

JEOFİZİK

CİLT 10, SAYI 1-2 / MART-EYLÜL 1996 VOL. 10, NO. 1-2 / MARCH-SEPTEMBER 1996

**Derin Sismik Kabuk Etütlerinin Yapılması:
Kalabria (İtalya) Çalışması**

Günay ÇİFÇİ, Mustafa ERGÜN ve R. NICOLICH

**Güç Spektrumu ile Doğal Gerilim Verisinin
Nicel Yorumu**

*Mustafa AKGÜN, Zafer AKÇİĞ, Rahmi PINAR
ve Oya ANKAYA*

**Aydın-Germencik Civarı Gravite Anomalilerinin
İki Boyutlu Ters Çözümleri**

Arzu SEVİNÇ ve Abdullah ATEŞ

Sarıhan-Bayburt Skarn Zonunda Manyetik Çalışmalar
Ali AYDIN ve Kenan GELİŞLİ

**Manyetik Duyarlık Ölçümleri ile
Yeniay-Çamburnu (Trabzon) Bölgesinin
Kirlilik Etüdü**

*Kenan GELİŞLİ, Ali AYDIN, Derman DONDURUR ve
Salih LİVAOĞLU*

Batı Anadolu Bölgesinde Koda Dalgalarının Soğurulması
*Aybige AKINCI, A. Güngör TAKTAK
ve Semih ERGİNTAV*

**Markov Modeli ile Batı Anadolu'da
Deprem Oluşumları**

Günruh BAĞCI

**Deep Seismic Crustal Studies:
Case Study from Calabria (Italy)**

Günay ÇİFÇİ, Mustafa ERGÜN and R. NICOLICH

**Quantitative Interpretation of Self-Potential Data by using
of Power Spectra**

*Mustafa AKGÜN, Zafer AKÇİĞ, Rahmi PINAR
and Oya ANKAYA*

**Two Dimensional Inversion of the Gravity Anomalies
Around Aydın-Germencik**

Arzu SEVİNÇ and Abdullah ATEŞ

Magnetic Studies for the Skarn Zone of Sarıhan-Bayburt
Ali AYDIN and Kenan GELİŞLİ

**Pollution Investigations Near the Region of
Yeniay-Çamburnu (Trabzon) by the Magnetic
Susceptibility Method**

*Kenan GELİŞLİ, Ali AYDIN, Derman DONDURUR
and Salih LİVAOĞLU*

Attenuation of Coda Waves in Western Anatolia
*Aybige AKINCI, A. Güngör TAKTAK
and Semih ERGİNTAV*

**Earthquake Occurrences in Western Anatolia
By Markov Model**

Günruh BAĞCI



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE



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
Osman DEMİRAĞ

YÖNETİM KURULU

Executive Committee
Osman DEMİRAĞ
İbrahim AYDIN
Mehmet ALTINTAŞ
T. Fikret AKSU
Musa KAYNAK
Ahmet GÜLEK
Kadircan AKTAŞ

EDİTÖRLER

Editors
Ahmet Tuğrul BAŞOKUR
İbrahim AYDIN
Günruhan BAĞCI
M. Emin CANDANSAYAR

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**

Mithatpaşa Cad. 45/15 P.K. 255
Kızılay - ANKARA - TÜRKİYE
Tel: (312) 435 13 79
Fax: (312) 432 10 85
e-mail: jeofizik@servis2net.tr

**DİZGİ VE BASKI
KOZAN OFSET**

Matbaacılık San. ve Tic. Ltd. Şti.
Tel: (312) 341 14 27
Fax (312) 341 28 60

**YILDA İKİ KEZ MART VE EYLÜL
AYLARINDA YAYINLANIR**
Published Twice a Year
in March and September

ISSN 0259-1472

CİLT 10, SAYI 1-2 / MART - EYLÜL 1996
VOL. 10, NO. 1-2 / MARCH - SEPTEMBER 1996

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

DERİN SİSMİK KABUK ETÜTLERİNİN YAPILMASI: KALABRIA (İTALYA) ÇALIŞMASI.....	3
Deep Seismic Crustal Studies: Case Study from Calabria (Italy) Günay ÇİFÇİ, Mustafa ERGÜN ve R. NICOLICH	
GÜÇ SPEKTRUMU İLE DOĞAL GERİLİM VERİSİNİN NİCEL YORUMU.....	21
Quantitative Interpretation of Self-Potential Data by using of Power Spectra Mustafa AKGÜN, Zafer AKÇİÇ, Rahmi PINAR ve Oya ANKAYA	
AYDIN-GERMENCİK CİVARI GRAVİTE ANOMALİLERİNİN İKİ BOYUTLU TERS ÇÖZÜMLERİ.....	29
Two Dimensional Inversion of the Gravity Anomalies Around Aydın-Germencik Arzu SEVİNÇ ve Abdullah ATEŞ	
SARIHAN-BAYBURT SKARN ZONUNDA MANYETİK ÇALIŞMALAR.....	41
Magnetic Studies for the Skarn Zone of Sarıhan-Bayburt Ali AYDIN ve Kenan GELİŞLİ	
MANYETİK DUYARLIK ÖLÇÜMLERİ İLE YENİAY-ÇAMBURNU (TRABZON) BÖLGESİNİN KİRLİLİK ETÜDÜ.....	51
Pollution Investigations Near the Region of Yeniyay-Çamburnu (Trabzon) by the Magnetic Susceptibility Method Kenan GELİŞLİ, Ali AYDIN, Derman DONDURUR ve Salih LİVAOĞLU	
BATI ANADOLU BÖLGESİNDE KODA DALGALARININ SOĞURULMASI.....	57
Attenuation of Coda Waves in Western Anatolia Aybige AKINCI, A.Güngör TAKTAK ve Semih ERGİNTAV	
EARTHQUAKE OCCURRENCES IN WESTERN ANATOLIA BY MARKOV MODEL.....	67
Markov Modeli ile Batı Anadolu'da Deprem Oluşumları Günruhan BAĞCI	
YAZI VERENLER	76
TEZ ÖZETLERİ	77
ODA ÜYELERİ	78

DERİN SİSMİK KABUK ETÜTLERİNİN YAPILMASI: KALABRIA (İTALYA) ÇALIŞMASI

Deep Seismic Crustal Studies: Case Study From Calabria (Italy)

Günay ÇİFÇİ*, Mustafa Ergün* ve R. NICOLICH**

ÖZET

Moho süreksizliği dünyanın her tarafında kırılma (P_n) geniş açılı yansıma (PmP) fazlarından ve patlatmalı kaynaklardan düşeye-yakın yansımalar ile sismoloji verilerinden betimlenebilir. Genelde P_n ve PmP evreleri kullanılarak saptanan Moho alt kabuk ile üst manto arasındaki basit hız süreksizliği olarak yorumlanır. Düşeye yakın yansıma profilinde, Moho daha karmaşık olarak görülür. Yansıma verilerinin yorumunda Moho'nun bir geçiş zonundan oluştuğu ve yanall olarak değiştiği gözlenmektedir. Frekans içeriği, geliş açıları, alıcı aralığı ve veri işlemedeki farklılıklar tipik Moho modelleri için bile düşeye yakın yansıma ve geniş açılı yansımakırılma çalışmalarının yorumlarının farklı olmasına yol açabilir.

Sismik kabuk çalışmalarında; yöntemlerin çok pahalı olması nedeniyle çalışılan bölgenin önceden ayrıntılı olarak jeolojik yönden incelenmesi gerekmektedir. Burada, Sismik kabuk çalışmalarının genel özellikleri verilirken, düşeye yakın yansımaya örnek olarak Calabria Kabuk Çalışmasının önemli noktalarına değinilecektir. 30 km uzunluğundaki derin sismik profil, Serre dağlarında (Güney Calabria, İtalya) tamamen açığa çıkmış olan alt kabuk üzerinde yerinde jeofiziksel özelliklerini incelemek amacıyla gerçekleştirilmiştir. Kırılma ve yansıma verilerinden saptanan sismik hız değerleri varolan petrofiziksel laboratuvar değerleri ile karşılaştırılmıştır.

Sismik veriler 30 km'lik sismik hat boyunca, 3 bileşenli alıcılar (4.5 ve 10 Hz jeofonlar) kullanılarak

ABSTRACT

The Moho discontinuity has been recognized worldwide from refracted (P_n), wide-angle reflected (PmP) phases and near-reflections from explosive sources and earthquakes data. Studies utilizing P_n and PmP arrivals have generally interpreted the Moho to be simple discontinuity in velocity between lower crust and upper mantle. Deep seismic reflection profiling data have shown that the near-vertical reflection signature of the Moho is more complex. The reflection data have been interpreted to indicate that the Moho consists of a transition zone and that it is laterally variable. Differences in frequency content, angle of incidence, station spacing and processing methods in seismic methods can lead to disparate interpretations from near-vertical reflection and wide-angle studies from data sets even for identical Moho models.

Since the crustal seismic investigations are very expensive and cumbersome, the selected survey must have a very good geological control. Very important points are explained with Calabria Seismic Study, while giving general characteristic of seismic crustal studies. A deep seismic profile with 30 km length was set to investigate in-situ geophysical properties of a nearly complete exposed section of lower crust, in the Serre Mountains (South Calabria, Italy). Seismic refraction and reflection data of the lower crust with the existing laboratory petrophysical data have been calibrated.

The data have been recorded using three component station (4.5 and 10 Hz. geophones) along a 30 km line, with 80 m spacing between two stations, and

* DEÜ Müh. Fak. Jeofizik Müh. Böl., Bornova, İzmir.

** Università degli Studi di Trieste, Ingegneria per le Georisorse e L'Ambiente, Trieste-Italy.

iki alıcı noktası arası uzaklık 80 m, 9 atış noktası ve maksimum offset zaklığı 43 km olmak üzere (güneyden atış noktası 1,14 km offset) kayıt edilmiştir. Yansıma katlaması 1 ile 6 arasındadır. Kayıt uzunluğu 30 sn, örnekleme aralığı da 2 ms'dir. Sismik yansıma verisi standart sayılabilecek bir veri işlem sırasıyla yapılmıştır.

Elde edilen bilgiler: anizotropi (bunun için değişik temel jeolojik birimlerde ana sismik hatta dik 4 kısa profil kayıt edilmiştir), litolojik birimlerin yansıtıcı özellikleri ve alt kabuk ile Moho'dan gelen derin yansımalarıdır. Yüzeylenmiş alt kabuk kesitinin bazı jeolojik birimler de anizotropi %10 civarında elde edilmiştir. Değişik tabakalar sıfır açılımlı sismik kesitten belirlenmiştir. Bir düşük hız tabakası (LVZ) güneye doğru yaklaşık 1.5-4.5 s arasındadır. Kabuk-başkalaşmış moho sınırı güneye doğru eğimli olarak 7 s civarında, 6.5-8 s TWT'e karşılık olarak 19-24 km derinliktedir.

shot point with a maximum offset of 43 km (fareast shot point I is offset by 14 km to the end of profile). Reflection coverage ranges from 1 to 6. The recording length is 30 s, the sampling rate is 2 ms. Seismic reflection data were processed with a nearly standard processing sequence.

It was expected to obtain information concerning: the anisotropy (four transversal short profiles have been recorded on the main petrological units for this purpose); The reflectivity characteristics of the lithological units; and the deep reflections from the recently generated lower crust and the Moho discontinuity. The anisotropy was obtained to be about 10% different compared with petrological units. Different layers were identified from the zero-offset section. A low velocity zone (LVZ) is about 1.5-4.5 s TWT towards the south. The crust-differentiated moho boundary, which dips to the South, can be seen around 7 s, in between 6.5-8 s TWT corresponding to 19-24 km depth.

GİRİŞ

Derin kabuk çalışmaları ile yeraltının 30-40 km derinliğe kadar olan kısmının ve bu arada var olan süreksizliklerin saptanmasında sismik yöntemler bütün dünyada yaygın olarak ve başarıyla kullanılmaktadır. Dünyada, özellikle gelişmiş ülkelerde kabuk projelerini gerçekleştiren COCORP, CROP, DEKORP, ECORP, BIRPS gibi gruplar vardır. Bunlardan bazıları çalışmalarına 1940'lı yıllarda başlamışlardır (Giese ve diğ. 1976., Yılmaz 1976, Nicolich 1987).

Kabuk tabanında yanal olark sürekli, alt kabuk ile üst manto arasındaki hızlarda görülen basit süreksizlik Moho olarak yorumlanır. Derin sismik yansımalarla Moho'dan gelen yansımaların daha karmaşık olduğu görülür. Bu verilerde Moho, geçiş zonu olarak yanal yönde değişim gösterirken, bazende süreksiz, yüksek oranda lamineleşmiş ve/veya düşük hız zonu olarakta bulunabilir. Kırılma profilleri (hız ve kabuk kalınlığına bağlı olarak) 150 km den uzun seçilebilir. Kabuk ve Moho kalınlığının saptanması hızlarla bağlantılıdır. Kayıtlarda; Pn genlikleri, PmP geniş açılı yansıma genliklerine göre daha küçük genlikli olarak gözlenir. Genelde hem Pn, hemde PmP evrelerinin varışlarında yanal uyumluluk görülür. Geçiş zonunun doğrusal gradyenli veya çok az değişen bir hız modeli olması durumunda Moho yansımaları görülemeyebilir (Braile and Chiang 1984). Yüzey jeolojisinin karmaşıklığı derin yansıma verilerinin işlenmesi ve yorumunda, zaman gecikmelerine dolayısıyla hız değişimlerine neden olur ve statik düzeltme problemleriyle karşılaşılır. Arazi kayıtlarından ve veri-işlemede oluşacak güçlüklerin yanında karmaşık hız

yapısı, hatalı yığma hızları, yüksek gürültü seviyesi gibi nedenler görünür uyumsuzluğa ve derin yansımaların bulunamamasına yol açar. Bunların sonucunda da kabuk yapısı ve Moho tam olarak yorumlanamaz.

Alpin-Akdeniz bölgesi, geniş bir deformasyon alanı olarak Afrika plakasının Avrupa'ya yaklaştığı bir bölgedir (Philip 1988). Kalabria bölgesi Apenninler'in en güney parçası olarak Sicilya-Mağrip dağ zinciri arasında yer almıştır. Güney Kalabria'nın önemi, Kuzey İtalya'daki Ivrea zonu gibi alt kabuğun değişik tektonizmalar sonucu yüzeylendiği bir bölge olmasından kaynaklanmaktadır. Kalabria-Serre bölgesinde alt kabuk açığa çıktığı alan 400 km² büyüklükte ve 7-8 km kalınlıktadır. Petrolojik (Shenk 1984 ve 1989) ve deneysel petro-fiziksel çalışmalar (Kern ve Schenk 1988, Schenk 1990) bu bölgenin tamamen açığa çıkmış tam bir kabuk kesiti olduğunu göstermektedir. Bu alanda gerçekleştirilen derin sismik kırılma ve yansıma profilleri üç değişik amaca yöneliktir. Bunlar, (1) P- ve S- dalgaları kullanılarak hız özelliklerinin araştırılması, (2) yansıma özellikleri: yüzeyleyen alt kabuk kesitinden başlayarak hız-derinlik fonksiyonunu tanımlanması, (3) derin yansımaların özellikleri ve Moho'nun belirlenmesidir. P- ve S- dalgaların ilk kırılmaları girdi verisi olarak kullanılarak kabuğun belirli bir derinliğe kadar olan kısmının hız yapısı tomografi yöntemi ile saptanmıştır (Çiftçi ve Michelini 1994).

DERİN SİSMİK KABUK ÇALIŞMALARI

Düşey ve geniş açılı sismik yansıma kayıtları ve model çalışmalarından Moho'nun güncel sismik özellikleri

belirlenmeyi ve yorumlanmaya çalışılır. Ayrımlılığın düşük olmasına karşın Moho'yla ilgili sonuçlar (Moho'nun derinliği, üst manto sürekliliği ve hız bilgisi gibi) kırılma verilerinden de elde edilebilir. Kırılma kayıtlarında alıcı aralığının genişliği, frekans içeriğinin düşüklüğü ve geliş açısının belirli aralıkta olması gibi olumsuz özelliklerinin yanında, sinyal/gürültü oranını iyileştirmek için sınırlı olsa veri-işlem uygulanabilir. Kısacası bunlar, Moho'nun yapısını belirlemede kırılmada görülen kısıtlamalardır. Bir diğer kısıtlama da Mohonun kritik açıdan küçük yansımalarının genelde kırılma kayıtlarında gözükmemesidir. Bunun nedeni de, yukarıda sayılan olumsuzlukların yanında diğer fazların baskın olması, PmP dalga formunun tanınmasını güçleştirmektedir. Bununla birlikte kırılma yönteminin iyi hız bilgisi ve kuvvetli ilk varışları kabuk çalışmalarındaki olumlu yönlerdir.

Yansıtma yöntemi ile kırılmadan farklı olarak frekans içeriği, yakın alıcı aralığı, geliş açısı ve gelişmiş veri-işlem teknikleri ile kabuk ve Moho değişik açıdan incelenir. Yansıtma yönteminin yüksek ayrımlılık özelliği, gelişmiş veri-işlem teknikleri ile sinyal/gürültü oranını iyileştirici yanları vardır. Derin kabuk çalışmaları için "yansıtma" ve "kırılma" yöntemlerinin karşılaştırılması Çizelge 1'de verilmiştir. Bu yöntemlerin birbirlerine göre üstünlükleri ve eksikliklerinde Çizelge 2'de verilmiştir.

Sismik Kabuk Çalışmalarında değişik yorumlar olmasına karşın, sismik yansıtma kesitleri için bazı genellemeler yapılabilir. Bunlar,

1) Orta ve alt kabuktaki kısa, süreksiz ve yay şeklindeki yansımalar karışık olarak katlanmış metamorfik kayalar,

2) Kuvvetli ve sürekli olaylar, düşük açılı faylar veya sığ seviyelerdeki tortulları tabakalaşmayı ve volkanikleri,

3) Sismik kayıtlardaki boş veya saydam bölgeler hayli eğimli katlanmış kayalardan gelen yansıtma enerjisi-ni veya masif granitik plütonları,

4) Alt kabuktaki yansımalar (5° den az) ya yatay metamorfik tabakalaşmayı ya da volkanik sokulumları gösterebilir.

5) Konrad süreksizliğini simgeleyen orta kabuk yansıtması ile ilgili tek bir olay yoktur.

6) Moho'dan gelen yansımalar çok değişik yoğunlukta ve karakterdedir. Bazı kayıtlar üzerinde açıkça görülebilen bir yansıtıcı, tamamen tabakalaşmış olarak, bazı yerlerde de yansıtıcı olmayan hayli bozuşmuş bir zon olarak görülebilir.

7) Büyük faylar, kabuğun tamamına veya büyük kısmına etki etmiş olarak kayıtlarda gözlemlenebilir (LE Pichon ve diğ. 1973).

KALABRIA DERİN SİSMİK KABUK ÇALIŞMASI

Bütün bu bilgiler göz önünde bulundurularak Serre dağlarındaki (Güney Kalabria, İtalya) tamamen açığa çıkmış olan alt kabuğun jeofiziksel özelliklerini yerinde ince-

Çizelge 1. Derin Kabuk Çalışmaları için "Yansıtma" ve "Kırılma" Yöntemlerinin Karşılaştırılması.

Table 1. Comparison Refraction and Reflection Methods for Deep Seismic Studies.

YÖNTEM	İSTASYON ARALIĞI	FREKANS/DALGA BOYU	VERİ-İŞLEM	YORUM
Kırılma, geniş açılı yansıtma profili	2-10 km	1-10 Hz. / 06-6 km	Statik, Bant-geçişli süzgeçleme	Genlik ve yapay sismogram ile 1 veya 2B model
Düşeye yakın yansıtma profili	0.03-0.2 km	10-30 Hz / 0.2-0.6 km	Statik, CDP stak, Ters Evrişim, Göç	Hız analizi sismik kesitlerin jeolojik yorumu 2 veya 3B model

Çizelge 2. Derin Kabuk Çalışmaları için Yansıma ve Kırılma Yöntemlerinin Üstünlük ve Eksiklikleri.
Table 2. Advantages and Disadvantages of Refraction and Reflection Methods for Deep Seismic Studies.

YÖNTEM	EKSİKLİKLERİ	ÜSTÜNLÜKLERİ
Kırılma, geniş açılı yansıma profili	Göreceli geniş istasyon aralığı,	Geniş bantlı sinyal,
	Yatay olarak ortalama hız yapısı,	Yansıma ve kırılma katsayılarından dolayı iyi S/G oranı ve
	2B yorum için kompleks modelleme gerekmesi	İlk kırılmaların kullanılması,
	Düşük ayrırlılık.	İyi hız bilgisinin elde edilebilmesi.
Düşeye yakın yansıma profili	Dar frekans bandı,	Çoklu katlama olanağı,
	Veri kalitesinin yüzey koşullarına bağlı olması,	Yüksek ayrırlılık,
	İyi hız bilgisinin gerekmesi,	2B yapısal yorum,
	Uyumlu ve rasgele gürültülerin gerçek yansımaları örtmesi	Çok fazla veri-işlem gerekmesi ve S/G oranının iyileştirilmesi.

lemek için 1990 yılında 30 km uzunluğundaki derin sismik profil gerçekleştirilmiştir. Bu düşeye yakın yansıma çalışması olmakla birlikte P- ve S- dalgaların ilk kırılmaları kullanılarak hız bilgileri elde edilmiştir. Araziden alınan kayıtlarla laboratuvar verisin karşılaştırırken, aynı zamanda modelleme teknikleri ile bağlantı kurulmuş olur (Çiftçi ve diğ. 1993). Bu çalışmanın amaçları üç nokta üzerinde yoğunlaştırılabilir.

1) Kırılma yöntemiyle P- ve S- dalgalarının ilk kırılmaları kullanılarak iletim özellikleri (hızlar, Poisson oranı ve anisotropi) saptanabilir. Bunun için 30 km uzunluğunda değişik jeolojik birimlerden geçen ana profilin yanında, bu profili dik kesen, her biri yaklaşık 1 km uzunluğunda dört profil değişik petrolojik birimler üzerinde yerleştirilir. Bu profiller azimut-bağımlı hızların, tabakaların yatay ve düşey hız farklılıklarının yani sismik anisotropinin bulunmasına yarar.

2) P ve S dalga yansımaları ile litostratigrafik sınırların yansıtıcı özellikleri tanımlanabilir. Tektonik olarak yükselmiş fosil alt kabuğun evrimi ve güncel alt kabuğun konumu incelenebilir. Ölçülen basınç ve sıcaklık gradyenleriyle düzeltilmiş örnek kayaç hızlarına dayalı laboratu-

var verileri ile kabuğun hız-derinlik fonksiyonu karşılaştırılabilir.

3) Derin kabuk yansımaları da aynı serimle kaydedilir. Böylelikle derin yansımaların karakterleri de; yansımalar keskin sınırlardan mı, lamineleşme var mı, tabaka iççiklikleri gibi özellikler aydınlatılabilir. Bu amaçlar etrafında aşağıdaki sorular yanıtlanmaya çalışılır.

Kayaç örneklerinin laboratuvar ölçümleri ile arazi verisi arasındaki ilişki nasıldır? Aralarında sistematik bir farklılık var mıdır? Küçük kayaç örnekleri büyük jeolojik birimleri tam olarak temsil edebilir mi?

-Jeolojik birimlerde ölçülen anisotropi değerleri nedir? P ve S dalga hızları arasındaki sistematik farklılıkların petrolojik yoruma katkısı nedir? Yüzeyleyen fosil alt kabuk ile güncel alt kabuk ve diğer yansıtıcılar arasındaki ilişki nasıldır? Tabaka sınırları ve Moho yansımalarında görülür mü?

Kalabria Bölgesinin Jeolojisi

Jeofizik çalışmalardan önce arazi çalışmalarının ilk adımında ayrıntılı jeolojik bilgi elde edilmiştir. Böylelikle

jeolojik yapının ortaya konmasında ve çözümlemesinde bu bilgilerin tam olmasına çalışılmıştır. Kabuk çalışmaları kısa sürede ekonomik dönüşü olmadığından ve çok pahalıya mal olduklarından her istenildiği anda uygulama olanakları yoktur. Bu yüzden çok ayrıntılı ve uzun süreli uygulamayı gerektiren bir planlama ile amaçlara ulaşılır. Bu iki yönden gereklidir: birincisi, kabuk yapısı ile ilgili tüm bilgileri toplayıp en ekonomik olabilecek alana uygulamak, ikincisi de doğru değerlendirmeler için alıcı ve atış noktaları arasında bağlantının iyi kurulup çalışmada doğacak belirsizliklerin daha sonra giderilebilmesidir (Özdemir 1979).

Yüzeylemiş jeolojik birimler üzerinde atış noktaları ile sismik profiller Şekil 1'de görülmektedir. Yüzeylemiş alt kabuk kesiti temel olarak Alt Granülit-Priklasit ve Metapelit litostratigrafik birimlerden oluşmuştur. Daha önceden yapılan petrolojik ve deneysel petro-fiziksel çalışmalar ile çeşitli araştırmacılar bölgenin tam bir yüzeylemiş alt kabuk kesiti olduğunu göstermişlerdir (Schenk 1984, 1989, Del Moro ve diğ. 1986). Adriyatik mikro plakasının sınırı ile Alpin öncesi granülit fasiyesi altında alt kabuğun açığa çıktığı iki yer vardır. Bunlar Kuzey İtalya'da Ivrea zonu ve Güney İtalya'da Calabria bölgeleridir. Calabria-Serre bölgesinde alt kabuğun açığa çıktığı yer 400 km²'lik bir alanı kapsamaktadır. Yüzeyleyen litojik ardalanma eğimli bir blok olarak asidik, mafik ve pelitik kayaların granülit ve amfibolit fasiyesleri olarak metamorfizmaya uğramıştır. Alt kabuk Hersinyen metamorfizmasından (300 milyon yıl önce) sonra orta kabuğun için yerleşmiştir. Yüzeyleme ve eğimlenme Apenin orojenez boyunca (25-10 milyon yıl önce) oluşmuştur (Kern ve Schenk 1985).

Veri Toplama

Ana profil K-G yönünde, 30 km uzunluğunda ve yüzeyleyen kabuk kesitin tümünden geçecek şekilde seçilmiştir. Sismik hat doğrultusu jeolojik yapının tek düze olduğu doğrultuda değil, değiştiği yönde seçilmiştir. Bu hattın olabildiğince düz olmasına çalışılmakla beraber, yanal değişimlerin fazla olmadığı coğrafi koşulların elverdiği ölçüde profilin düz olduğu yerlerde en fazla 20 m civarında sapmalar olmuştur. Patlayıcılar ana profil için 5 ile 95 kg arasında değişen miktarlarda seçilmiştir. Atış noktaları A, B, ..., I ve dik profiller için Q1, Q2, Q3 ve Q4 atışları litojik birimlerin sınırlarında gerçekleştirilmiştir. Yeterli sinyal/gürültü oranını verecek patlayıcı madde miktarı daha önceden yapılmış araştırmalardan ve ilk atışlar sırasında anında sahadaki değerlendirilmeler sonucu saptanmıştır. Şekil 2'de örnek olarak I atış noktasından, her üç serim için açılan kuyulardaki stratigrafik bilgi ile birlikte kullanılan patlayıcı miktarı ve derinlikleri verilmiştir. Veri-

len örnekte de görüldüğü gibi, büyük patlamalarda patlayıcılar bir kaç parçaya ayrılarak atış yapılmıştır. Bu amaçla I noktasındaki 11 atışında olduğu gibi, aynı noktada birden fazla kuyu açılmıştır. Kara atışlarında killi ve kumlu ortamlar içinde atış yapılması daha etkilidir.

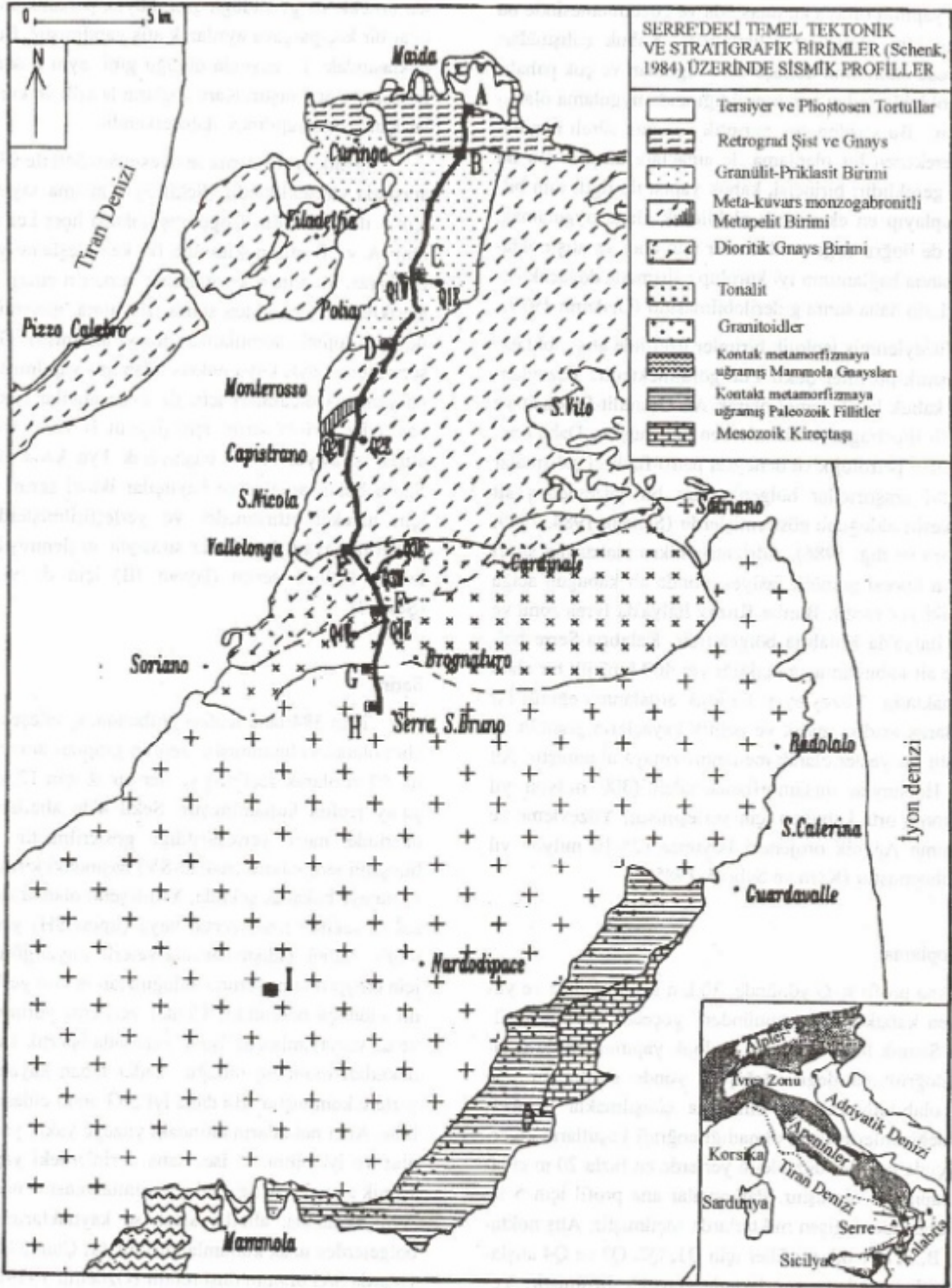
Sismik profil deniz seviyesinden 540 ile 930 metreler arasında yüksekliktedir (Şekil 3). Katlama sayısı yansıma için 1 ile 6 arasındadır. Çoğu atış noktası üçer kez ateşlenmiş olup A ve B atış noktasında iki kez ateşleme yapılmıştır. Bu karar, ilk alınan kayıtlardaki verilerin enerji ve frekans içerikleri incelendikten sonra izin alma, güvenlik ve kuyu ile ilgili lojistik sorunlardan dolayı alınmıştır. Genelde her serim için 9 ayrı kuyu noktasından atış yapılmıştır. Kırılma ve yansıma ölçümleri için ilk önce alıcılar (jeofonlar) ve kayıtçılar birinci serim için (layout I) yerleştirilmişler ve atışlar sırasıyla A'dan başlayarak I'ya kadar yapılmıştır. Sonra bütün alıcılar ve kayıtçılar ikinci serim (layout II) için hareket ettirilmişler ve yerleştirilmişlerdir. Atışlar C'den başlayarak I'ya kadar sırasıyla ateşlenmiştir. Aynı işlemler üçüncü serim (layout III) için de yinelenmiştir (Şekil 3).

Serim

Tüm 384 tane jeofon grubunda üç bileşenli jeofonlar alıcı olarak kullanılmıştır. Jeofon grupları arasındaki uzaklık 80 m olarak seçilmiş ve her bir iz için 12'şer düşey ve yatay jeofon kullanılmıştır. Şekil 4'de alıcıların profiller üzerinde nasıl yerleştirildiği gösterilmiştir. Yatay X-bileşenli jeofonların (radyal-SV) başındaki kırmızı kısımları güneye bakacak şekilde, Y-bileşenli olanlar da batıya bakacak şekilde (transversal veya çapraz,SH) yerleştirilmişlerdir. Kabuk çalışmalarında yeterli sinyal/gürültü oranı için enerji iletimi sorunu olduğundan jeofon yerlerinin seçimi oldukça önemlidir. Çünkü verilerin yorumlanmasında ve az varsayım ile çok işlem yapmada işlerlik kazanır. Alıcı noktaları mümkün olduğu kadar taban kayaların olduğu yerlere konmuştur. Bu daha iyi S/G oranı eldesi için gereklidir. Alıcı noktaların altındaki yüzeye yakın yapı karmaşık olur ve iyi bilinmez ise, daha derinlerdeki yapıdan gelen sismik sinyallerin de yanlış yorumlanmasına neden olabilir. Aynı zamanda, alıcılar sıcak su kaynaklarının bulunduğu bölgelerden uzak konumlandırılmıştır. Çünkü bu durum kayıtlarda S/G oranını düşürebilir (Özdemir 1979).

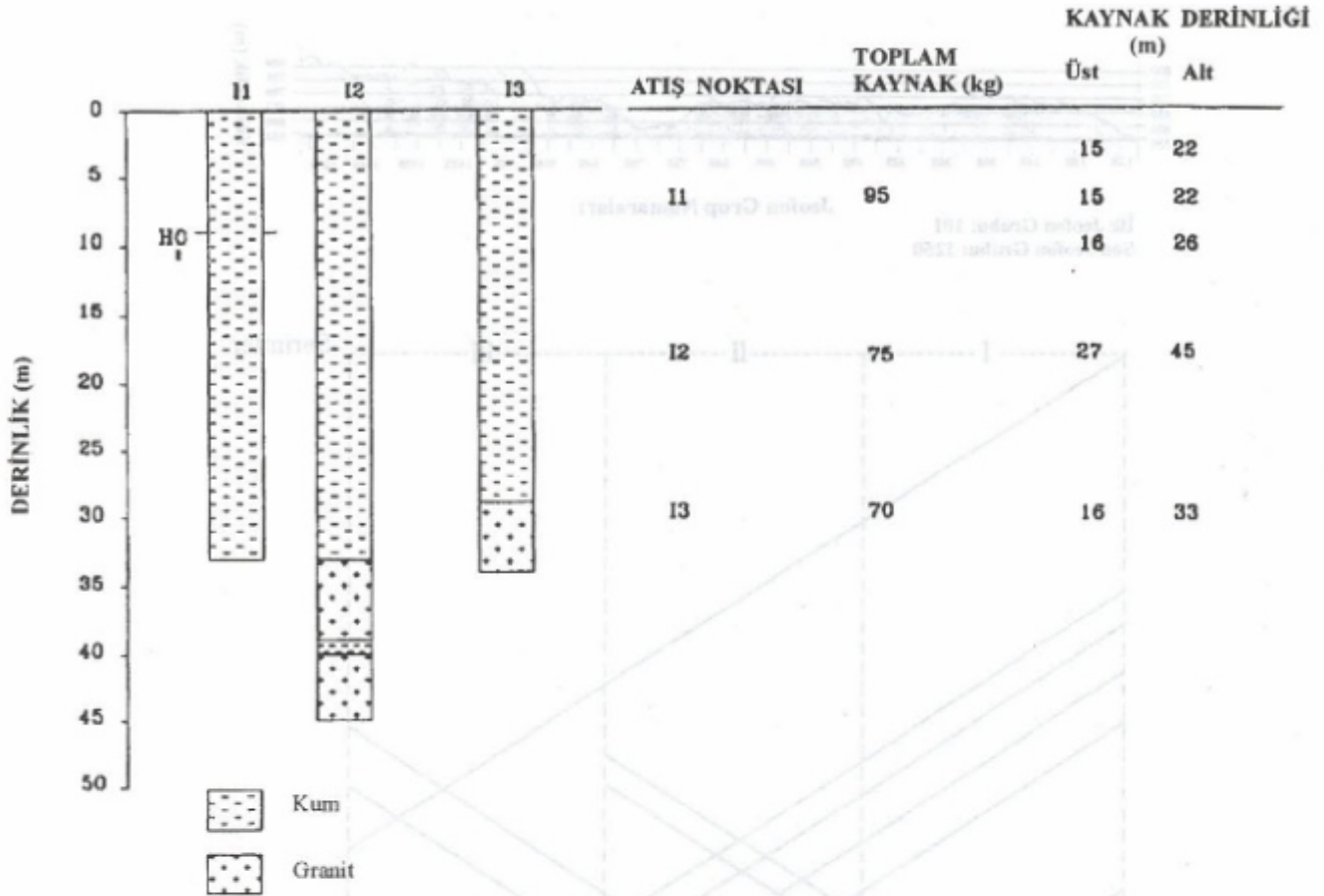
Atış ve Kayıt

Profiller boyunca beş adet kayıtçı üç serimde kaydırılarak yerleştirilmiştir (Şekil 5). Kayıtçılardan birisi radyo sinyali ile atış işaretini vermesi (shot ignition), atış birimin-



Şekil 1. Kalabria da yüzeylenmiş alt kabuk kesidi üzerinde Sismik pofillerin (kalın çizgi: ana pofil, ince çizgi: dik pofiller Q1, Q2, Q3, Q4) ve atış noktalarının (ana pofil için atış noktaları: A, B, C, D, E, F, G, H, I ve dik pofiller için atış noktaları: Q1W, Q1E, Q2W, Q2E, Q3W, Q3E, Q4W, Q4E) konumu.

Fig. 1. The position of seismic profiles (thick line: main profile, thin lines: transversal profiles Q1, Q2, Q3, Q4) and shot points (shotpoints A, B, C, D, E, F, G, H, I for main profile and Q1W, Q1E, Q2W, Q2E, Q3W, Q3E, Q4W, Q4E for the transversal profiles) on the ontcropped lower crust section in Calabria.



Şekil 2. Atış noktası I ile ilgili kuyu ve dinamit bilgisi.

Fig. 2. The well and charge information about the shot point I.

den başlangıç zamanını almak (Time Break) ve diğer kayıt birimlerini bunu bildirmek (start of record) amacı ile yönetici (master) olarak kullanılmıştır. Kabuk çalışmasının başarıya ulaşması için alıcılar/alıcılara ve atışlar arasında iyi bir haberleşmenin olması şarttır. Çok uzun offsetler'de doğrudan haberleşmenin olmadığı durumlarda (telsiz haberleşmenin doğal engellerle veya elektromanyetik gürültünün baskın olduğu F2, C3, D3 atış noktalarında) atış işlemleri sayısal zaman alıcılı otomatik saat sistemleri (DCF) ile kontrol edilmiştir. Dört tane ana profili dik kesen (yaklaşık 1 km uzunluğunda) doğu-batı yönlü dik profillerde de ölçüm alınmıştır. Bu dik profillerin her biri de değişik litolojik birimler içerisinde konumlandırılmıştır. Buradaki amaç sismik anisotropiyi elde etmektir.

