuyu en iyi şekilde belirtmelidir. Özet 200 sözcüğü geçmemeli ve formül içermemelidir. Özetin İngilizcesi Abstract başlığı ile verilmeli ve özetten kesinlikle farklı olmamalıdır.

ANA METİN

Yazı üç aşamada kaleme alınmalıdır. Bunlar giriş, ana başlıklar ve sonuçlar bölümleridir. Yazı, giriş bölümüyle başlamalı ve daha önce yapılan çalışmalar ve yazının amacı tanıtılmalıdır. Daha sonra yazı ana başlıklara bölünerek, okuyucuya aktarılacak istenen düşünceler bir gelişim planına göre kaleme alınmalıdır. Sonuçlar bölümünde, elde edilen sonuçlar ve önerilen yöntemin kullanılmasıyla okuyucunun ne gibi yararlar elde edeceği özetlenmelidir. Ana başlıklar büyük harfle ve paragrafbaşı yapılmadan yazılmalıdır. Giriş ve sonuçlar dışında diğer ana başlıklar gerekirse alt başlıklara ayrılabilir. Alt bölüm başlıkları küçük harflerle ve ana başlıklarla aynı hizada yazılmalı ve dizgi sırasında farklı punto ile dizileceğinden altı çizilmelidir. Hem ana hem de alt başlıklardan sonra yazıya paragraf başı yapılarak devam edilmelidir.

Yazı içerisinde yazar adlarına değinim iki türlü gerçekleştirilebilir. Eğer, yazar adı cümlelerin öznesi olarak kullanılıyorsa, yazı- lım verilen örnekteki gibi olmalıdır. "Baker ve Carter (1972) bu konuda çeşitli araştırmalar yapmışlardır". Eğer, yazar adları cümle- nin bir parçası olarak kullanılmıyorsa izleyen örnekte olduğu gibi adlar ayrıca içinde verilmelidir. "Bu konuda çeşitli araştırmalar

yapılmıştır (Baker ve Carter 1972)". Yazarlar yabancı olsa dahi, yazı içerisinde "and" ve "et.al" sözcükleri yerine, iki yazar için "ve" ikiden fazla yazar için "ve diğ." kullanılmalıdır. Kişisel konuşmalar metin içerisinde ayrıç içinde belirtilmeli ve kaynaklar bölümüne konulmalıdır.

Şekil ve çizelgelerin metin içinde yazılımı da yazar adlarının yazılımı ile aynıdır. İzleyen örneklerde olduğu gibi iki tür yazılım kullanılmalıdır. "Şekil 14'de salınımlı fonksiyonlar görülmektedir." ya da "Bu fonksiyonlar salınımlı bir yapı gösterir (Şekil 14)." Şekil ve çizelgeler yazı içerisinde geçiş sırasına göre numaralandırılmalıdır.

Matematik bağıntılarda kullanılan simgelerin, ilk geçişlerinde anlamları ve gerektiğinde birimleri verilmelidir. Metin içinde değilen bağıntılar kesinlikle numaralandırılmalıdır. Tüm bağıntıların numaralandırılması yazara bağlıdır. Başkaları tarafından türetilen bağıntılar için kaynak verilmesine özen gösterilmelidir. Bağıntılar, paragraf başı yapılmadan (sola dayalı olarak) yazılmalıdır.

Birimlendirme SI Birim Sistemi'ne göre yapılmalıdır. Kısaltmalarda SI Birim Sistemi kurallarına uyulmalıdır. En sık görülen yanlış birim kısaltmalarında nokta kullanılmasıdır. Diğer tüm kısaltmalarda ise, ilk yazılıştan sonra ayrıç içinde kısaltmanın açık yazılımı verilmelidir. Örneğin, EM (elektromanyetik) gibi. Standart hale gelmiş simgeler dışında Yunan Harfleri kullanılmamalıdır. Genellikle, bu harfler el ile yazıldığından, basımevine kolaylık sağlamak için ilk geçişlerinde kurşun kalemle üstlerine okunuşu yazılmalıdır. (teta, kappa).