Veri İşlem

Ana profil için veri toplamada kullanılan değiştirgenler ise şu şekildedir:

enerji kaynağı: 10-95 kg arasında patlayıcı 25 atış noktasında,

384 kanal üç serim de ayrı ayrı,

iz aralığı 80 m, jeofon grubu: 12 düşey ve 12 yatay (6 radyal, 6 transversal),

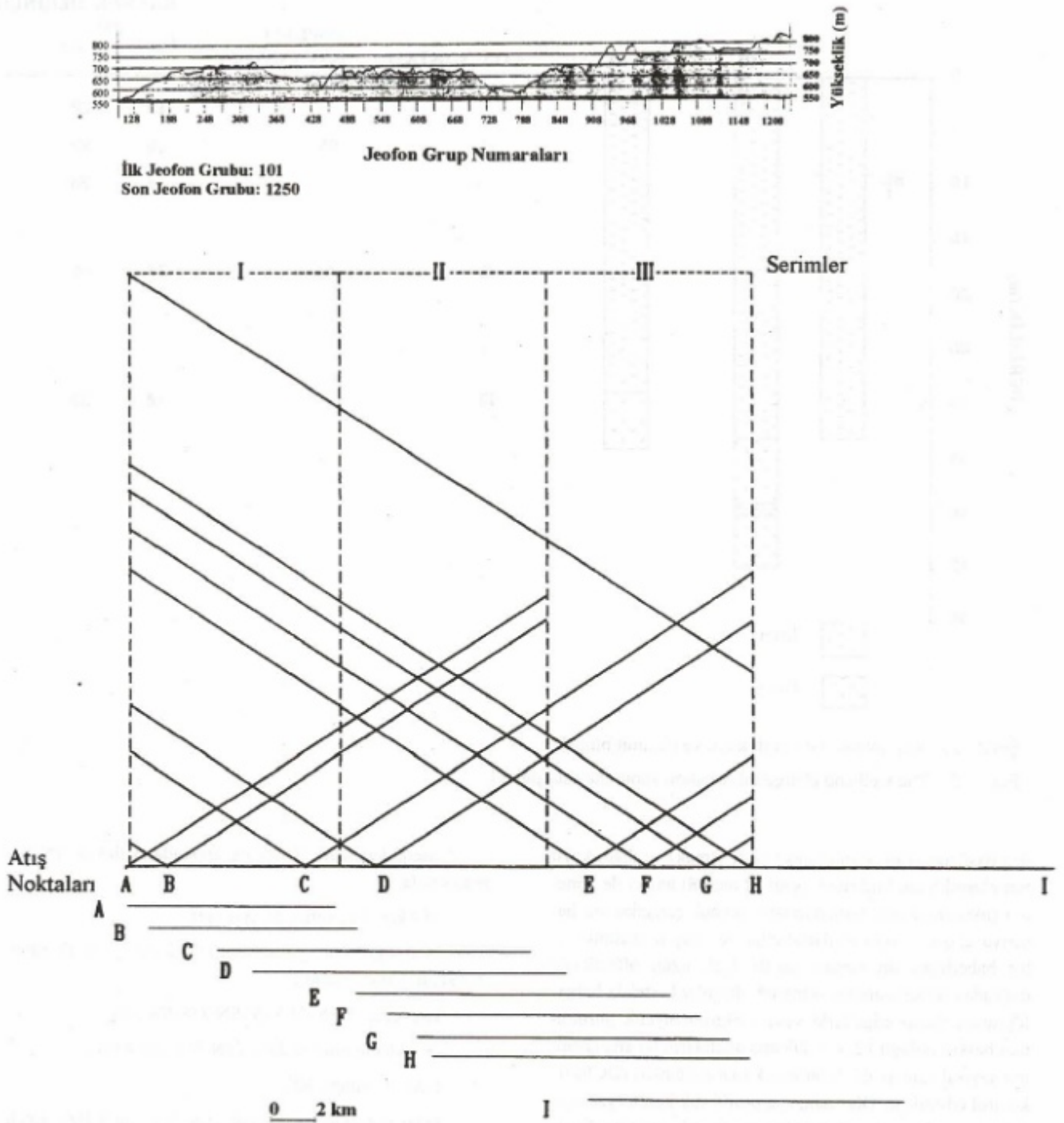
kayıtçılar: DFS IV-V-V-SN 338-SN 348,

örnekleme miktarı 2 ms (SN 348 için 4 ms),

kayıt uzunluğu 30 s,

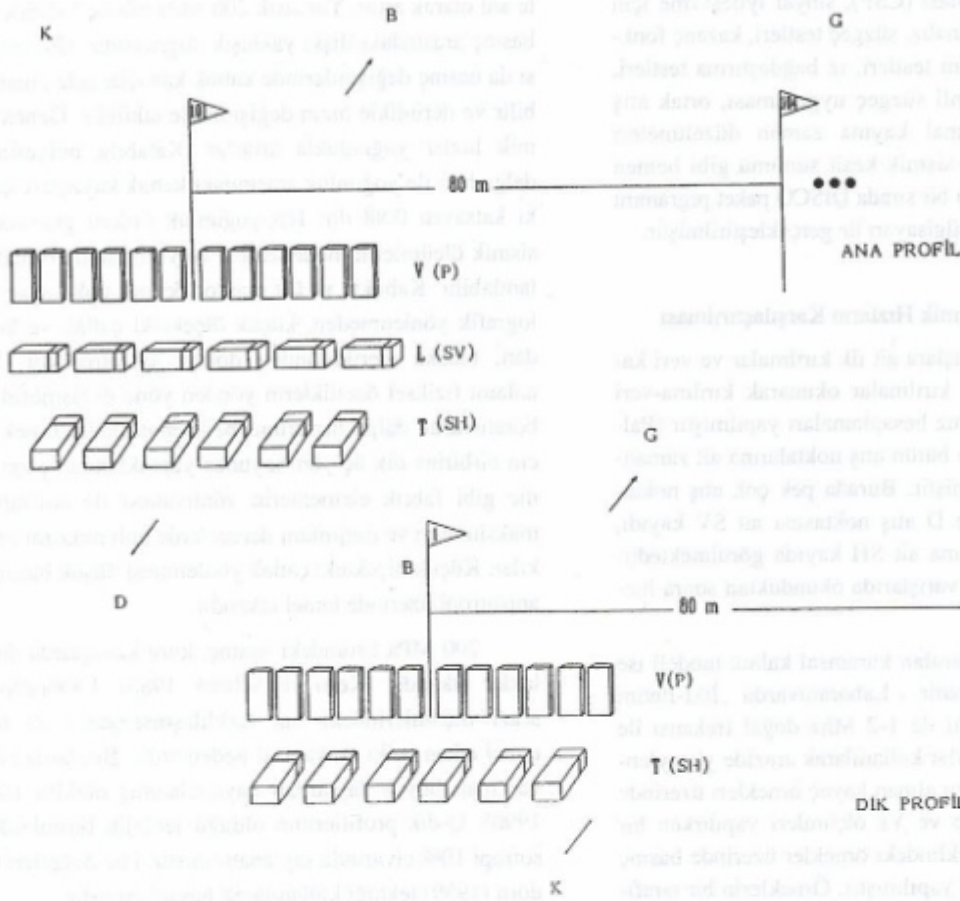
arazi süzgeçleri: Leut yok (SN 348 için 8 Hz)-Notch 50 Hz-Hcut 125 Hz (SN 348 için 75 Hz) kullanılmıştır.

Yaklaşık 132 kayıt kütüğü örnekleme aralıkları 2 ile 4 msn ve manyetik teyp yoğunlukları 800 ile 6250 bpi arasında olmak üzere 30 s süreyle SEG B formatında kayıt edilmiştir. Veri-işlem basamakları, "demultiplex", kazanç giderme, antialiasing süzgeç, yeniden örnekleme, geometri tanımı, veri ayıklaması, sıralama işlemi, zaman düzeltmesi, polarite düzeltmesi, indirgeme düzlemi düzeltmesi, ortak



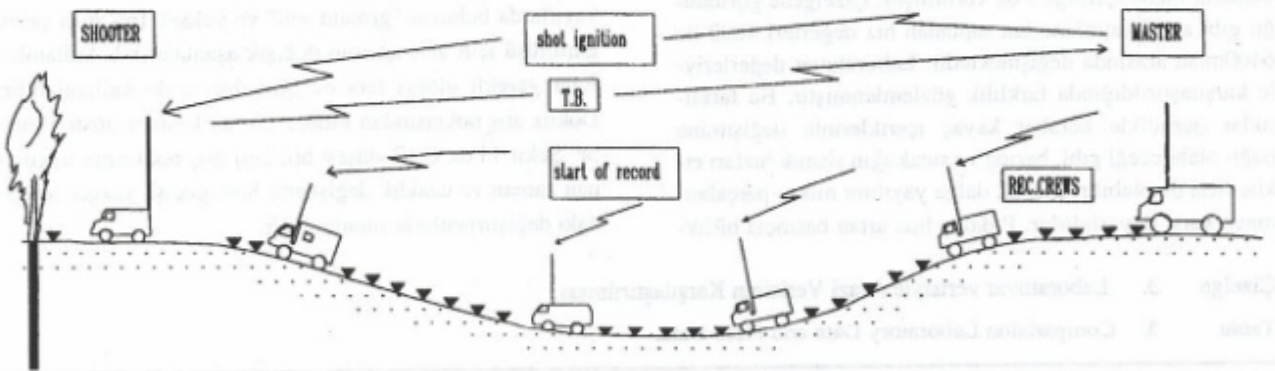
Şekil 3. Tüm serimlerin yer aldığı Serre dağlarının topoğrafik kesiti ve sismik kırılma ve yansıma ölçümleri için kayıt şeması: Başlangıçta tüm kayıt ekipmanı serim 1 için yerleştirilir. A dan I'ya kadar bütün atışlar sırasıyla ateşlenir. Sonra aynı ekipmanlar serim 2 için kaydırılır ve bütün atışlar yapılır. Aynı işlem serim 3 için atışlar C den I'ya kadar sırası ile tekrarlanır. Böylece, yansıma için 6 katlamaya ulaşılır.

Fig. 3. The topographic section of the main line with all layouts on the Serre mountains and Observation scheme for refraction and reflection measurements. At first, recording equipments are deployed on layout 1 for shots A to I, are then moved to layout 2 to record repeatedly shots A to I and shots C to I were fired for layout 3. Thus, a 6 fold coverage for reflection was achieved.



Şekil 4. Ana ve dik profiller için her jeofon istasyonundaki 3 bileşenli alıcı dağılımı.

Fig. 4. Receiver configurations of the three components at each geophone station for the main and transversal profiles.



Şekil 5. Uzun teleskopik antenlerle Calabria Sismik kara işleminde haberleşme ve eşgüdüm. 5 kayıt laboratuvarı serim boyunca yerleştirilmiştir. Kayıtlılardan biri "master" olarak telsiz ile atışı ateşlemiş ve "time-break" geldiğinde diğer kayıtlılar için kaydı başlatmıştır.

Fig. 5. Calabria Seismic land operations, communication and synchronization with long telescopic antennas. Five recording laboratories were located along the spread. One of the records operated as master, is able to trigger the shot by radio and to receive the time-break from the shot unit, and to start the other recording units.

atış ve bileşenler sıralaması (CSP), sinyal iyileştirme için değişik testler; spektral analiz, süzgeç testleri, kazanç fonksiyon testleri, ters evrişim testleri, iz bağdaştırma testleri, zaman ve ofset değişkenli süzgeç uygulaması, ortak atış kazanç sunumları, normal kayma zaman düzeltmeleri (NMO) ve sıfır açılımlı sismik kesit sunumu gibi hemen standart veri-işleme yakın bir sırada DISCO paket prgrammı ile CONVEX CI vektör bilgisayarı ile gerçekleştirilmiştir.

Laboratuvar ve Arazi Sismik Hızların Karşılaştırılması

Şekil 6'de bütün atışlara ait ilk kırılmalar ve veri kalitesi görülmektedir. İlk kırılmalar okunarak kırılma-veri seti hazırlanıp, buradan hız hesaplamaları yapılmıştır (Palmer 1980). Şekil 7'de ise bütün atış noktalarına ait zaman-uzaklık eğrileri gösterilmiştir. Burada pek çok atış noktasından sadece Şekil 8'de D atış noktasına ait SV kaydı, Şekil 9'da D atış noktasına ait SH kaydı görülmektedir. Bütün kayıtlara ait S ilk varışlarında okunduktan sonra hızlar hesaplanmıştır.

Kalabria için oluşturulan kuramsal kabuk modeli ise Şekil 10'da görülmektedir. Laboratuvarda İtki-İletim (Pulse-Transmission) aleti ile 1-2 Mhz doğal frekansı ile piezzo elektrik transduserlar kullanılarak arazide yüzeylenmiş kabuk kesiti üzerinden alınan kayaç örnekleri üzerinde hızlar hesaplanmıştır. V_p ve V_s ölçümleri yapılırken bir ayrıtı 43 mm olan küp şeklindeki örnekler üzerinde basınç ve gradyen için düzeltme yapılmıştır. Örneklerin bir tarafına verici diğer tarafında alıcı yerleştirilip, basınç ve gradyen için düzeltme yapılmıştır. Örneklerin bir tarafına verici diğer tarafında alıcı yerleştirilip, basınç için piston ile ısıtıcı ile de sıcaklık ayarlanmıştır (Kern ve Schenk, 1985). Arazi verilerinden hesaplanan hızlar ile kurulan modelden bulunan hızlar Çizelge 3'de verilmiştir. Çizelgede görüldüğü gibi arazi kayıtlarından saptanan hız değerleri 4600 ile 6400m/sn arasında değişmektedir. Laboratuvar değerleriyle karşılaştırıldığında farklılık gözlemlenmiştir. Bu farklılıklar derinlikle beraber kayaç içeriklerinin değişimine bağlı olabileceği gibi, basınç ve sıcaklığın sismik hızları etkilemesi de olabilir. Elastik dalga yayılımı mikro parçalanmaya karşı duyarlıdır. P-dalga hızı artan basınçla birlik-

te ani olarak artar. Yaklaşık 200 MPa basınç üstünde hız ve basınç arasındaki ilişki yaklaşık doğrusaldır. Gözenek sıvısı da basınç değişimlerinde kabuk kayaçlarında önemli olabilir ve derinlikle hızın değişiminde etkilidir. Genelde, sismik hızlar yoğunlukla artarlar. Kalabria bölgesinde P-dalga hızı ile yoğunluk arasındaki kabuk kayaçları için ilişki katsayısı 0.88 dir. Hız-yoğunluk ilişkisi gravimetri ve sismik ölçümlerin modellemesi ve yorumunda birlikte kullanılabilir. Kabukta ve üst mantodaki pek çok kayaç kristalografik yönlenmeden, küçük ölçekteki çatlak ve kırıklardan, tabaka içeriklerinden dolayı anisotropiktir. Bunun anlamı fiziksel özelliklerin yönden yöne değişmesidir. Laboratuvar da dalga hızlarının belirlenmesinde, örnek kayacın birbirine dik üç yön boyunca yapraklanma, çizgiselleşme gibi fabrik elementlerin yönlenmesi ile anisotropinin maksimum ve minimum derecelerde bulunmasını olanaklı kılar. Küçük ölçekteki çatlak yönlenmesi düşük basınçlarda anisotropi üzerinde temel etkindir.

200 MPa üstündeki basınç, kuru kayaçlarda düz çatlaklar etkindir (Kern ve Schenk 1985). Laboratuvar ve arazi ölçümlerindeki hız farklılaşmasındaki en önemli temel etken belki de yapısal nedenlerdir. Bunlarda bölgede var olan büyük faylardan kaynaklanmış olabilir (Schenk 1990). Q-dik profillerinin olduğu jeolojik birimlerde anisotropi 10% civarında saptanabilmiştir. Hız değerleri Hagedorn (1959) tekniği kullanılarak hesaplanmıştır.

Sismik Kesitlerin Gösterimi

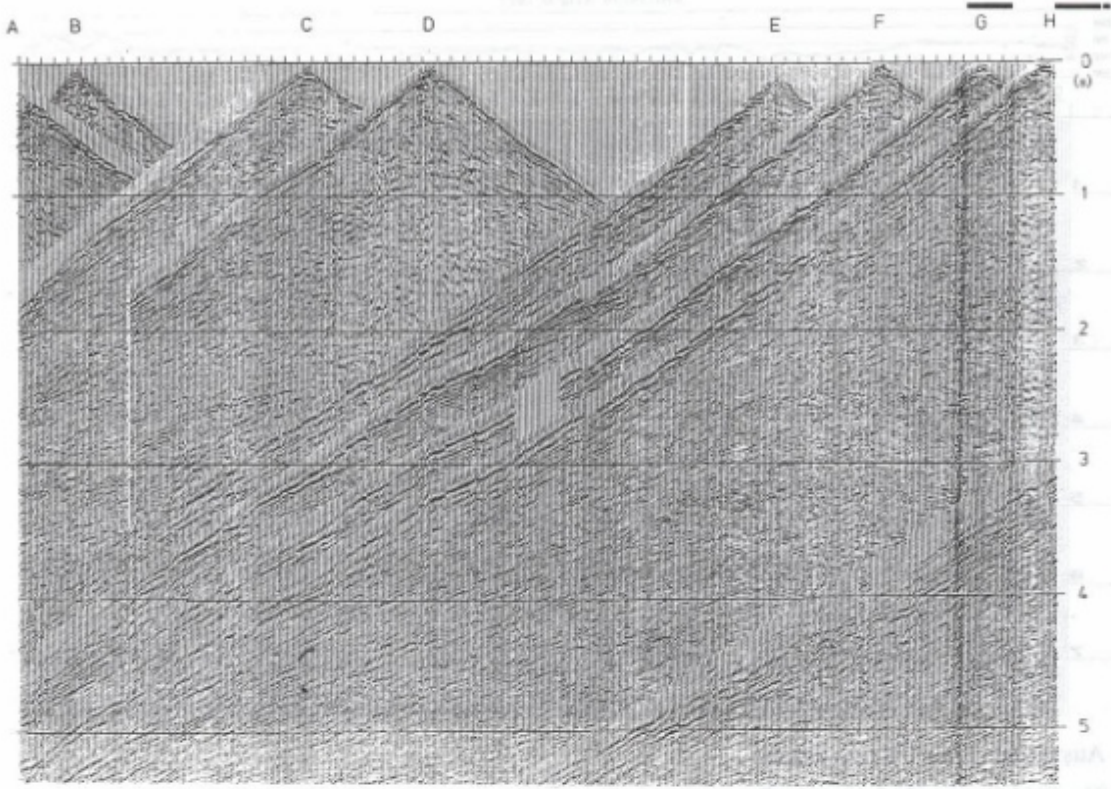
Uygulanan veri-işlem basamakları yukarıda açıklanmış bulunuyor. Bant-geçişli süzgeçler çoğunlukla sismik kayıtlarda bulunan "ground roll" ve yüksek frekanslı çevre gürültüsü için veri-işlemin değişik aşamalarında kullanılır. Eğer gerekli olursa ters evrişim öncesi de kullanılabilir. Dokuz atış noktasından sadece C'e ait kesitler gösterilmiştir. Şekil 11'de C (Z-düşey bileşen) atış noktasına uygulanan zaman ve uzaklık değişkenli bant-geçişli süzgeç aşağıdaki deşitirgenlerle sunulmuştur.

Çizelge 3. Laboratuvar verisiyle Arazi Verisinin Karşılaştırılması.

Table 3. Comparision Laboratory Data and Field Data.

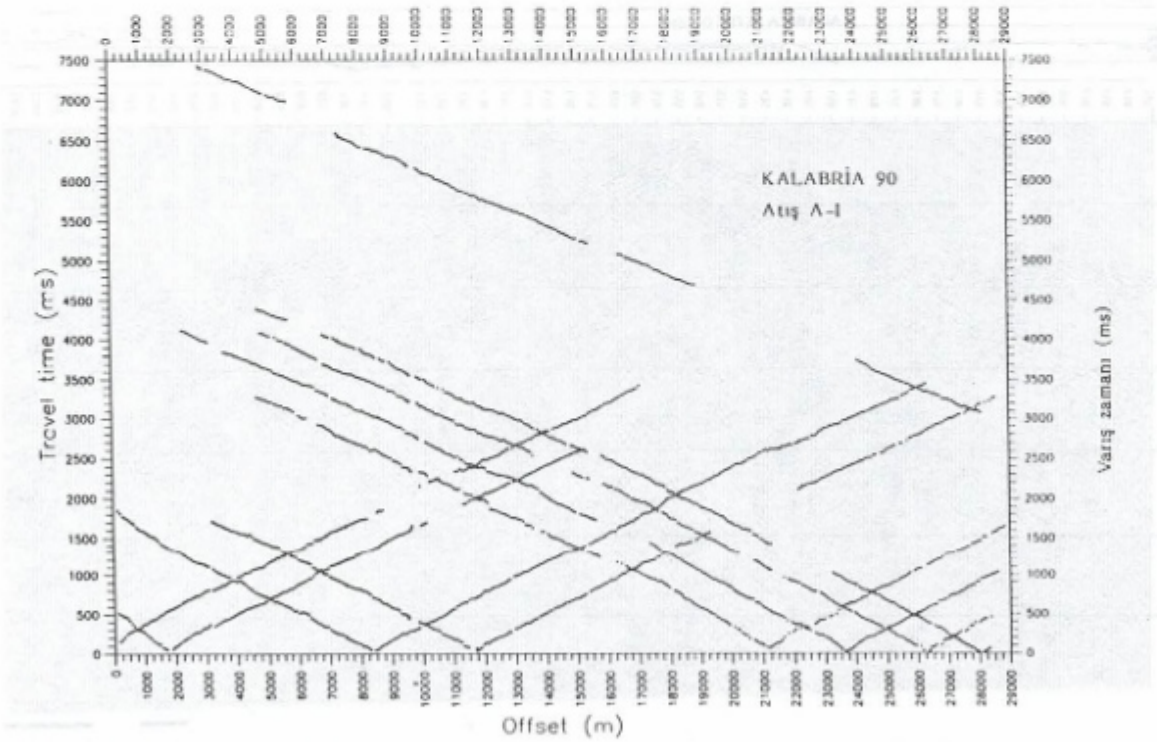
Felsik Granulit	$V_A=5800-6400$ m/s	$V_L=5800-6400$ m/s	Anisotropi % 10
Metapelit	$V_A=4700-6100$ m/s	$V_L=5900-7000$ m/s	Anisotropi yok
Diorotik Gnays	$V_A=5200-6100$ m/s	$V_L=5700-6200$ m/s	Anisotropi % 10
Tonalit	$V_A=5000-6000$ m/s	$V_L=5700-5800$ m/s	Anisotropi % 10
Granit	$V_A=4600-5700$ m/s	$V_L=5800$ m/s	

V_A :Arazide ölçülen hız, V_L :Laboratuvar da ölçülen hız.



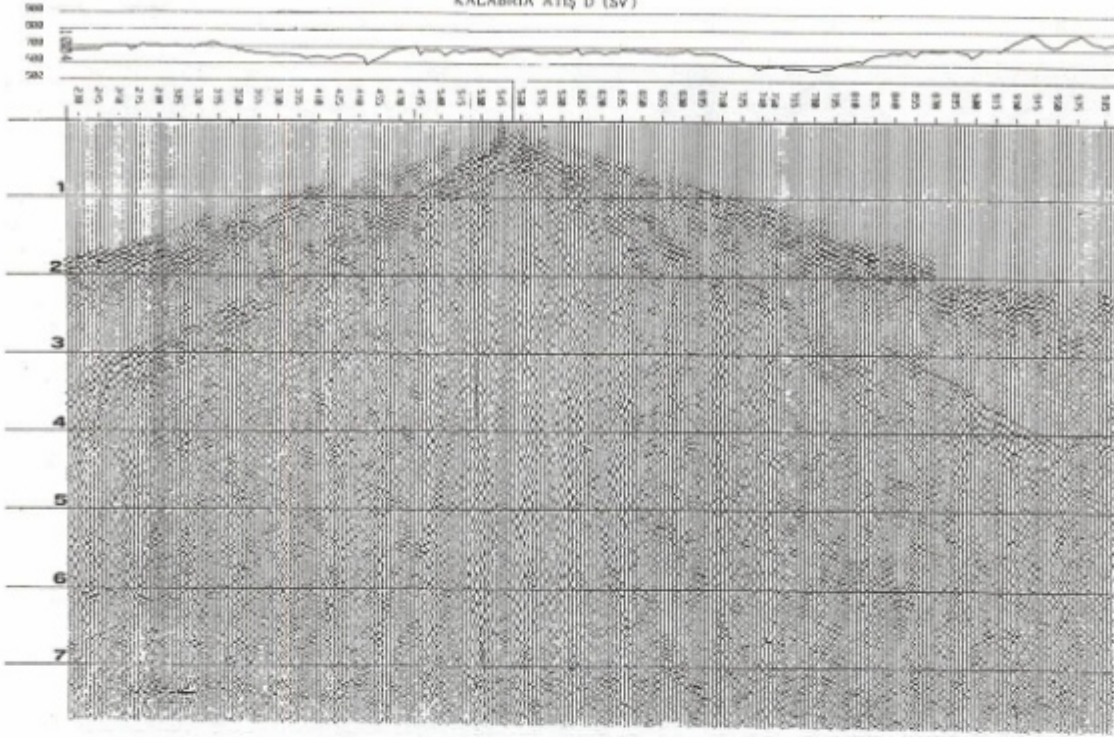
Şekil 6. Kuzeyden güneye ana profilde P-dalgalarının ilk varışları.

Fig. 6. P-wave first arrivals of the main line from the north to south.



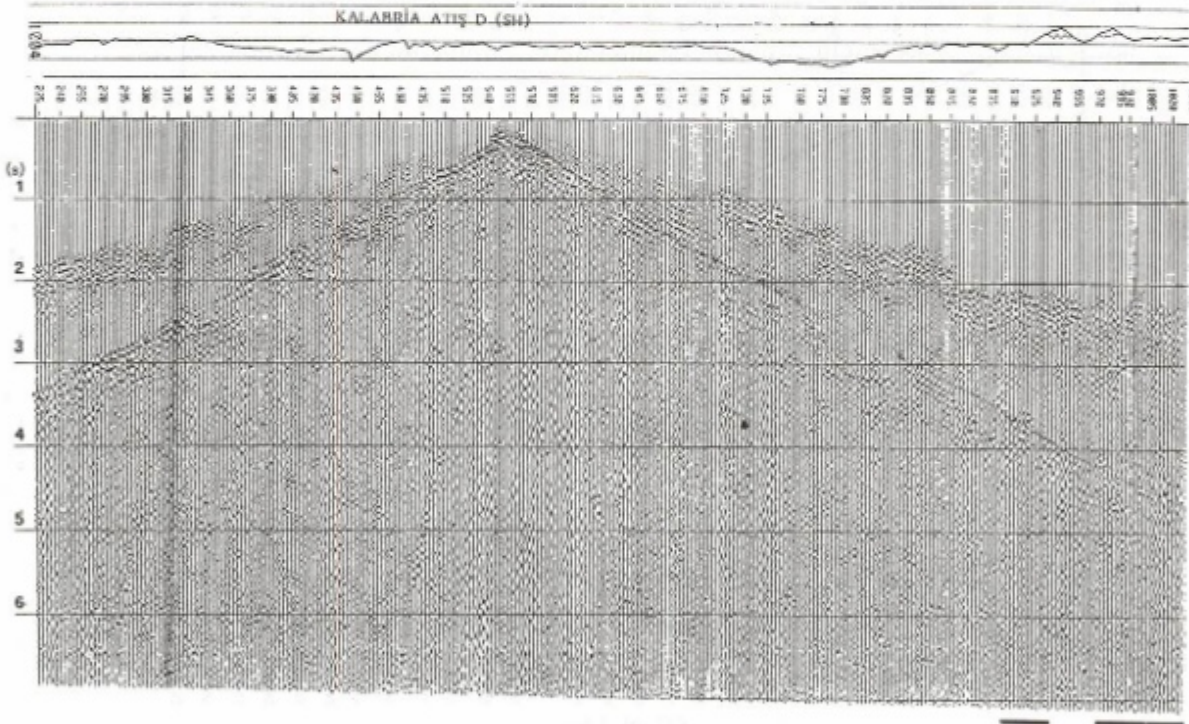
Şekil 7. Ana profilin bütün atış noktalarına ait zaman-uzaklık eğrileri.

Fig. 7. The travel times and distance curves for all shots of the main line.



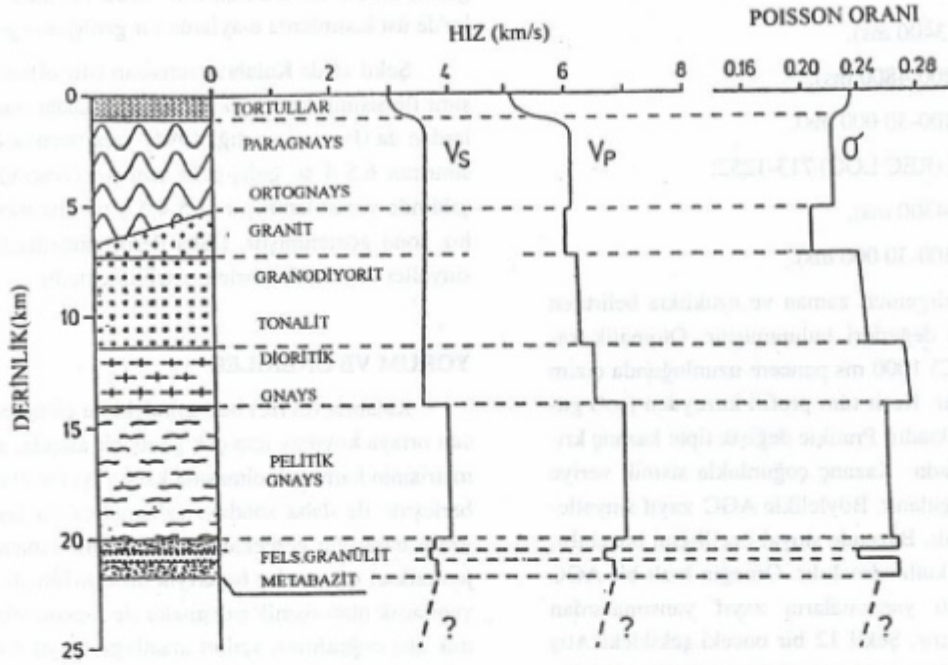
Şekil 8. Atış noktası D'nin SV (-X) kayıdı.

Fig. 8. The SV (-X) record of shotpoint D.



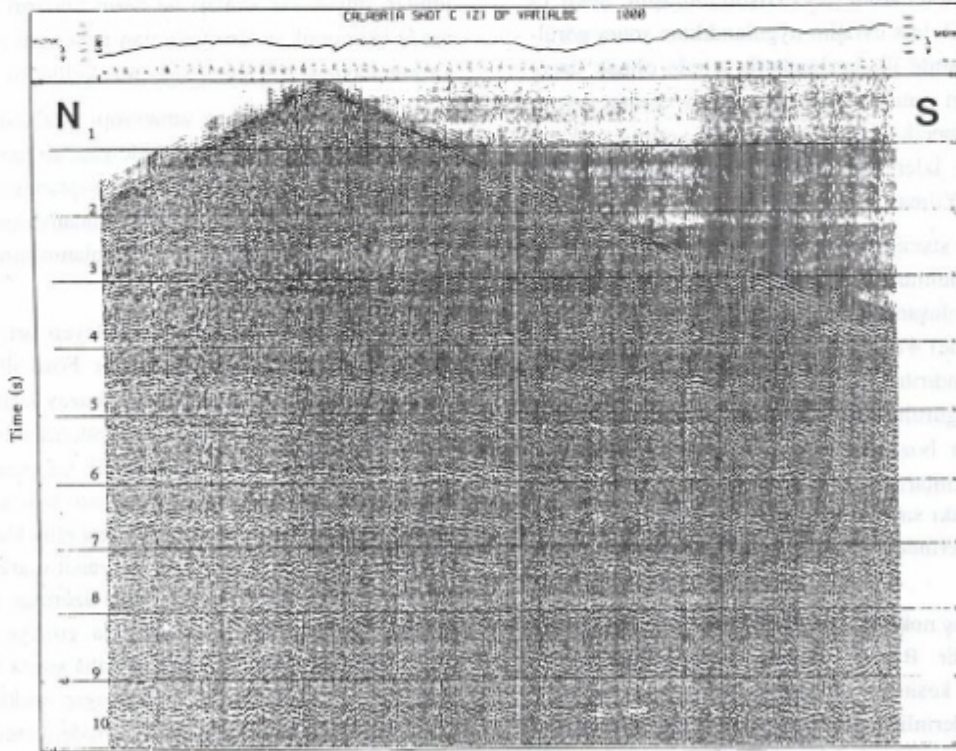
Şekil 9. Atış noktası D'nin SH (-Y) kayıdı.

Fig. 9. The SH (-Y) recording of shotpoint D.



Şekil 10. Yüzeylenmiş ve eğimlenmiş Güney Kalabria kabuk kesitinden alınan kayaç örneklerin laboratuvar verisine dayalı olarak hız-derinlik fonksiyonları ve kuramsal düşey kabuk kesidi (Kern ve Shenk 1988'den).

Fig. 10. Hypothetical vertical crustal section and velocity-depth functions based on laboratory data of rock samples from the tilted exposed crustal section of southern Calabria. Velocities have been corrected for temperature and pressure gradients (from Kern and Schenk 1988).



Şekil 11. Offset ve zaman değişkenli bant-geçişli süzgeç ile atış C'nin düşey bileşeni (Z-).

Fig. 11. The vertical component (Z-) of shot C with offset and time variable bandpass filter.

(a) Alıcı Yeri (REC LOC) 101-712:

-14-42 Hz (0-3400 ms),

-13-38 Hz (4200-4800 ms),

-10-28 Hz (5400-30 000 ms),

(b) Alıcı Yeri (REC LOC) 713-1252:

-12-38 Hz (0-4300 ms),

-10-28 Hz (5500-30 000 ms).

Süzgeç değiştirgenleri zaman ve uzaklıkta belirtilen yerler arasında ara değerleri bulunmuştur. Otomatik kazanç kontrolü (AGC) 1000 ms pencere uzunluğunda çizim öncesi uygulanmıştır. Kesit tüm profili kuzeyden (sol) güneye (sağ) kapsamaktadır. Pratikte değişik tipte kazanç kriterleri kullanılmaktadır. Kazanç çoğunlukla sismik veriye sunum amacıyla uygulanır. Böylelikle AGC zayıf sinyalleri açığa çıkarmış olur. Bazende sinyal özelliğini bozabilir, bu yüzden dikkatli kullanılmalıdır. Örneğin hızlı bir AGC uygulamak kuvvetli yansımaların zayıf yansılardan ayırt etmeyi zorlaştırır. Şekil 12 bir önceki şekildeki Atış Noktası C'e iz bağdaşımı (trace mix) uygulanmış halidir. Bu adım veri-işlem sırasında her bir iz için hesaplamada epey zaman alır. Öncelikle pencere olarak her üç iz'de uygulanmış, daha sonrada pencere uzunluğu beş alınmış ama bu durumda kesitin üst kısımlarında bozulmalar gözlemlenmiştir.

Bundan sonraki adım ters evrişim olmuştur. Şekil 13 aynı kesite iğnecik ters evrişim uygulandıktan sonra görülmektedir. Bu kesitte ilk kırılmalarda içinde olmak üzere ve ilk kırılmaların yanında sığ yansılarda verinin ayırmalılığı artmıştır. İğnecik ters evrişimi sismik verinin spektrumunu genişletip, izler daha fazla yüksek frekans enerji içermektedirler (Yılmaz, 1989).

Şekil 14'de sismik kesit AGC yerine göreceli genlikler korunarak sunulmuştur. Sismik enerjinin geometrik saçılardan dolayı oluşan kayıpları karşılamak amacıyla genlikler 1'den (2 s'de) 4'e (22 s'de) doğrusal olarak artan bir faktör ile ölçeklendirilmiştir. Bu yansımaların gerçek değerini korur. Yerel gürültü veya alıcıların yer ile kavrama sorunları yüzünden bozulmuş bazı izler görülmektedirler. Atış noktası yakınlarındaki kuvvetli genliklerden dolayı kaynak yakınındaki sinyallerde aşırı büyümeler vardır. Bu tür sunum daha derindeki yansımaların yorumunda kullanılır.

Şekil 15 atış noktası C'nin NMO düzeltmesi yapıldıktan sonraki halidir. Burada yansıtıcı yüzeylerin yaklaşık görüntüsü zaman kesitinde görülmektedir. Uygun bir hızla varış zamanları derinliğe şimdi çevrilebilir (iyi bir yaklaşım: her bir saniye yaklaşık 3 km derinlik artımına karşılık

gelir). NMO düzeltmesinden sonra özellikle uzak offsetler'de üst kısımlarda olaylarda bir genişleme görülür.

Şekil 16'da Calabria verisinin sıfır offsetli 3 iz bağdaşımı ile sismik kesiti görülmektedir. Daha önceki çalışmalardan da (Ferruci ve diğ. 1991) yararlanarak kabuk-manto sınırının 6.5-8 sn gidiş-geliş zamanı civarında bulunduğu şeklinde yorumlanmıştır. 1.5-4.5 s twt civarında bir düşük hız zonu gözlenmiştir. Daha derin yansılardan da bazı sinyaller kayıtlarda gözlemlenebilmektedir.

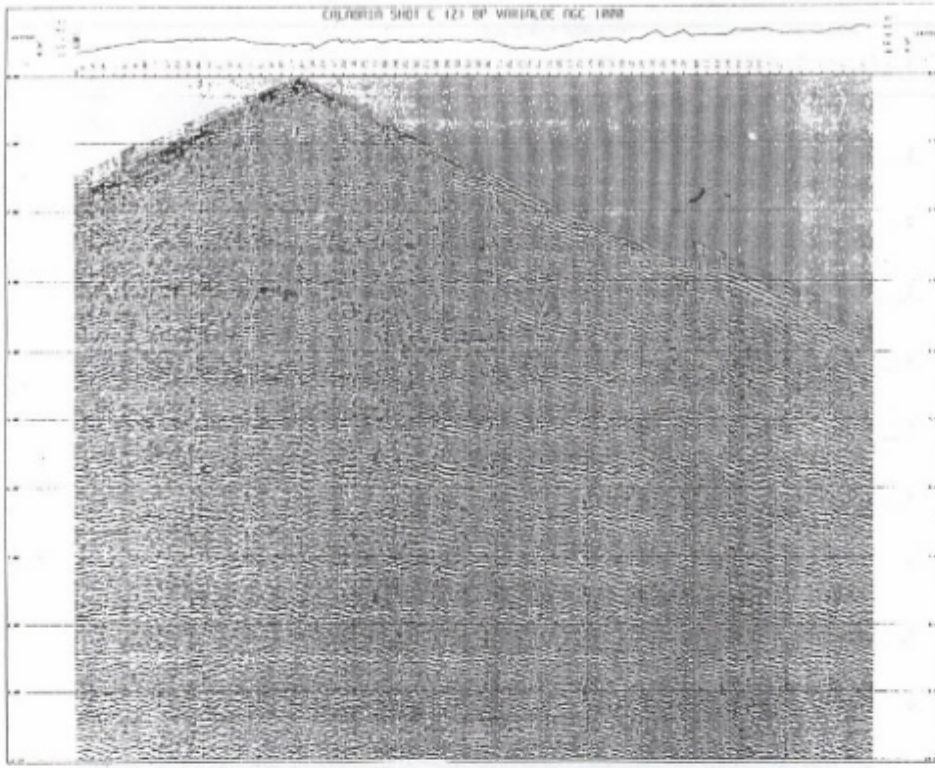
YORUM VE ÖNERİLER

Kalabria (Serre) bölgesindeki bu çalışma kabuk yapısını ortaya koymak için çok geniş bir alanda, atış-alıcı geometrisinin karmaşık olmasına karşın iyi bir planlama ve haberleşme ile daha sondaki çalışmalara da öncülük etmek üzere başarıyla gerçekleştirilmiştir. Bu esnada jeolojik ve jeofiziksel çalışmalar başarıyla birleştirilmiştir. Yapılan ve yapılacak olan sismik çalışmalar ile ilişkilendirilmiştir. Sismik atış doğrultusu, açılım uzunluğu, kayıt noktalarının ve yöntemlerin seçimi jeolojik sorunu çözmeye yönelik olarak yapılmıştır. Sırasıyla değerlendirme yöntemlerinde, veri toplamada, alet-kaynak seçiminde ve iletişimde başarı sağlanmıştır.

Kısa sürede ekonomik dönüşü olmamasına ve çok pahalı olmasına karşın kabuk araştırmaları magmatik sokuşumlar, düşük hız zonları ve derin fayların bulunması yanında ekonomik potansiyeli olan jeotermal enerji ve hidrokarbon kaynakların saptanmasında kullanılır.

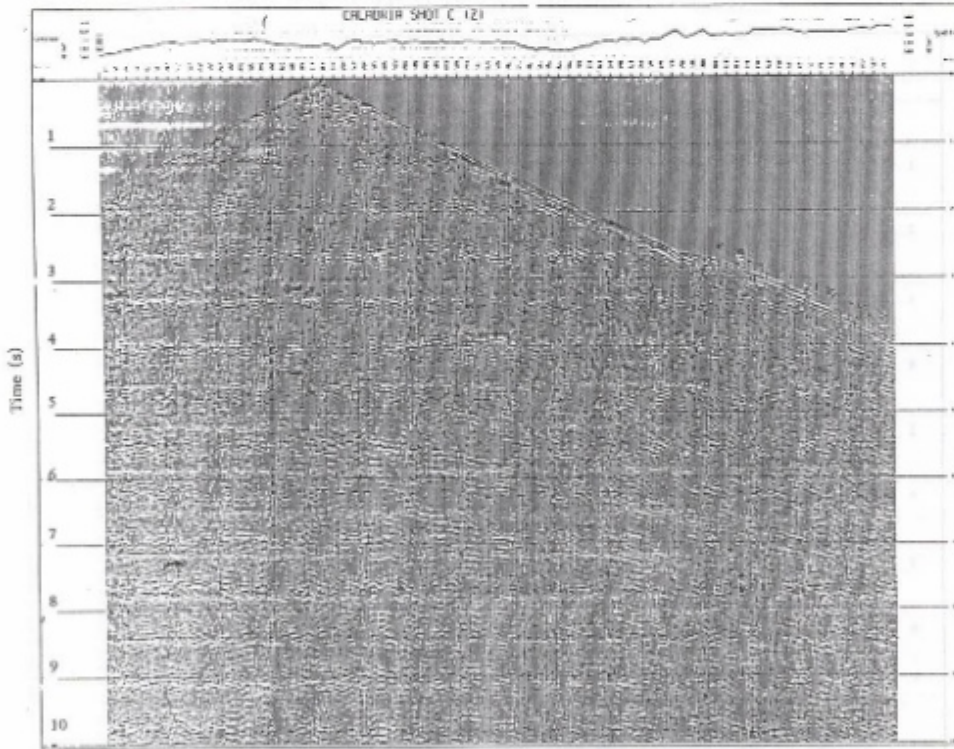
Çalışmalar sonucu anisotropi yaklaşık olarak % 10 civarında, laboratuvar ile yerinde yapılan hız ölçümleri arasında da % 20 lik bir hız farklılığı saptanmıştır. S- dalgalarının ilk kırılmaları tam olarak okunamamış olması nedeniyle Poisson oranlarının hesaplanmasında sorunlarla karşılaşmıştır.

Konrad süreksizliğini simgeleyen orta kabuk yansıması ile ilgili yorum yapılamamıştır. Fosil alt kabuk biriminin tabanında kesitin yüzeylenmiş kuzey kısmından güneye doğru eğimli (yaklaşık 10°) bir düşük hız tabakası belirlenmiştir. Bu düşük hız tabakası büyük bir olasılıkla tektonik olarak yükselmiş ve eğimlenmiş alt kabuk kayalar ile güncel üst kabuğun dokanağını işaret etmektedir. Bu zonun altında da kabuğa ait kuvvetli ve yanal olarak sürekli izlenen yansımalar düşey sismik kesit üzerinde de görülebilir. Kabuk-manto sınırı 6-8s civarında güneye doğru eğimli olarak görülmektedir. Bu yorum daha sonra yapılacak olan modelleme çalışmalarında başlangıç noktası olmuştur. Bunlar hız yapısı düz-ters çözüm modelleri ve gravite modelleridir.



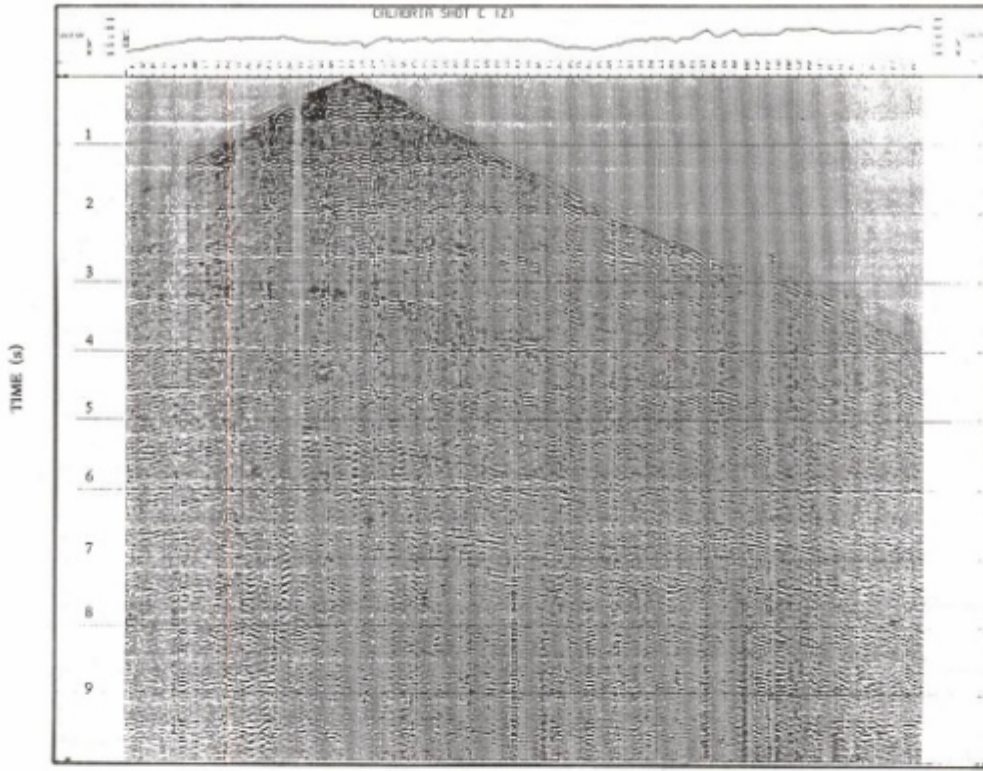
Şekil 12. İz bağdaşımı (pencereler 3 iz) ile Atış C (Z-).