ŞEKİL VE ÇİZELGELER

Şekiller aydınlatıcı kağıda çizilmeli ve yazıları şablon ile yazılmalıdır. Şekillerin küçültülmesi olası olduğundan, bu durumda şekiller ve şekil üstündeki yazılar özelliğini kaybetmeyecek biçimde hazırlanmalıdır. Büyük boyuttaki şekiller tek sayfa boyutunda basılacağından, özellikle bu tür şekillerin hazırlanmasına özen gösterilmelidir. Basım için elverişli olabilecek bilgisayar çıktıları dışında, basımda güçlük çıkaracak türde hazırlanan şekil veya çizelgeler kabul edilmeyecektir.

Her şekil ve çizelgenin üstüne kurşun kalemle numarası yazılmalıdır. Şekil ve çizelgelerin alt yazıları Türkçe ve İngilizce olarak ayrıca daktilo edilmelidir. Yazı içerisinde şekil ve çizelge terimleri yerine başka terimler kullanılmamalıdır.

Şekil ve çizelgelerde bulunan açıklayıcı bilgilerin yanına veya altına ayrıç içinde İngilizceleri de yazılmalıdır.

KAYNAKLAR

Yazı içerisinde geçen bütün kaynaklar, yazı sonunda yazar soyadlarına göre alfabetik olarak verilmelidir. Aynı yazarın, aynı yılda birden fazla yazısı kaynak olarak gösterilmesi durumunda a, b, c şeklinde bir sıralama yıl sonuna eklenmelidir. Yazı içerisinde bir yazarın birden fazla yazısını belirtmek için yıllar virgülle ayrılarak verilmelidir. Örneğin (Koefoed 1979a, 1979b, 1980). Kaynaklar listesinde alt alta düşen aynı yazar adı için çizgi kullanılmamalıdır. Birden fazla yazar olduğunda makale Türkçe ise "ve", İngilizce ise "and" sözcüğü kullanılmalıdır.

Makalelerin kaynak verilmesinde, yazar soyadı, adın ilk harfi, yıl, makale adı, yayınlandığı dergi, cilt no, sayfa noları sırasına uyulmalıdır. Aşağıdaki örneklerin incelenmesiyle anlatılmaya çalışılan kalıp açıklıkla görülebilir:

Klein, J.D., Biegler, T. and Horne, M.D. 1984, Mineral interfacial processes in the method of induced polarization, *Geophysics* 49, 1105-1114.

Klein, J.D. and Shuey, R.T. 1978 a, Non linear impedance of mineral-electrolyte interface, Part I: Pyrite, *Geophysics* 43, 1222- 1234.

Klein, J.D. and Shuey, R.T. 1978b, Non linear impedance of mineral-electrolyte interfaces, Part II: Galena, Chalcopyrite and Graphite, *Geophysics* 43, 1235-1249.

Kitapların kaynak verilmesinde, yazar soyadı, adın ilk harfi, yıl, kitabın adı, yayıncı sırasına uyulmalıdır. Sayfa sayısı ise belirtilmemelidir. Kitap adının yazılımında kelimelerin ilk harfleri büyük harf olmalıdır. Tez, rapor ve benzeri yazılar için de aynı kural geçerlidir.

MacDonald, D.D. 1977, *Transient Techniques in Electrochemistry*, Plenum Press, New York.

Kitap içerisinde yayınlanan makalelerin kaynak gösterilmesi aşağıdaki biçimde olmalıdır.

Sluyters-Rehbach, M and Sluyters, J.H. 1970, Sine wave methods in the study of electrode processes in *Electroanalytical Chemistry* 4.J.A. Bard, (Ed.), Marcel Dekker, New York.

Smith, D.E. 1966, AC polarography and related techniques, in *Electroanalytical Chemistry I*, J.A.Bard. (ed.) Marcel Dekker, New York.

Dergi, kuruluş ve yayıncı adlarında kısaltma yapılmamalıdır.