Fig. 12. Shot C (Z-) with trace mixing (windows 3 traces).



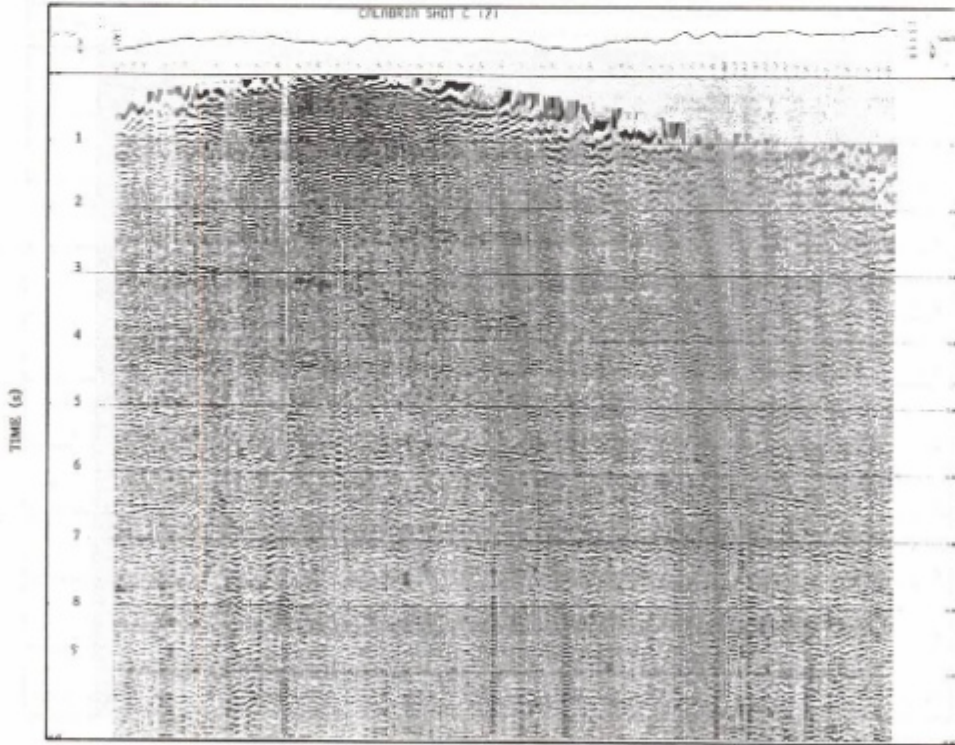
Şekil 13. Aynı şekil (12) iğnecik ters evrişiminden sonra.

Fig. 13. The same section of Fig. 12 plus a spike deconvolution.



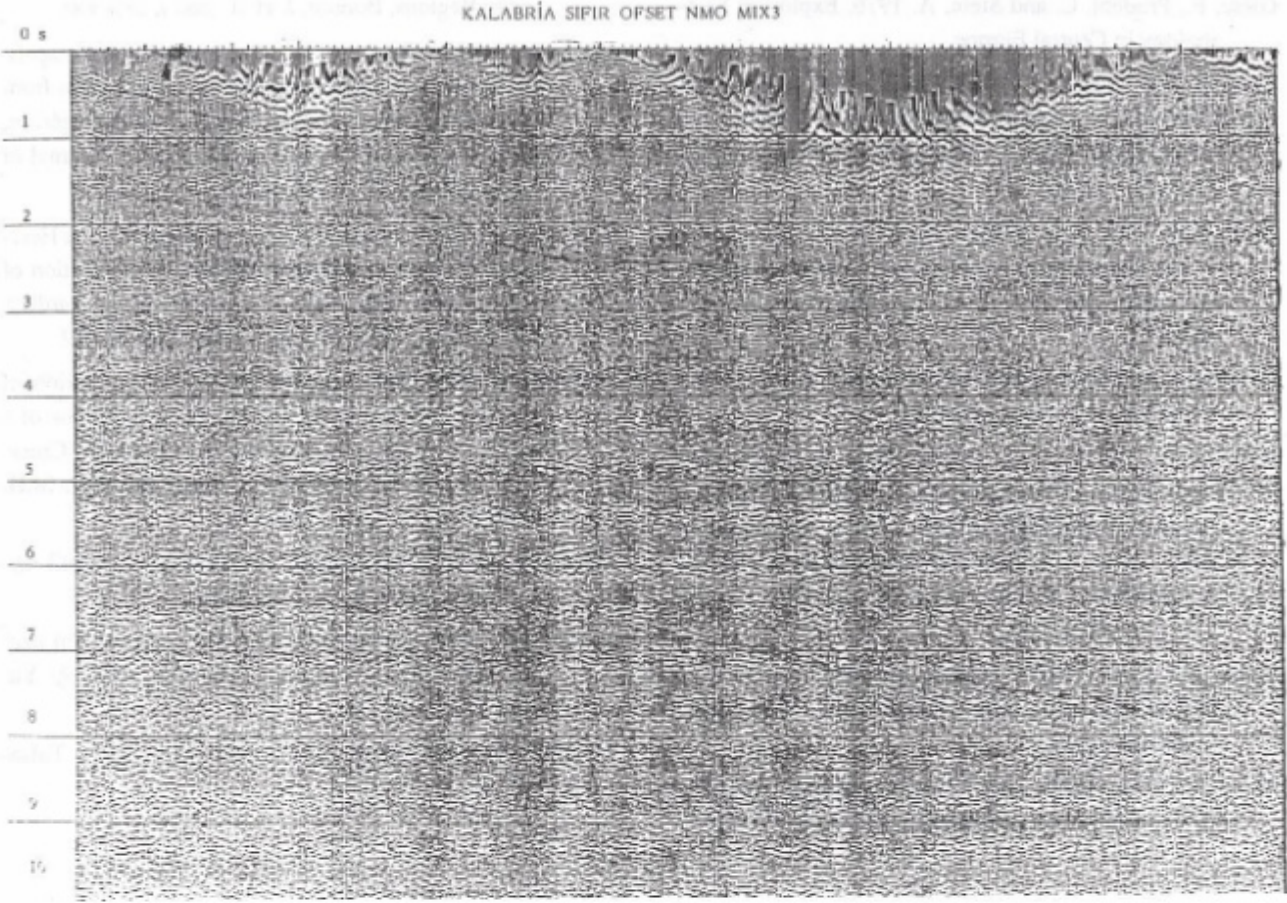
Şekil 14. Atış C (Z-)nin AGC yerine göreceli genliklerin korunmuş hali.

Fig. 14. Shot C (Z-) with the preserved relative amplitudes instead of applying an AGC.



Şekil 15. Atış C (Z-) NMO düzeltmesinden sonra.

Fig. 15. The shot C (Z-) with NMO-correction.



Şekil 16. Kalabria sıfır offsetli sismik kesidi.

Fig. 16. Zero-offset Seismic Section of Calabria.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın gerçekleştirilmesi sırasında vermiş oldukları desteklerden dolayı Prof. Dr. Cc. Morelli'ye sonsuz teşekkürler (GÇ).

KAYNAKLAR

- Braile, L.W and Chiang, C.S. 1984, The Continental Mohorovicic Discontinuity: Results from Near-Vertical and Wide-Angle Seismic Reflection Studies, Department of Geosciens, Purdue University, West Lafayette, IN 47907.
- Çiftçi, G., Ergün, M. ve Nicolich, R. 1993, Derin Sismik Çalışmalar ve Kalabria (Güney İtalya) Bölgesinin Tektonik Yapısı. Türkiye 13. Jeofizik Kurultayı, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara, Türkiye.
- Çiftçi, G. 1993, Deep Seismic Crustal Studies: Case Study from Calabria (Italy). Ph.D.Thesis, Dokuz Eylül university, İzmir.
- Çiftçi, G. ve Michelini, A. 1994, Kübik Spline B-Ara Değer Bulma Yöntemi ile Tomografik Hız Çözümlemesi ve Derin Sismik Kabuk Verisine Uygulanması. Jeofizik 8, 3-13.
- Del Moro, A., Pardini, G, Maccarrone, E, Rotture, A. 1986, Studio radiometrico Rb-Sr di granitoidi peraluminosi dell'arco Calabro-Peloritano-Rend. Socc. H. Mineral. Petrol., 38, 1015-1026.
- Hagedoorn, J.G. 1959, The Plus-Minus Method of interpreting Seismic Refraction Sections. Geophys.Prosp., 7, 158-182.
- Ferrucci, F., Gaudiosi, G., Hirn, A. and Nicolich, R, 1991, Ionian Basin and Calabria Arc: Some new elements from DSS data, Tectonophysics, 195, 411-419.

- Giese, P., Prodehl, C. and Stein, A. 1976, Explosion Seismology in Central Europe.
- Kern, H. and Schenk, V. 1985, Elastic wave velocities in rocks from a Lower Crustal section in Southern Calabria (Italy). *Physics of the earth and Planetary Interiors*, 40, 147-160.
- Kern, H. and Schenk, V. 1988, A Model of velocity structure beneath Calabria Southern Italy, based on laboratory data. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 325-337.
- Le Pichon, X., Franccheteau, J. and Bennin, J. 1973, *Plate Tectonics*, Elsevier, Amsterdam.
- Nicolich, R. 1987, Crustal structures from seismic studies in the frame of the European Geotraverse (Southern Segment) and CROP Project. in: *The lithosphere in Italy, Advances in Earth Sciences Research*, Boriani, A., Bonafede, M. Piccardo, G. B. and Vai, G.B. and Vai, G.B. (eds), 1-47.
- Palmer, D. 1980, *The Generalized Reciprocal method of Seismic refraction interpretation*. SEG Publications, Tulsa, Oklahoma.
- Philip, H. 1988, Recent and Present Tectonics in Mediterranean Region, in: *Seismic Hazard in the Mediterranean Regions*, Bonnin, J. et al. (eds.), 283-300.
- Schenk, V. 1984, Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasites, ultramafics and metacarbonates from Southern Calabria (Italy): Prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. *Journal of Petrology*, 25, part 1, 255-298.
- Schenk, V. 1989, P-T-t path of the lower crust in the Hercynian fold belt of southern Calabria. in: *Evolution of metamorphic belts*, Daly, J.S., Cliff, R.A., Yardley, B.W.D. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 43, 337-342.
- Schenk, V. 1990, The Exposed Crustal Cross Section of Southern Calabria, Italy: Structure and Evolution of a Segment of Hercynian Crust. in: *Exposed Cross-Sections of the Continental Crust*, Salisbury, M.H. Fountain, D.M. (eds.), 21-42.
- Özdemir, H. 1979, Yer Kabuğu araştırmalarında sismik uygulamalar. *Jeofizik*, VIII, 2, 39-52.
- Yılmaz, Ö. 1976, Türkiye'de derin sismik refleksiye üzerine kısa bir not. *Türkiye Jeofizikçiler Derneği Yayınları*, V. 3, 54-68.
- Yılmaz, Ö. 1989, *Seismic Data Processing*, SEG, Tulsa-OK.

GÜÇ SPEKTRUMU İLE DOĞAL GERİLİM VERİSİNİN NİCEL YORUMU

Quantitative Interpretation of Self-Potential Data by using of Power Spectra

Mustafa AKGÜN*, Zafer AKÇİĞ*, Rahmi PINAR* ve Oya ANKAYA*

ÖZET

Doğal potansiyel yönteminde, yatay silindir ve eğimli çubuk türü yapılar, gerilim anomalilerinin güç spektrumlarının yapı parametreleri ile ilişkilerinin araştırılması bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır. Çalışma analitik çözüm ve sayısal uygulama olmak üzere iki kısımdan oluşturulmuştur.

İlk olarak modellerin uzaklık ortamındaki gerilim bağıntılarının tek ve çift kısımlarının Fourier dönüşümleri (FD) kullanılarak dalgasayısı ortamında kuramsal güç spektrumları hesaplanmıştır. Daha sonra modellerin uzaklık ortamındaki analitik bağıntılarından ayrık veriler üretilmiş ve ayrık FD kullanılarak sayısal güç spektrumları elde edilmiştir.

Bu iki uygulamanın sonucunda güç spektrumunu etkileyen parametreler araştırılarak parametre çözüm denklemleri oluşturulmuştur. Yatay silindir modelinde güç spektrumundan silindirin odak derinliği elde edilmiştir. Eğimli çubuk modelinde ise gerilim bağıntısının tek bileşeninden yapının alt yüzünün derinliği, çift bileşeninden de yapının üst yüzünün derinliği birbirinden bağımsız olarak saptanmıştır.

ABSTRACT

The behaviour of the self potential data calculated for the horizontal cylinder and inclined thin rod models is investigated in frequency domain. This study contains two parts: analytical solutions and numerical applications

Firstly, theoretical power spectra in frequency domain are calculated from the continuous Fourier Transform (FT) of even and odd functions of the potential equations of the models in space-domain. The discrete data are then determined from the analytical equations of the models in space-domain. The discrete power spectra are obtained from the space-domain data by means of the discrete FT.

The equations which yield to the parameters are derived by the analysis of factors affecting the power spectra. The depth of horizontal cylinder can be obtained from the power spectrum. The upper and lower surface depth of inclined thin rod model are determined from the odd and even functions of potential equations respectively.

* DEÜ Müh. Fak. Jeofizik Müh. Böl., Bornova, İzmir.

GİRİŞ

Doğal potansiyel (SP) yöntemi jeotermal kaynakların, metalik ve sülfürlü maden yataklarının, gömülü kırıklı yapıların aranması ile deniz kıyısına yakın bölgelerde tuzluluk girişimlerinin saptanmasında başarılı şekilde uygulanmaktadır. Ayrıca, bu yöntemin diğer yöntemlere göre (özdirenç ve sismik yöntemler) düşük maliyetli ve kolay uygulanabilir olması yöntemin üstün taraflarıdır.

SP yönteminde ilk çalışmayı Petrowsky (1928), kutuplanmış küre üzerindeki potansiyel dağılımını inceleyerek başlatmıştır. Daha sonrada Heiland (1968) dik yönde kutuplanmış kürenin potansiyel yorumunu Petrowsky'nin (1928) metodunu kullanarak açıklamıştır. Yüngül (1950) de Petrowsky'nin (1928) metodunda yeralan topoğrafya ve bölgesel etkilerin kaldırılması için çalışmalar yapmıştır. Daha sonraki yıllarda ise çeşitli araştırmacılar tarafından SP yönteminde çeşitli modeller kullanılarak teorik modelleme çalışmaları yapılmıştır (Rao ve diğ. 1970). Son yıllarda ise çeşitli değerlendirme yöntemleri geliştirilerek yöntemin kullanılabilirliği artırılmıştır (Bhattacharyya ve Roy 1981, Murty ve Haricharan 1985, Rao ve Ram Babu 1988 ve Akgün 1993).

Güç spektrumunun potansiyel alan verilerine uygulanması ile ilgili çalışmalar ilk olarak Brattacharyya (1966) ile Spector ve Grant (1970) tarafından gerçekleştirilmiştir. Daha sonra, anomaliye neden olan kütlelerin derinliklerinin saptanması ise Spector ve Grant (1970) tarafından gerçekleştirilmiştir. Son yıllarda ülkemizde yapılan çalışmalarla da SP yönteminde küre ve çubuk şekilli model yapıların dalgasayısı ortamındaki özellikleri çeşitli yöntemler kullanılarak (Akçığ ve diğ. 1990, Akçığ ve Pınar 1993 vd.) incelenmiştir.

Bu çalışmada ise SP yönteminde model olarak kullanılan yatay silindir ve eğimli çubuk şekilli yapıların gerilim anomalilerinin tek ve çift bileşenlerine Fourier Dönüşümü (FD) uygulanarak dalgasayısı ortamındaki davranışları ile yapı parametrelerinin güç spektrumu üzerindeki etkileri ayrı ayrı araştırılmıştır.

TEORİ

Bir $f(x)$ fonksiyonunun FD

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) e^{-i\omega x} dx \quad (1)$$

$$F(\omega) = P(\omega) + iQ(\omega) \quad (2)$$

ve $F(\omega)$ nin genlik, $A(\omega)$ ve güç spektrumları, $E(\omega)$

$$A(\omega) = |F(\omega)| = \sqrt{P^2(\omega) + Q^2(\omega)} \quad (3)$$

$$E(\omega) = |A(\omega)|^2 = P^2(\omega) + Q^2(\omega) \quad (4)$$

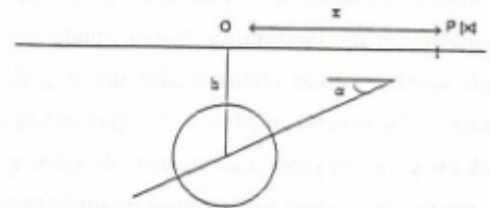
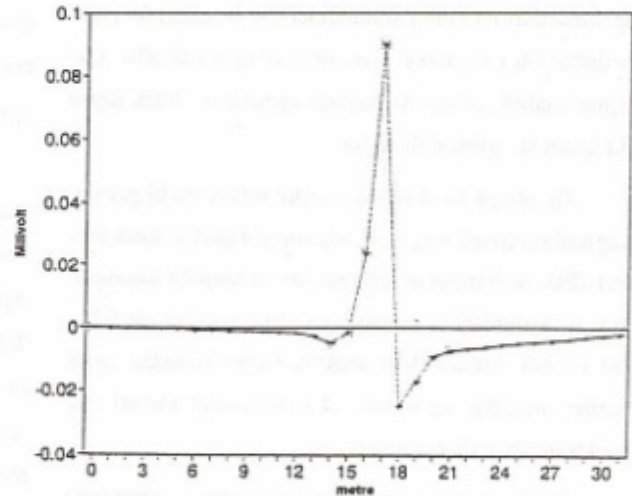
bağıntıları ile bulunur.

Yatay Silindir Modeli

Kutuplanma açısı α , odak derinliği h ve yarıçapı R olan bir silindirin (Şekil 1) yeryüzündeki izdüşümünden x kadar uzaktaki bir $P(x)$ noktasında oluşturacağı doğal gerilim

$$V(x) = A \left[\frac{x \cos(\alpha)}{x^2 + h^2} - \frac{h \sin(\alpha)}{x^2 + h^2} \right] \quad (5)$$

$$A = \frac{\Delta VR^2}{2}$$



Şekil 1. Doğal gerilim yönteminde yatay silindir modeli.

Fig. 1. Horizontal infinite cylinder model in Self Potential method.

ile verilir (Bhattacharya ve Roy 1981). Burada ΔV silindirin iki kutbu arasındaki gerilim farkıdır. (5) bağıntısı tek ve çift bileşenlerin toplamından oluşmaktadır. Bu nedenle bağıntı dalgası ortamına geçirilirken tek kısmın Fourier sinüsü, çift kısmın Fourier kosinüs dönüşümlerinden yararlanır. Bunun için (5) bağıntısının FD alınırken önce

$$V(\omega) = A \left[A \cos(\alpha) i \int_{-\infty}^{\infty} \frac{x}{x^2 + h^2} \sin(\omega x) dx - h \sin(\alpha) i \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{x^2 + h^2} \cos(\omega x) dx \right] \quad (6)$$

tümlevi oluşturulur ve bu tümlev Erdelyi (1954) çizelgeleri kullanılarak (Bkz. Ek)

$$V(\omega) = A e^{-h\omega} \pi i \cos(\alpha) - A e^{-h\omega} \pi \sin(\alpha) \quad (7)$$

$$E(\omega) = [V(\omega)]^2 = A^2 e^{-2h\omega} \pi^2 [\cos^2(\alpha) + \sin^2(\alpha)] \quad (8)$$

$$\cos^2(\alpha) + \sin^2(\alpha) = 1$$

$$C = A^2 \pi^2$$

$$E(\omega) = C e^{-2h\omega} \quad (9)$$

şeklinde çözülür. Yapı parametrelerinin güç spektrumu üzerindeki etkilerini araştırmak için (9) bağıntısının doğal logaritması alındığında

$$\ln [E(\omega)] = \ln(C) - 2\omega h \quad (10)$$

sonucuna ulaşılır. (10) dan görüldüğü gibi $-2\omega h$ terimi güç spektrumunun yalnızca eğimini, $\ln(C)$ terimi de genliği etkilemektedir. Buradan hareketle yatay silindir modelinde

$$\text{Eğim} = -2h \quad (11)$$

bağıntısı kullanılarak yapının odak derinliği bulunabilir.

Eğimli Çubuk Modeli

Kutuplaşma açısı α , öz direnci ρ , akım yoğunluğu I , üst

yüzün derinliği h_1 ve alt yüzün derinliği h_2 olan eğimli bir çubuğun yeryüzünde merkezden x mesafesindeki bir $P(x)$ noktasında oluşturacağı doğal gerilim (Şekil 2)

$$V(x) = -N \left\{ \frac{1}{(x^2 + h_1^2)^{1/2}} - \frac{1}{[(x-a)^2 + h_2^2]^{1/2}} \right\} \quad (12)$$

$$N = \frac{\rho I}{2\pi}$$

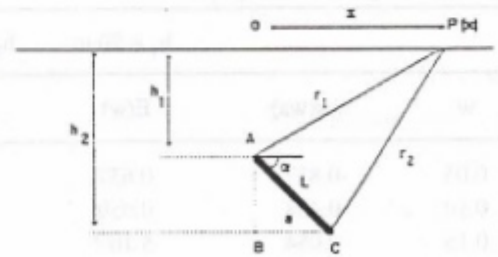
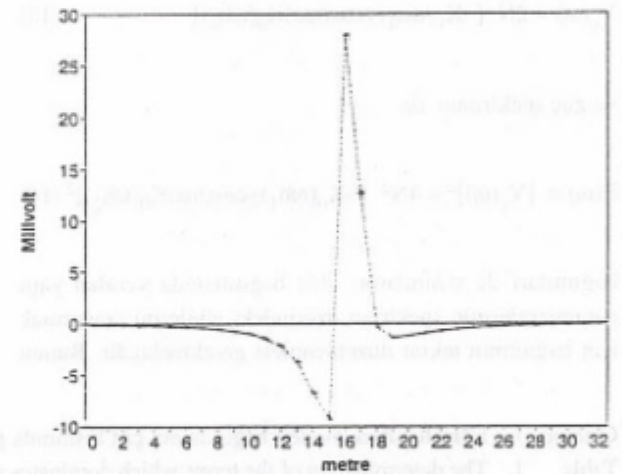
$$a = \frac{h_2 - h_1}{\tan(\alpha)}$$

ile verilir (Heiland 1968). Bu bağıntı,

$$V_{\phi}(x) = \left[\frac{V(x) + V(-x)}{2} \right]$$

$$V_i(x) = \left[\frac{V(x) - V(-x)}{2} \right]$$

yaklaşımları kullanılarak çift ve tek kısımlarına ayrılmış



Şekil 2. Doğal gerilim yönteminde eğimli çubuk modeli.

Fig. 2. Inclined thin rod model in Self Potential method.

$$V_{\xi}(x) = \frac{1}{2} N \left\{ -\frac{2}{(x^2 + h_2^2)^{1/2}} + \frac{1}{[(x-a)^2 + h_2^2]^{1/2}} + \frac{1}{[(-x-a)^2 + h_2^2]^{1/2}} \right\} \quad (13)$$

$$V_{\eta}(x) = -N \left\{ \frac{1}{[(x-a)^2 + h_2^2]^{1/2}} - \frac{1}{[(-x-a)^2 + h_2^2]^{1/2}} \right\} \quad (14)$$

ve daha sonra da tek kısmın Fourier sinüs dönüşümü, çift kısmın da Fourier kosinüs dönüşümleri alınarak çözüme gidilmiştir. Çift kısmın Fourier kosinüs dönüşümü Erdelyi (1954) tümeleme çizelgeleri kullanılarak terim terim çözüldüğünde birinci, ikinci ve üçüncü terimlerin FD leri sırasıyla

$$A = -2NK_0(\omega h_1)$$

$$B = N \cos(\omega a) K_0(\omega h_2)$$

$$C = N \cos(\omega a) K_0(\omega h_2)$$

olarak bulunur. Sonuçta FD'nin doğrusallık özelliğinden çift kısmının FD

$$V_{\xi}(\omega) = A + B + C$$

$$V_{\xi}(\omega) = 2N [-K_0(\omega h_1) + \cos(\omega a) K_0(\omega h_2)] \quad (15)$$

ve güç spektrumu da

$$E(\omega) = [V_{\xi}(\omega)]^2 = 4N^2 [-K_0(\omega h_1) + \cos(\omega a) K_0(\omega h_2)]^2 \quad (16)$$

bağıntıları ile tanımlanır. (16) bağıntısında yer alan yapı parametrelerinin spektrum üzerindeki etkilerini araştırmak için bağıntının tekrar düzenlenmesi gerekmektedir. Bunun

için $K_0(\omega h_1)$, $K_0(\omega h_2)$ ve $\cos(\omega a)$ terimlerinin etkileri ayrı ayrı incelenmiştir (Çizelge 1). Çizelgeden de görüldüğü gibi $K_0(\omega h_2)$ 'nin ω ya göre değişimi, $K_0(\omega h_1)$ terimine göre çok küçük olduğundan ihmal edilebilir sınırlar içinde kalmaktadır. Ayrıca $\cos(\omega a)$ 'nın değişimi -1 ve +1 değerleri arasında değiştiğinden, bu terimin alabileceği en büyük değer olan +1 ile $K_0(\omega h_2)$ 'nin çarpımı $E(\omega)$ üzerinde önemli bir etki yaratmadığı Çizelge 1 de görülmektedir. Bu yaklaşımlar gözönüne alındığında çift kısmın güç spektrumu bağıntısı

$$E(\omega) = 4 N^2 K_0^2(\omega h_1) \quad (17)$$

olarak tanımlanır. (17) bağıntısının doğal logaritması alındığında

$$\ln[E(\omega)] = \ln(4) + 2\ln(N) + 2\ln[K_0(\omega h_1)] \quad (18)$$

bağıntısına ulaşır. (18) de

$$\omega h_1 \geq 2 \text{ ve } K_0 \approx K_1 \approx K \quad (19)$$

$$K_0(\omega h_1) = \frac{1.253}{(\omega h_1)^{1/2} e^{\omega h_1}} \quad (20)$$

yaklaşımları (Abramowitz ve Stegun 1972) kullanılırsa sonuçta

$$\ln[E(\omega)] = \ln(4) + 2\ln(N) + 2\ln(1.253) - \ln(\omega h_1) - 2\omega h_1 \quad (21)$$

elde edilir. (21) bağıntısında ilk üç terim sabit olduğu için

Çizelge 1. Eğimli çubuk modeli bağıntısının çift kısmında güç spektrumunu etkileyen terimlerin saptanması.

Table 1. The determination of the terms which dominates a power spectrum of the even part of the inclined thin rod equation.

	$h_1 = 20 \text{ m}$	$h_2 = 50 \text{ m}$	$\alpha = 30^\circ$	$L = 60 \text{ m}$	
w	$\cos(\omega a)$	$E(\omega)$	$K_0(\omega h_1)$	$K_0(\omega h_2)$	$(K_0(\omega h_2) / K_0(\omega h_1)) \times 100$
0.05	-0.857	0.657	0.461	0.065	14.1
0.10	0.468	0.059	0.120	0.004	3.0
0.15	0.054	$5 \cdot 10^{-3}$	0.036	0.0003	0.8
0.20	-0.561	$5 \cdot 10^{-4}$	0.011	$2 \cdot 10^{-5}$	0.18
0.25	0.907	$6 \cdot 10^{-5}$	0.004	$1 \cdot 10^{-6}$	0.03

eğim üzerinde etkileri yoktur. Dördüncü terimin de eğim üzerinde çok az etkisi olduğu için, sonuçta $-2\omega h_1$ teriminin eğim üzerinde etkisi göz önüne alınır. Böylece gerilim bağıntısının yalnızca çift bileşeninin $[V_\phi(x)]$ güç spektrumu kullanılarak

$$E_{\text{gim}} = -2h_1 \quad (22)$$

bağıntısından yapının üst derinliği h bulunur (Çizelge 2).

Benzer şekilde gerilimin tek kısmının (14) bağıntısı Fourier sinüs dönüşümü Erdelyi (1954) tümlev çizelgeleri yardımıyla terim terim alındığında

$$V_1(\omega) = -i \int V_1(x) \sin(\omega x) dx \quad (23)$$

$$V_1(\omega) = -2N i \sin(\omega a) K_0(\omega h_2)$$

olarak elde edilir. Bu bağıntının da güç spektrumu

$$E(\omega) = 4N^2 [\sin(\omega a) K_0(\omega h_2)]^2 \quad (24)$$

ifadesi ile tanımlanır. ω nın çeşitli değerleri için (24) bağıntısı incelendiğinde (Çizelge 3), $\sin(\omega a)$ nın $E(\omega)$ üzerindeki etkisi çok küçük olduğundan

Çizelge 2. Modellere ait derinlikler ve hata oranlar
Table 2. The ratios of errors and depths of the models.

Model No	Gerçek Derinlik (m)	Hesaplanan derinlik (m)	Hata Oranı (%)
1	50	48	4
2	150	148	2
3	250	245	2

Çizelge 3. Eğimli çubuk modeli bağıntısının tek kısmında güç spektrumunu etkileyen terimlerin saptanması.

Table 3. The determination of the terms which dominates a power spectrum of the odd part of the inclined thin rod equation.

$h_1 = 20 \text{ m} \quad h_2 = 50 \text{ m} \quad \alpha = 30^\circ \quad L = 60 \text{ m}$				
w	$\sin(\omega a)$	$K_0(\omega h_2)$	$E_1(w)$	$E_2(w)$
0.05	0.515	0.065	4.4×10^{-3}	4.2×10^{-3}
0.10	-0.883	0.004	5×10^{-5}	6.4×10^{-5}
0.15	0.998	0.00025	2.5×10^{-7}	2.5×10^{-7}
0.20	0.828	0.00002	1×10^{-9}	1.6×10^{-9}

$$E(\omega) = 4N^2 K_0^2(\omega h_2) \quad (25)$$

yazılabilir. (25) bağıntısının da doğal logaritması alınırsa

$$\ln[E(\omega)] = \ln(4) + 2\ln(N) + 2\ln[K_0(\omega h_2)] \quad (26)$$

bulunur. (19) ve (20) bağıntısındaki yaklaşım ve özellikler (26) bağıntısında kullanılarak

$$\ln[E(\omega)] = \ln(4) + 2\ln(N) + 2\ln(1.253) - \ln(\omega h_2) - 2\omega h_2 \quad (27)$$

elde edilir. (27) bağıntısında yer alan terimlerin spektrum üzerindeki etkileri tek tek incelendiğinde (Çizelge 3); birinci, ikinci ve üçüncü terimler sabit olduğu için eğim üzerinde etkisi yoktur. $\ln(\omega h_2)$ teriminin de spektrum üzerindeki etkisi çok az olduğundan ancak spektrum eğimi üzerinde $-2\omega h_2$ nin etkili olduğu, diğer terimlerin ise sadece spektrum genliğini etkilediği sonucuna ulaşılır. Böylece;

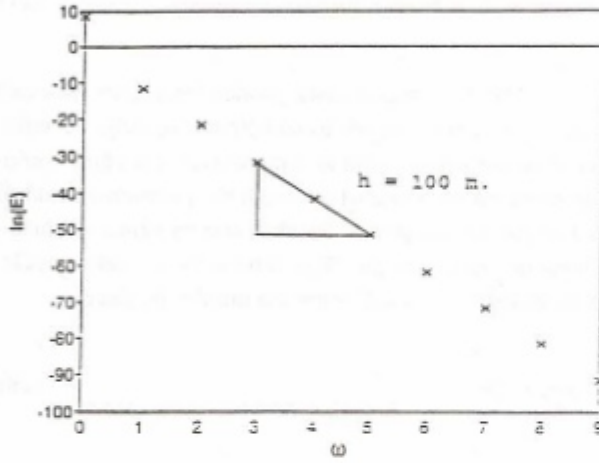
$$E_{\text{gim}} = -2h_2 \quad (28)$$

bağıntısı yardımıyla gerilimin tek kısmının spektrumundan, yapının alt ucunun derinliği h_2 saptanmış olur.

UYGULAMA

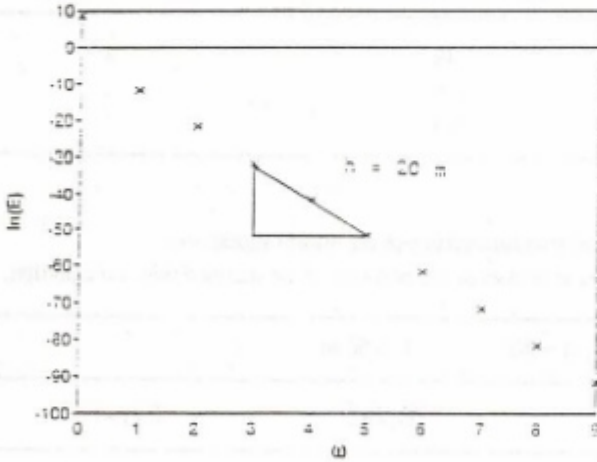
Uygulama kuramsal ve ayrık veriler kullanarak iki şekilde yapılmıştır.

Kuramsal verilerle yapılan uygulamalarda her model için tümlev çözümleri sonucu bulunan bağıntılarda [yatay silindir için (10) bağıntısı, eğimli çubukun çift kısmı için (21) ve tek kısmı için (27) bağıntıları] kuramsal yapı parametreleri kullanılarak önce güç spektrumu fonksiyonu oluşturulmuş ve daha sonrada spektrum fonksiyonlarının eğimlerinden (Şekil 3, 4 ve 5) yapı derinlikleri elde edilmiştir.



Şekil 3. Yatay silindir modelinin kuramsal güç spektrum değişimi.

Fig. 3. The plot of the theoretical power spectrum of horizontal infinite cylinder model versus regular frequency.

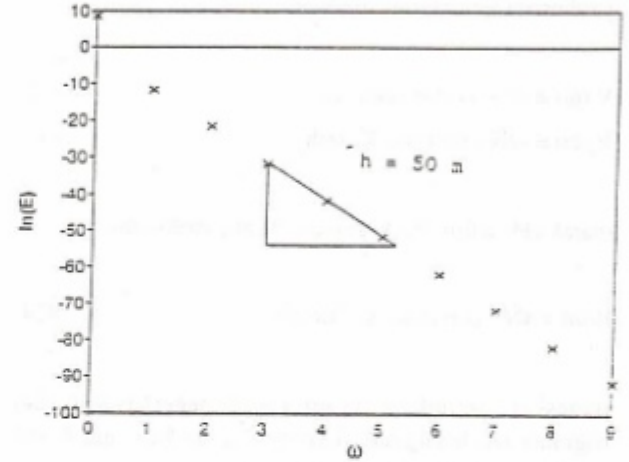


Şekil 4. Eğimli çubuk modeli bağlantısının çift kısmının kuramsal güç spektrumu.

Fig. 4. The plot of the theoretical power spectrum of even part of inclined thin rod expression.

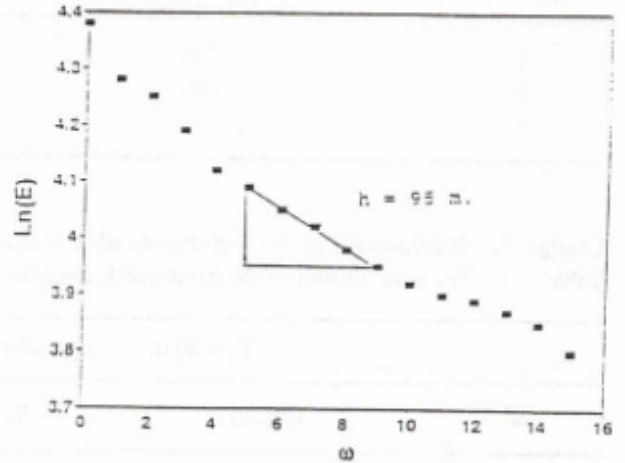
Ayrık verilerle yapılan uygulamanın ilk aşamasında yine her yapının analitik denklemleri [yatay silindir için (5), eğimli çubuk için (12) bağıntısı] kullanılarak ayrık gerilim değerleri oluşturulmuştur. İkinci aşamada sayısal FD kullanılarak dalgasayısı ortamında sayısal güç spektrumu eğrileri elde edilmiştir. Son aşamada da güç spektrumu eğrilerinin eğimlerinden yararlanılarak yapı derinlikleri bulunmuştur (Şekil 6, 7 ve 8).

Yapılan bu uygulamalar sonucunda; sürekli ve ayrık veriler kullanarak güç spektrumu eğrilerinin eğimlerinden elde edilen derinliklerin başlangıç derinlikleri ile uyumlu olduğu gözlenmiştir (Çizelge 4).



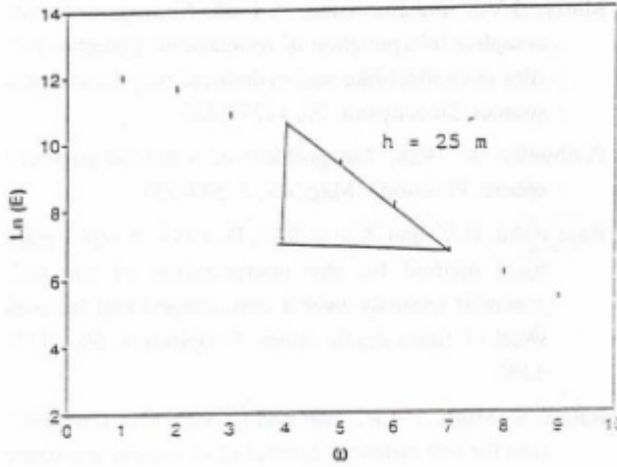
Şekil 5. Eğimli çubuk modeli bağlantısının tek kısmının kuramsal güç spektrumu değişimi.

Fig. 5. The plot of the theoretical power spectrum obtained from the odd part of inclined thin rod expression.



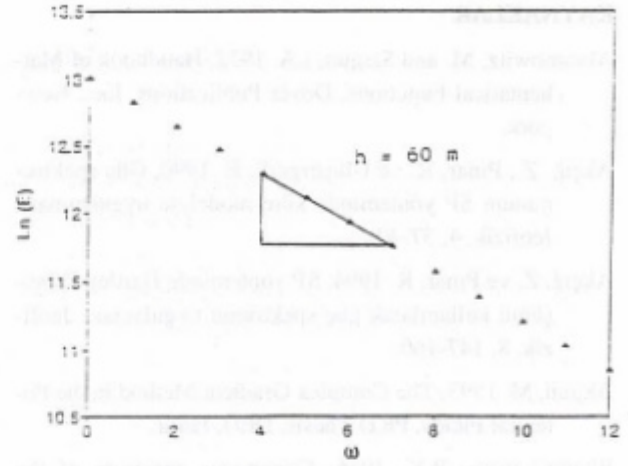
Şekil 6. Yatay silindir modelinin sayısal güç spektrumu değişimi.

Fig. 6. The plot of the discrete power spectrum of a horizontal infinite cylinder.



Şekil 7. Eğimli çubuk modeli bağlantısının çift kısmının sayısal güç spektrumu değişimi.

Fig. 7. The plot of the discrete power spectrum obtained from the even part of inclined thin rod model expression.



Şekil 8. Eğimli çubuk modeli bağlantısının tek kısmının sayısal güç spektrumu değişimi

Fig. 8. The plot of the discrete power spectrum obtained from the odd part of inclined thin rod model expression.

Çizelge 4. Parametre çözüm denemelerinin model sonuçları.

Table 4. The results of the tests model for the parameter solution.

Model	Kuramsal derinlik (m)	Analitik Güç Spektrumundan elde edilen derinlik h (m)	Sayısal Güç Spektrumundan elde edilen derinlik h(m)
Yatay			
Silindir	100	100	95
Çubuk			
(Çift Kısmı)	20	20	25
Çubuk			
(Tek Kısmı)	50	50	60

SONUÇLAR

SP yönteminde yatay silindir ve eğimli çubuk modelleri için kuramsal ve ayrık veriler kullanılarak yapılan güç spektrum uygulamalarından aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

Yatay silindir ve eğimli çubuk modellerinin her ikisinde de güç spektrumunun eğimini yalnızca yapı derinlikleri etkilemektedir. Kutuplaşma açısı, potansiyel farkı, akım şiddeti ve çubuk boyu gibi yapı parametreleri ise spektrumun genliğini etkilemektedir.

Yatay silindir modelinde gerilim bağlantısının güç spektrum eğrisinin eğiminden yapının odak derinliği elde edilmiştir.

Eğimli çubuk modelinde gerilim bağlantısının tek ve çift bileşenlerinin spektrumları ayrı ayrı incelenmiştir. Çift kısmın güç spektrumunun eğiminden, yapının üst yüzünün derinliği, tek kısmın güç spektrumunun eğiminden de yapının alt yüzünün derinliği birbirinden bağımsız olarak bulunmuştur.

Ayrık verilerle yapılan uygulamalarda da aynı sonuçların elde edilmesi bu yöntemin arazi verileri üzerinde uygulanabilirliğini kanıtlamaktadır.

Gerek bu çalışmada, gerekse önceki çalışmalarda elde edilen bulgular, bizi tüm potansiyel alan (gravite, manyetik ve SP) verilerinde, güç spektrum eğrilerinin, eğiminden yapı derinliklerinin

$$\text{Eğim} = -2h$$

bağıntısı kullanılarak saptanabileceği şeklinde genelleştirilmiş sonuca ulaştırmaktadır.

KAYNAKLAR

- Abramowitz, M. and Stegun, I.A. 1972, Handbook of Mathematical Functions, Dover Publications, Inc., New-york.
- Akçığ, Z., Pınar, R. ve Ulugergerli, E. 1990, Güç spektrumunun SP yönteminde küre modeline uygulanması, Jeofizik, 4, 37-40.
- Akçığ, Z. ve Pınar, R. 1994, SP yönteminde Hartley Dönüşümü kullanılarak güç spektrumu uygulaması, Jeofizik, 8, 147-160.
- Akgün, M. 1993, The Complex Gradient Method in the Potential Fields, Ph.D.Thesis, DEÜ, İzmir.
- Bhattacharyya, B.K. 1966, Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body, Geophysics, 31, 97-121.
- Bhattacharyya, B.K. and Roy, N. 1981, A note and the use of nomogram for self-potential anomalies, Geophysical Prospecting, 29, 102-107.
- Canitez, N., Yaramancı, U. ve Özdemir, H. 1987, Spektral Analiz ve Jeofizikte Uygulamaları, TMMOB Jeofizik Müh. Odası Eğitim Yayınları, No:1.
- Erdelyi, A. 1954, Tables of Integral Transforms, Vol. 1, M Graw-Hill Book Company Inc., New York.
- Heiland, C.A. 1968, Geophysical Exploration, Hafner Publishing Co., New York.
- Murty, B.V.S. and Hariharan, P. 1985, Nomogram for the complete interpretation of spontaneous potential profiles over sheet-like and cylindrical two-dimensional sources, Geophysics, 50, 1127-1135.
- Petrowsky, A. 1928, The problem of a hidden polarized sphere, Philosoph. Mag Sci., 5, 334-353.
- Ram Babu, H.V. and Athuta Rao, D. 1988, A rapid graphical method for the interpretation of the self-potential anomaly over a two dimensional inclined sheet of finite depth extent, Geophysics, 50, 1127-1135.
- Rao, B.S., Murty, I.V.R., and Reddy, S.J. 1970, Interpretation for self-potential anomalies of simple geometric bodies, Pure and Applied Geophysics, 78, 66-67.
- Spector, A. and Bhattacharyya, B.K. 1966, Energy spectrum and autocorrelation function of anomalies due to simple magnetic models, Geophysical Prospecting, 14, 242-272.
- Spector, A. and Grant, F.S. 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data, Geophysics, 35, 293-302.
- Yüngül, S. 1950, Interpretation of spontaneous polarization anomalies caused by spheroidal ore-bodies, Geophysics, 15, 237-246.

EK

$$1. \cdot g(y) = \int_0^{\infty} f(x) \cos(xy) dx, \quad f(x) = (x^2 + a^2)^{-1}, \quad g(y) = \frac{1}{2} \pi a^{-1} e^{-ay} \quad \text{Re } a > 0$$

(Erdelyi 1954, s.8)

$$2. g(y) = \int_0^{\infty} f(x) \cos(xy) dx, \quad f(x) = (x^2 + a^2)^{-1/2}, \quad g(y) = K_0(ay) \quad \text{Re } a > 0$$

(Erdelyi 1954, s.9)

$$3. g(y) = \int_0^{\infty} f(x) \sin(xy) dx, \quad f(x) = x(x^2 + a^2)^{-1}, \quad g(y) = \frac{1}{2} \pi e^{-ay} \quad \text{Re } a > 0$$

(Erdelyi 1954, s.65)

$$4. \Gamma(1) = 1 \quad \Gamma\left(\frac{1}{2}\right) = (\pi)^{1/2} \quad \Gamma\left(\frac{3}{2}\right) = \frac{1}{2} (\pi)^{1/2}$$

(Abramovitz ve Stegun 1972, s.255)

AYDIN-GERMENCİK CİVARI GRAVİTE ANOMALİLERİNİN İKİ BOYUTLU TERS ÇÖZÜMLERİ

Two Dimensional Inversion of the Gravity Anomalies Around Aydın-Germencik

Arzu SEVİNÇ* ve Abdullah ATEŞ**

ÖZET

Aydın-Germencik havzası ve Milas civarına ait gravite anomali profillerinin Levenberg-Marquardt ters çözüm algoritması kullanılarak modelleri oluşturulmuştur. Araştırma sonuçları, kuzeyde Büyük Menderes Grabeni'ndeki çökel tabakanın en derin yerinin 4.6 km, yan kayaca göre yoğunluk farkının -0.2906 Mgm^{-3} ile -0.279 Mgm^{-3} arasında, güneyde Kerme Grabeni'nde ise en büyük çökel derinliğin 4.37 km ve yoğunluk farkının yaklaşık -0.125 Mgm^{-3} olduğunu göstermiştir.

ABSTRACT

Models of gravity anomaly profiles around the Aydın-Germencik region were constructed using the Levenberg-Marquardt algorithm. The results have shown that the Büyük Menderes Graben in the north has a maximum sedimentation thickness of 4.6 km and its density contrast is in between -0.2906 Mgm^{-3} and -0.279 Mgm^{-3} , the Kerme Graben in the south has a maximum sedimentation thickness of 4.37 km and its density contrast is about -0.125 Mgm^{-3} .

GİRİŞ

Yüzey jeolojisine göre kuzeyde D-B doğrultusunda uzanan Büyük Menderes, güneyde ise Kerme grabeni yer almakta ve bu iki graben sisteminin arasında Menderes Masifi bulunmaktadır (Şekil 1).

Tapponnier (1977), Ege Bölgesindeki grabenleşmenin sıkıştırma yönüne paralel olduğu görüşünü öne sürmüştür. Bölgede Paleozoyik, Neojen ve Kuvaterner oluşukları bulunmaktadır.

Bölgenin en eski kayalık topluluğu olan Paleozoyik kristalen şistler, Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey ve güney kenarlarında geniş ölçüde yayılmıştır.

Efes ve Söke'de Miyosen sonu-Pliyosen başı basınç tektoniğiyle oluşan fay çizgilerini kesen, grabenleşmeye ait normal fayların çizgileri bulunmaktadır. Pliyosen sonunda

Batı Anadolu'da ve Ege Bölgesi'nde grabenleşme devam etmiştir (Becker-Platen 1970, Dumont ve diğ.1979). Ege Bölgesi'nde fay oluşumlarında Hersiniyen orojenezi ile Alp orojenezleri etkilidir. Hersiniyen hareketlerinin doğrultusu, yaklaşık D-B, Alpin orojenezine ait fayların ise KD-GB veya kısmende K-G'dir.

Dewey ve Şengör (1979), Gondvana'nın Avrasya'ya yaklaşmasıyla oluşan doğu-batı sıkıştırmasının, Kuzey-Güney yönlü gerilmeye neden olduğunu öne sürmüştür.

Paleozoyik'ten sonraki büyük stratigrafik boşluktan sonra çökelen ilk birim Miyosen'e aittir. Miyosen tabanı Söke civarında mostra vermektedir. Magmatik faaliyetle ofiyolitler metamorfikler şeklinde oluşmuş olup, bunların yaşları belirsizdir. Volkanitler ise Pliyo-Kuvaterner yaşlıdır (Karamandere ve Özgüler 1988).

* MTA Genel Müdürlüğü, Jeofizik Etütleri Dairesi, ANKARA

** Ankara Üniversitesi, Fen Fak., Jeofizik Müh. Bölümü, ANKARA



Şekil 1. Çalışma alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası

Fig. 1. Simplified geological map of selected area

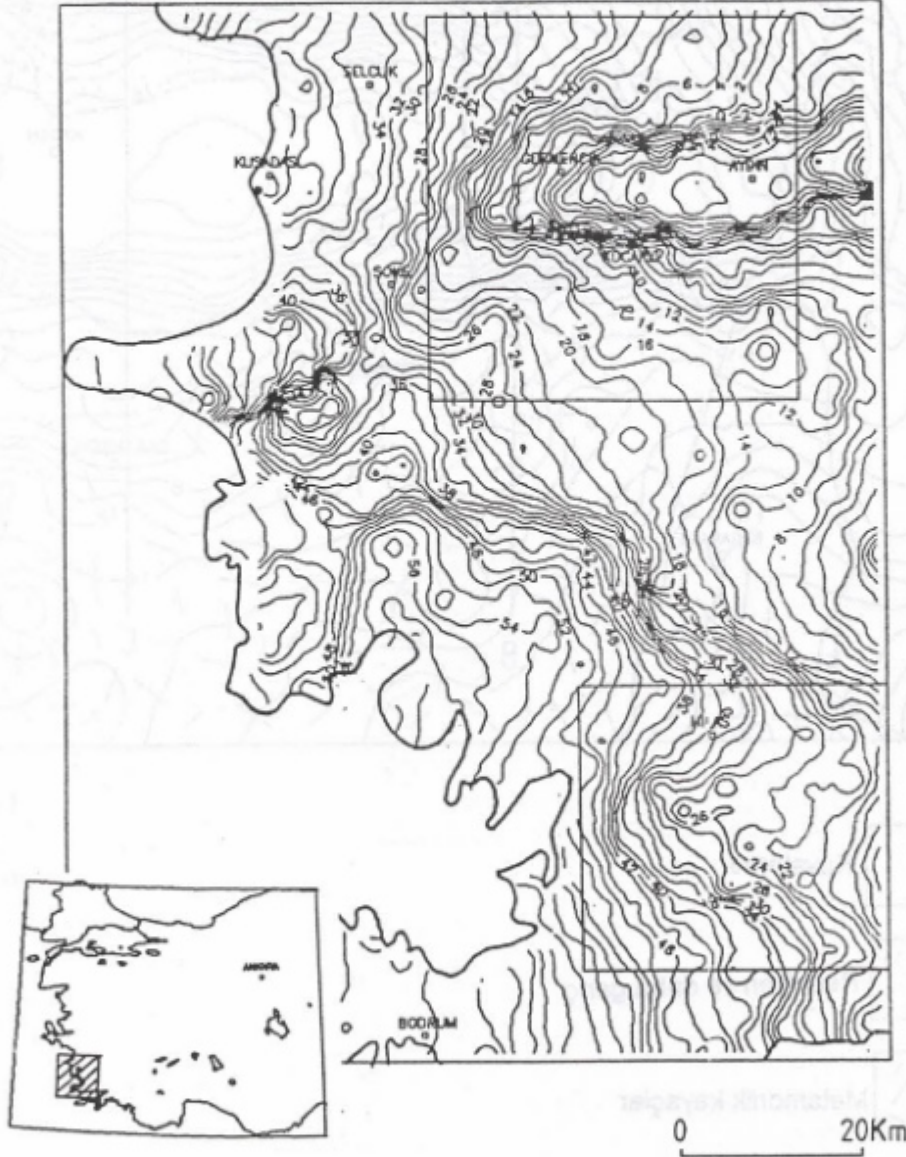
Seyitoğlu ve Scott(1991), batı Türkiye’de kuzey-güney yönünde kabukta görülen gerilmenin ve bununla ilgili çökel havza oluşumunun erken Miyosen’de başladığını öne sürmüştür. Gerilmeye, Paleosen zamanındaki sıkıştırma sonucu kalınlaşan kabuğun neden olduğu düşünülmüştür. Gerilme sıkıştırma fazının durmasıyla başlamıştır. Seyitoğlu ve Scott (1992), Büyük Menderes Graben’inin daha önce düşünülenlerden daha erken olduğunu öne sürmüşlerdir. Bu görüş, kuzey-güney yönlü genişlemenin Paleosen sıkıştırma fazını takip eden Miyosen’de oluştuğunu desteklemektedir.

Bölgedeki gravimetrik çalışmalar, rejyonel gravite haritası ve yapılan ayrıntılı jeolojik çalışmalar ışığında yürütülmüştür (Akdoğan 1986).

Paton(1992) grabenlerin simetrik olmadığını ve listrik faylar tarafından oluşturulduğunu ileri sürmüştür.

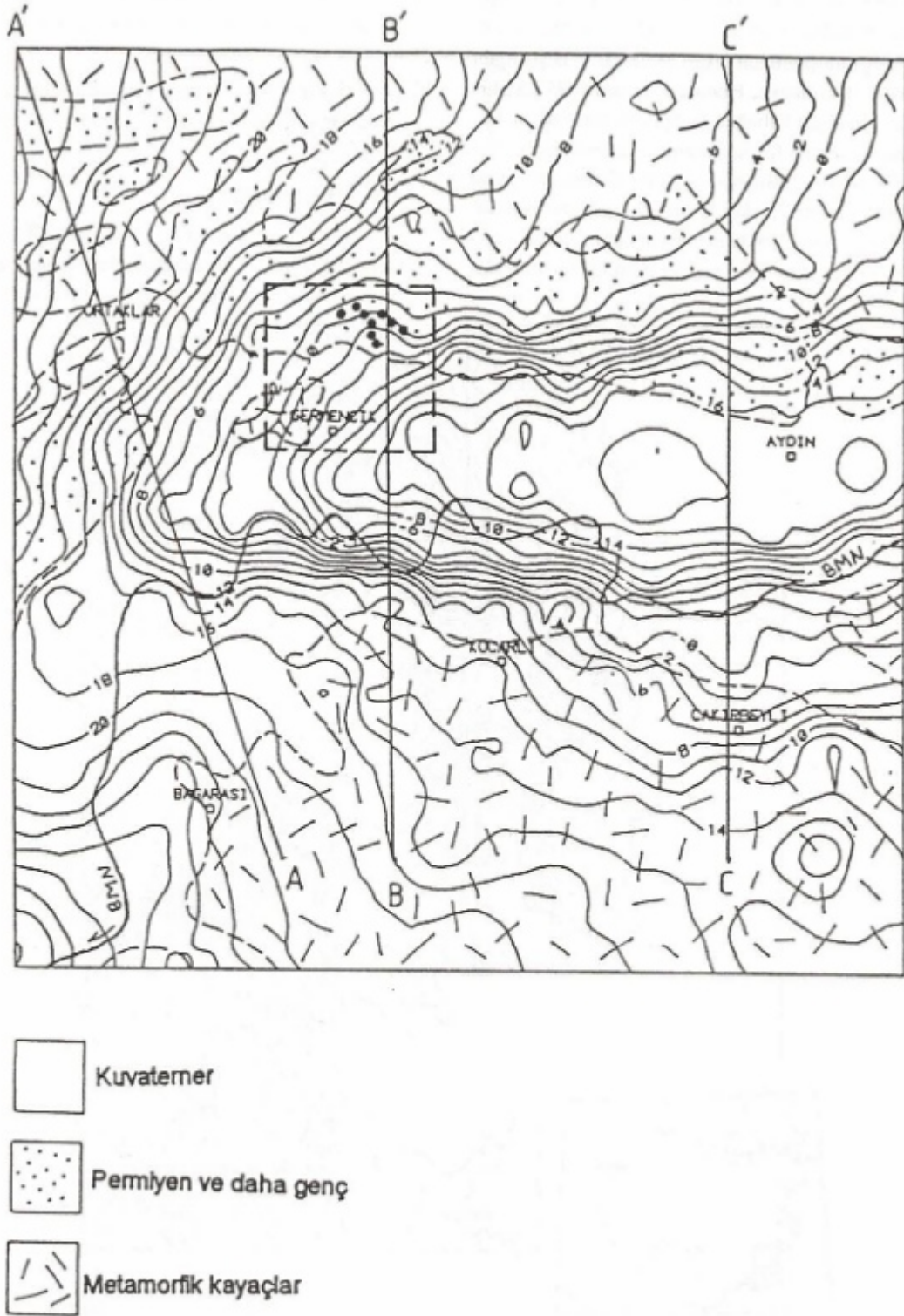
GRAVİTE VERİSİ

Şekil 2’de verilen gravite anomali haritası MTA Genel Müdürlüğü, Jeofizik Etütleri Daire Başkanlığı tarafından 2 km aralıklarla sayısal hale getirilerek bu çalışmada



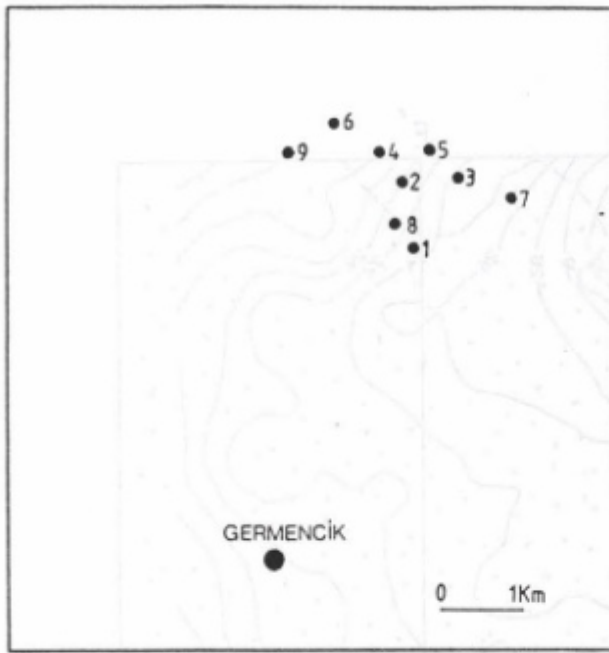
Şekil 2. Güneybatı Ege’ye ait gravite anomali haritası. Kontur aralığı= 2mgal. Kare şeklindeki bölgeler Büyük Menderes ve Kerme Graben’lerini göstermektedir.

Fig. 2. The gravity anomalies of the southwestern Aegean. Contour interval= 2mgal. Squared regions show Büyük Menderes and Kerme Grabens.



Şekil 3. Şekil 2'de gösterilen Büyük Menderes Grabeni'nin gravite anomali haritası ile genelleştirilmiş jeolojisi. Kontur aralığı= 2 mgal

Fig. 3. The gravity anomaly of the Büyük Menderes Graben region in figure 2 and generalized geology is shown. Contour interval = 2 mgal.



Şekil 4. Şekil 3'deki kesik çizgili, kare içindeki Ömerbeyli-Germencik sondajlarının yerleri.

Fig. 4. The boreholes are shown in a square in figure 3 with broken line for the Ömerbeyli-Germencik region

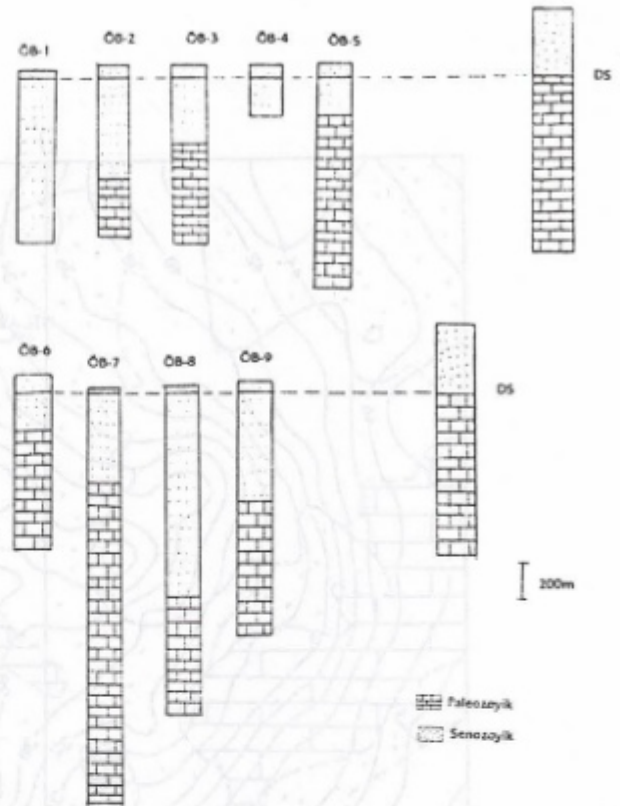
kullanılmak üzere verilmiştir. Gravite anomalileri kuzeyde Aydın-Germencik civarında Büyük Menderes Grabeni, güneyde ise Kerme Grabeni ile iyi korele edilebilmektedirler. Bu bölgelerdeki kontur sıkışmaları da bize bunu göstermektedir. Büyük Menderes ve Kerme Grabenlerinin üzerinde gravite değerleri çevreye göre daha düşük değerler almaktadır.

GERMENCİK-ÖMERBEYLİ JEOTERMAL KUYULARI

Germencik-Ömerbeyli civarında MTA Sondaj Dairesi tarafından 9 adet kuyu açılmıştır. Bölgede açılan en derin arama kuyusu Ömerbeyli-8 olup Palcozoyik temele olan derinliği 1227 m ve sondaj derinliği 2000 metredir. Kuyuların yerleri Şekil 3 ve Şekil 4'de, kuyuların genelleştirilmiş stratigrafileri ise Şekil 5'de verilmektedir. Şekil 6'daki gravite anomalileri incelendiğinde Ö.B-8 kuyusunun, Büyük Menderes Grabeni'ndeki en derin çökel yerin olamayacağı anlaşılmaktadır.

GRAVİTE VERİLERİNİN ANALİZİ VE İKİ BOYUTLU MODELLEMESİ

Çalışma sahası, kuzeyde Aydın-Germencik civarında Büyük Menderes Grabeni, güneyde Kerme Grabeni olmak



Şekil 5. Ömerbeyli-Germencik genelleştirilmiş sondaj kesitleri (DS = Deniz seviyesi).

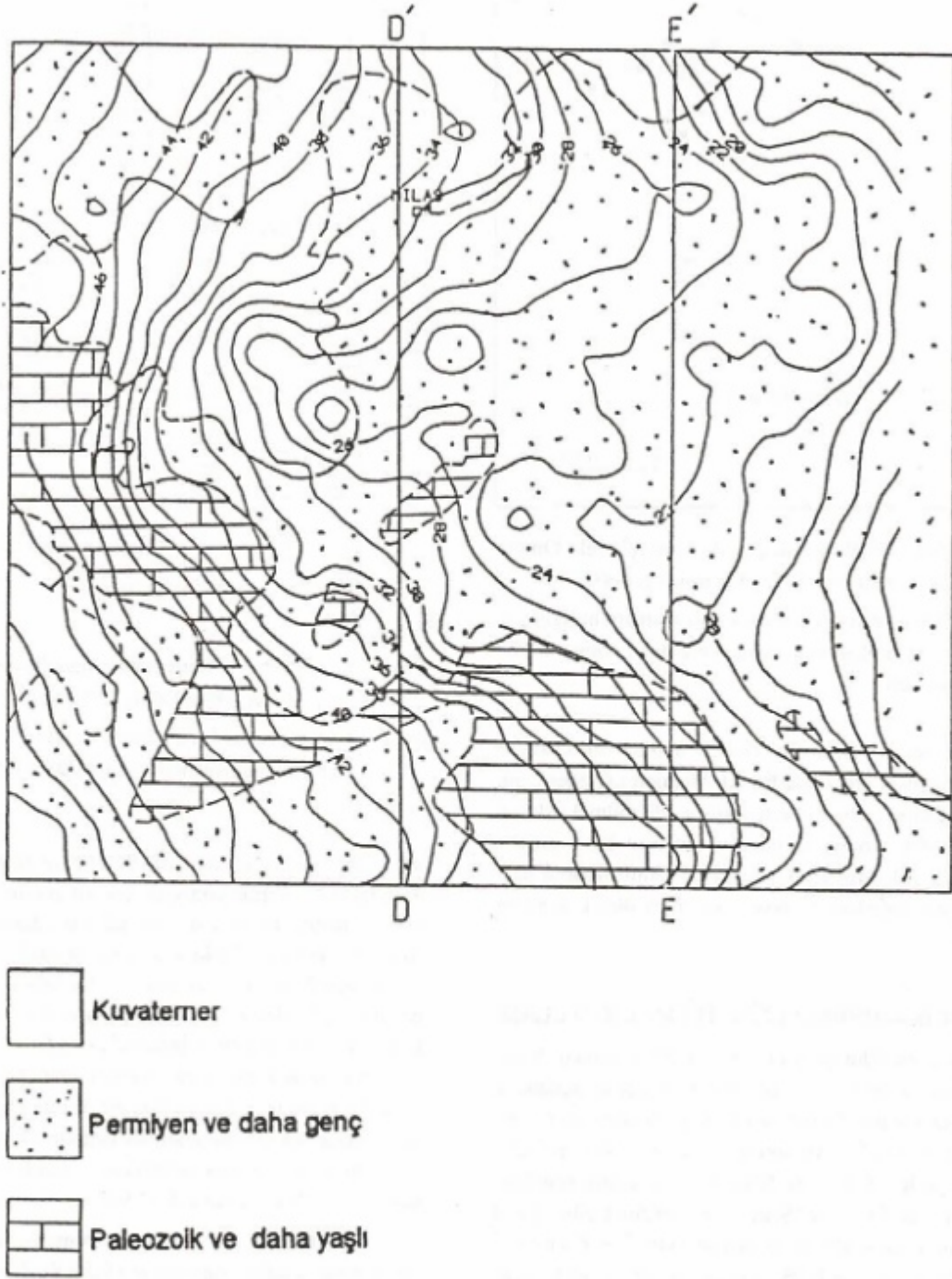
Fig. 5. Generalized boreholes sections for the Ömerbeyli - Germencik region (DS = Sea Level).

üzere iki bölgeye ayrılmıştır. Şekil 6 ve Şekil 3'de Büyük Menderes ve Kerme Grabenlerine ait gravite anomalisi haritası verilmektedir. Gravite anomalisi haritalarının değerlendirilmelerinde Şekil 7'deki algoritma izlenmiştir. Her bir alan içinde çeşitli profiller alınmış ve bu profillerden rejyonel değerler çıkarılmıştır. Kuzey bölgesinden AA', BB', CC' doğrultusunda, güney bölgesinde ise DD' ve EE' doğrultularında toplam 5 adet profil alınmış olup, bütün profillerde örneklem aralığı 2 km seçilmiştir. Bütün profiller için ayrı gözlemsel gravite anomalisi değerlerinden rejyonel değerler grafiksel yöntem kullanılarak çıkarılmıştır. Bu yöntemin esası Dobrin ve Savit'de (1988) verilmektedir.

5 profil için güç spektrumu yöntemi kullanılarak derinlik hesaplamaları yapılmıştır (Şekil 8 a,b ve c : 9 a ve b). Bu yöntemin kullanılmasıyla elde edilen derinlik değerleri Çizelge 1'de verilmektedir.

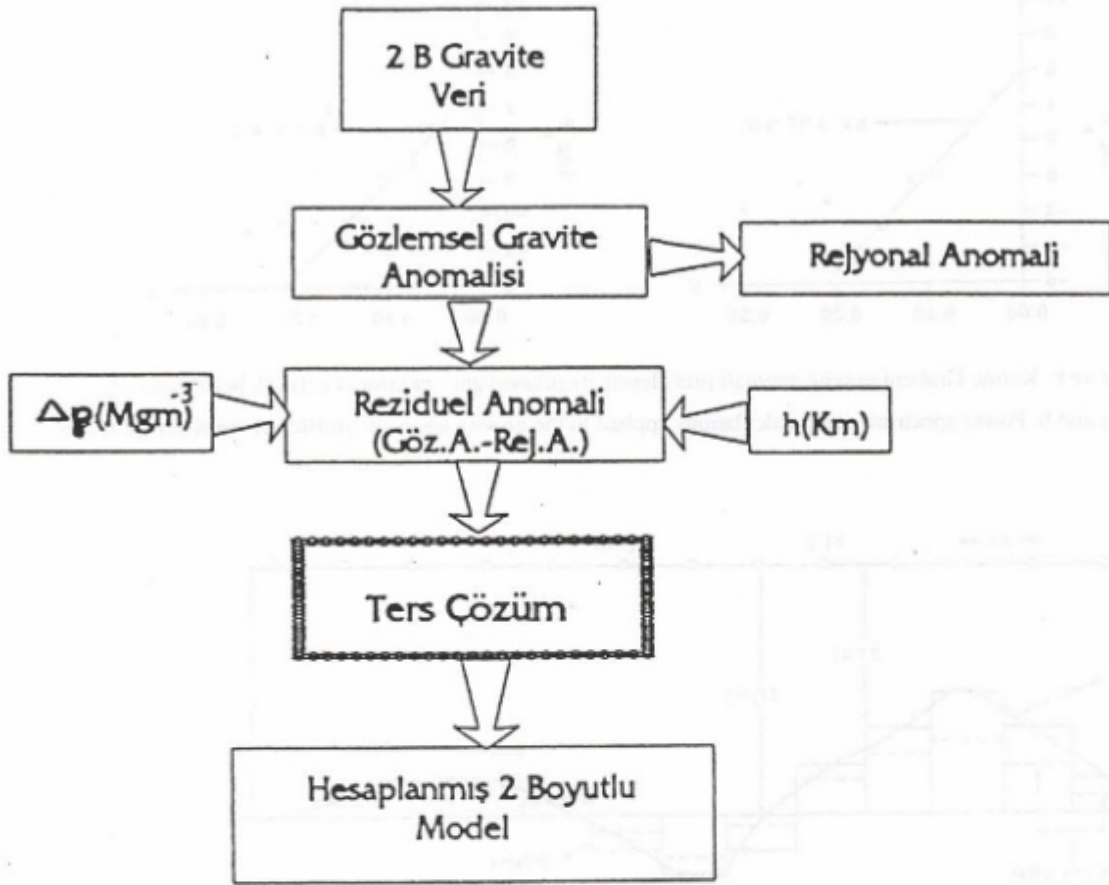
İKİ BOYUTLU TERS MODELLEME

İki boyutlu basen şeklindeki yapıların gravite anomalilerinin ters çözümünde, yanyana dizilmiş düşey prizmalara



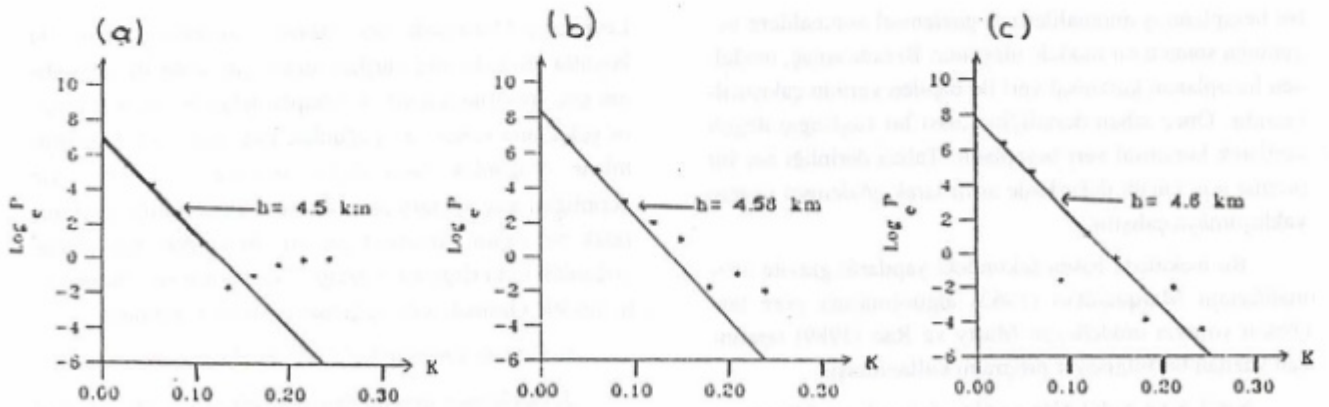
Şekil 6. Şekil 2'de gösterilen Kerme Grabeni'nin gravite anomali haritası ile genelleştirilmiş jeolojisi. Kontur aralığı = 2 mgal.

Fig. 6 The gravity anomaly of the Kerme graben region in figure 2 and generalized geology is shown. Contour interval = 2 mgal.



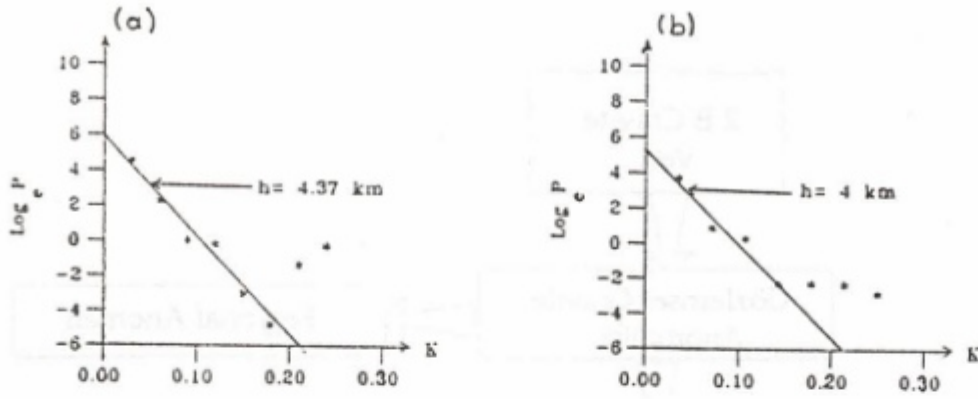
Şekil 7. Gravite anomalilerine uygulanan ters çözüm yöntemini gösteren akış diyagramı.

Fig. 7. Flow-chart for the inversion method applied to the gravity anomalies.



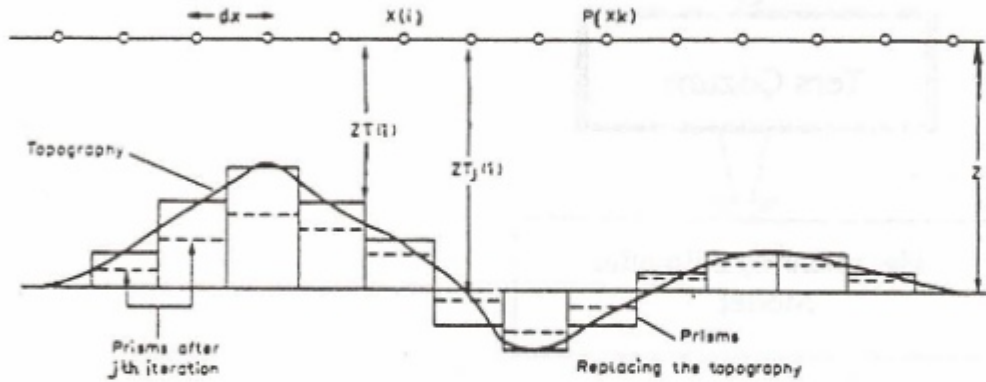
Şekil 8. Büyük Menderes Grabeni gravite anomali profillerine uygulanan güç spektrumu derinlik hesaplamaları (a,b ve c).

Fig. 8. Power spectrum depth calculations applied to the gravity anomaly profiles of the Büyük Menderes Graben (a,b and c).



Şekil 9. a ve b. Kerme Grabeni gravite anomali profillerine uygulanan güç spektrumu derinlik hesaplamaları.

Fig. 9. a and b. Power spectrum depth calculations applied to the gravity anomaly profiles of the Kerme Graben.



Şekil 10. Gravite topoğrafyası ve prizmaları gösterilimi.

Fig. 10. Gravity topography and its replacement by prism.

rın hesaplanmış anomalilerinin gözlemsel anomalilere uygunluğu sonucu bir modele ulaşılır. Burada amaç, modelden hesaplanan kuramsal veri ile ölçülen verinin karşılaştırılmasıdır. Önce taban derinliğine olası bir başlangıç değeri verilerek kuramsal veri hesaplanır. Taban derinliği her bir prizma için küçük değerlerde artırılarak gözlemsel değere yaklaşılmaya çalışılır.

Bu makalede basen şeklindeki yapıların gravite anomalilerinin Marquardt'ın (1963) algoritmasına göre ters çözüm yoluyla modelleyen Murty ve Rao (1989) tarafından yazılan bir bilgisayar programı kullanılmıştır.

Şekil 3 ve Şekil 6'da verilen anomali profillerinden rejyonel değerler çıkarılmıştır. Elde edilen rezidüel anomali profillerinden önce güç spektrumu yoluyla anomaliye neden olan yapıların taban derinlikleri bulunmuştur. Taban derinliği bu şekilde hesaplanan anomali profillerinin

Levenberg-Marquardt ters çözüm algoritmasına göre iki boyutlu modellerinin oluşturulması için taban derinliklerinin güç spektrumu derinlik hesaplarından bulunan değerlere yaklaşıp kadar Δ_g yoğunluk fark değerleri değiştirilmiştir. Yoğunluk farkı değeri seçerken, yapının taban derinliğini güç spektrumundan bulunan derinliğe yaklaştırarak bir seçim yapılması gerekir. Buna göre hesaplanan yoğunluk farkı değerleri Çizelge 2'de verilmiştir. İki boyutlu modele ulaşmak için aşağıdaki işlemler yapılmıştır.

1. Gravite verilerinden profiller alınmıştır.
2. Gözlemsel gravite anomali değerlerinden, rejyonel anomali değerleri uzaklaştırılmıştır.
3. Gözlemsel gravite anomali değerlerinden, rejyonel anomali değerlerinin çıkarılmasıyla rezidüel anomali değerleri elde edilmiştir.

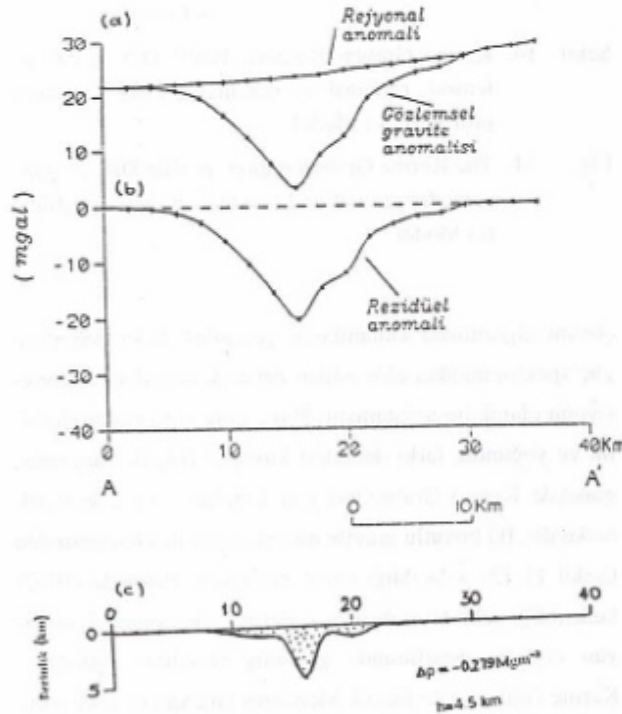
Çizelge 1. Büyük Menderes ve Kerme Grabenlerine ait güç spektrumu derinlik hesaplamaları.
Table 1. Power spectrum depth calculations applied to profiles of the Büyük Menderes and Kerme Grabens.

i. Büyük Menderes Grabeni

PROFİL	GÜÇ SPEKTRUMU DERİNLİĞİ (km)
AA	4.5
BB	4.58
CC	4.56

ii. Kerme Grabeni

PROFİL	GÜÇ SPEKTRUMU DERİNLİĞİ (km)
DD	4.37
EE	4



Şekil 11. Büyük Menderes Bölgesi; Profil AA'. a.) Gözlemlenmiş, rejyonel ve rezidüel gravite anomali profilleri, b.) Model.

Fig. 11. The Büyük Menderes region; profile AA'. a.) observed, regional and residual gravity profiles, b.) Model.

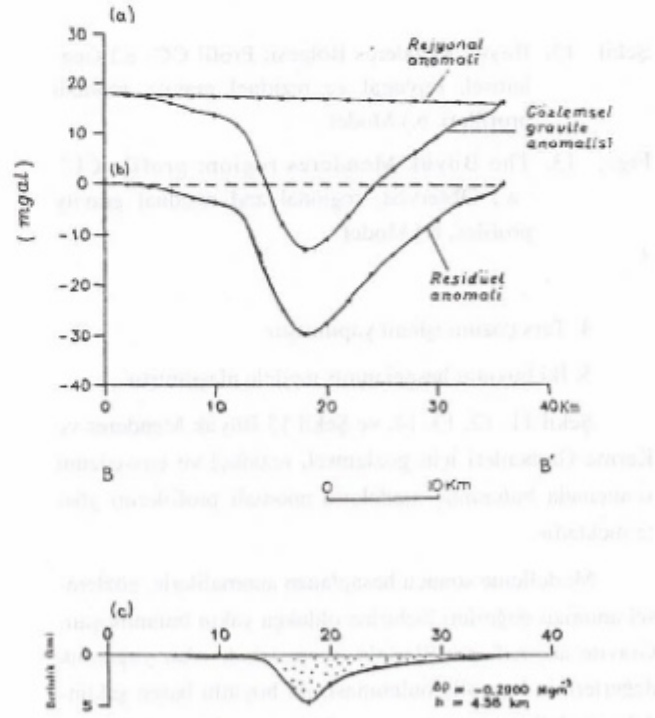
Çizelge 2. Büyük Menderes ve Kerme Grabeni üzerinde alınan profillerin yoğunluk farkı değerleri.
Table 2. Density contrast calculations applied to profiles of the Büyük Menderes and Kerme Grabens.

i. Büyük Menderes Grabeni

PROFİL	$\Delta\rho(\text{Mgm}^{-3})$
AA	-0.279
BB	-0.2900
CC	-0.2906

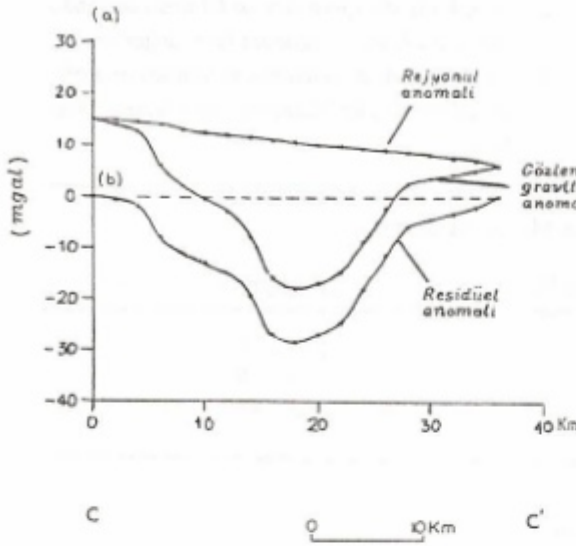
ii. Kerme Grabeni

PROFİL	$\Delta\rho(\text{Mgm}^{-3})$
DD	-0.1205
EE	-0.1257



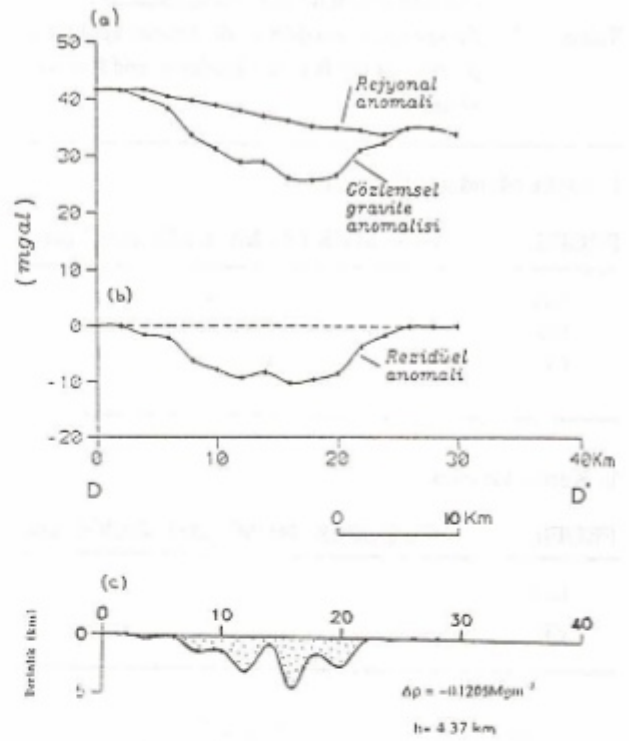
Şekil 12. Büyük Menderes Bölgesi; Profil BB'. a.) Gözlemlenmiş, rejyonel ve rezidüel gravite anomali profilleri, b.) Model.

Fig. 12. The Büyük Menderes region; profile BB'. a.) Observed, regional and residual gravity profiles, b.) Model.



Şekil 13. Büyük Menderes Bölgesi; Profil CC'. a.) Gözlemlenmiş, rejyonal ve rezidüel gravite anomali profilleri, b.) Model.

Fig. 13. The Büyük Menderes region; profile CC'. a.) Observed, regional and residual gravity profiles, b.) Model



Şekil 14. Kerme Graben Bölgesi; Profil DD'. a.) Gözlemlenmiş, rejyonal ve rezidüel gravite anomali profilleri, b.) Model.