ODA ÜYELERİ

2316	ERSİN ATILLA	2347	CEREN İSTANBULLU
2317	İSMAİL MÜJDECİ	2348	ŞULE GÜNTEL
2318	ENİS DELİKANLI	2349	ŞAMİL COŞKUN
2319	ÖZDEMİRHAN ÖZER	2350	ŞENAY GÜNEŞ
2320	ERDAL ALAGAŞ	2351	CEMİLE ÖZTÜRK
2321	HACI MEHMET ÖZBEK	2352	ZÜBEYDE ERSAN
2322	ÖMER FATİH GÜNDÜZ	2353	KAMİL UMUT ÖZSEZER
2323	İBRAHİM YILDIRIM	2354	ÇAĞRI ÇAYLAK
2324	ARZU PİRBUDAK	2355	YEŞİM USTA
2325	OKTAY YILMAZ	2356	TEOMAN ARSLAN
2326	T. CEM YERSEL	2357	TÜBA ÇELİKOĞLU
2327	MUSTAFA İLMAN	2358	ÜNAL BAYZAT
2328	MUHSİN KÜÇÜKBARUTÇU	2359	BAHTİŞEN GÖKERGİN
2329	HURİYE YILDIZ	2360	ÖMER ÇAKIR
2330	EMİNE DAĞ	2361	ÖZGÜR BAYKAL
2331	ALİ EKBER KIL	2362	ÖZGÜR BORA ENGİN
2332	LEVENT TAŞ	2363	İBRAHİM TAŞ
2333	EMRE DEĞİRMENCİ	2364	ESNA EMİNE ÖZDAMAR
2334	MUSTAFA DİLMAÇ	2365	BURAK KAYAŞ
2335	FARUK HANBAL	2366	BURÇİNHAN DOĞAN
2336	GÖKHAN TOPÇUOĞLU	2367	MEHMET ÖĞÜT
2337	MURAT KORHAN TURAN	2368	TUNCAY ÇAKMAK
2338	SEVİM ÖZEL	2369	HACER DEMİRCİOĞLU
2339	OYA ZORLU	2370	ÇETİN BOLDAŞ
2340	İLKER AKYEL	2371	MUZAFFER GARİPCAN
2341	FATİH DİLEK	2372	MEHMET ALİ BODUR
2342	YÜKSEL CAN	2373	HACER CENGİZ
2343	BİRSEN CAN	2374	NİHAT İŞYAR
2344	NESLİHAN ÖZTAŞ	2375	SEVGİ ATALAR
2345	ALİ MAHİR KAYA	2376	MUSTAFA KASAPOĞLU
2346	ILGAZ GÜRKAN	2377	ÇAĞRI GÖKHAN ANARAT

ODA ÜYELERİ

2378	ESENGÜL KIRMAÇ	2399	BİRSEN DOĞAN
2379	BAHAR KAYALI	2400	H. MURAT BESTEL
2380	METE DEMİREL	2401	GÖKHAN ÇELEBİ
2381	HAKAN DEMİREL	2402	FATİH GÜRBİYİKOĞULLARI
2382	AHMET ÖZYURT	2403	ARIKAN BAL
2383	SALİH ERDEN	2404	YASEMİN KARAKAYA
2384	BURÇAK GÖK	2405	EYYÜP ÇİFTÇİ
2385	MİNE ÇEP	2406	DÖNDÜ BULUT
2386	YÜCEL KARACA	2407	MEHMET HAKAN KALAYCIOĞLU
2387	HAKAN ALP	2408	BURAK ACET TUNALI
2388	YAVUZ ASLAN	2409	LÜTFİ YAMAN
2389	ZEKİ BALCI	2410	KEMAL ALP
2390	HALİL GÖKÇEK	2411	ZEYNEP SİNEM POLAT
2391	UFUK BAYSAL	2412	BORA CAN
2392	BARBAROS HAYRETTİN MAHİROĞULLARI	2413	REMZİYE IŞIL DIĞDIĞI
2393	COŞKUN DEMİRCİ	2414	SEMİH KUTLU
2394	AYTEKİN AYVA	2415	KUBİLAY ÖZEN
2395	MUSTAFA KARADAYI	2416	SERKAN ÖZÇELİK
2396	KAAN DEMİRTAŞ	2417	NEBİ CANBOLAT
2397	SAVAŞ KARABULUT	2418	YENER YÜKSEL
2398	TEKİN YEŞİLKAYA	2419	SAİT SAKARYA

ODTÜ Bilgi İşlem Dairesi Başkanlığı 06531 ANKARA
Tel: 0 312 2101048 Fax: 0 312 2101049
http://www.tr-net.net.tr
e-mail : sales@tr-net.net.tr



İYİ
bir
internet
servis sağlayıcı
değiliz!