Fig. 14. The Kerme Graben region; profile DD'. a.) Observed, regional and residual gravity profiles, b.) Model

4. Ters çözüm işlemi yapılmıştır.

5. İki boyutlu hesaplanmış modele ulaşılmıştır.

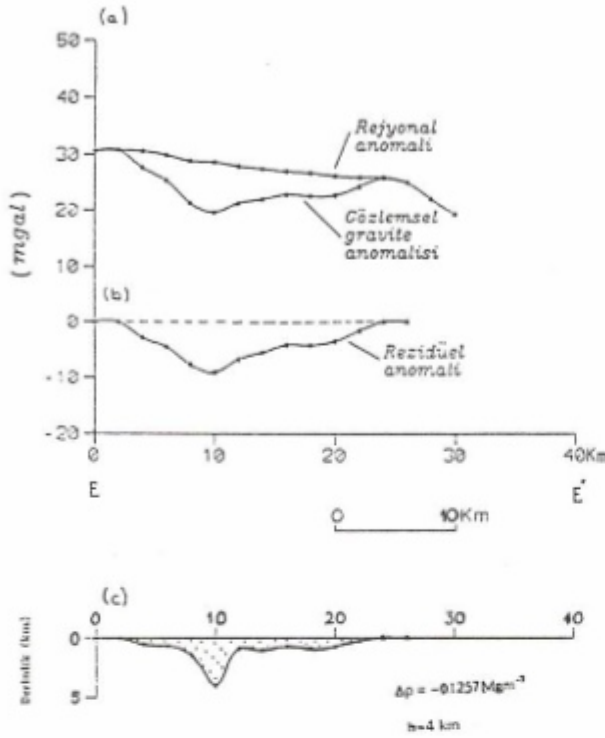
Şekil 11, 12, 13, 14, ve Şekil 15 Büyük Menderes ve Kerme Grabenleri için gözlemlenmiş, rezidüel ve ters-çözüm sonucunda bulunmuş modellerin anomali profillerini göstermektedir.

Modelleme sonucu hesaplanan anomalilerle, gözlemlenmiş anomali değerleri birbirine oldukça yakın bulunmuştur. Gravite anomali profillerinin uyum içinde olan yoğunluk değerlerinin bu yolla bulunması, iki boyutlu basen şeklindeki modeller ve onları çevreleyen yan kayaç hakkında bilgi vermektedir.

SONUÇLAR

Aydın-Germencik ve çevresine ait gravite anomali profillerinin modellenmesinde Marquardt'ın (1968) ters

çözüm algoritması kullanılarak yoğunluk farkı değerleri, güç spektrumundan elde edilen derinlik değerlerinin fonksiyonu olarak hesaplanmıştır. Buna göre elde edilen derinlik ve yoğunluk farkı değerleri kuzeyde Büyük Menderes, güneyde Kerme Graben'leri için Çizelge 1 ve 2'de verilmektedir. İki boyutlu gravite modellerinin incelenmesinden (Şekil 11-15) anlaşıldığı üzere grabenler, Paton'da (1992) belirtildiği şekilde graben eksenlerine göre simetrik olmayan fayların denetiminde gelişmiş olmalıdır. Güneyde, Kerme Grabeni'nde Büyük Menderes Grabeni'ne göre daha belirgin olarak görüldüğü üzere doğu-batı uzanımlı eksenlerin kuzey kısımları daha düşük, güney kısımları ise daha yüksek eğimlidir. Bu durum eksenlerin kuzey kısımlarını daha çok sayıda normal fay ile oluştuğu ve bu fayların eğimlerinin güney kısımlara göre daha düşük olduğu şeklinde yorumlanabilir.



Şekil 15. Kerme Graben Bölgesi; Profil EE'. a.) Gözlemsel, rejyonal ve rezidüel gravite anomalisi, b.) Model.

Fig. 15. The Kerme Graben region; profile EE'. a.) Observed, regional and residual gravity profiles, b.) Model.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada kullanılan veriler, MTA Genel Müdürlüğü, Jeofizik Etütleri Daire Başkanlığı'ndan alınmıştır. Yardımlarından dolayı Sayın Erdoğan Şengeç'e, makalemi inceleyerek katkıda bulunan Y.Doç.Dr Tuğrul Genç'e ve bölgenin jeolojisinin incelenmesinde bize yardımcı olan Dr. Gürol Seyitoğlu'na teşekkür ederiz.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

Akdoğan, N. 1986, Aydın-İncirliova Jeotermal Gravite Etüdü Raporu. MTA Derleme No:8060, Ankara.

Becker-Platen, J.D 1970, LITHOSTRATIGRAPHISCHE, UNDERSUCHUNGEN IM KANOZOIKUM SÜDWEST ANATOLIENS (Türkei). Beih.Geol.Jb 97, 243.

Dewey, J. F. ve Şengör, A.M.C. 1979, Aegean and surrounding regions complex multiplate and continuum tectonics in convergent zone, Geol.Soc.Am.Bul. 90, 84-92.

Dobrin, M.B., and Savit, C.H. 1988, Introduction to Geophysical Prospecting, Fourth Edition, McGraw-Hill Book Company.

Dumant, J. F., Uysal, Ş., Şimşek, S., Karamandere, I.H. ve Letouzey, J. 1997, Güneybatı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu, MTA dergisi. No: 92, 7-17.

Karamandere, I.H. ve Özgüler, M.E. 1988, Menderes ve Gediz graben sahalarında jeotermal enerji alanlarının oluşum mekanizması. Akdeniz Üniv. Isparta Müh. Fak. Derg. 4, 196-229.

Seyitoğlu, G., ve Scott, B.C. 1991, Late Cenozoic Crustal extension and basin formation in west Turkey. Geological Magazine 128, 155-166.

Seyitoğlu, G., ve Scott, B.C. 1992, The age of the Büyük Menderes Graben (west Turkey) and its tectonic implications. Geological Mag. 129,239-242.

Marquart, D.W. 1963, An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. Jour. So. Indust. Appl. Math. 11, 431-441.

Murty, I.V. R ve Rao, S.J. 1989, A FORTRAN-77 program for inverting gravity anomalies of two-dimensional basement structures. Computers and Geosciences 15, 1149-1156.

Paton, S. 1992 Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey, Journal of the Geological Society. London 149, 1031-1044.

Tapponnier, P. 1977, Evolution tectonique du Systeme Alpin en Mediterranee. Bull. Soc.Geol.France 7, 437-460.

SARIHAN-BAYBURT SKARN ZONUNDA MANYETİK ÇALIŞMALAR

Magnetic Studies for the Skarn Zone of Sarihan-Bayburt

Ali AYDIN* ve Kenan GELİŞLİ*

ÖZET

Bayburt Sarihan skarn zonu bölgesinde manyetik toplam bileşen ve manyetik duyarlılık ölçüleri alınarak, çalışma alanının manyetik özellikleri değerlendirilmiştir. Yüzeyde ölçülen manyetik duyarlılığın haritalanması manyetik alana neden olan yapıdaki yanal değişimlerin bir göstergesi olarak kullanılabilir ve gözlenen anomaliyi sağlayan bir model oluşturulmasına yardımcı olabilir. Manyetik duyarlılık ölçüleri Bartington marka MS-2 aleti kullanılarak, manyetik toplam bileşen ölçüleri ise Scintrex proton manyetometrisi kullanılarak alınmıştır.

Anomalilerin değerlendirilmesinde Talwani (1959) yöntemi kullanılmıştır. Değerlendirmede modellerdeki bloklarda kullanılacak başlangıç manyetik duyarlılık değerleri, arazi numunelerinin anizotropik manyetik duyarlılık ölçülerinden elde edilmiştir.

ABSTRACT

The values of the total component of magnetic anomaly and susceptibility observed in the area of Bayburt- Sarihan skarn zone are analyzed, using the method of Talwani (1959), to evaluate magnetic properties of the study area. Mapping of susceptibility measured at the surface may be used as an indication of lateral variations in sutructure, and may help to construct a model satisfying the anomaly observed. The data of the magnetic susceptibility and the total component were collected by using Bartington MS-2 system and Scintrex proton magnetometer system, respectively.

The depth and strike of magnetic body causing anomaly was investigated using the anazotropic magnetic susceptibility of samples gathered from the study area.

GİRİŞ

Bu çalışmada Bayburt-Sarihan yöresi skarn zonuundaki manyetik içeriği yüksek oluşukların belirlenmesi ve parametrelerinin hesaplanması amaçlanmıştır. Manyetik yöntem, manyetik özellikli kütlelerin aranmasında ve fiziksel boyutlarının saptanmasında çok eskiden beri kullanılmaktadır. İnceleme alanında yer-

manyetik alanı toplam bileşini ölçüleri yaklaşık 2000 noktada gelişigüzel bir dağılımla alınmıştır. Ayrıca gelişigüzel dağılımlı 640 noktada yüzey manyetik duyarlılık ölçüsü alınmıştır. Manyetik cismin oluşturduğu manyetik alan şiddetinin ölçülen değere katkısı, bu cisimden alınacak numunelerin manyetik duyarlılıklarını ölçmekle belirlenebilir. Yüksek anizotropik manyetik duyarlılı-

* KTÜ Müh. Fak. Jeofizik Müh. Böl., 61080, Trabzon.

ğa sahip manyetit, hematit, protit, auquite vb. mineral içeren sahalarda yapılacak manyetik model çalışmalarda, anizotropiyi dikkate almak gerekir. Bu amaçla inceleme alanındaki kayaç birimlerinden alınan 13 yönlü numunenin laboratuvarında Anizotropik Manyetik Duyarlılıkları (AMD) ölçülmüştür. AMD ölçümü, bir numune içinde birbirine dik üç düzlem üzerinde, her biri üç ölçüden oluşan dokuz değerden oluşmaktadır. Temel AMD eksen yönelimleri ve büyüklükleri, dokuz ölçüm değeri kullanılarak ve en küçük kareler yönteminden yararlanılarak % 5 hata ile belirlenmiştir (Girdler 1958). Killer üzerinde yapılan alçak alan manyetik duyarlılık ölçümlerinde, killerin yataklanma doğrultusu boyunca ölçülen manyetik duyarlılık değerlerinin, buna dik doğrultu boyunca ölçülen değerlere göre yüksek olduğu gözlenmiş ve bu olay AMD olarak adlandırılmıştır (Pechersky 1965). Yüksek AMD gösteren maden yataklarından elde edilmiş manyetik anomalilerin yorumlanmasında, AMD parametrelerinin modellemadaki önemi, yapılan çalışmalarla ortaya konulmuştur (Hroudá 1982). Temel manyetik duyarlılık eksenlerinden vektörel olarak hesaplanan toplam manyetik duyarlılık değerlerinin, model çalışmalarda kullanılabileceği gösterilmiştir (Aydın 1994).

Bayburt Sarıhan Skarn zonu bölgesinde elde edilen toplam manyetik alan ve yüzey manyetik duyarlılık haritasının nicelik ve nitelik bakımından yorumu yapılmıştır. Gelecekteki şekilli cisimlerin manyetik anomallerinin hesaplanması, Talwani (1959) tarafından verilmiştir. Manyetik anomalilerin değerlendirilmesinde iki boyutlu Talwani (1959) yöntemi kullanılmıştır. Sahadan alınan yönlü kayaç numunelerinin laboratuvarında anizotropik manyetik duyarlılıklarını ölçülerek, AMD'nin modellemeye olan katkısı ortaya konulmuştur.

ÖLÇÜM YÖNTEMİ VE KULLANILAN ALETLER

Çalışma bölgesinde manyetit içeren kütlenin sınırlarını belirlemek için, yermanyetik alanının toplam bileşeni, yüzey manyetik duyarlılık ve araziden alınan yönlü numuneler üzerinde AMD ölçümleri alınmıştır. Yüzey manyetik duyarlılık ölçümleri; yüzey manyetik duyarlılık alıcısı ile, yönlü numuneler üzerinde AMD ölçmeleri ise laboratuvar alıcısı kullanılarak ölçülmüştür. AMD ölçümleri Mark vektörel analiz tekniği ile değerlendirilmiştir (Moris 1990).

AMD ölçümleri, manyetik duyarlılık elipsoidi ile tanımlanır (Magata 1961). Manyetik duyarlılık elipsoidinin şeklini belirlemek için, ölçülen AMD değerleri her bir doğrultudaki manyetik duyarlılık bileşenlerinin büyüklüğüne göre geometrik şekilde tanımlanmıştır. Bu geometrik şekiller

Küresel	$k_1=k_2=k_3$
Oblate	$k_1=k_2, k_2>k_3$
Prolate	$k_1>k_2, k_2=k_3$
Üç eksenli	$k_1>k_2>k_3$

biçiminde verilmektedir (Nye 1957).

Genel olarak tüm kayaçlarda ölçülen temel manyetik duyarlılık bileşen değerleri üç eksenli geometrik şekilli olmasına karşın eksenler arasında gözlenen farklar gözönüne alınarak temel manyetik duyarlılık elipsoidinin diğer geometrik şekillerle açıklanması uygulamada daha yaygındır. Bir numune H_i manyetik alanında J_i indüksiyon mıknatıslanmasına sahip ise, bu numunenin manyetik duyarlılık tensörü k_{ij}

$$\begin{bmatrix} J_1 \\ J_2 \\ J_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_1 \\ H_2 \\ H_3 \end{bmatrix}$$

şeklinde verilir (Constable ve Tauxe 1990). $k_{ij}=k_{ji}$ sabitleri simetrik tensör bileşenleri olarak tanımlanırlar. k_{11} , k_{22} , k_{33} temel manyetik duyarlılık bileşenleridir.

Vektörel analiz tekniğinde, verilen manyetik duyarlılık vektörlerinin yönelim parametreleri kullanılarak, ortalama vektörel büyüklükler hesaplanır. Daha sonra en uzun ortalama vektörün yönelim parametreleri ve büyüklüğü belirlenir (Mark 1971). AMD verilerinin vektörel analizinde, eksenel veri için Fisher (1953) dağılımının diğer istatistiksel dağılımlara göre daha uygun olduğu gösterilmiştir. Bir bölgeden elde edilen eksenel manyetik duyarlılık veri grubu kullanılarak özdeğer ve özvektörler hesaplanır ve bu değerler o bölgeye ait ortalama eksenel parametreleri belirlemede kullanılır (Mark 1973). Özvektörler, simetri anizotropisini üç eksenine karşılık düşen ve elipsoid şeklindeki ikinci derece bir tensörle temsil edilir. Üç özdeğer, üç özvektör doğrultularında yeralan manyetik duyarlılık büyüklükleridir (Lienert 1991).

Yermanyetik alan ölçmeleri yaklaşık 2000 noktada ölçüm duyarlılığı 0.1 gamma olan Scintrex IGS-2 proton manyetometresi ile alınmış olup, çalışma süresince baz istasyonunda ölçülen yermanyetik alanındaki değişimlerin ölçü değerine olan etkisi giderilmiştir. Manyetometre 48 KB'lık mikrobilgisayarı sayesinde kolay ve hızlı ölçü alma imkanına sahiptir. Ölçme işlemine başlamadan önce ölçüm planı alet içindeki mikrobilgisayara programlanarak, tek kişi tarafından kolayca ölçümler alınabilir. Böylece ölçüm

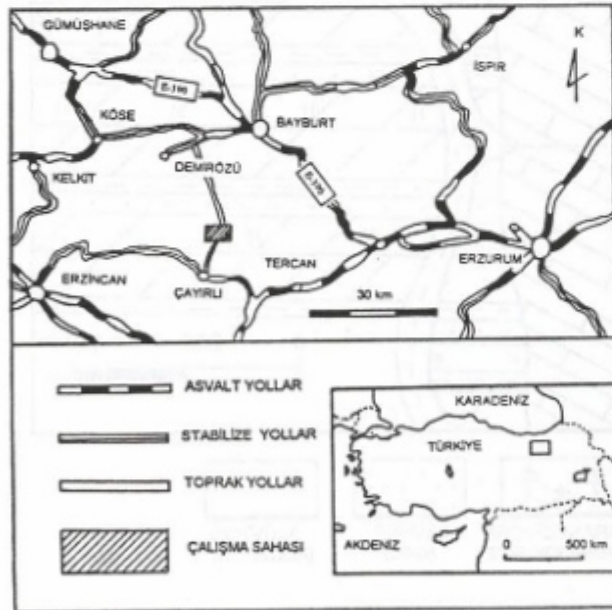
noktaları, manyetik alan değeri ve ölçüm zamanları alet tarafından belleğe kaydedilir.

Sahadan alınan 13 yönlü numune, laboratuvarda yaklaşık 12,16 cc'lik küp ve silindir şeklinde kesilerek anizotropik manyetik duyarlılıkları, MS-2B manyetik duyarlılık ölçme aletinde ölçülmüştür. Çalışmada kullanılan manyetik duyarlılık aletiyle hem sahada (yüzey manyetik duyarlılık) hemde laboratuvarda numuneler üzerindeki iki farklı frekansta, 10^{-7} cgs duyarlılığında ölçü alınabilmektedir.

BÖLGENİN JEOLJİSİ

İnceleme alanında granodiyorit, kireçtaşı, volkanotortul ve tüflerden oluşan jeolojik birimler bulunmaktadır (Keskin ve diğ. 1989, Arslan 1994). Çalışma sahasının konumu Şekil 1'de verilmiştir.

Bölge Bayburt'u Erzincan'a bağlayan stabilize devlet karayolu üzerinde yaklaşık 5 km²'lik alanı kaplamaktadır. Çalışma alanının jeolojisi Şekil 2'de görülmektedir. Doğu Pontit güney zonunda bulunan inceleme sahasında yapılan çalışmalarla, gençten yaşlıya doğru jeolojik birimler belirlenmiştir (Keskin ve diğ. 1989). Granodiyoritler üzerinde yapılan ince kesit ve skarn zonunda alınan örnekler için parlatma analizi yapılarak bölgedeki kayaç birimlerinin yapısal analizi ortaya konmuştur.



Şekil 1. Çalışma bölgesinin konum haritası.

Fig. 1. Location map of the study area.

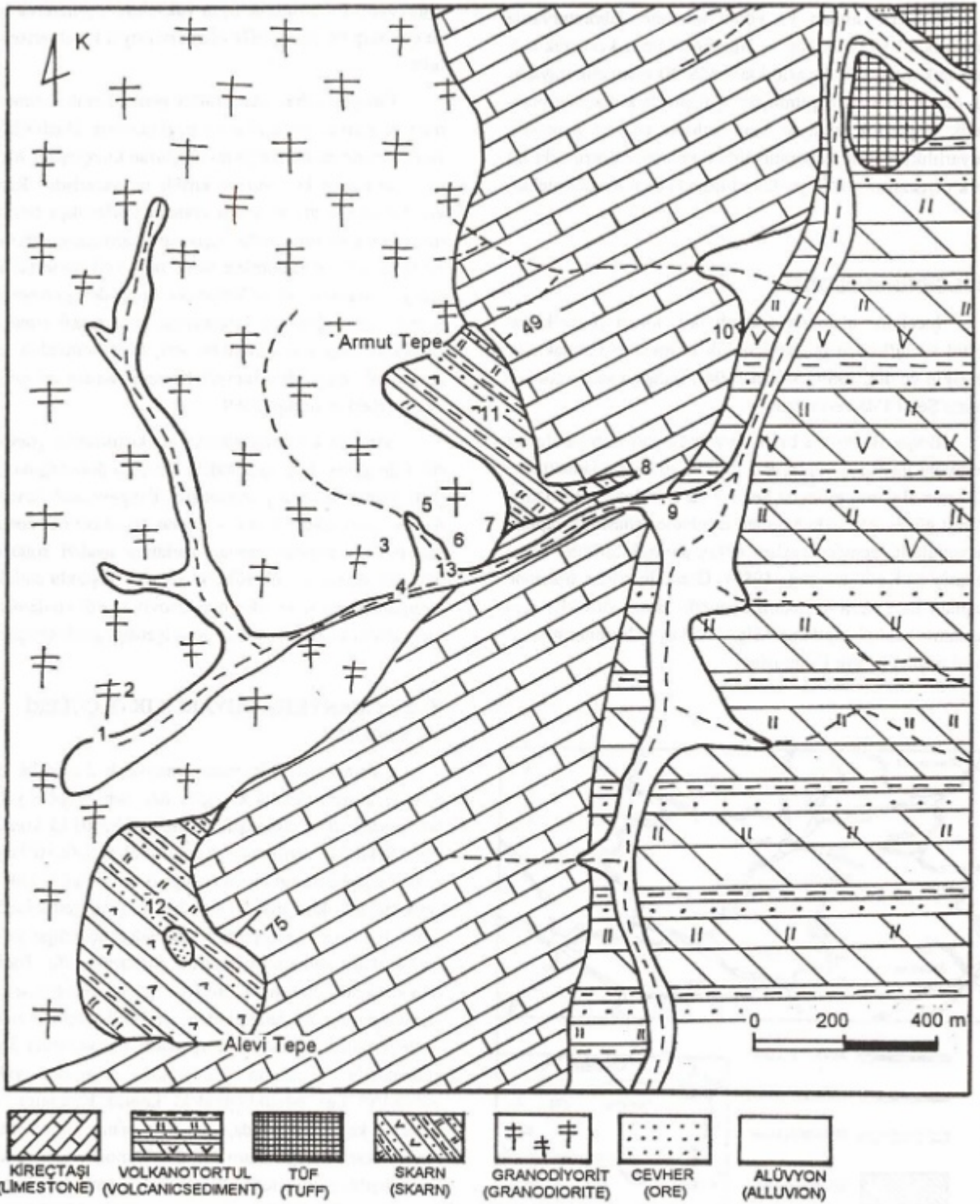
Granodiyoritler üzerinde yapılan çalışmalarda bu serinin Liyas ve Liyas öncesi olduğu gözlenmiştir (Keskin ve diğ. 1989). Bu birim, belirgin yükselimler göstererek bölgede çok sarp bir topoğrafya oluşturmasıyla karakterize edilebilir.

Çalışma sahasındaki tüfler genel olarak sarımsı, kırmızı ve kahverengi renklerde gözlenmiştir. Hozbirik yayla formasyonunun bir parçasını oluşturan kireçtaşları Alt Kretase yaşlı olup kıvrımlı ve kırıklı bir yapıdadır. Renkleri gri, beyazımsı gri ve skarn zonuna yaklaştıkça beyazımsı mermer halini almaktadır. Açık sarı, kahverengi, krem rengi ve kırmızımsı görünümlere sahip olan volkanotortul serisi, çalışma sahasının doğu kısmında, kuzeyden güneye doğru uzanan bir doğrultuda kireçtaşıyla sınır teşkil etmektedir. Büyük oranda silis içeren bu seri, fosil yönünden zengin görümlü olup, Orta Jura-alt Kretase zamanı içinde gelişmiştir (Keskin ve diğ. 1989).

Saruhan köyünün güney batı kısmındaki granodiyoritler ile güney doğu kısmındaki kireçtaşı dokanağında manyetit içeren oluşuklar gözlenmiştir. Yaygın olarak limonitleşmenin gözlemlendiği skarn şeklinde yataklanma zonundan alınan numunelerde yapılan parlatma analizi sonucunda; manyetit oranının çok yüksek, yer yer boşluklu çatlakların olduğu hematit serisinden müşketovit, martit ve damar şeklinde demir minerallerinden götit içerdiği gözlenmiştir.

YÜZEY MANYETİK DUYARLILIK ÖLÇÜLERİ VE YORUMU

Çalışma alanında yüzey manyetik duyarlılık ölçme aletiyle mostra vermiş kayaçlar üzerinde rasgele yaklaşık 640 noktada ölçü alınmıştır. Manyetik duyarlılık kontur haritası Şekil 3'te verilmiştir. Kontur aralığı 500×10^{-6} cgs'dır. 2×10^{-6} cgs konturunun sınırladığı iki iç bölge düşük manyetik duyarlılıklı kireçtaşı serisine karşılık gelmektedir. $2-1500 \times 10^{-6}$ cgs konturlarının sınırladığı iç bölge yaklaşık olarak skarn zonunun sınırlarını göstermektedir. Haritanın orta kısmında yaklaşık 4250×10^{-6} cgs büyüklüğünde kontur kapanımlarının gözlemlendiği alan, içerisinde kısmen manyetit cevheri bulunan yüzeylenmiş skarn oluşuklarına karşılık gelmektedir. Haritanın güney-batı kısmında yaklaşık 7500×10^{-6} cgs büyüklüğündeki kontur kapanımı, Alevi Tepe'nin kuzey kenarında, içerisinde manyetik mineral oranının yüksek olduğu skarn zonundaki mostra vermiş kayaçlara karşılık gelmektedir. Kuzey batı kısmındaki kapanımlara, granodiyoritlerin mostra verdiği noktalarda elde edilen yüzey manyetik duyarlılık değeri olup, $1500-2750 \times 10^{-6}$ cgs arasında değişmektedir. Volkanotortul serisinin bulunduğu doğu kısımda yer yer $40-75 \times 10^{-6}$ cgs arasında manyetik duyarlılık değerleri ölçülmüştür.



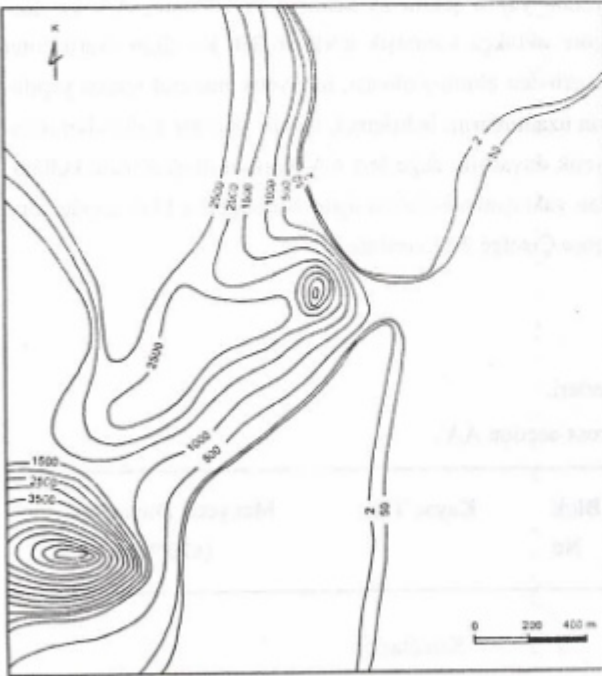
Şekil 2. Çalışılan bölgenin jeoloji haritası. Rakamlar yönlü numunelerin alındığı konumları göstermektedir.

Fig. 2. Geological map of the study area. The numbers show the locations of samples with predefined directions.

Şekil 3'te görüldüğü gibi yüzey manyetik duyarlılık verileri jeolojik birimlerin sınırlarını çok iyi bir şekilde yansıtmaktadır.

YÖNLÜ NUMUNELERDE MANYETİK DUYARLILIK ÖLÇÜMÜ VE YORUMU

Çalışma sahasında mostra vermiş dört kayaç biriminin yüzeyinden alınan 13 yönlü numunenin konumları jeolojik haritada verilmiştir. Granodiyorit formasyonundan alınan sekiz yönlü numuneye ait bölgesel manyetik duyarlılık parametreleri laboratuvarında AMS-BAR bilgisayar programı (Moris 1990) kullanılarak elde edilmiştir. Ortalama manyetik duyarlılık değeri 1054×10^{-6} cgs olarak hesaplanmıştır. Ölçülen anizotropi parametreleri, granodiyorit içindeki manyetik parçacıklarının dağılımlarının çok eksenli manyetik duyarlılık elipsoidini yansıtmaktadır. Yöne bağlı olarak alınan granodiyorit içindeki manyetik parçacıklarının dağılımları çok eksenli manyetik duyarlılık elipsoidini yansıtmaktadır. Yöne bağlı olarak alınan granodiyorit numuneleri için, bölgeye ait ortalama manyetik anizotropi



Şekil 3. Mostra vermiş kayalar üzerinde alınan yüzey manyetik duyarlılık kontur haritası. Kontur aralığı 500×10^{-6} cgs'dir.

Fig. 3. Contour map of surface magnetic susceptibilities taken on outcropped rocks. Contour intervals are 500×10^{-6} cgs.

değeri % 25.11 olarak hesaplanmıştır. Fisher istatistikleri (Ramsden 1970), sekiz numuneden elde edilen anizotropi parametreleri; numunelerin hacimlerinin ve yönelim sıralamasının doğru bir şekilde yapıldığını ortaya koymuştur. Temel manyetik duyarlılık eksenleri arasında birbirinden bağımsız olarak hesaplanan açılar 84.7° - 106.0° arası olup, yaklaşık birbirine diktir. Yönlere bağlı olarak ölçülen manyetik duyarlılık değerleri 441 - 1734×10^{-6} cgs arasında değişmektedir. Üç ayrı temel eksen büyüklüklerinin toplamı olan manyetik duyarlılık vektörünün % 80 şiddetinin, yermanyetik alan doğrultusunda olduğu hesaplanmıştır. Böylece bölgeye ait ortalama manyetik duyarlılığın, eksenel dağılımlardan hesaplanan 2.406 katsayısıyla çarpılması sonucu 2537×10^{-6} cgs değeri elde edilmiştir. Bu değer model çalışmalarda granodiyorit için, başlangıç manyetik duyarlılık değeri olarak alınmıştır.

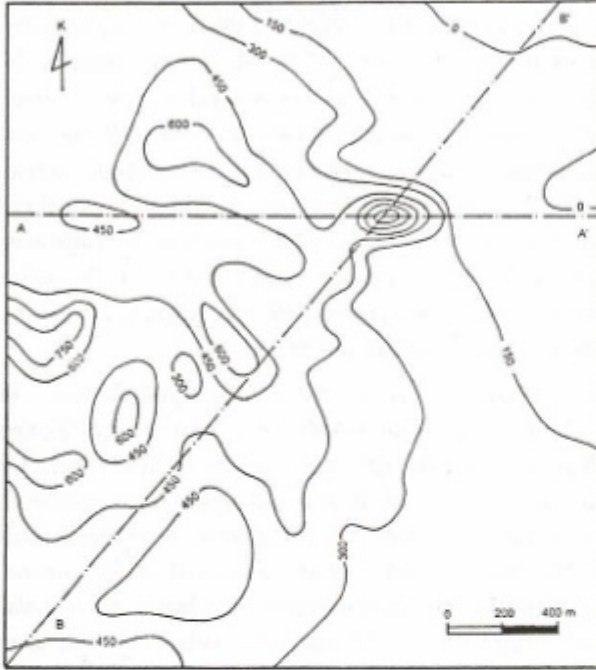
Skarn zonunda manyetik içeriğinin yüksek olduğu iki yönlü numune üzerinde AMD ölçüleri alınmıştır. Ölçülen değerler 114 - 9864×10^{-6} cgs arasında değişmektedir. Üç ayrı temel eksen büyüklüklerinin toplamı olan manyetik duyarlılık vektörünün % 82.4 şiddeti, yermanyetik alan doğrultusunda bir vektör olarak tanımlanabilir. İki numuneye ait ortalama manyetik duyarlılık değeri 4309×10^{-6} olarak hesaplanmıştır. Eksenel dağılımlardan hesaplanan 2.471 katsayısı ile ortalama değer çarpılırsa 10649×10^{-6} cgs değeri elde edilir. Bu değer de cevher için model çalışmalarda kullanılacak başlangıç manyetik duyarlılık değeri olarak alınmıştır. Birbirinden bağımsız olarak ölçülen temel eksenler arasındaki açı 84.4° - 87.4° arasında değişmekte olup, birbirine yaklaşık dik konumdadır.

Kireçtaşı formasyonundan alınan üç yönlü numuneden elde edilen manyetik duyarlılık ölçüleri 2 - 3×10^{-6} cgs arasında değişmektedir. Kireçtaşı için benzer yolla elde edilmiş olan 3.6×10^{-6} cgs'lik duyarlılık değeri modellemelerde başlangıç manyetik duyarlılık değeri olarak kullanılmıştır.

MANYETİK ALAN ÖLÇÜMLERİ VE YORUMU

İnceleme alanında ölçülen yermanyetik alanının toplam bileşen değerlerine günlük değişim düzeltmesi yapıldıktan sonra, çalışılan bölgeye ait yermanyetik alan değeri olan 47400 gamma (Baydemir 1990) ölçülen değerlerden çıkarılarak, toplam bileşen anomali değerleri elde edilmiştir. Çalışma bölgesinde yer manyetik alanının eğim açısı 65° ve sapma açısı 3° olarak alınmıştır (Robinson ve Çoruh 1988). Düzeltme yapılan değerler harita üzerine geçirildikten sonra, 150 gamma kontur aralığı ile çizilen harita Şekil 4'te verilmiştir.

Yüzey manyetik duyarlılık kontur haritası ile yer-manyetik alanının toplam bileşen kontur haritasının uyumlu olduğu görülmektedir. Ayrıca yüzeydeki manyetik içeriği yüksek formasyonun sınırlarını, yüzey manyetik



Şekil 4. Toplam manyetik alan anomali haritası. Kontur aralığı 150 gammadır.

Fig. 4. The total magnetic field anomaly map. Contour intervals are 150 gammas.

duyarlılık ölçümleri sonucu, iki alanda iç içe kapanımlar gösteren anomaliler elde edilmiştir. Cevherleşmenin bu anomalilerin kaynağı olduğu kabul edilirse, yüzey manyetik duyarlılık yönteminin, manyetik cevher arama amaçlı çalışmalarda bir ön etüd olarak kullanılmasının arazi ve yorum çalışmalarına destek sağlayacağı kabul edilebilir.

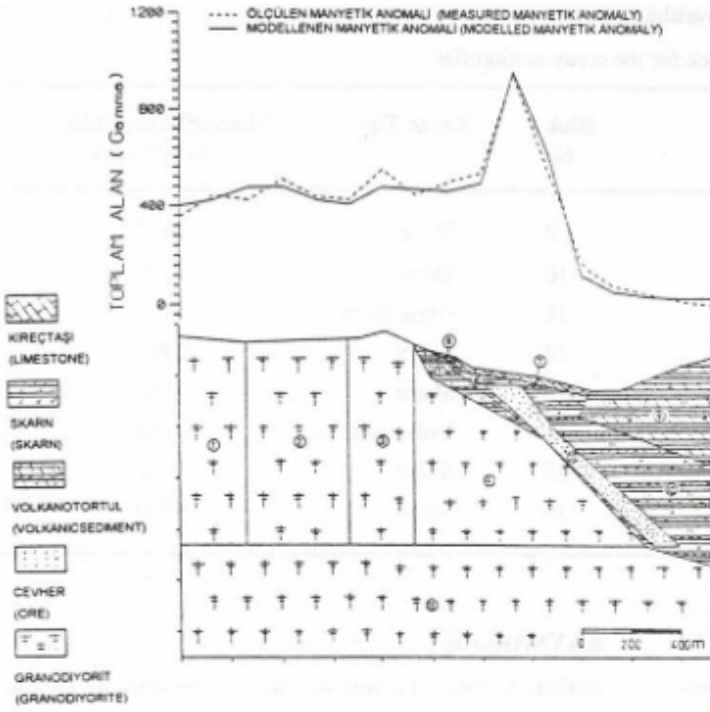
AMD ölçümleri ile belirlenen manyetik duyarlılık değerleri, yüzeydeki bloklar için kullanılmış, diğer bloklarda ise bu değerler dikkate alınarak modellemeye gidilmiştir. Doğu-batı doğrultusunda alınan AA' kesiti ile elde edilen manyetik anomali, Talwani (1959) yöntemi kullanılarak hazırlanan bilgisayar programı ile modellenmiştir (Şekil 5). Yapılan değişik hesaplamalar sonucu elde edilen yeraltı yapısı, şeklin alt kısmında gösterilmiştir. Kesitte kullanılan manyetik duyarlılık değerleri blok numarasına göre Çizelge 1'de verilmiştir.

Kuzey ile 400°'lik açı yapan BB' kesiti boyunca ölçülen ve modelleme sonucu hesaplanan manyetik anomaliler Şekil 6'da verilmiştir. Hesaplanan anomali için kullanılan yeraltı yapısı şeklin alt kısmında verilmiştir. AA' kesitine göre oldukça karmaşık görülen BB' kesitinin skarn zonu üzerinden alınmış olması, manyetik mineral içeren yapıların uzanımlarını belirlemek içindir. Kesitte kullanılan manyetik duyarlılık değerleri AA' kesitini oluşturmada kullanılan yaklaşımla belirlenmiştir. Bu değerler blok numarasına göre Çizelge 2'de verilmiştir.

Çizelge 1. AA' kesitindeki bloklara ait manyetik duyarlılık değerleri.

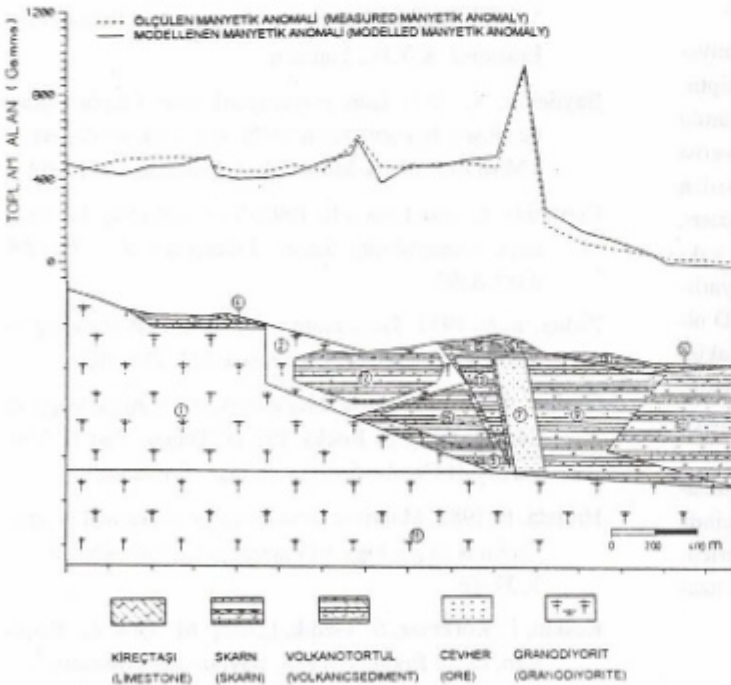
Table 1. Magnetic susceptibility vales of earch blok for the cross-section AA'.

Blok No	Kayaç Tipi	Manyetik Duyarlılık ($\times 10^{-6}$ cgs)	Blok No	Kayaç Tipi	Manyetik Duyarlılık ($\times 10^{-6}$ cgs)
1	Granodiyorit	3125	7	Kireçtaşı	2
2	Granodiyorit	3200	8	Volkanotortul	575
3	Granodiyorit	2785	9	Volkanotortul	65
4	Granodiyorit	2955	10	Skarn	7625
5	Skarn	815	11	Granodiyorit	3955
6	Skarn	425	12	Cevher	10650



Şekil 5. AA' kesiti boyunca ölçülen ve hesaplanan toplam manyetik alan anomalilerinin karşılaştırılması. Hesaplama kullanılan model yapı şeklinin alt kısmında verilmiştir.

Fig. 5. Comparison of computed total magnetic field to measured field values along profile AA'. Figure includes the model structure on which computations are done.



Şekil 6. BB' kesiti boyunca ölçülen ve hesaplanan toplam manyetik alan anomalilerinin karşılaştırılması. Hesaplama kullanılan model yapı şeklinin alt kısmında verilmiştir.

Fig. 6. Comparison of computed total magnetic field to measured field values along profile BB'. Figure includes the model structure on which computations are done.

Çizelge 2. BB' kesitindeki bloklara ait manyetik duyarlılık değerleri.

Table 2. Magneti susceptibility values of each block for the cross-section BB'

Blok No	Kayaç Tipi	Manyetik Duyarlılık ($\times 10^{-6}$ cgs)	Blok No	Kayaç Tipi	Manyetik Duyarlılık ($\times 10^{-6}$ cgs)
1	Granodiyorit	3025	9	Skarn	7955
2	Granodiyorit	3105	10	Skarn	7855
3	Skarn	2950	11	Granodiyorit	4150
4	Kireçtaşı	380	12	Skarn	6950
5	Skarn	1520	13	Skarn	7165
6	Kireçtaşı	2	14	Volkanotortul	160
7	Cevher	10255	15	Skarn	12
8	Kireçtaşı	2	16	Skarn	9950

SONUÇLAR

Bayburt -Sarıhan skarn zonu çevresinde yapılan yer-manyetik alan toplam bileşen ve manyetik duyarlılık ölçüleriyle, zonun inceleme alanı içerisinde bulunan ve miknatislanma özelliği olan cevherler açısından potansiyeli ortaya konmuştur. Sahadan alınan yüzey manyetik duyarlılık ölçülerinin manyetik aramalarda ön etüd olarak kullanılmasının oldukça önemli bilgiler sağlayacağı ortaya konulmuştur.

Araştırmacılar tarafından verilen kayaçların manyetik duyarlılık değerleri geniş değişim değerlerine sahiptir. Bu değerlerin modellemede kullanılması, çok çözümlü olan model yapıyı gerçek yapıdan uzaklaştırıp, arazi verisi ile uyumlu fakat yanlış yapı modeli elde edilmesine neden olabilir. Genel olarak yüzey manyetik duyarlılık ölçüleri, model çalışmalarda kullanılacak manyetik duyarlılığı yaklaşık olarak yansıtmalarına rağmen, doğru manyetik duyarlılık değerleri AMD ölçümlerinden elde edilebilir. AMD ölçümleri ile sahadan alınan yönlü numunelerin hakim manyetik duyarlılık yönelimleri ortaya konulmaktadır. Elde edilecek manyetik duyarlılık değerleri modellemede kullanılan model jeolojik yapılar için başlangıç değeri olarak alınmalıdır. İnceleme alanında Armut Tepe'nin yaklaşık 200 metre kuzeyinde şiddeti 940 gamma mertebesinde ölçülen anomali, iki boyutlu Talwani yöntemi ile değerlendirilerek skarn zonu içerisinde yaklaşık 850 metreye uzanan bir cevherin varlığı belirlenmiştir.

KATKI BELİRTME

Çalışmanın yapılmasında maddi destek sağlayan K.T.Ü. Araştırma Fon Başkanlığı'na teşekkür ederiz. Projenin kodu: 93.112.007.2

KAYNAKLAR

- Arslan, Z. 1994, Bayburt ve yöresinin Jeolojisi ve Granitler. Süren doktora tez çalışması, Jeoloji Müh. Böl., Fenbilimleri Enstitüsü, K.T.Ü., Trabzon (Yayınlanmamış).
- Aydın, A. 1994, Bayburt-Sarıhan Skarn Zonunun Süseptibilite ve Manyetik Ölçüleri ile Değerlendirilmesi. Yüksek Lisans Tezi, Jeofizik Müh. Böl., Fenbilimleri Enstitüsü, K.T.Ü., Trabzon.
- Baydemir, N. 1990, Esas jeomanyetik alanın toplam alanı ile düşey bileşenlerinin 1989 yılı Türkiye değerleri. TMMOB Jeofizik Müh. Odası, Jeofizik, 4,1, 53-59.
- Constable, C. and Tauxe, L. 1990, The boot strop for magnetic susceptibility tensor. J.Geophys. Res. 95, B6, 8383-8395.
- Fisher, R.A. 1953, Dispersion on a sphere. Proceeding of the Royal Society of London, A 217, 295-305.
- Girdler, R.W. 1958, The Measurement of Anisotropy of Susceptibility of Rocks. Ph. D. Thesis, Part II, University of Cambridge, Cambridge, England.
- Hrouda, F. 1982, Magnetic anisotropy of rocks and its applications in geology and geophysics. Geophys. Surv., 5, 37-82.
- Keskin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, L., Küçümen, Ö. ve Erkal, T. 1989, Bayburt ve Yöresinin Jeolojisi. M.T.A. Genel Müd., Jeoloji Etüdları Dairesi, Ankara.
- Lienert, B.R. 1991, Monte Carlo simulation of errors in the anisotropy of magnetic susceptibility: A second-rank

- symmetric tensor. *J. Geophys. Res.*, 96, 19539-19544.
- Mark, D.M. 1971, Rotational vector procedure for the analysis of till fabric. *Geol. Soc. America Bull.*, 82, 2661-2666.
- Mark, D.M. 1973, Analysis of axial orientation data, including till fabric. *Geol. Soc. America Bull.*, 84, 1369-1374.
- Moris, W. 1990, Magnetic Susceptibility Anisotropy Software for Bartington MS-2B System, User Documentation. Bartington, Ins. Ltd., V1.6, Oxon England.
- Nagata, T. 1961, *Rocks Magnetism*, Revised Edition. Maruzen Company Ltd., Tokyo, Japan.
- Nye, F. 1957, *Physical Properties of Crystals*. First edition, Oxford University Press, New York.
- Pecherskyi, D.M. 1965, Anisotropy of remanent Magnetization, An Important Indicator of Thermodynamic Regime of The Formation of Rocks. in *Nastoyashchee i Proskloyem Manitnogo*, Poly Zemli, Moscow, 143-147.
- Ramsden, J. 1970, *Till Fabric Studies in the Edmonton Area, Alberta, with Special Emphasis on Methodology*. (M.S. Thesis), Edmonton, Alberta, Univ. Alberta.
- Robinson, E.S. and Çoruh C. 1988, *Basic Exploration Geophysics*. Virginia Polytechnic and State University, USA.
- Talwani M. 1959, Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 64, p. 49-59.

MANYETİK DUYARLIK ÖLÇÜMLERİ İLE YENİAY-ÇAMBURNU (TRABZON) BÖLGESİNİN KİRLİLİK ETÜDÜ

Pollution Investigations Near the Region of Yeniay-Çamburnu (Trabzon) by the Magnetic Susceptibility Method

Kenan GELİŞLİ*, Ali AYDIN*, Derman DONDURUR* ve Salih LİVAOĞLU

ÖZET

Trabzon ili Yeniay-Çamburnu beldeleri sınırları içerisinde bulunan inceleme alanında, 1985 yılında Karadeniz Bakır İşletmesi tarafından, yöredeki bakır yataklarını işletmek amacıyla bir flotasyon tesisi kurulmuştur. Bu tesis o tarihten bu yana atıklarını yakınında bulunan Sargona deresi vasıtasıyla Karadeniz'e bırakmaktadır. Atıkların gerek derede gerekse denizde canlı yaşamını olumsuz yönde etkilediği yöre halkı tarafından gözlenmiştir.

Bu çalışmada, manyetik duyarlık ölçümlerinin bölgenin ağır metal bakımından kirliliğinin belirlenmesinde kullanılabilirliği araştırılmıştır. Bu amaçla inceleme alanında manyetik duyarlık ölçümleri yapılmıştır. Kirliliğin boyutları ve dağılımını belirlemek amacı ile derede, hem yüzey manyetik duyarlık ölçümü hem de alınan örneklerin laboratuvar manyetik duyarlık ölçümü yapılmış, denizde ise alınan örneklerin manyetik duyarlıkları laboratuvarla ölçülmüştür. Böylece atıkların bıraktığı derede manyetik duyarlık değişim eğrisi, denizde de atık maddelerden etkilenen alanlar için bir manyetik duyarlık dağılım haritası çıkarılmıştır. Alınan örneklerin bir kısmının jeokimyasal analizi yapıp, örneklerdeki ağır metal oranı bulunarak, ağır metal oranındaki artmanın, bölgenin volkanik-magmatik kayalarından oluşan dere ve deniz kumlarında manyetik duyarlık değerindeki azalmaya karşılık geldiği belirlenmiştir.

Çok ucuz ve hızlı uygulanabilen manyetik duyarlık ölçümlerinin kirlilik araştırmalarında geniş alanların kirlilik dağılım haritalarının belirlenmesinde kullanılabileceği ortaya konulmuştur. Bu çalışma sonucu, işletmenin dereye ve dolayısıyla denize bıraktığı ağır metal oranının çok yüksek boyutlarda olduğu ve bunun Çamburnu-Yeniay bölgesinde yayılarak geniş bir alanı etkilediği belirlenmiştir.

ABSTRACT

The investigation area lies within the boundaries of Yeniay-Çamburnu region in Trabzon, where the Karadeniz Copper Corporation built a flotation unit in 1985 to make use of region's available copper deposits. Metal tailings of this flotation unit are discharged to the Black Sea through the Sargona stream nearby. It has been reported that the discharges from this flotation unit damage the marine living environment both in Sargona stream and the Black Sea.

In this study, we have investigated the validity of the magnetic susceptibility method in determining the contamination of the region's fresh waters by some heavy metals. For this purpose, the magnetic susceptibility measurements were carried out of the samples from the Sargona stream banks as well as the sea floor where the stream joins. In addition, surface magnetic susceptibility measurements were performed along the stream. The variation of susceptibility values for Sargona stream is shown by a curve along a selected profile. A two-dimensional magnetic susceptibility variation map is also prepared for the areas of contamination in the Black Sea. Geochemical analysis over a few samples showed that an increase in heavy metal contaminated by such heavy metals can be investigated by the magnetic susceptibility method for the stream and marine sands that are derived from a region made of volcano-magnetic rocks.

This method is cost effective and faster to apply to large areas. It is concluded that the flotation unit discharges in the study area contain very dangerous heavy metals that contaminate the waters of Sargona stream and the Black Sea. The negative effects of this contamination are enlarging at a considerable rate in the Çamburnu-Yeniay region.

* K.T.Ü. Müh.-Mim. Fak. Jeofizik Müh.Böl. 61080 Trabzon

GİRİŞ

Malzemelerin bir dış alan etkisinde kazandığı mıknatıslanma değerinin katsayısı olan manyetik duyarlık, günümüzde çok değişik amaçlar için kullanılabilir (Thompson ve Oldfield 1986). Bunlardan birisi de kirlilik araştırmalarıdır. Manyetik duyarlığın kirlilik analizlerinde kullanılabilmesi, kirliliğe yol açan ağır metallerin (Pb, Zn, Cu vs.) manyetik duyarlık anomalisi vermesi nedeniyledir. Scoullos ve diğ. (1979) ağır metal içeren şehir ve sanayi atıklarının oluşturduğu kirlilik seviyelerinin, manyetik duyarlık ölçümleri ile ortaya konulabileceğini göstermiştir. Bekwith ve diğ. (1986, 1990) yoğun trafik akışının gözlenildiği otoyolların çevresindeki tortullarda, kurşun içeriğinin yüksek olduğu ve otoyol çevresinde ekzoslardan çıkan atık malzemenin oluşturduğu kirlilik dağılımının manyetik duyarlık ölçümleri ile ortaya konulabileceğini göstermiştir.

Yeniay-Çamburnu (Trabzon) bölgesinde 1985 yılında kurulmuş olan flotasyon tesisi atıklarını Sargona dere-si vasıtasıyla Karadeniz'e bırakmakta ve bölgede ağır metal kirliliğine yol açmaktadır. Tesis tarafından Sargona dere-si üzerinde 1990 yılında üç adet tutma havuzu inşa edilmiştir. Bu havuzlar sayesinde, dört yılda 13500 ton bakır ve 45000 ton pirit tutulmuş olmasına rağmen, işletmenin kuruluş tarihinden itibaren çok miktarda atık madde, çevreye zarar vermek pahasına dereye ve denize bırakılmıştır. Bölge hakkında daha önce yapılmış çalışmalardan ve yöre halkından edinilen bilgilerden, ölçülerin bir kısmının alındığı Sargona dere-sinin, tesisin açılmasından önceki yıllarda yörenin en önemli su kaynağı olduğu anlaşılmıştır. Daha sonraları, atıklar sonucu dere-de yaşayan canlıların tamamı, kısmen çevre bitkileri ve denizde de ilgili sahanın yakınındaki canlı yaşam tümüyle yok olmuştur.

Manyetik duyarlık ölçümleri ile inceleme alanında bulunan flotasyon tesisinin atıklarını bıraktığı dere-de ve dere-nin döküldüğü denizde meydana gelen ağır metal kirliliğinin düzeyi ve dağılımı belirlenmiştir.

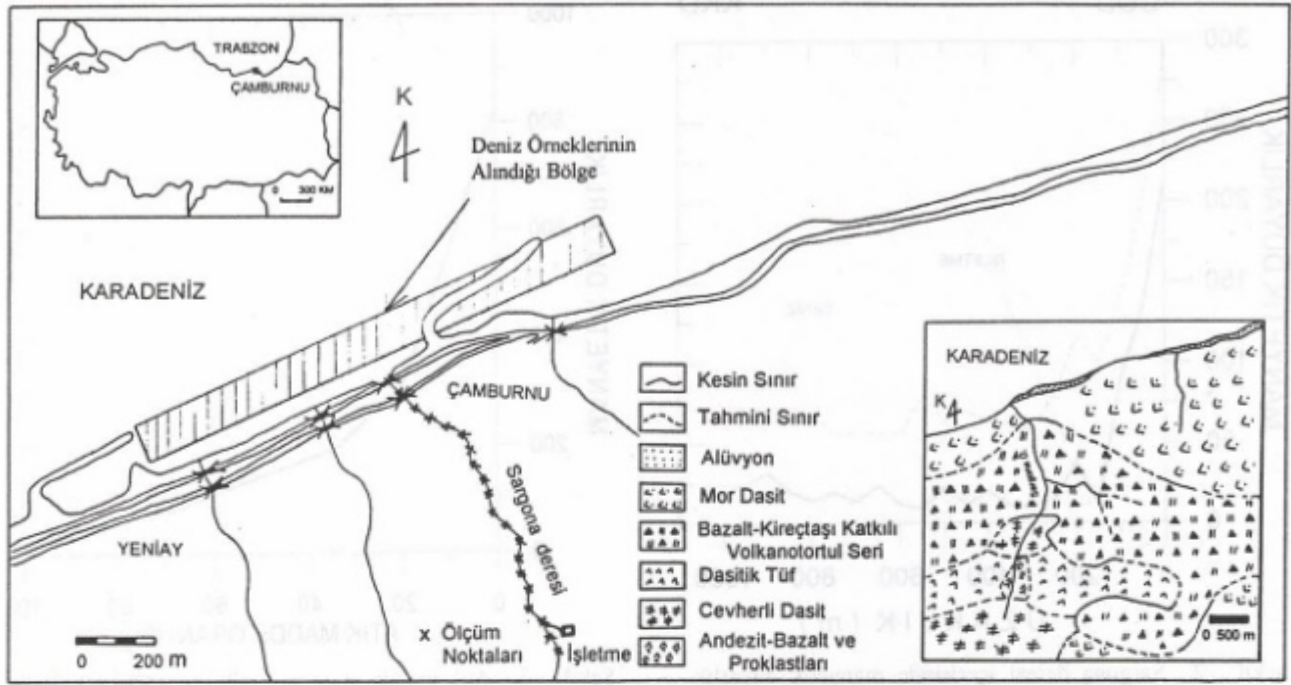
BÖLGENİN JEOLJİSİ

İnceleme alanı, Trabzon'a 42 km uzaklıkta, Karadeniz kıyısında yer alan, kuzeyde Karadeniz kıyısının bir kısmını içine alan, güneyde Demirtepe ve Kukultepe ile sınırlı 26 km²'lik bir alanı kapsamaktadır. Bölge iç kısımlara doğru oldukça engebeli olup, yükselti kuzeyden güneye doğru artmaktadır. Çalışma bölgesinin genel konumu Şekil 1'de verilmiştir. Bölgenin maden potansiyeli bakımından zengin olması yörede detay jeolojik çalışmaların yapılmasına neden olmuştur (Gümrükçü 1974).

Yapılan jeolojik çalışmalar, cevherin dasitik tüfler arasında bulunduğunu, 1.566.000 ton rezervli ve %2.52 ortalama tenörlü bir bakır yatağı olduğunu göstermiştir. İnceleme alanına ait basitleştirilmiş jeolojik birimler, andezit-bazalt proklastları, cevheri dasit, volkanotortul seri, mor dasit ve alüvyondur. Andezit-bazalt proklastları inceleme alanının en yaşlı ve en çok yüzeylenme gösteren birimdir ve Sargona dere-sinin kollarında gözlenmektedir. İnceleme alanının güney-güneybatı kısmında gözlenen cevherli dasit, andezit-bazalt proklastları üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Masif bir görünümlü olup, kalınlığı yaklaşık 350-500 m arasında değişmektedir. Volkanotortul seri Kutlular'ın kuzeyinde ve yazlık köyü yöresinde oldukça geniş bir alanda yüzeylenir. Bu birim, tüf breş üzerinde uyumlu olarak bulunur ve üzerine mor dasitler gelmiştir. Kalınlığı 500-700 m arasında değişen bu birim genelde andezit-bazalt ve kırmızı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bazaltlar volkanotortul seri içerisinde yer yer gözlenebilir. Mor dasitler inceleme alanında sahile yakın ve iç kesimlerde yüzeylenir. Volkanotortul seri üzerine uyumlu olarak gelirler. Sargona dere-sinin denize yakın kesimlerde ve sahilde gözlenen alüvyonlar, bölgeye ait kayaçların kum ve çakıllarından oluşurlar.

MANYETİK DUYARLIK ÖLÇÜMLERİ VE YORUMU

Manyetik duyarlık ölçümleri Bartington marka MS2 ölçüm sistemiyle alınmış olup, sistemin saha ve laboratuvar alıcısının ölçüm duyarlılığı $4\pi \times 10^{-7}$ SI mertebesinde-dir. Sargona dere-sinin, atıkların atıldığı kirliliği ile, daha yukarıdaki temiz kısmı arasındaki manyetik duyarlık kontrastını belirlemek amacıyla, dere içerisinde MS2-D saha alıcısı kullanılarak ölçü alınmıştır. Ölçülere atık malzemenin dereye bırakıldığı yerin yukarısından başlanmış, dere içerisinde belirli aralıklarla atık malzeme üzerinde alınarak, denize kadar yaklaşık 1 km'lik kısım 50 m aralıkla atık taranmıştır (Şekil 1). Ayrıca, Yüzey manyetik duyarlık ölçümü yapılan her noktadan, laboratuvar da manyetik duyarlık ölçümü yapmak amacıyla örnek alınmıştır. Bu örnekler kurularak laboratuvar da, indüksiyon köprüleri prensibiyle ölçüm yapan MS2-B alıcısı ile kütle manyetik duyarlıkları ölçülmüştür. Elde edilen yüzey manyetik duyarlık ve laboratuvar da ölçülen manyetik duyarlıkların uzaklıkla değişimi Şekil 2'de görülmektedir. Şekilde arazi alıcısı ile ölçülen değerler kesikli çizgi ile gösterilmiştir. Grafik incelendiğinde, temiz kısım ile kirliliği kısım arasındaki manyetik duyarlık kontrastı bariz olarak gözlenmektedir. Kirliliği kısımdan önceki iki noktada manyetik duyarlık değerinin oldukça yüksek olduğu, buna karşın işletmenin atıklarının dereye bırakıldığı üçüncü noktadan itibaren ise ölçülen de-



Şekil 1. İnceleme alanının konumu, genel görünümü ve basitleştirilmiş jeolojik haritası.

Fig. 1. The location, general view and simplified geological map of the investigated area.

ğerlerin ani olarak düştüğü ve düşük manyetik duyarlık değerinin dere boyunca denize kadar devam ettiği görülmektedir. Şekilden görüldüğü gibi arazi alıcısı ile dere üzerinde ölçülen manyetik duyarlık değerleri, laboratuvarında ölçülen manyetik duyarlık değerinden daha yüksektir. Bunun nedeni, arazi alıcısının 30 cm çapındaki ve 30 cm derinliğindeki bir kısmın manyetik duyarlığını ölçmesi olabilir. Bölgenin jeolojisinde de değinildiği gibi inceleme alanı yüksek manyetik duyarlıklı formasyonlardan oluşmaktadır.

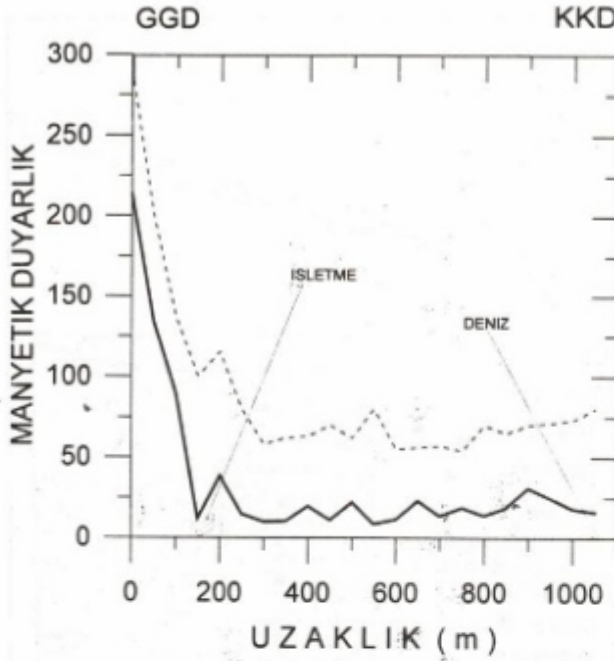
Artık maddenin manyetik duyarlığı düşürdüğünü göstermek amacı ile, inceleme alanından alınan temiz kum örneğine, belirli oranda işletmenin çıkışından alınan atık madde karıştırılarak, her defasında manyetik duyarlığı ölçülmüştür. Elde edilen atık madde oranı, manyetik duyarlık değişim eğrisi Şekil 3'de verilmiştir. Görüldüğü gibi yüksek manyetik duyarlıklı ortamlardan gelen alüvyonların üzerine düşük manyetik duyarlıklı atık maddelerin karışması manyetik duyarlık değerini düşürmektedir.

Dere boyunca yapılan incelemelerden başka, Yeniyay-Çamburnu mendirekleri arasında 13 km²'lik bir alanda atıkların yayıldığı deniz tabanından 57 noktadan örnek alınarak manyetik duyarlık ölçümü yapılmıştır. Söz konusu alanda sahile dik olarak her profilde 3 noktadan örnek alınarak 19 profil atılmıştır. Profiller derenin denize döküldüğü alanda 25 m aralıklarla, uzaklaştıkça 50 m ve 100 m aralıklarla

alınmıştır. Deniz örneklerinin alındığı bölge Şekil 1'de gösterilmiştir.

Deniz tabanından alınan örnekler kurutularak, laboratuvarında manyetik duyarlıkları ölçülmüştür. Elde edilen manyetik duyarlık değerleri kontur haritası Şekil 4'de verilmiştir. Haritada, kontur değerlerindeki dalgalanma artık malzemenin deniz tabanındaki düzgün olmayan bir dağılımını göstermektedir. Harita genel olarak incelendiğinde atıkların denize karıştığı zondan batıya ve doğuya doğru uzaklaştıkça manyetik duyarlık değerinde bir artma olduğu gözlenmektedir. Haritadaki düşük değerli kapanımlar kirli zonları, yüksek değerli kapanımlar ise nispeten daha az kirli zonları göstermektedir. Doğu kısmında yer alan nispeten düşük değerli kapanımlar atık maddelerin buradaki mendirek nedeniyle o kısma az yayıldığını göstermektedir. Tüm ölçüm noktalarından sadece bir tanesinde temiz kum örneğinde ölçülen manyetik duyarlık değerine yakın bir değer ölçülmüştür. Buna göre sahanın tümünün atık maddelerden etkilendiği söylenebilir.

Atık malzemelerin ağır metalleri içerip içermediği, eğer içeriyorsa ağır metal oranındaki değişim ile manyetik duyarlık değişimini karşılaştırmak amacı ile birkaç örnek jeokimyasal olarak analiz edilmiştir. Bunun için dereden, denizin nispeten temiz sayılabilecek kısmından, derenin denize karıştığı kirli kısımdan olmak üzere alınan üç örnek ve



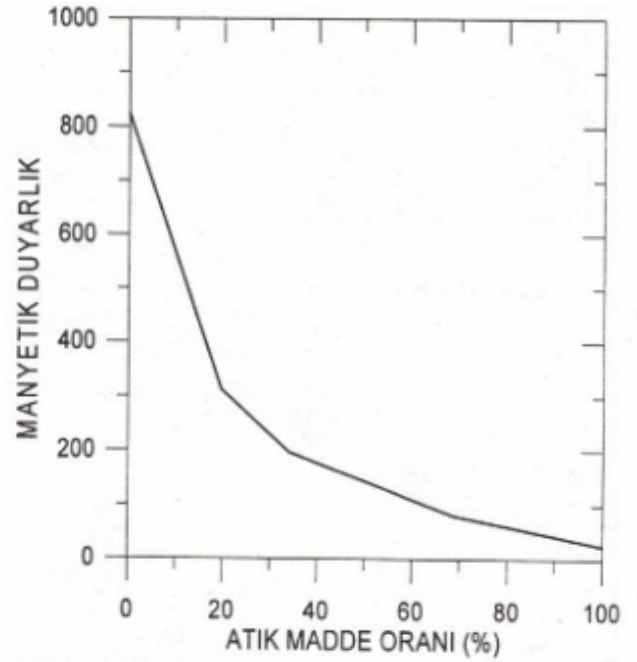
Şekil 2. Sargona deresi içerisinde manyetik duyarlık değişim eğrisi. Kesikli çizgi arazi alıcısı ile ölçülen değerleri, düz çizgi ise laboratuvarında ölçülen değerleri göstermektedir. Manyetik duyarlık değerleri $4\pi \times 10^{-6}$ SI'dır.

Fig. 2. The variation curve of magnetic susceptibility Sargona stream. The dashed line shows the values measured by the field sensor and solid line shows the values measured in the lab. The magnetic susceptibility values yield SI when multiplied by $4\pi \times 10^{-6}$.

eski temiz kumlardan alınan bir örnek jeokimyasal olarak kurşun, bakır ve çinko açısından analiz edilmiştir. Deniz suyunda bulunması gereken normal değerler ve örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmektedir. Çizelge incelendiğinde atık maddelerin normal deniz suyunda bulunması gereken miktara göre çok çok yüksek ve nispeten temiz kısımdan alınan örnekler göre ise oldukça yüksek ağır metal içerdiği görülmektedir. Jeokimyasal analiz sonuçları, manyetik duyarlık ölçümleri ile iyi bir ilişki göstermektedir. Buna göre ağır metal oranının artması ile manyetik duyarlık değerleri düşme göstermektedir.

SONUÇLAR

Ağır metallerin belirli bir değerinin üzerine çıktığında insan sağlığı ve çevre açısından son derece zararlı olduğu bilinmektedir. Bu çalışmada, volkanik kayaların bulunduğu bölgelerde sanayi tesisleri tarafından meydana getirilen ağır metal kirliliğinin manyetik duyarlık ölçümleri



Şekil 3. Atık madde oranı süseptibilite değişim eğrisi. Manyetik duyarlık değerleri $4\pi \times 10^{-6}$ SI'dır.

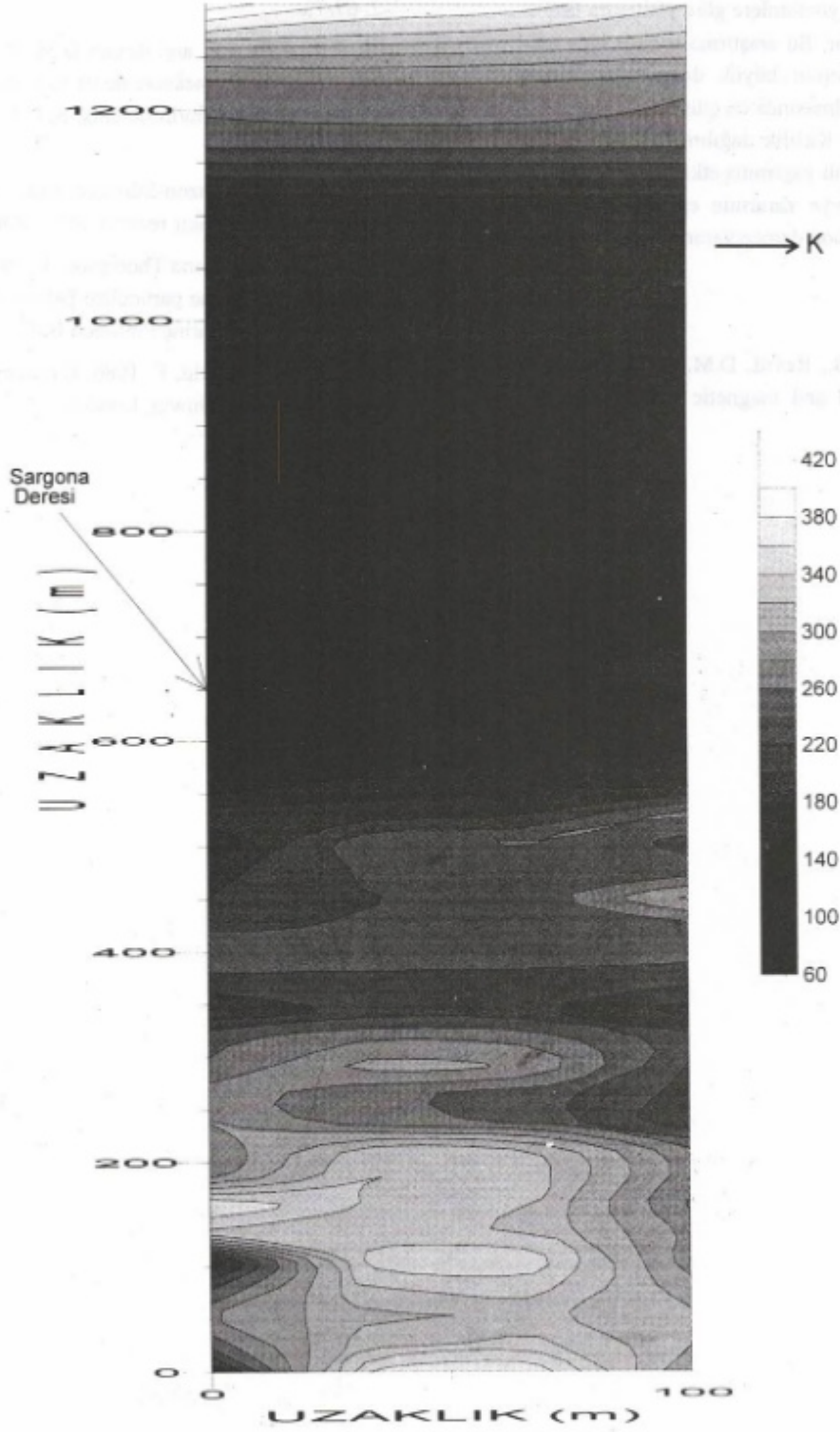
Fig. 3. A diagram showing the magnetic susceptibility variation versus the metal tailing ratios of flotation unit. The magnetic susceptibility values yield SI when multiplied by $4\pi \times 10^{-6}$.

Çizelge 1. Jeokimyasal analiz sonuçları ve ağır metallerin deniz suyundaki normal değerleri.

Table 1. The results of geochemical analysis and normal values of heavy metals in sea water.

Örnek Türü	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)
Temiz kum	80	110	330
Deniz (Temiz Bölge)	90	115	338
Deniz (Kirlili Bölge)	1119	1095	789
Dere (Kirlili Bölge)	1200	1115	1146
Deniz suyundaki			
Normal değer	$5 \cdot 10^{-10}$	$3 \cdot 10^{-11}$	$2 \cdot 10^{-9}$

ile ortaya konulabileceği gösterilmiştir. Gerek dere üzerinde, gerekse deniz tabanından alınan örnekler üzerinde yapılan manyetik duyarlık ölçümleri kirliliğin boyutlarını çok iyi bir şekilde ortaya koymuştur. Elde edilen sonuçlar işletmenin çevreyi büyük oranda kirlittiğini ve kirliliğin geniş bir alana yayılmış olduğunu göstermektedir.



Şekil 4. Deniz tabanından alınan örneklerin ölçülen manyetik duyarlık kontur haritası. Manyetik duyarlık değerleri $4\pi \times 10^{-6}$ SI'dır.

Fig. 4. Magnetic susceptibility contour map of the values measured over the samples taken from the sea floor. The magnetic susceptibility values yield SI when multiplied by $4\pi \times 10^{-6}$.

Manyetik duyarlık ölçümlerinin çok hızlı uygulanabilir ve ucuz olması diğer yöntemlere göre yöntemin üstünlüğünü ortaya koymaktadır. Bu araştırma sonucu elde edilen bilgilerden, bu yöntemin büyük denizel havzaların kirlilik haritalarının çıkarılmasında ön etüt olarak kullanılabileceği ortaya çıkmıştır. Kirlilik dağılım haritalarının çıkarılmasının, kirliliğin canlı yaşamına etkisinin en aza indirilmesi ve atıkların çevreye zararının en aza indirilerek depolanması bakımından son derece yararlı olacağı açıktır.

KAYNAKLAR

- Beckwith, P.R., Ellis, J.B., Revitt, D.M. and Oldfield, F. 1986, Heavy metal and magnetic relationships for urban source sediments. *Phys. Earth Planet Interiors* 42, 67-75.
- Beckwith, P.R., Ellis, J.B. and Revitt, D.M. 1990, Applications of magnetic measurements to sediment tracing in urban highway environments. *Sci. Total Environment* 93, 449-463.
- Gümrükçü, A. 1974, Trabzon-Sürmene-Kutlular maden sahasının jeoloji ve bakır rezervi. MTA Raporu.
- Scoullou, M., Oldfield, F. and Thompson, R. 1979, Magnetic monitoring of marine particulate pollution in the Elefsis Gulf, Greece. *Marine Pollution Bull.* 10, 287-291.
- Thompson, R. and Oldfield, F. 1986, *Environmental Magnetism*. Allen and Unwin, London.

BATI ANADOLU BÖLGESİNDE KODA DALGALARININ SOĞURULMASI

Attenuation of Coda Waves in Western Anatolia

Aybige AKINCI*, A.Güngör TAKTAK* ve Semih ERGİNTAV**

ÖZET

Bu çalışmada Batı Anadolu bölgesinden alınmış deprem verilerinin koda dalgaları kullanılarak bölgedeki soğurulmanın diğer bir değişle Q_c parametresinin elde edilmesi amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda TÜBİTAK Gebze (GBZE) istasyonunda üç bileşende sayısal olarak kaydedilmiş olan 1987 ve 1992 tarihlerin arasında $37^{\circ}41'N$ enlem ve $27^{\circ}31'E$ boylamlarında oluşmuş yaklaşık 116 depreme ait veri kullanılmıştır.

Bölgedeki koda Q_c Aki (1969) tarafından modellenmiş ve Aki ve Chouet (1975) tarafından geliştirilmiş olan tek saçılma modeli kullanılarak incelenmiştir. Merkez frekansları 1.5, 3, 6, 8, 10 Hz olan Butterworth süzgeci kullanılarak süzgeçlenmiş, sismogramların koda dalga genliklerinin eğimlerinden bölgedeki koda dalgalarının soğurulması hesaplanmıştır. Hesaplanan $Q_c(f)$ değerleri hem zamanın (30-190 s) hem de frekansın (1.5, 10 Hz) fonksiyonu olarak elde edilmiştir. Tüm bölge için erken koda dalgaları kullanılarak ($t < 100$ s) elde edilmiş koda Q değerlerinin frekans ile olan ilişkisi, 30 s kesme zamanı için $Q_c(f) = 50.7 f^{1.01}$, geç koda dalgaları kullanılarak ($t > 100$ s) elde edilmiş Q_c değerlerinin frekans ile olan ilişkisi, 190 s kesme zamanı için $Q_c(f) = 183.2 f^{0.76}$ şeklinde bulunmuştur. Bölgede elde edilen Q_c değerlerinin zamana ve frekansa bağlı olduğu saptanmıştır. Daha sonra bölgenin kuzey kısmının 4 küçük alt bölgeye ayrılması ile daha ayrıntılı incelenmesi amaçlanmıştır. III numaralı alanı karşılık gelen bölge en yüksek soğurulma değerini sunmakta ve İzmir-Ankara ofiyolit zonu sınırına karşılık gelmektedir. IV. alana karşılık gelen bölgede ise Q_c değerleri kesme zamanı ile düzensiz bir değişim sunmaktadır. Bu düzensizlik ve süreksizlik bu bölgede var olabilecek bir düşük hız zonuna karşılık gelebilir.

ABSTRACT

By analyzing the decay of coda wave amplitude, we have determined coda Q_c in the Western Anatolia (Turkey). Using the Single Isotropic Scattering Model, we analyzed 116 earthquakes which were registered at the GEBZE station, by using five narrow frequency bands centered at 1.5, 3, 6, 8, and 10 Hz. Coda Q values were obtained using different lapse times, between 30 to 190 seconds, in steps of 10 seconds. It is found the coda Q_c for Western Anatolia varies with frequency and lapse time. For a lapse time of 30 seconds, the frequency dependence of Q_c is $Q_c(f) = 50.7 f^{1.01}$ and for a lapse time of 190 seconds, it is $Q_c(f) = 183.2 f^{0.76}$. In this region, the exponential value of the Q_c frequency dependence is practically constant, between 0.7 and 1.0. The obtained coda Q_c values were consistent with other Q_c values estimations for in different regions of the world.

To investigate the attenuation better, the whole area were divided into the four small regions. In spite of one station in Gebze, it has been tried to determine attenuative characteristics of different regions. Therefore, there was a chance to indicate and compare the regions that represent more attenuative crust than others. The Q_c determinations from the earthquakes which occurred in region-III around İzmir-Ankara ophiolitic zone (39.00° - $30.50^{\circ}N$, 28.00° - $29.00^{\circ}E$) represent higher attenuation structure than others. In the area-IV, Q_c values have not indicated regular increase with lapse time and showed strong differences with depth. This could be interpreted as a presence of a low velocity layer in the crust.

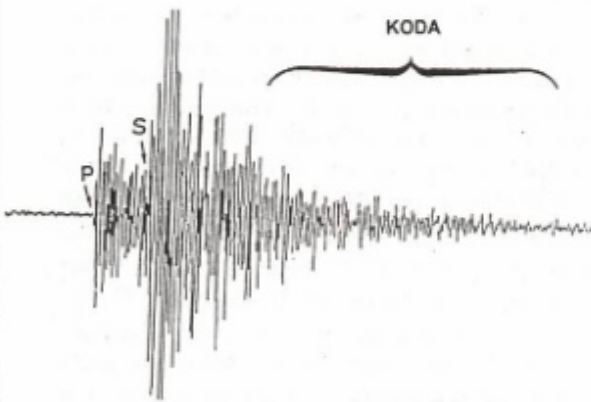
* DEÜ Müh. Fak. Jeofizik Müh. Böl., 35100 Bornova, İzmir.

** TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi, Yer Bilimleri Böl. Gebze-Kocaeli.

GİRİŞ

Bir bölgede var olan sismik riskin ortaya çıkartılması iki önemli olayın incelenmesine bağlıdır. Bunlardan birincisi kaynağa ait parametrelerin, ikincisi ise ortama ait parametrelerin elde edilmesidir. Ortama ait parametreler yine kendi içinde ortamın hız yapısı ve ortamın soğurma özellikleri olarak sınıflandırılan, iki önemli bölüme ayrılır. Sismik soğurma kavramı Knopoff (1964) tarafından tanımlanan ve kalite faktörü olarak isimlendirilen Q parametresi ile başlar. Q parametresi, sismik dalgaların yayılımı esnasında ortamın geometrik yayılma etkisinden bağımsız olarak, sismik dalga genliklerinde oluşan azalımın boyutsuz ifadesidir. Sismik dalgaların bir ortamdaki soğurulması, hem yerçi malzemenin elastik olmayan davranışı sonucu ortamda ilerleyen dalganın enerjisinin ısıya dönüşümünün, hem de ortamdaki saçıcı kütlelerin oluşturduğu heterojenitenin bileşimi şeklinde tanımlanabilir.

Sismik dalgaların soğurulması, ilgilenilen frekans bandına bağlı olarak çok sayıda farklı yöntemin kullanılması ile elde edilebilir. 0.75 ile 25 Hz frekansları arasındaki sismik dalgalar oldukça heterojen bir yapıdaki kabuk ve üst manto bölgesini örnekleyebilirler. Dolayısı ile bu frekanslar arasında Q_c 'nin frekansa bağımlılığı söz konusudur. Bir bölgenin soğurma yapısı hakkında koda dalgaları oldukça güvenilir sonuçlar verebilmektedir. Koda dalgalarının oluşum mekanizması ortamın heterojenitesine (bölgede çok sayıda saçıcı cismin bulunması), kabuk ve üst manto bölgesindeki saçıcı kütlelerin oluşturduğu bir mekanizma ile açıklanabilir. Sonuç olarak incelenen bölgedeki saçıcıların oluşturduğu farklı frekanslardaki birden fazla dalganın süperpozisyonu şeklinde oluşan koda dalgaları, bölgesel kısa periyot sismogramlarında P ve S dalgalarından sonra oluşan kuyruklar biçiminde gözlenir (Şekil 1).



Şekil 1. Bir sismogramda koda dalgalarının tanımı ve gösterimi.

Fig. 1. Description of coda wave on a seismogram.

Yüksek frekans sismogramlarının oluşturulması çok sayıda parametre gerektirdiğinden, deterministik yaklaşımlar ile kısa periyot sismik kayıtlardan soğurulma ölçümünün yapılması zordur. Yüksek frekanslı sismik dalgalar üzerinde ilk çalışma Aki (1969) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada bölgesel depremlerin koda dalgalarının hem kaynak, hem de ortam etkileri hakkında bilgi taşıdığı ve bu dalgaların kullanılması sonucu Q parametresini nasıl elde edilebileceği tanımlanmıştır. Bu noktadan hareketle, Aki (1969), Aki ve Chouet (1975), Aki (1980 a,b) tarafından koda dalgalarının yayılımı ve oluşumu üzerine olası modeller (Tek saçılma modeli ve difüzyon modeli) geliştirilmiştir. Tek saçılma modeli; saçılmış dalga alanını zayıf olarak kabul ederek, Born yaklaşımını kullanır ve dalga alanı birden fazla saçıcı ile karşılaştığında ikinci bir dalga alanı üretmez. Difüzyon modelinde sadece ikincil dalga alanı incelenir ve geriye hiçbir enerji kalmaz, diğer bir tanımlama ile ortam şiddetli saçılım oluşturacak yapıdadır. Bu neden ile Dainty ve Toksöz (1981) bu modelin yeryüzü koşullarında uygulanmasının olası olmadığını, sadece Ay ortamında ve koşullarında uygulanabileceğini belirtmişlerdir. Daha sonra bu yaklaşımlar Gao ve diğ. (1983 a, b) tarafından geliştirilmiş ve ortamda birden fazla saçıcı göz önüne alınarak çoklu saçılma modeli geliştirilmiştir. Tek saçılma modeli günümüze kadar oldukça yaygın uygulanmış bir modeldir (Pulli 1984, Del Pezzo and Scarcella 1986, Haskov ve diğ. 1989, Ibanez 1990).

Bir bölgedeki Q_c değerleri o bölgedeki elastik olmayan soğurulmanın (Q_a) ve saçılımından ileri gelen soğurulmasının (Q_s) toplamından oluşmaktadır. Bu iki değişkenin birbirinden ayrılması oldukça önemlidir ve her ikisinin de frekansa bağlı olarak elde edilmesi amacı ile son yıllarda birçok yaklaşım ve model (Örneğin; Energy Flux Model, Frankel ve Wenerberg 1987, Multiple Lapse time window analysis, Hoshiba 1991) kullanılmış, Q_s - Q_a ayırımı yapılmaya çalışılmıştır (Hoshiba ve diğ. 1991, Mayeda ve diğ. 1991 ve 1992, Fehler ve diğ. 1992, Hoshiba 1993, Akıncı ve diğ. 1995). Bu çalışmalara göre, Q bir bölgenin kabuk yapısındaki düzensizliği açıklayan, tektonik olarak aktif ve durağan bölgelerin ayırımını en iyi gösteren değişkendir. Ancak; bölgenin soğurma yapısı hakkında ayrıntılı bilgi verememektedir. Örneğin, Akıncı ve diğ. (1994) Batı Anadolu ve Ibanez (1990) Güney İspanya bölgelerinde Q_c değerlerini aynı bulmalarına rağmen, Akıncı ve diğ. (1995) Q_s - Q_a ayırımı yapıldıktan sonra her iki bölgenin oldukça farklı Q_s değerlerine ve yapısına sahip olduğunu göstermişlerdir. Sonuç olarak elde edilen Q_c sadece bir bölgenin aktif olup olmadığını gösteren ve diğer bölgeler ile karşılaştırma imkanı sağlayan bir parametre olarak düşünülmelidir.

Bu çalışmada ilk aşama olarak son yıllarda oldukça rağbet gören tek saçılma modelini kullanarak, Batı Anadolu bölgesinin soğurma özellikleri koda dalgaları yardımı ile frekansın ve zamanın fonksiyonu olarak elde edilmiştir.

TEK SAÇILMA MODELİ

Kabuk çalışmaları ya da deprem parametrelerinin incelenmesi, yatay ve homojen bir yeraltı modeli düşüncesi-ne dayalı olarak yapılmaktadır. Bu yaklaşım, yer kabuğunun sığ kesimleri tarafından kontrol edilen uzun periyodlu dalgalar için uygun görülmektedir. Sismolojide son yıllarda oldukça sık karşılaştığımız bir çok problemten birisi de, iki boyutlu yanal değişim içeren bir ortamda ilerleyen sismik dalgaların incelenmesi için özel bir yaklaşımın geliştirilmesidir. Bu problem gerçekte zor gözükmemekte ise de, son yıllardaki istatistiksel yaklaşımlar ile bu zorluklar çözülmeye çalışılmaktadır. Şüphesiz verilen bir sismogramın büyük bir bölümü istatistiksel anlamda çözülemez. Çünkü bunların karakterleri ancak kaynak-alıcı arasında ilerleyen ışınların deterministik modellenmesi ile analiz edilebilir. Böylece tam anlamı ile bir istatistiksel tanımlama yatay heterojeniteye bağlı olarak sismogramda var olabilecek geri saçılmış dalgalar için kullanılabilir. Eğer yer kabuğunun heterojen bölümü, birincil dalgaların gelişlerine bağlı olarak oluşan ikincil dalgaları oluşturuyor ise saçılmış dalgalar, bu ikincil dalgaların üst üste binmesinden oluşan bir çok bağımsız olayın toplamı şeklinde düşünülebilir. Saçılma problemleri için sismik verilerin incelenmesi, bölgesel depremlerin S fazını takip eden koda dalgalarında merkezlenmektedir. Küçük bölgesel depremlerde gözlenen yüksek frekanslı koda dalgaları, kaynak-alıcı civarındaki bölgede bulunan değişik heterojen saçıcılar ile karşılaşan birincil dalgalar ve yüksek modlu dalgaların toplamından oluşmaktadır.