EN
İYİSİYİZ

Tecrübe
Güven ve
Hızla
tanışmak için
bizi
ARAYINIZ !



ODTÜ Bilgi İşlem Dairesi Başkanlığı 06531 ANKARA
Tel: 0 312 2101048 Fax: 0 312 2101049
<http://www.tr-net.net.tr>
e-mail : sales@tr-net.net.tr

TR-net, ODTÜ Geliştirme Vakfı kuruluşu olan "Orta Doğu Yazılım Hizmetleri A.Ş." nin Internet servisi

NORMANDY MADENCİLİK A.Ş.

Ovacık Altın Madeni

Toplumsal izni ve yöre halkının desteği ve katılımı ile çalışan Ovacık Altın Madeni'ndeki deneme üretimi sırasında Sağlık ve Çevre Bakanlıkları'na taahhüt edilen sınırlar içeren 2. Aylık Raporunu Türk Toplumunun dikkatine gururla sunar.

- Atık havuzuna giden atıksudaki siyanür, Türk Gıda Kodeksi'nde sert çekirdekli meyve konserveleri için saptanan üst sınırın 12'de biri, atık havuzundan tesise geri dönüş suyundaki siyanür değeri ise 25'de biri düzeyindedir.
- Atık metal "yok" düzeydedir.
- Havadaki hidrojen siyanür gazı "Sıfır" olarak ölçülmüştür.
- Havada asılı partikül ortalama değerleri, kent içinde müsaade edilen değerden düşük bulunmuştur.
- Gürültü, konut-içi oturma odası için verilen sınırın altındadır.
- Çöken toz ölçümlerinde sınır değerler sağlanmıştır.
- Kimyasal maddelerin ithali, taşınması, depolanması ve kullanılmasında, Çevre Bakanlığı Taahhütnamesi ile tam bir uyum sağlanmıştır.
- Maden faaliyete geçmeden önce ve sonra alınan ölçüm sonuçları karşılaştırıldığında, madencilik faaliyetlerinden dolayı yer altı sularına olumsuz etkisi olmadığı saptanmıştır.

Kuruluşumuza yeni alınan tüm elemanlara ve müteahhitlere çevre eğitimi verilerek, Normandy'nin çok güçlü olduğu "En İyi Çevre Yönetimi" konusundaki kişisel sorumlulukları anlatılmaktadır.

Bütün bu bilimsel ve teknik veriler- Ovacık Altın Madeni'nde yürütülen madencilik faaliyeti nedeniyle yöre halkının sağlığı ile suyu, toprağı ve havasının herhangi bir tehlikealtındaolmasınınmümkünolmadığınıispatlamaktadır.

Ovacık Altın Madeni, Avrupa'da 16, ABD'de 126, Kanada'da 80, Avustralya'da 140 çalışan tesis arasında, dünyadaki mevcut uygulanabilir en iyi teknolojiyi ve en yüksek çevre standartlarını yansıtmakta olup, bugüne kadar bu tesisin performansına erişen tek bir tesis bilinmemektedir.

Kamuoyuna saygılarımızla duyururuz.

www.ovacik-altin.com



408UL

Now it's making a big impact in the field



The system which took the Seismic world by storm at it's launch has now proved itself an ever greater success in the field.

- Fully operational in the field less than 2 months after it's launch
- Half the weight
Half the cost of logistics



Nantes: (33) 2 40 30 11 81 Houston: (1) 281 492 6688
e-mail: sales@sercel.fr e-mail: sales.hou@sercelus.com
Website: <http://www.sercel.com>