Aki (1969), koda dalgalarının yeryüzündeki rastgele dağılım gösteren birçok saçıcıdan geri saçılmış dalgaların bileşimi olduğunu önermiştir. Bu modele göre, r uzaklığındaki bir saçıcı kütlede istasyona geri saçılmış dalganın ω açılal frekansındaki yer değiştirme spektrumu $\phi(\omega, r)$ olsun ve birim hacimde N tane saçıcı olduğunu kabul edelim. Bir $(r, r+\Delta r)$ mesafesinde, ve $(t, t+\Delta t)$ varış zamanındaki tüm geri saçılmış dalgaların taşıdığı enerji, dalgaların güç spektrumunun Δt ile çarpımına eşittir ve aşağıdaki şekilde ifade edilir.

$$P(\omega, t) \Delta t = \sum |\phi(\omega)|^2 = (dN/dr) \Delta r |\phi(\omega, r)|^2 \quad (1)$$

Burada, r_n istasyondan n saçıcıya olan uzaklıktır.

Birim saçıcıların yoğunluğunun σ olduğu ve $(r, r+\Delta r)$ olmak üzere küresel kabuktaki saçıcıların sayısının ise $(dN/dr) \Delta r = 4\pi\sigma r^2 \Delta r$ olduğu kabulünü yaparak, (1) bağıntısından aşağıdaki eşitliğe geçilebilir.

$$P(\omega, t) \Delta t = |\phi(\omega r)|^2 4\pi\sigma r^2 \Delta r \quad (2)$$

Bu eşitliğe hacim dalgalarının yayılma faktörü ve soğurulma parametresi katılarak, $r=vt/2$, $dr=v\Delta t/2$ olacak şekilde

$$P(\omega, t) = |\phi(\omega r)|^2 8 r_0^4 \pi \sigma v^{-1} t^{-2} e^{-\omega t/Q_c(\omega)} \quad (3)$$

eşitliği elde edilir. (3) eşitliği basit formda

$$P(\omega, t) = C(\omega) t^{-m} e^{-\omega t/Q_c(\omega)} \quad (4)$$

şeklinde yazılabilir. Buradaki m, geometrik yayılma faktörüdür ve kuramsal olarak yüzey dalgaları için $m=1$, hacim dalgaları için $m=2$ olarak alınır. (4) eşitliğinde tüm kaynak terimleri $C(\omega)$ parametresinin içinde toplanmıştır. (4) eşitliği aşağıdaki eşitlikten yararlanılarak dar-band-geçişli bir süzgeç ile süzgeçlenmiş sismogramdaki koda dalgalarının RMS genlikleri ile ilişkilendirilebilir:

$$A(\omega, t) = 2 [2P(r, \omega, t) \Delta f] \quad (5)$$

Buradaki Δf , ω merkez açılal frekansı olmak üzere, süzgecin band genişliğidir. Eğer (4) eşitliğini (5) eşitliğinde yerine koyarsak, ($m=1$ için)

$$A(\omega, t) = C(\omega) t^{-1} e^{-\omega t/2Q_c(\omega)} \quad (6)$$

bağıntısını elde ederiz. Buradaki $C(\omega)$ terimi kaynak faktörü olarak isimlendirilir. (6) eşitliğinin doğal logaritmasının alınması ile açılal frekansın fonksiyonu şeklinde Q_c değerleri elde edilir. Böylece (6) denklemini aşağıdaki şekilde tekrar düzenlenirse;

$$\ln [A(\omega, t) \cdot t] = C - [\omega t / 2Q_c(\omega)] \quad (7)$$

elde edilir. (6) denklemindeki, $C(\omega)$ terimi sadece frekansa bağlıdır ve dar-band-geçişli süzgeç kullanılarak elde edil-

miş sismogramlar kullanıldığı takdirde sabit bir C değeri olarak alınabilir. (7) eşitliğinde görüldüğü gibi $\ln[A(\omega, t)]$ ve t arasında doğrusal bir ilişki vardır ve eğim $-\omega/2Q_c$ (ω)'ya eşittir.

Buradan elde edilen Q_c değerleri ortamdaki $Q_a(\omega)$ anelastik soğurulmanın, (enerjinin ısıya dönüşümü sonucu oluşur) ve $Q_s(\omega)$, saçılım soğurulmasının (ortamın heterojenitesine bağlı olarak oluşur), etkilerini taşımaktadır. Aki ve Chouet (1975) tarafından geliştirilen koda dalga kuramı kaynak ile alıcıyı aynı noktada kabul eder. Bu varsayım birincil dalgalardan uzun süre sonra kayıtlarda gözlenen (depremin başlangıç zamanından ölçülmek koşulu ile yaklaşık $2 \cdot t_s$ zamanından sonra) koda dalgaları üzerinde doğru sonuç vermektedir. Ancak bazı durumlarda, örneğin sismogram sonlarındaki sinyal/gürültü oranının düşük olması, yada verinin yeterince uzun kayıt edilemeyip kesilmesi durumunda, $2 \cdot t_s$ koşuluna bağlı kalınarak koda dalgalarının uzak episantr verilerinde gözlenmesi oldukça güç olmaktadır ve kaynak alıcı uzaklığının hesaba katılması gerekmektedir. Bu durumlar için Sato (1977) tarafından tek saçılma modeli genelleştirilmiş ve özellikle 100 km'den daha fazla kaynak-alıcı mesafesi içeren verilerin soğurulma hesapları için uygulanmıştır. Tekli Yönsüz Saçılma (Single Isotropic Scattering-SIS) olarak isimlendirilen bu model,

$$A(\omega, t) = C(\omega) K(r, a) e^{-\omega/2Q_c} \quad (8)$$

ile tanımlanır. $K(r, a)$ 'in açık tanımı,

$$K(r, a) = (1/r) \left[(1/a) \ln(a+1) / (a-1) \right]^{0.5} \quad (9)$$

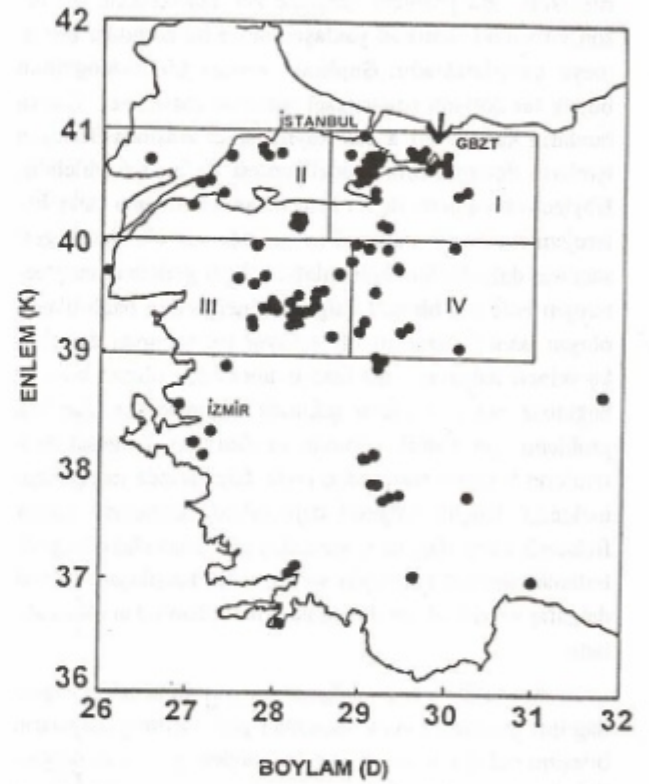
biçimindedir. Buradaki $K(r, a)$; S dalgasına yakın kesme zamanında (t_c) artan koda dalga genliklerinin etkisini içermekle, r ; kaynak alıcı uzaklığını, $a = t/t_s$ ile verilen eşitlikte t_s ; S dalga hızını göstermektedir. (8) eşitliğinden görüldüğü gibi $\ln[A(r, \omega, t)/K(r, a)]$ ve t arasında doğrusal bir ilişki vardır ve bu doğrusal ilişkiden elde edilen eğim $-\omega/2Q_c$ (ω)'ya eşittir ve $Q_c(\omega)$ kolaylıkla hesaplanabilir.

VERİ SEÇİMİ VE İŞLENMESİ

Bölgenin soğurulma özelliğini ortaya çıkartmak amacı ile çalışmada kullanılan veriler 1987-1992 dönemine ait olmak üzere, TÜBİTAK-GBZT üç bileşen (1 Hz-Mark L-4C) sayısal kayıt istasyonundan sağlanmıştır. 37° - 41° K enlem ve 27° - 31° D boylamlarında Batı Anadolu ve Güney Marmara'da kullanılan depremlerin episantr haritası Şekil

2'de verilmiştir. GBZT istasyonuna ait verilerin örnekleme-si saniyede 25 örnek olarak yapılmaktadır. Kullanılan depremlerin magnitüdüleri 3.3 ile 5.5 arasında, episantr mesafeleri ise 50-350 km arasında değişmektedir. Analiz edilen depremlerin çoğu sığ odaklı olup, derinlikleri 5-10 km arasındadır. Veri olarak, sinyal/gürültü oranı yüksek 116 deprem verisi kullanılmıştır.

Bu geniş magnitüd ve episantr aralığı bize hem uzun, hem de kısa kesme zamanlarında koda eğim ölçümü yapabilmemize izin verir niteliktedir. Örneğin; kısa episantr uzaklığında küçük magnitüdü bir deprem için 25 s den 60 s ye kadar koda eğim ölçümünün yapılması olanaklıdır. Diğer taraftan, uzun episantr uzaklığındaki sahip büyük



Şekil 2. Q_c analizi için kullanılan depremlerin episantr haritası ve incelenen bölgenin 4 küçük alt bölgeye bölünmesi ile Q_c analizi yapılan deprem verilerinin episantr lokasyon haritası. Gebze (GBZT) istasyonu haritada üçgen ile gösterilmiştir.

Fig. 2. The epicenters of the earthquakes studied for coda Q_c analysis. Map of the whole area, Northwestern Anatolia was divided into four small subregions. The Gebze (GBZT) station is shown on map by a triangle.

magnitüdü bir deprem için 100 s den 200 s ye kadar koda eğim hesabı yapılabilir. Kesme zamanı, örneklenen ve incelenen bölgenin genişliği ve büyüklüğü ile ilişkilidir. Daha açık bir tanımlamayla verilen bir kesme zamanında koda oluşumundan sorumlu saçıcılar, bir yüzey kaynak için aşağıdaki eşitlik ile tanımlanan yüzey projeksiyonuna sahip bir elipsoidin yüzeyinde konumlanırlar, (Pulli, 1984);

$$x^2/(vt/2)^2 + y^2/[(vt/2)^2 - R^2/4] = 1 \quad (10)$$

buradaki R kaynak-alıcı mesafesi, v ortam hızı (S dalgaları için 3.5 km/sn alınabilir) t, kesme zamanı, x ve y yüzey koordinatlarıdır. Örneğin; 15 km episantr uzaklığındaki bir depremde, kesme zamanı 40's deki koda dalgaları, maksimum 100 km'lik bir uzaklık, 50 km'lik bir derinlikte ve toplam 15,000 km² lik bir yüzeyde konumlanan saçıcılar-dan etkilenmektedirler.

Veri analizi sırası ile aşağıdaki şekilde yapılmıştır;

1) Sinyal/gürültü (S/G) oranı 3'ten büyük olan depremler, diğer bir ifade ile gürültü içeriği az olan deprem kayıtları seçilmiştir.

2) Sismogramlar band geçişli Butterworth süzgeci ile süzgeçlenmiş, analiz sırasında Çizelge 1'de verilen süzgeç parametreleri kullanılmıştır.

3) (8) eşitliğinden yararlanılarak ve 2 saniye genişliğindeki kayan pencere, 1'er saniye aralıklar ile kaydırılarak süzgeçlenmiş verilerin RMS (Root Mean Square) genlikleri hesaplanmıştır.

4) Elde edilen $A(r,\omega,t)$ fonksiyonu daha sonra $1/K(r,a)$ terimi ile çarpılarak eşitliğin doğal logaritması alınmıştır. Hesaplanan $[A(r,\omega,t)/K(r,a)]$ eşitliği, t_c kesme zamanı ile değişmektedir (Şekil 3).

Çizelge 1. Koda analizinde kullanılan süzgeç parametreleri.

Table 1. Filter parameters used for coda wave analysis.

Band	Alçak frek.	Merkez frek.	Yüksek frek.
1	1.163	1.5	1.837
2	2.325	3.0	3.675
3	4.650	6.0	7.350
4	6.200	8.0	9.800
5	7.750	10.0	12.247

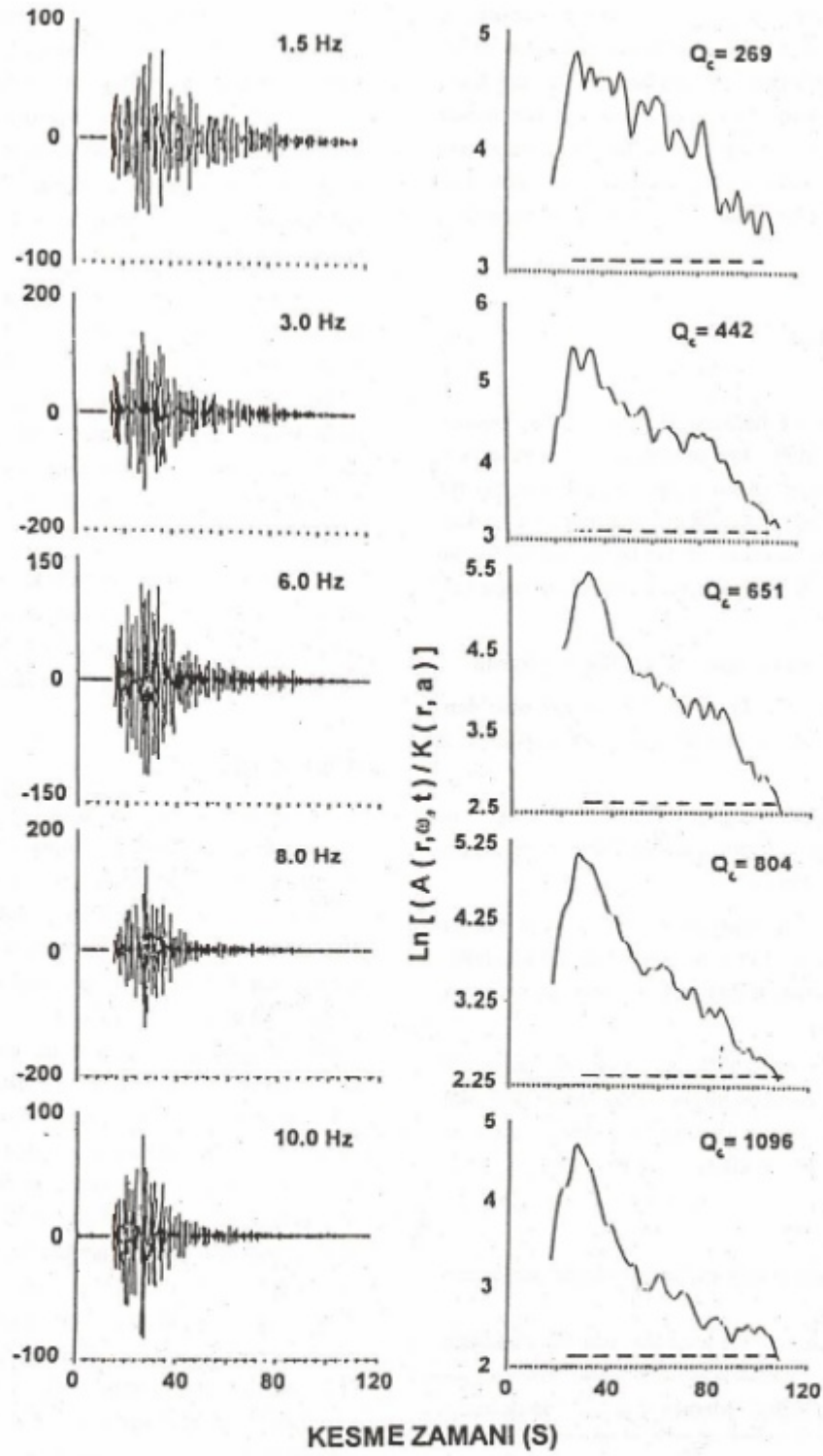
5) $[A(r,\omega,t)/K(r,a)]$ ve t_c arasındaki doğrusal ilişkinin oluşturduğu eğimden, $-\omega/2Q_c$, Q_c değerleri elde edilir. Genliğin maksimum olduğu nokta başlangıç noktası minimum olduğu nokta bitiş noktası olmak üzere ve başlangıç noktası sabit kalmak koşulu ile depremin başlangıç zamanından ölçülerek alınan t_c zamanı, bu aralık üzerinde 10 s'lik kaydırmalar ile sismogram sonuna kadar kaydırılarak Q_c değerleri hesaplanır.

6) Bu işlem, tüm veriler için tek tek yapıldıktan sonra, her kesme zamanına karşılık gelen Q_c değerlerinin ortalamasının alınmasıyla, zamanın (30-190 s) ve frekansın (1.5-10 Hz) fonksiyonu şeklinde Q_c değişimi elde edilir. Kullanılan veriler farklı episantr uzaklıklarında olduklarından farklı kesme zamanlarında farklı sayıda veri kullanılmıştır. Kullanılan veri sayısının kesme zamanına bağlı olarak değişimi Şekil 4'te verilmektedir.

En küçük kareler yöntemi kullanılarak, eğimden elde edilen Q_c değerleri; ilişki katsayısı 0.85 ve daha yukarısındaki verilerden seçilerek alınmıştır. her Q_c 'daki hata hesaplamaları ise standart sapma kullanılarak elde edilmiştir.

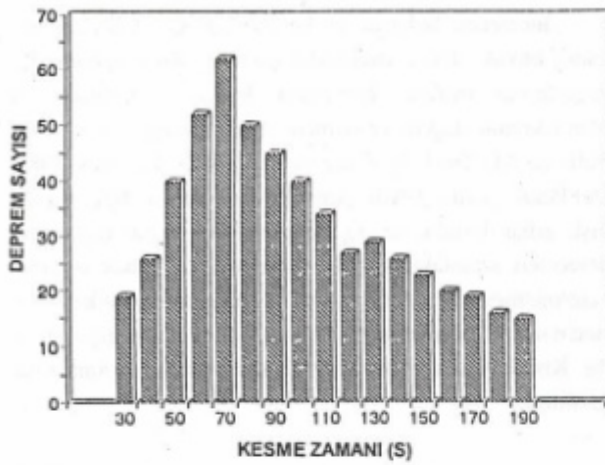
SONUÇLAR

Bir önceki bölümde anlatılan tüm işlemler sırası ile uygun S/G oranını sağlayan toplam 116 veriye uygulanmış ve bölgenin ortalama Q_c değeri frekansa (1.5-10 Hz) ve zamana (30-190 s) bağlı olarak hesaplanmıştır (Çizelge 2). Hesaplanan Q_c değerleri $1000/Q_c$ şeklinde frekansın fonksiyonu olarak Şekil 5a'da verilmiştir. Şekil 5a'da iki olay dikkati çekmektedir; birincisi Q_c değerlerinin frekansa bağlı olarak artması, ikincisi ise düşük frekanslara doğru Q_c değerlerindeki büyük saçılımdır. Bu saçılma koda dalgalarının kesme zamanına; daha açık tanımlamayla, pencere aralığının artmasına bağlı olarak değişik Q_c değerleri elde edilmesi şeklinde yorumlanmalıdır. Diğer bir deyişle, Q_c değerlerindeki zamana (t_c), bağlı değişim, bölgede derinlikle soğurulmanın değiştiğini belirleyen bir ilişkiyi ortaya çıkartmaktadır (Pulli 1984, Ibanez ve diğ. 1991). Şekil 5a'da görülen Q_c değerlerindeki saçılma, kullanılan verilerin geniş bir alan üzerinde incelenmesi nedeni ile oluşmaktadır. Hesaplanan ortalama Q_c değerleri (10) eşitliğine göre, 30 s kesme zamanında ve 100 km episantr uzaklığına sahip deprem verileri kullanılarak elde edilen Q_c değerleri 20-25 km derinliğindeki bir alandan, 70 s kesme zamanında ve 150 km episantr uzaklığına sahip deprem verileri kullanılarak elde edilmiş Q_c değerleri ise 100-110 km derinlikteki bir alandan elde edilmiş olmaktadır, bu büyüklükteki bir hacimde Q_c değerlerinin oldukça farklı değerler göstermesi doğaldır.



Şekil 3. Q_c analizi için bir örnek. Gebze istasyonunda kaydedilmiş episantır mesafesi 82 km olan bir deprem verisi (her sis-mogramın sağında verilen RMS koda genlikleri $\ln[A(r, \omega, t)/K(r, a)]$ tanımlaması ile verilen ve zamana göre değişen genliklerdir).

Fig. 3. Example of coda Q_c measurements. This record is for Gebze (GBZT) station, and the epicentral distance is 82 km: To the right of each filtered seismogram is shown the quantity $\ln[A(r, \omega, t)/K(r, a)]$ versus lapse-time, t .



Şekil 4. Kesme zamanı 10 s aralıklar ile elde edilen Q_c 'lar için kullanılan deprem verisi sayısının değişim grafiği.

Fig. 4. Distribution of lapse times for 10 sec intervals versus the number of observations.

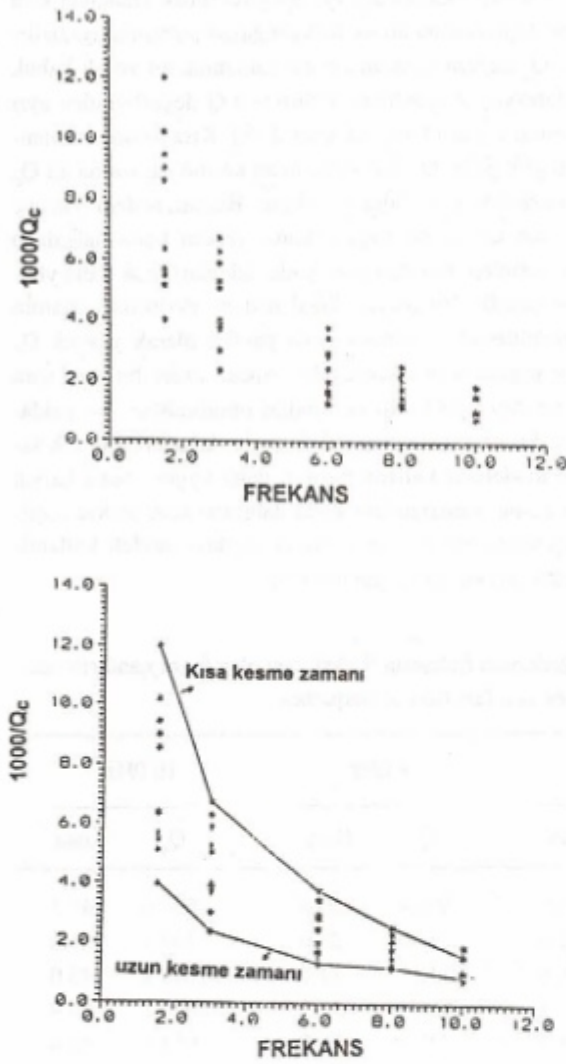
Çizelge 2. Farklı kesme zamanlarında elde edilen kalite faktörü, Q_c değerlerinin frekansın fonksiyonu olarak gruplandırılması.
Table 2. Classification of quality factors (Q_c) for different lapse times as a function of frequency.

$t_c(s)$	1.5Hz		3.0Hz		6.0Hz		8.0Hz		10.0Hz	
	Q_c	Hata	Q_c	Hata	Q_c	Hata	Q_c	Hata	Q_c	Hata
30	83.1	9.2	148.5	17.7	267.0	25.9	396.4	29.8	634.0	49.3
50	106.8	12.2	189.6	13.7	340.5	21.9	434.0	26.6	547.1	31.6
70	111.7	10.6	197.6	11.2	408.6	26.6	553.3	31.7	648.9	43.0
90	157.1	12.3	261.3	13.7	499.8	29.1	658.3	34.3	927.3	55.9
110	182.4	12.2	251.1	11.4	581.7	37.3	772.1	38.2	961.6	40.4
130	176.1	13.9	271.1	13.5	588.0	24.9	836.8	27.5	1271.5	66.0
150	195.0	13.2	335.8	14.1	635.7	24.5	756.4	24.0	1000.3	54.3
170	232.8	10.3	373.7	11.4	714.7	21.9	827.9	26.8	1153.3	61.7
190	251.0	9.7	427.7	13.0	759.3	26.8	800.0	39.5	1168.7	44.6

Çizelge 3. I-II-III ve IV. bölgelerde elde edilen Q_0 ($f=1$ Hz) değerlerinin zamanın ve frekansın fonksiyonu olarak sınıflandırılması.

Table 3. Coda Q_0 ($f=1$ Hz) values as a function of lapse time and frequency in regions I-II-III and IV.

Zaman (s)	1. Bölge		2. Bölge		3. Bölge		4. Bölge	
	Q_0	n	Q_0	n	Q_0	n	Q_0	n
30	50.91	1.0	-	-	35.44	1.16	54.15	0.92
40	78.55	0.77	64.01	0.94	54.09	0.93	104.89	0.67
50	84.19	0.88	52.22	0.91	69.01	0.88	198.35	0.28
60	78.34	1.0	63.54	0.87	51.24	0.99	72.60	0.82
70	90.101	0.99	86.01	0.80	65.08	0.94	62.97	0.98



Şekil 5. Q_c değerlerinin frekansın fonksiyonu olarak değişimi. Veri saçının gösteren bir dağılım sunmaktadır.

Uzun ve kısa kesme zamanlarına karşılık gelen Q_c değerlerinin frekansın fonksiyonu olarak değişimi. Kısa kesme zamanlarında ($t < 100$ s) elde edilen Q_c değerlerinin, $Q_c(f) = 57.7 f^{1.01}$, ve uzun kesme zamanlarında ($t > 100$ s) elde edilen Q_c değerlerinin frekansın fonksiyonu $Q_c(f) = 183.2 f^{0.76}$ şeklinde elde edilmesi.

Fig. 5. Plot of all Q_c measurements as a function of frequency. Data show the scattered Q_c distribution. Plot of coda Q_c measurements as a function of frequency for long and short lapse times. While the measurements at short-lapse times ($t < 100$ sec) obey the relationship $Q_c(f) = 57.7 f^{1.01}$ the measurements at long-lapse times ($t > 100$ sec) obey the relationship $Q_c(f) = 183.2 f^{0.76}$.

İncelenen bölgeye ait hesaplanan Q_c değerleri frekansa büyük ölçüde bağımlılık gösterir. Bir bölgedeki Q_c değerlerinin frekansa bağımlılık derecesi o bölgede var olan tektonik aktivite ve sismisite ile ilişkilidir (Aki 1980 a. Pulli ve Aki 1981, Roecker ve diğ. 1982, Van Eck 1988, Del Pezzo ve diğ. 1990). Artan kesme zamanı, diğer bir deyişle artan derinlik ile Q_c değerlerinin frekans bağımlılık dereceleri azalmaktadır. Bu, derine doğru indikçe ortamın heterojenitesinin azaldığının ve yer kabuğunun üst kesimlerine nazaran daha homojen bir yapı sunduğunun göstergesidir. Kısa kesme zamanına ait Q_c değerlerinin frekansa bağımlılığı,

$$Q_c(f) = 50.7 f^{1.01} \quad (t_c < 100 \text{ s})$$

eşitliği ile uzun kesme zamanına ait Q_c değerlerinin frekans bağımlılığı ise,

$$Q_c(f) = 183.2 f^{0.76} \quad (t_c > 100 \text{ s})$$

eşitliği ile elde edilmiştir. Görüldüğü gibi, uzun kesme zamanına (kabuğun derinliklerine) karşılık gelen Q_c 'nin frekans bağımlılığı azalmakta, ortam yüzeye göre homojen bir yapıya dönüşmektedir.

Çalışmanın ikinci aşamasında, incelenen bölgenin kuzeyi dört alt bölgeye ayrılmış (Şekil 2) ve her bölge için Q_c değerleri zamanın ve frekansın fonksiyonu şeklinde incelenerek, bölgelerin soğurulma özelliklerinin farklılıklarının ve benzerliklerinin ortaya çıkartılması amaçlanmıştır.

I. Bölgede toplam 34 deprem verisi kullanılarak Q_c değerleri zamanın ve frekansın fonksiyonu olarak hesaplanmıştır. 30 s kesme zamanına karşılık gelen ortalama Q_c değerleri frekansın fonksiyonu olarak $Q_c(f) = 50.91 f^{1.0}$ ve 70 s kesme zamanında $Q_c(f) = 90.1 f^{0.99}$ olarak hesaplanmıştır.

II. Bölge üzerinde toplam 15 deprem kullanılarak elde edilen Q_c değerleri 30 ve 70 s kesme zamanı için frekansa bağlı olarak $Q_c(f) = 64 f^{0.94}$ ve $Q_c(f) = 86 f^{0.80}$ şeklinde, III. Bölgede toplam 26 veri kullanılarak elde edilen frekans bağımlı Q_c değerleri 50 s ve 60 s kesme zamanlarında $Q_0(f=1\text{Hz})$ sırasıyla 69 ile 51 olarak bulunmuştur. IV. Bölgede ise Q_0 değerleri kesme zamanı ile düzenli bir artış olmadan, 50 s kesme zamanından sonra gözle görülür derecede bir azalma göstermektedir. Dört bölge için Q_0 değerlerinin frekansa ve zamana bağlı olarak değişimi Çizelge 3 de verilmiştir. En yüksek soğurulma III. Bölgeye karşılık gelen alan üzerinde saptanmıştır ve bu bölge İzmir-Ankara ofiyolit zonu sınıma karşılık gelmektedir. Zamana

bağlı olarak gözlenen düşük Q_c değerleri ve uzun-kısa kesme zamanlarına karşılık gelen bu değerlerin yaklaşık olarak aynı derecede yüksek frekans bağımlılıkları; derinlikle ortamın heterojenitesini kaybetmediğini ve soğurulmayı arttıran karmaşık bir yapının, ya da üst manto malzemesinin üst kabuğa yakın olduğunu işaret etmektedir. IV. bölgede ise derinlikle artan Q_c değerlerinde, belli bir derinlikten sonra ani bir düşüş gözlenmektedir. Belli bir derinlikten sonra soğurulma değerlerinde gözlenen bu ani artış, o derinlikte varolabilecek bir düşük hız zonuna veya oldukça aktif bir magmatik sokuluma karşılık gelen bir yapı-zon varlığı ile yorumlanabilir.

Simik ve tektonik açıdan oldukça aktif olan bu bölgede, derinliğe ve tektonizmaya bağlı daha ayrıntılı bilgi edinilmesi için farklı jeofiziksel verilerin bir araya getirilmesi gerekmektedir. Ayrıca Q_c 'nin fiziksel anlamı ortamın saçıcılığına ve elastik olmayan davranışına göre modellenmeli ve daha ayrıntılı olarak incelenmelidir. Tüm bunlar ancak bölgedeki sayısal sismoloji istasyonlarının, yöredeki problemlere bağlı olarak oluşturulacak, yerel sismik ağlarla desteklenmesi ile mümkündür.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmaya yapıcı eleştiri ve önerileri ile katkıda bulunan editörlere teşekkürlerimi sunarız. Çalışmada kullanılan deprem verilerinin sağlanmasına ve kullanımına izin veren TÜBİTAK-Marmara Araştırma Merkezi, Yer Bilimleri Bölümüne teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Aki, K. 1969, Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J.Geophys. Res.*, 74, 615-631.
- Aki, K. ve Chouet, B. 1975, Origin of coda waves; source, attenuation and scattering effects. *J.Geophys. Res.*, 80, 3322-3342.
- Aki, K. 1980 a, Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21, 50-60.
- Aki, K. 1980 b, Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *J.Geophys. Res.*, 85, 6496-6504.
- Aki, K. 1981, Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes, *Bull.Seism. Soc.Am.*, 71, 1687-1700.
- Akıncı, A. 1994, Attenuative Behaviour of Western Anatolia and Southern Spain using single and multiple scattering models. Ph.D.thesis, University of Dokuz Eylül, İzmir-Türkiye.
- Akıncı, A., G. Taktak ve S. Ergintav, 1994a, Attenuation of coda waves in the Western Anatolia. *Phys. Earth Planet. Int.*, 87, 155-165.
- Akıncı, A., Del Pezzo, E., ve Ibanez, J.M. 1995, Geometrical spreading and attenuation of Lg waves: a comparison between Western Anatolia and Southern Spain. *Tectonophysics*, NOS 1-3, 250, 47-60.
- Dainty, A.M., ve Toksöz, N. 1981, A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz. *Geophys. Res. Lett.*, 8, 1126-1128.
- Del Pezzo, E., Ferulano, F., Giarrusso, A. ve Martini, M. 1983, Seismic coda Q and scaling law of the source spectra at the Aeolian Is. Southern Italy. *Bull. Seism. Soc.Am.* 73, 97-108.
- Del Pezzo, E. ve Scarcella, G. 1986, Three-component coda Q in the Abruzzi-Molise region, Central Apennines. *Annales Geophysicae*, 4, 589-592.
- Del Pezzo, E. De Martino S., De Miguel F., Ibanez J.M. ve Sorgente S. 1990, Characteristics of the seismic attenuation in two tectonically active zones of the Southern Europe. *Pure Appl. Geophys.* 135, 91-106.
- Fehler, M., Hoshiba, M., Sato, H. ve Obara, K. 1992, Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy vs hypocentral distance. *Geophys. J. Int.*, 108, 787-800.
- Frankel, A.D. ve Wennerberg, L. 1987, Energy-flux model of seismic coda; Separation of scattering and intrinsic attenuation. *Bull. Seismic. Soc. Am.*, 77, 1223-1251.
- Gao, L.S., Lee L.G., Biswas N.N. ve Aki, K. 1983a, Effects of multiple scattering on coda waves in three dimensional medium. *Pure Appl. Geophys.* 121:3-15.
- Gao, L.S., Lee L.G., Biswas N.N. ve Aki, K. 1983b, Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes, *Bull. Seism. Soc.Am.*, 73, 377-389.
- Haskov, J., Malone, S., McClurg, D. ve Crosson, R. 1989, Coda Q for the state of Washington. *Bull.Seism. Soc. Am.* 79, 1024-1038.
- Hoshiba, M. 1991, Simulation of multiple scattered coda waves excitation based on the energy conservation law. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 67, 123-136.
- Hoshiba, M., Sato, H. ve Fehler, M. 1991, Numerical basis of the separation of scattering and intrinsic absorption from full seismogram envelope a Monte Carlo simulation of multiple isotropic scattering. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 42, 65-91.

- Hoshiba, M. 1993, Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the Multiple Lapse Time Window analysis of full seismogram envelope. *J. Geophys. Res.*, 98, 15.809-15.824.
- Ibanez, J.M. 1990, Coda wave and Lg attenuation in South Spain and Italy using digital seismograms. Ph.D.Thesis. Universidad de Granada. Granada. 306 pp. (In Spanish).
- Ibanez, J.M., Del Pezzo, E., De Miguel, F., Herraiz, M., Alguacil, G. ve Morales, J. 1990, Depth dependent seismic attenuation in the Granada zone (Southern Spain). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1222-1234.
- Knopoff, L. 1964, *Q.Rev. Geophys.*, 2, 625-660.
- Kvamme, L.B. ve Haskov, J. 1988, Q in Southern Norway. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1575-1588.
- Mayeda, K., Su, F. ve Aki, K. 1991, Seismic albedo from the total seismic energy dependence on hypocentral distance in Southern California. *Phys. Earth Planet. Inter.* 67, 104-114.
- Mayeda, K., Koyanagi, S., Hoshiba, M., Aki, K. ve Zeng, Y. 1992, A comparative study of scattering, intrinsic and coda Q-1 for Hawaii, Long Valley, and Central California between 1.5 and 15 Hz. *J. Geophys. Res.* 97, 6661-6674.
- Pulli, J.J. 1984, Attenuation of coda waves in New Englv. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1149-1166.
- Rautian, T.G. ve Khalturin, V.I. 1978, The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 68, 923-948.
- Roecker, S.W., Tucker, B., King, J., ve Hatzfeld, D. 1982, Estimates of Q in central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 129-149.
- Sato, H. 1977, Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation. *J. Phys. Earth*, 25, 27-41.
- Van Eck T. 1988, Attenuation of coda waves in the Dead Sea region. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 2, 770-779.

EARTHQUAKE OCCURRENCES IN WESTERN ANATOLIA BY MARKOV MODEL

Markov Modeli ile Batı Anadolu'da Deprem Oluşumları

Günruh BAĞCI*

ABSTRACT

In this study, earthquake occurrences are evaluated by application of Markov model in the Western Anatolia with the 36° - 41° N latitude and 25° - 31° E longitude. The magnitude of $M \geq 4.0$ earthquakes are used between 1920-1995. Western Anatolia region is divided into 3 sub-regions with the aid of regional geology, seismotectonic properties, plate tectonic models and focal mechanism solutions.

$6.0 \leq M \leq 6.4$, $6.5 \leq M \leq 6.9$ and $M \geq 7.0$ are defined as magnitude intervals. Transition probability matrices are obtained by transition probabilities of magnitude. Occurrence and non-occurrence probabilities of earthquakes are determined from transition matrices of magnitudes. From the results, when there is no earthquake in previous time interval, the occurrence of earthquake is low. In a similar way, if there is an earthquake in previous time interval, the probability of the non-occurrence of earthquake is high in the region for next time intervals.

ÖZET

Bu çalışmada 36° - 41° K enlemleri ve 25° - 31° D boylamları ile sınırlı Batı Anadolu bölgesinde, Markov modeli uygulanarak deprem oluşumları incelenmiştir. 1920-1995 yılları arasında magnitüdü $M \geq 4.0$ olan depremler kullanılmıştır. Bölgenin jeolojisi, sismotektonik özellikleri, plaka tektoniği modelleri ve odak mekanizma çözümlerinden yararlanılarak Batı Anadolu bölgesi üç bölgeye ayrılmıştır.

Magnitüd aralıkları $6.0 \leq M \leq 6.4$, $6.5 \leq M \leq 6.9$ ve $M \geq 7.0$ olarak tanımlanmıştır. Depremlerin olma ve olmama olasılıkları magnitüdlerin geçiş olasılık matrisleri ile elde edilmiştir. Sonuçlardan, bir önceki zaman aralığında deprem olmadığında deprem olma olasılığı düşük, aynı şekilde bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda, gelecekteki zaman aralıklarında depremin olmama olasılığı yüksek olarak bulunmuştur.

INTRODUCTION

With the increasing amount of earthquake data becoming available, statistical models of earthquake occurrences have been gained greater importance. Statistical models allow one to reduce large data sets of earthquake occurrences to statistical parameters that describe these occurrences in a given region. They can be used to predict earthquake occurrences, maximum ground motions and earthquake hazard at a given region (Cornell, 1968).

Several statistical models have been proposed to represent the process of earthquake occurrence. The most common model is the Poisson model, which assumes spatial and temporal independence of all earthquakes including great earthquakes; i.e. the occurrence of one earthquake does not affect the likelihood of a similar earthquake at the same location in the next unit of time. Other models such as those proposed by Shlien and Toksöz (1970) and Esteva (1976) consider the clustering of earthquakes in time. A

* General Directorate of Disaster Affairs Earthquake Research Department, 06530 Ankara-TURKEY

few other probabilistic models have been used to represent earthquake sequences as strain energy release mechanisms. Hagiwara (1975) has proposed a Markov model to describe an earthquake mechanism simulated by a belt-conveyor model. A Weibull distribution is assumed by Rikitake (1975) for the ultimate strain of the earth's crust to estimate the probability of earthquake occurrences. Knopoff and Kagan (1977) have used a stochastic branching process that considers a stationary rate of occurrence of main shocks and a distribution function for the space-time location of foreshocks and aftershocks.

Pinar et al. (1989) investigated seismic risk of the Aegean Region between the coordinates of 25°-31° East and 36°-41° North using the earthquake data for the years 1920-1986 according to the seasonal variations. They calculated seasonal earthquake future occurrence probabilities using Markov models. In accordance with the findings obtained through this method, they found that the earthquake risk probability was higher during seasons of spring and autumn. Altınok (1991) evaluated the seismic risk of West Anatolia by the application of Semi-Markov model. She used 75 earthquakes which have magnitudes 5.5 and higher in the time period of 1900-1986. She defined earthquake magnitude states as M1(5.5≤M≤6.0), M2(6.0≤M≤6.5) and M3(M≥6.5). According to the interval transition probabilities of the magnitude-magnitude transitions, earthquakes with M1 magnitude was dominant in the region and the probability of occurring the other earthquake of M1 magnitude following the first one was high.

The objective of this study is to describe Markov model for characterising the occurrence of great earthquakes consistent with the general physical processes contributing to their occurrences.

SEISMICITY OF THE WESTERN ANATOLIA

Western Anatolia is one of the four major neotectonic provinces in Anatolia (Sengör et al., 1985). They pointed out that the province originated following the collision of Arabian and Anatolian land masses during the Middle Miocene. As a result of that collision, westerly escape of the Anatolian block introduced EW compression in Western Anatolia which began to be relieved by NS extension.

The seismicity in Western Anatolia is high and displays swarm-type activity with remarkable clustering of low-magnitude earthquakes in time and space (Üçer et al., 1985). Epicenters of earthquakes for the period 1920-1995 and magnitudes M≥4.0 for the Western Anatolia are shown in Figure 1. The data for this study were taken from various catalogs (1920-1970, 1970-1990, 1990-1995) prepared by Ayhan et al., Yatman et al., and Bağcı et al.). Fault-plane solutions reported by Alptekin (1973), Canitez (1967), Kocacafe (1981) and McKenzie (1972, 1978) are shown in Figure 2. Focal mechanisms of earthquakes in Western Anato-

lia indicates that intra-plate deformations arising from vertical movements are occurring inside the Aegean-Turkish block. Similar deformations are probably occurring in the north Aegean and Greece. All fault-plane solutions in Western Anatolia represent normal faulting, indicative of crustal extension. Tensional axes for these solutions are nearly horizontal and perpendicular to the general east-west trend of graben structures.

DEVELOPMENT OF THE MODEL

The basic idea comes from the fact that according to the Elastic Rebound Theory there is a storage of strain energy that has to build up before a new event takes place. This means that the probability of the future event depends on the past history of earthquakes in such a way that

$$\text{Prob}(n_k, t_k / n_0, t_0; n_1, t_1; \dots; n_{k-1}, t_{k-1}) = \text{Prob}(n_k, t_k / n_{k-1}, t_{k-1}) \quad (1)$$

where n_i, t_i are respectively the number of events n_i to occur in the time interval t_i ; or in other words the probability of being in a state k after considering all the states from zero up to k depends only on the probability of being in the state $k-1$. This is a first order Markov chain or a one state memory characterised by the transition probability, $\text{Prob}(n_k, t_k / n_{k-1}, t_{k-1})$

To define a Markov process, the probability of making the next transition to each other state given these conditions must be specified for each state in the process and for each transition time (Howard, 1971). Thus the quantity,

$$P_r = [n_{k-1} = j | n_k = i] \quad (2)$$

must be specified for all $1 \leq i, j \leq N$, and for $n=0, 1, 2, \dots$

The transition probability P_{ij} is defined as:

$$P_{ij} = P_r[n_{k-1} = j | n_k = i] \quad 1 \leq i, j \leq N, k=0, 1, 2, \dots \quad (3)$$

The transition probability P_{ij} is the probability that a process presently in state i will occupy state j after its next transition. Since each transition probability P_{ij} is a probability, it must satisfy the requirement,

$$0 \leq P_{ij} \leq 1 \quad 1 \leq i, j \leq N \quad (4)$$

The possibility of the same state's being occupied after a transition- the probabilities P_{ij} , $i=1, 2, \dots, N$ are not necessarily zero since the process must occupy one of its N states after each transition,

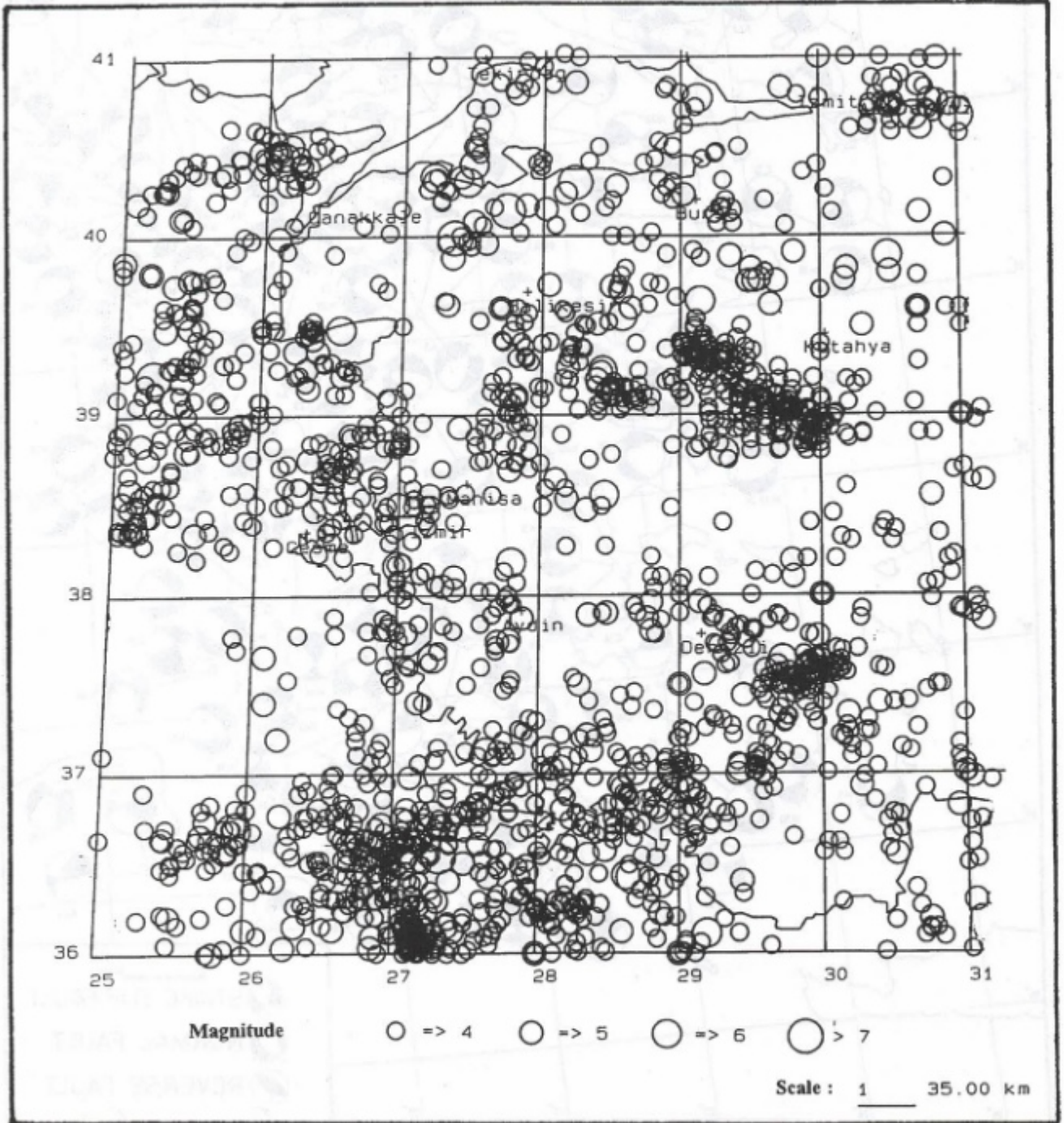


Fig. 1. Epicenters of earthquakes $M \geq 4.0$ in Western Anatolia between 1920-1995.

Şekil 1. Batı Anadolu'daki $M \geq 4.0$ olan depremlerin magnitüdlerine göre episantır haritası (1920-1995).

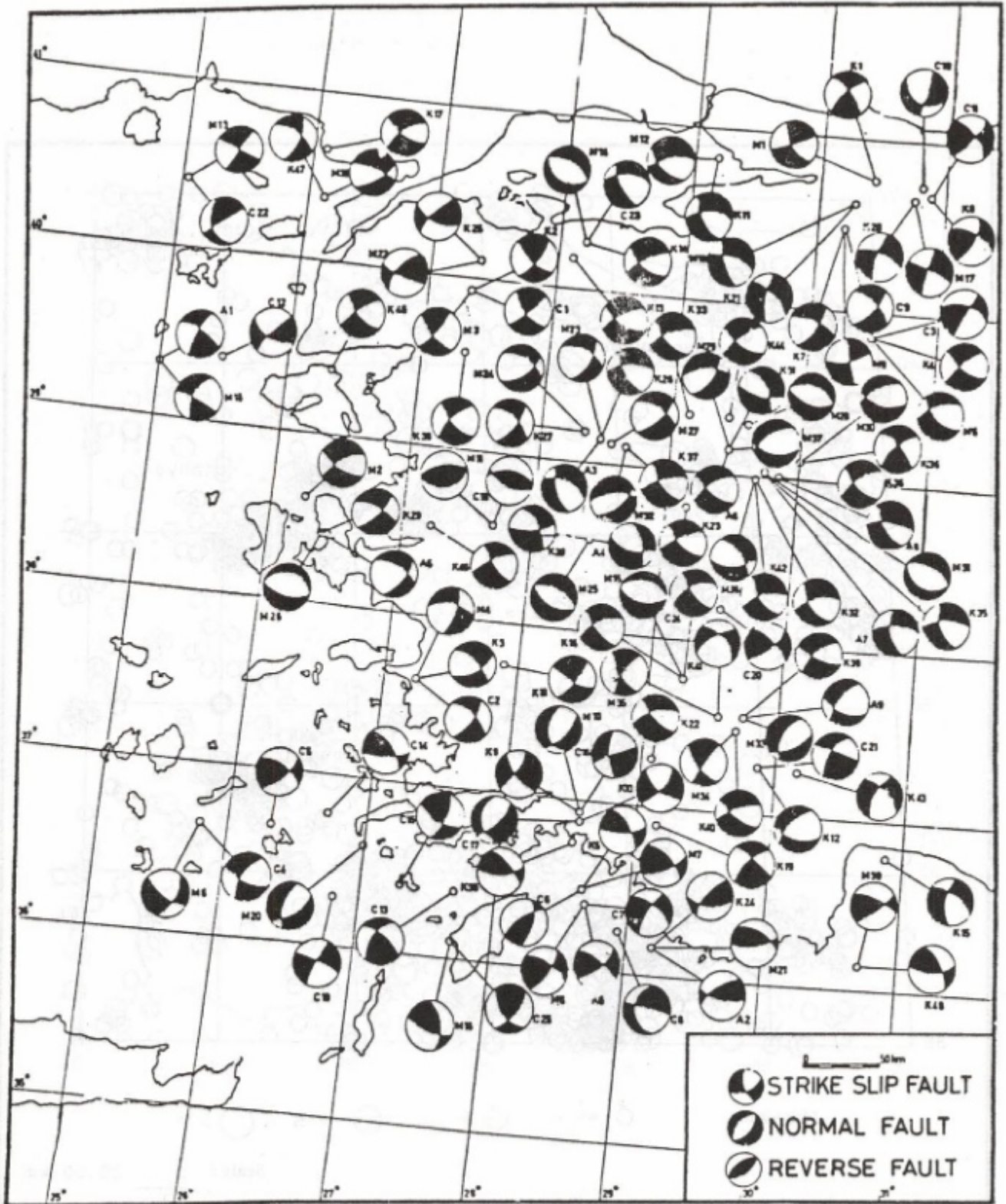


Fig. 2. Fault plane solutions.

Şekil 2. Fay düzlemi Çözümleri.

$$\sum_{j=1}^N P_{ij} = 1 \quad i=1,2,\dots,N \quad (5)$$

The N^2 transition probabilities that describe a Markov process are conveniently represented by an N by N transition probability matrix P with elements P_{ij} .

$$P = [P_{ij}] = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & \dots & P_{1N} \\ P_{21} & P_{22} & \dots & P_{2N} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ P_{N1} & P_{N2} & \dots & P_{NN} \end{bmatrix} \quad (6)$$

The entries in P must satisfy the requirements imposed by Equations (4) and (5). A matrix whose elements can not lie outside the range (0,1) and whose rows sum to one is called a stochastic matrix; thus the transition probability matrix that defines a Markov process is a stochastic matrix. Because the rows of the transition probability matrix sum to one, only $N(N-1)$ parameters are necessary to specify the probabilistic behaviour of an N -state Markov process.

Transition probability matrix of a Markov process, and hence the process itself, can be graphically represented by a transition diagram, similar to the one shown in Figure 3, formed of nodes and directed line segments called branches. Each node is numbered to represent one state of the process. A directed line segment or branch is drawn from each node i to each node j and labelled with the transition probability P_{ij} . Markov model is applied to earthquake occurrences. Considering the events:

1. no earthquake occurs
2. an earthquake occurs

and according to the transition probability matrix is

$$P = \begin{bmatrix} 1-a & a \\ b & 1-b \end{bmatrix} \quad (7)$$

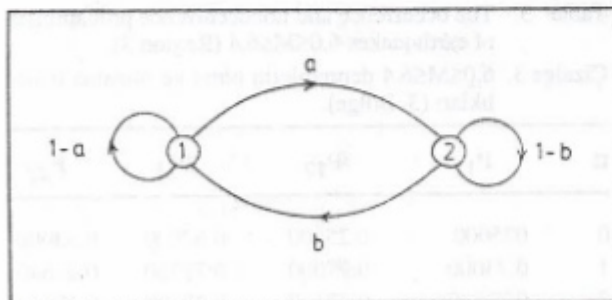


Fig. 3. Transition diagram between states.

Şekil 3. Durumlar arasındaki şematik geçiş diyagramı (Howard, 1971).

where a and b represent probability of having one earthquake in this current period of time given that one earthquake occurred during the last period and probability of having one earthquake in this current period of time given that no earthquake occurred during the last period, respectively. The corresponding transition diagram appears in Figure 4. The period of time should be chosen such that not more than one earthquake occurs.

APPLICATION OF THE MODEL

The model described above can be applied to Western Anatolia subjected to great earthquakes. For the application of the model, Western Anatolia is divided into 3 sub-regions with the aid of regional geology, seismotectonic properties, plate tectonic models and focal mechanism solutions as shown in Figure 5. Since the primary object of this paper is to demonstrate the feasibility of applying the Markov model to the occurrence of great earthquakes and not to establish specific parameters for a selected sub-region, possible inaccuracies in the delineation of sub-regions are not significant. When occurrence parameters are to be established for a given sub-region, appropriate data should be evaluated carefully before the model is applied.

The procedure of calculating probabilities of different magnitude group earthquakes ($6.0 \leq M \leq 6.4$, $6.5 \leq M \leq 6.9$, $M \geq 7.0$) in a sub-region within a specific period of interest (1920-1995) using a Markov model consists of the following steps:

- a. Define states (magnitude groups) and unit time for the Markov model.
- b. Define the initial seismicity condition of the zone in terms of the magnitude of the last great earthquakes in the sub-region and the time elapsed since then.
- c. Assess the model parameters consisting of the transition probabilities P_{ij} on the basis of available historical seismicity.

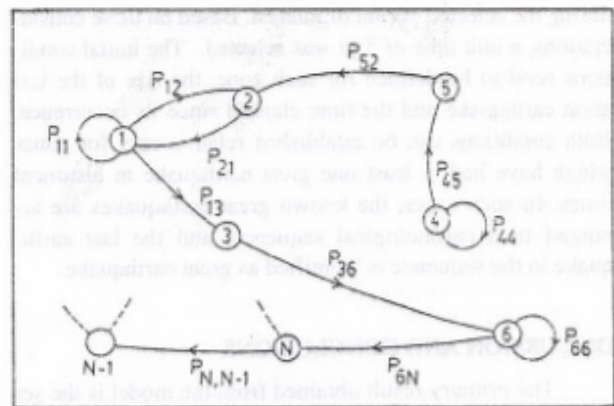


Fig. 4. Transition diagram for two-state Markov process.

Şekil 4. İki durumlu model için şematik geçiş diyagramı. (Howard, 1971).

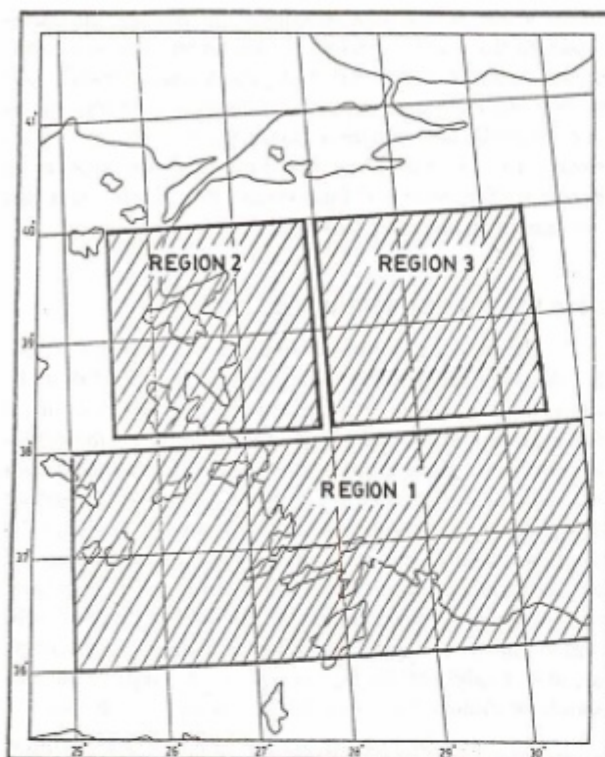


Fig. 5. Location map of studied regions.

Şekil 5. Çalışılan bölgelerin yerleşim haritası.

d. Use Equation (7) to calculate the transition probabilities of N earthquakes of different magnitude groups during the time period.

Three different magnitude groups ($6.0 \leq M < 6.4$, $6.5 \leq M < 6.9$ and $M \geq 7.0$) were defined for the occurrence of great earthquakes. A unit time for a Markov model should be small enough so that the probability of two or more transitions (great earthquakes) is very low and large enough so that only a limited number of transitions need to be studied during the selected period of interest. Based on these considerations, a unit time of 5 yr was selected. The initial conditions need to be defined for each zone, the size of the last great earthquake and the time elapsed since its occurrence. Both conditions can be established relative easy for zones which have had at least one great earthquake in historical times. In such cases, the known great earthquakes are arranged in a chronological sequence, and the last earthquake in the sequence is identified as great earthquake.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The primary result obtained from the model is the set of probabilities of occurrences of different magnitude earthquakes in a given region during a specified period of interest. Selected magnitude groups ($6.0 \leq M < 6.4$, $6.5 \leq M < 6.9$ and $M \geq 7.0$) are used to obtain the transition

probabilities after specified period (1995) with 5 years unit time intervals. Table 1, 2 and 3 show the occurrence and non-occurrence probabilities of earthquakes which are grouped in $6.0 \leq M < 6.4$ for the regions 1, 2 and 3. The probabilities of occurrences of same earthquake magnitude group during the next 30 years after 1995 are shown in Figures 6, 7 and 8. From these figures, in the case of the ab-

Table 1. The occurrence and nonoccurrence probabilities of earthquakes $6.0 \leq M < 6.4$ (Region 1).

Çizelge 1. $6.0 \leq M < 6.4$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları (1. Bölge).

n	P_{11}	P_{12}	P_{21}	P_{22}
0	0.5600	0.4400	0.6700	0.3300
1	0.6084	0.3916	0.5963	0.4037
2	0.6031	0.3969	0.6044	0.3956
3	0.6037	0.3963	0.6035	0.3965
4	0.6036	0.3964	0.6036	0.3964
5	0.6036	0.3964	0.6036	0.3964
6	0.6036	0.3964	0.6036	0.3964

Table 2. The occurrence and nonoccurrence probabilities of earthquakes $6.0 \leq M < 6.4$ (Region 2).

Çizelge 2. $6.0 \leq M < 6.4$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları (2. Bölge).

n	P_{11}	P_{12}	P_{21}	P_{22}
0	0.91000	0.09000	1.00000	0.09000
1	0.91810	0.08190	0.91000	0.09000
2	0.91737	0.08263	0.91810	0.08190
3	0.91744	0.08256	0.91737	0.08263
4	0.91743	0.08257	0.91744	0.08256
5	0.91743	0.08257	0.91743	0.08257
6	0.91743	0.08257	0.91743	0.08257

Table 3. The occurrence and nonoccurrence probabilities of earthquakes $6.0 \leq M < 6.4$ (Region 3).

Çizelge 3. $6.0 \leq M < 6.4$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları (3. Bölge).

n	P_{11}	P_{12}	P_{21}	P_{22}
0	0.75000	0.25000	0.67000	0.33000
1	0.73000	0.27000	0.72360	0.27640
2	0.72840	0.27160	0.72789	0.27211
3	0.72827	0.27173	0.72823	0.27177
4	0.72826	0.27174	0.72826	0.27174
5	0.72826	0.27174	0.72826	0.27174

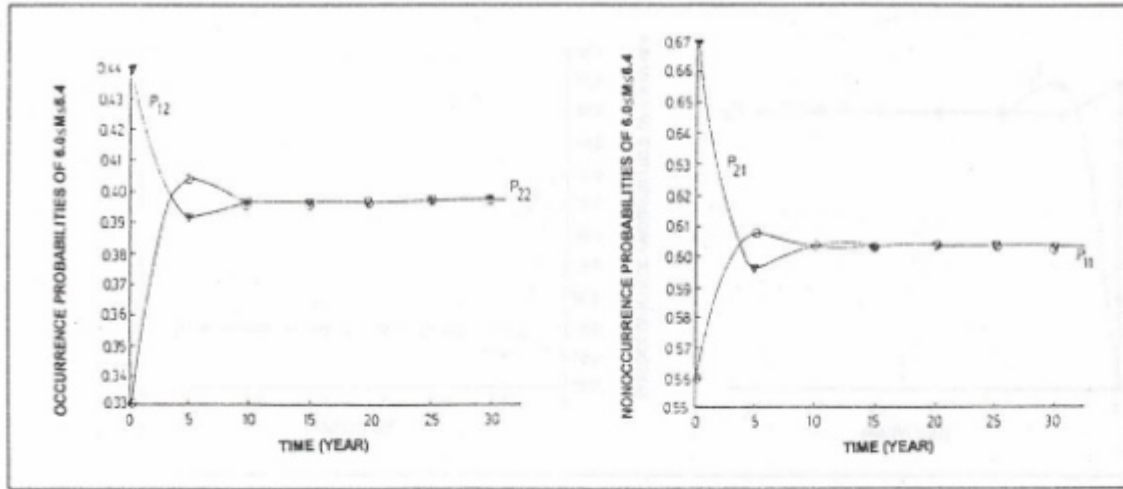


Fig. 6. The probability of the occurrence and nonoccurrence of the earthquakes $6.0 \leq M \leq 6.4$ (Region 1).

Şekil 6. $6.0 \leq M \leq 6.4$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları (1. Bölge).

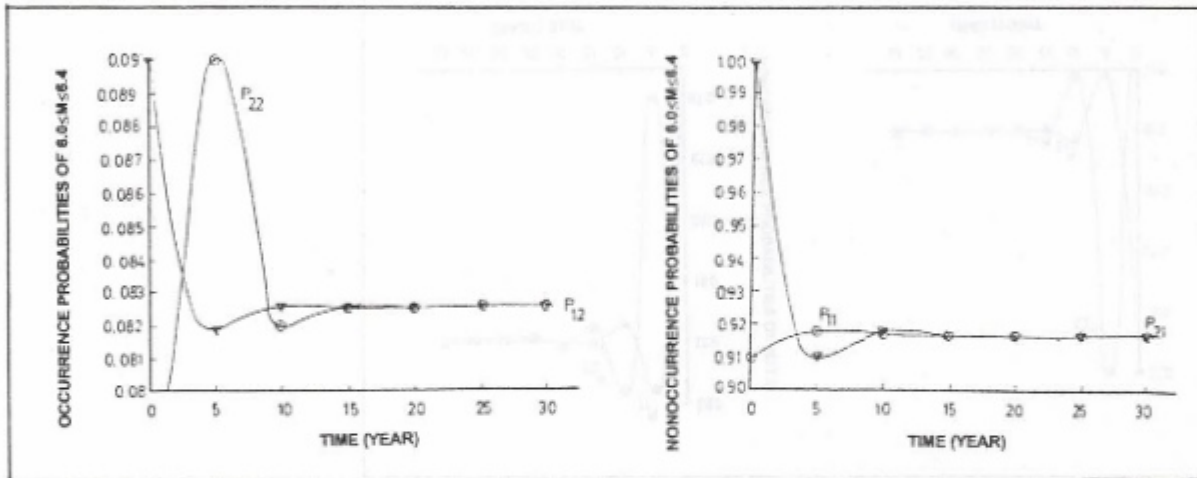


Fig. 7. The probability of the occurrence and nonoccurrence of the earthquakes $6.0 \leq M \leq 6.4$ (Region 2).

Şekil 7. $6.0 \leq M \leq 6.4$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları (2. Bölge).

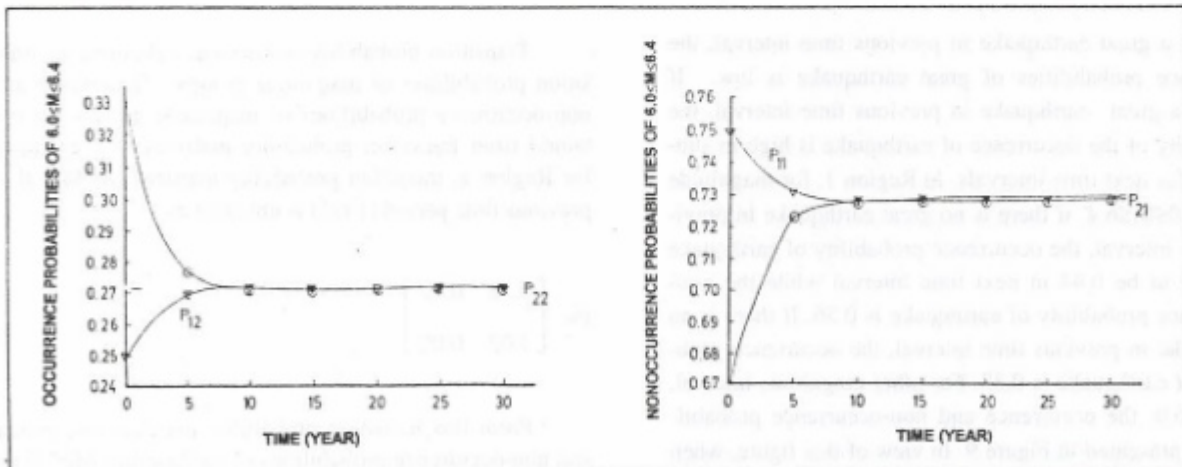


Fig. 8. The probability of the occurrence and nonoccurrence of the earthquakes $6.0 \leq M \leq 6.4$ (Region 3).

Şekil 8. $6.0 \leq M \leq 6.4$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları (3. Bölge).

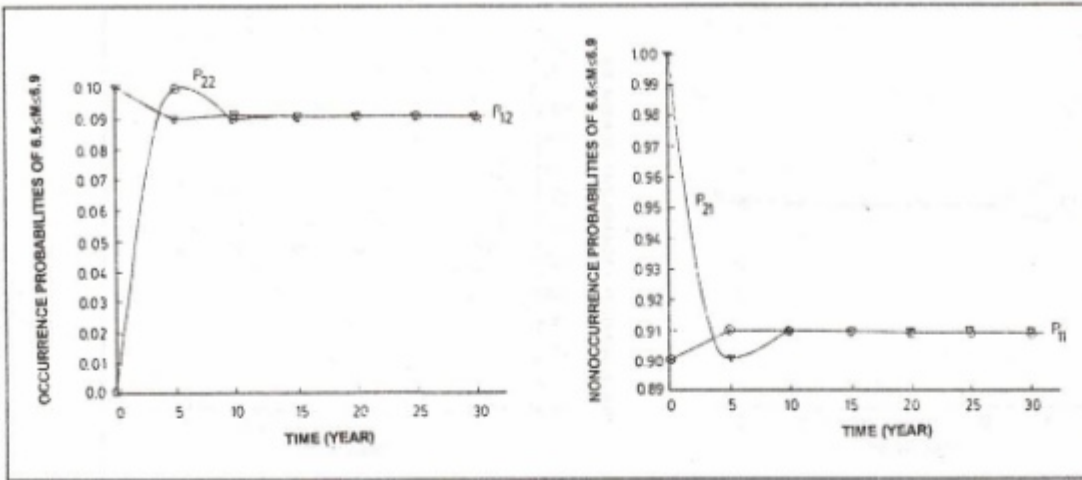


Fig. 9. The probability of the occurrence and nonoccurrence of the earthquakes $6.5 \leq M \leq 6.9$ (Region 1).

Şekil 9. $6.5 \leq M \leq 6.9$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları (1. Bölge).

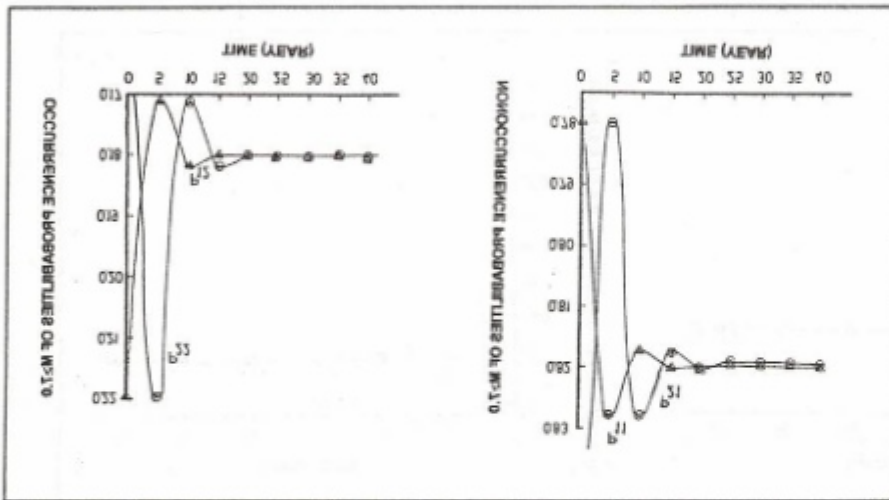


Fig. 10. The probability of the occurrence and nonoccurrence of the earthquakes $M \geq 7.0$ (Region 1).

Şekil 10. $M \geq 7.0$ depremlerin olma ve olmama olasılıkları (1. Bölge).

sence of a great earthquake in previous time interval, the occurrence probabilities of great earthquake is low. If there is a great earthquake in previous time interval, the probability of the occurrence of earthquake is high in sub-regions for next time intervals. In Region 1, for magnitude group $6.0 \leq M \leq 6.4$, if there is no great earthquake in previous time interval, the occurrence probability of earthquake is found to be 0.44 in next time interval while the non-occurrence probability of earthquake is 0.56. If there is an earthquake in previous time interval, the occurrence probability of earthquake is 0.33. For other magnitude interval, $6.5 \leq M \leq 6.9$, the occurrence and non-occurrence probabilities are presented in Figure 9. In view of this figure, when there is a great earthquake in previous time interval, the occurrence probability of earthquakes ($6.5 \leq M \leq 6.9$) is found to be 0.91 in next time intervals.

Transition probability matrices are obtained by transition probabilities of magnitude groups. Occurrence and non-occurrence probabilities of magnitude groups are obtained from transition probability matrices. For example, for Region 1, transition probability matrices for $M \geq 7.0$ at previous time period (1995) is obtained as:

$$P = \begin{bmatrix} 0.78 & 0.22 \\ 1.00 & 0.00 \end{bmatrix}$$

From this transition probability matrices occurrence and non-occurrence probabilities of earthquakes $M \geq 7.0$ are obtained and presented in Figure 10. For example, the occurrence probability of great earthquakes ($M \geq 7.0$) is found

as 0.18 in the next 20 years if there is no great earthquake in previous time interval. If there is an earthquake in previous time interval, the non-occurrence probability of the earthquakes ($M \geq 7.0$) is found as 0.82.

With the application of Markov model for earthquake occurrences in Western Anatolia, the reasonable agreement is observed between the calculated probabilities and magnitudes in the future time intervals. The probability values of different magnitudes and time intervals are influenced in part by the accuracy and completeness of the historical seismicity record with respect to location and magnitude. Careful re-evaluation of the data should be made before applying the model to a specific area.

REFERENCES

- Alptekin, Ö., 1973, Focal mechanism of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications, Ph.D. Thesis, New Mexico Mining and Technology Inst.
- Altınok, Y., 1991, Batı Anadolu deprem riskinin Semi-Markov model ile değerlendirilmesi, *Jeofizik*, 5, 135-140.
- Ayhan, E., Alsan, E., Sancaklı, N. ve Üçer, S.B., 1986, Türkiye ve Dolayları Deprem Kataloğu, 1881-1980, Boğaziçi Univ., Kandilli Rasathanesi, 126.
- Bağcı, G., Yatman, A. ve Zünbül, S., 1998, (Baskıda), 1990-1995 Türkiye ve Çevresinin Deprem Kataloğu, Deprem Araştırma Bülteni.
- Canitez, N., 1967, Determination of focal mechanisms of earthquakes in Aegean, Anatolia and nearest by using P and S waves. TÜBİTAK, MAG Project, NO-78., İstanbul (in Turkish).
- Cornell, C.A., 1968, Engineering seismic risk analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1583-1606.
- Esteva, L., 1976, Developments in geotechnical engineering series.: 15, Seismic Risk and Engineering Decisions, Elsevier, New York.
- Hagiwara, Y., 1975, A stochastic model of earthquake occurrence and the accompanying horizontal land deformations, *Tectonophysics*, 26, 91-101.
- Howard, R.A., 1971, Dynamic probabilistic systems, Vol.1, John Wiley & Sons, New York.
- Knopoff, L. and Kagan, Y., 1977, Analysis of the theory of extremes as applied to earthquake problems, *J. Geophys. Res.*, 82.
- Kocaefe, S., 1981, Batı Anadolu aktüel tektoniği ve Ege, Anadolu plakacıkları arasındaki yapısal ilişkinin sap-tanması, Doktora Tezi, H.Ü. Ankara.
- McKenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* V. 30., 109-185.
- McKenzie, D.P., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions: *Geophys. J.R. Astr. Soc. London.*, V.55., 217-254.
- Pınar, R., Akçığ, Z. ve Demirel, F., 1989, Batı Anadolu depremselliğinin Markov yöntemi ile araştırılması, *Jeofizik*, 3, 56-66.
- Rikitake, T., 1975, Statistics of ultimate strain of the earth's crust and probability of earthquake occurrence, *Tectonophysics*, 26, 1-21.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, In: Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 37, 227-264.
- Shlien, S. and Toksöz, M.N., 1975, A branching Poisson-Markov model of earthquake occurrences, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, V.42., 49-59.
- Üçer, S.B., Crampin, S., Evans, R., Miller, A. and Kafadar, N., 1985, The MARNET radio linked seismometer network spanning the Marmara Sea and the seismicity of western Turkey, *Geophys. J.R.Astr. Soc.*, 83, 17-30.
- Yatman, A., Bağcı, G., Altın, N. ve Zünbül, S., 1993, 1970-1990 Türkiye ve Çevresinin Deprem Kataloğu, Deprem Araştırma Bülteni, Sayı 71, 5-80.

YAZI VERENLER

AYBİGE AKINCI

15.02.1966 yılında Kızıltepe'de doğdu. 1986 yılında DEÜ Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden mezun oldu. 1989 yılında DEÜ Fen Bilimleri Enstitüsü'nde Yüksek Lisans çalışmasını tamamladı. 1987 yılında DEÜ Jeofizik Müh. Yerrfiziği Anabilim dalında Araştırma Görevlisi olarak çalışmaya başladı. 1992-1993 yılında İtalyan hükümetinden aldığı burs ile sismoloji konusundaki Doktora çalışmaları için Selamo Üniversitesi-İtalya'da bulundu. 1994 yılında Doktora çalışmasını tamamladı. Halen DEÜ Jeofizik Mühendisliği, Uygulamalı Jeofizik Anabilim Dalı'nda Öğretim Görevlisi olarak çalışmaktadır.



ALİ AYDIN

1966 yılında Erzurum'un İspir ilçesinde doğdu. 1990 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nü bitirdi. 1992 yılında aynı bölümde Araştırma Görevlisi olarak göreve başladı. 1994 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fenbilimleri Enstitüsü'nde Yüksek Lisansını tamamlayarak, aynı Enstitüde Doktora çalışmasına başladı.



GÜNRUH BAĞCI

1956 yılında İzmir'de doğdu. 1979 yılında Ege Üniversitesi Yer Bilimleri Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden mezun oldu. 1979-1984 yılları arasında aynı bölümde Asistan olarak görev yaptı. 1984-1994 yılları arasında Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak çalıştı. 1985 yılında DEÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Yüksek Lisans çalışmasını, 1994 yılında da Hacettepe Üniversitesi'nde Doktora çalışmasını tamamladı. 1994 yılında Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi'nde çalışmaya başladı.



KENAN GELİŞLİ

1958 yılında Trabzon'un Sürmene ilçesinde doğdu. Orta öğrenimini Sürmene'de yaptı. Yüksek öğrenimini İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde tamamladı. 1958 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi'nde Yüksek Lisansını, 1992 yılında da İstanbul Üniversitesi'nde Doktora çalışmasını tamamladı. 1984 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi'nde öğretim elemanı olarak göreve başladı. 1992 yılından buyana öğretim üyesi olarak görevini sürdürmektedir.



ARZU SEVİNÇ

1966 yılında Gebze'de doğdu. 1988 yılında Yıldız Üniversitesi Kocaeli Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden mezun oldu. Aynı yıl MTA Genel Müdürlüğü'nde göreve başladı. 1993 yılında Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde yüksek lisans öğrenimini tamamladı.



A. GÜNGÖR TAKTAK

1937 yılında Sivrihisar/Eskişehir'de doğdu. İÜ Fen Fakültesi Jeofizik/Jeoloji Bölümü'nden 1961 yılında mezun oldu. 1964-65 yıllarında Fransa'da yabancı dil öğrenimini gördü. Strasbourg Jeofizik Enstitüsü'nden 1968'de Master'ını aldı. 1971'de Louis Pasteur Üniversitesi'nde Doktorasını tamamladı. 1972-78 yılları arasında EÜ Fen Fakültesi'nde öğretim görevlisi olarak çalışan Dr. Taktak, 1980 yılında Doçent oldu. 1982 yılına kadar EÜ Yer Bilimleri Fakültesi Jeofizik Bölümü Başkanlığı'nı yürüttü. 1982-1991 arasında DEÜ, Müh.-Mim. Fakültesi Jeoloji Müh. Böl., Uygulamalı Jeofizik Aabilim Dalı Başkanı olarak çalıştı. 1991 yılından bu yana DEÜ Müh. Fak., Jeofizik Müh. Bölüm Başkanlığı görevini yürütmektedir.



TEZ ÖZETLERİ

SİSMİK DALGA HIZLARI İLE SPT VE PRESSİOMETRE DENEY SONUÇLARI ARASINDAKİ İLİŞKİLERİN İNCELENMESİ

Hasan ŞİŞMAN

Sismik kırılma çalışmaları ile belirlenen, P ve S dalga hızları ile zeminlerin bazı özellikleri (Standart Penetrasyon N değeri, pressiometre deney sonuçları, birim hacim ağırlığı, serbest basınç dayanımı, kohezyon, içsel sürtünme açısı) arasındaki ilişkiler değişik zemin sınıflarında incelenmiştir. Verilerimiz arasındaki ilişkinin doğrusallaştırılması için logaritmaları alınmıştır. Verilerimize bir model doğru yaklaştırılarak ölçülen değerlerle kuramsal model değerleri arasındaki farkların mutlak değerlerini en küçük yapan ampirik bağıntılar belirlenmiştir. Zeminlerin mekanik özellikleri ile sismik dalga hızları arasında oldukça iyi ilişkilerin olduğu görülmüştür.

Her çeşit zemin için S dalga hızları ile yerin mekanik doğal özellikleri arasında P hızına oranla çok yakın ilişkilerin bulunduğu ve S dalga hızlarının mühendislik çalışmalarında kullanımının önemi belirtilmiştir.

Yüksek Lisans Tezi (1996)

Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Prof. Dr. Ahmet Tuğrul BAŞOKUR

SİSMİK PARAMETRELER İLE BAZI KAYA MEKANİĞİ PARAMETRELERİ ARASINDAKİ İLİŞKİLERİN ARAŞTIRILMASI

Mehmet ALTINTAŞ

Bu çalışmada, kireçtaşı, kumtaşı ve silttaşı karotlarının P ve S sismik dalga hızları, kayma (shear) modülü, elastisite modülü ve bulk modülü gibi dinamik elastik parametreleri ve tek eksenli basma dayanımı, porozite, kohezyon, içsel sürtünme açısı ve mikrokırık yüzdesi gibi kaya mekaniği parametreleri arasında ilişkiler araştırılmış, bulunan ilişkilerin matematiksel ifadeleri çıkartılmış ve grafiksel olarak sunumları yapılmıştır. İlişkilendirmeler, en küçük mutlak değerler yöntemi kullanılarak yapılmıştır.

Araştırma sonucunda, karotların sismik hızları ile dinamik elastik parametreleri ve kaya mekaniği parametreleri arasında kuvvetli ilişkilerin bulunduğu belirlenmiştir. Kayaçların, dinamik elastik parametre değerlerindeki ve basma dayanımlarındaki artışların sismik hızları arttırdığı; porozite, kohezyon ve içsel sürtünme açısı değerleri ile sismik hızlar arasındaki ilişkilendirilmelerin, veri yetersizliği nedeniyle temsil yeteneklerinin olmadığı; mikrokırık yüzdesindeki artışların ise sismik hız oranlarını yükselttiği görülmüştür.

Yüksek Lisans Tezi (1996)

Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Prof. Dr. Ahmet Tuğrul BAŞOKUR

DEPREMLERİN ÖNCEDEN KESTİRİMİ İÇİN, ADAPAZARI-BOLU YÖRESİ MUDURNU VADİSİ, TAŞKESTİ CİVARI MANYETİK ANOMALİLERİNİN ÜÇ BOYUTLU YÖNTEMLE MODELLENMESİ

Aydın BÜYÜKSARAÇ

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), hemen hemen Türkiye'nin kuzeyini boydan soya kesen bir faydır. KAFZ etrafında can ve mal kaybına neden olan büyük depremler meydana gelmektedir. Fay hareketi, KAFZ etrafında gerilim birikimine neden olmaktadır. Manyeto-elastik kayaç özellikleri nedeniyle manyetizasyon değişimi bloklarda tektonik gerilim değişimine neden olmaktadır.

Bolu-Adapazarı arası, Mudurnu Vadisi, Taşkesti civarındaki manyetik anomaliye sebep olan amfibolitik kayaç kompleksi üç boyutlu otomatik bir modelleme yöntemi ile modellenmiştir. Bu model, amfibolitik blok'unun negatif anomali veren bölümünü de içerecek şekilde yapılmıştır. Bu amaçla 1995 yılında çalışma alanının kuzeyinde yer alan dağlık ve ormanlık kesimde manyetik profil ölçümleri yapılmıştır. 30×10^{-3} SI'lık bir suseptibiliteye sahip, üst yüzeyin derinliği yüzeyden 0.13 km olan ve tabanı 1.5 km derine doğru uzanan manyetik bir kütle modeli elde edilmiştir.

Mudurnu Vadisi'nde sürdürülmekte olan manyetik ölçümlerden elde edilen tektonomanyetik sinyallerin yorum kalitesini artırmak için yeni model parametreleri ile eski üç boyutlu yapısal model tamamlanmıştır.

Yüksek Lisans Tezi (1996)

Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim dalı
Danışman: Yrd. Doç. Dr. Abdullah ATEŞ

ODA ÜYELERİ

SİCİL NUMARASI	ADI SOYADI	SİCİL NUMARASI	ADI SOYADI
1331	Cemil Türker BAYAV	1374	Danış YILDIRIM
1332	Tayfun MUTLU	1375	Levent TEMİZER
1333	Sevilay ESGİN	1376	Engin DENİZ
1334	Gamze KILIÇ	1377	H. Günhan DOMAÇ
1335	Nesrin ARSLAN	1378	Bülent KAYPAK
1336	Defne Dilara SUBAŞI	1379	Erkan DEVECİ
1337	Haldun ÇAPKIN	1380	Murat BOYACIOĞLU
1338	Ahmet ARAS	1381	Nilüfer DEĞİRMENCİOĞLU
1339	Özer AKDEMİR	1382	Muhammet ARI
1340	Fatih KAZANCI	1383	Bahattin AKARPINAR
1341	Kerim AVCI	1384	Serap YENER
1342	M. Emin CANDANSAYAR	1385	Fatma YÜZGENÇ
1343	Cengiz ÇOLAK	1386	Ç. Ceyhan YILMAZ
1344	Habib Kaan İNAL	1387	Burhan YAŞAR
1345	Hayrettin KÖROĞLU	1388	Bülent ÇAKAL
1346	Mehmet Han YEŞİLKAYA	1389	Cumhur GÜLTEKİN
1347	Ahmet ABALI	1390	S. Sırrı SEREN
1348	Ersan FIRAT	1391	Nevzat MERİÇ
1349	Alemdar ÇİĞDEMTEKİN	1392	Zafer DELİBAŞ
1350	D. Kemal ÇARKÇIOĞLU	1393	M. Feyza AKKOYUNLU
1351	Kenan KOCATÜRK	1394	Mehmet Tahsin TAR
1352	Ferda ÇİLİNGİROĞLU	1395	Sermin AYDIN
1353	Oya SANCAR	1396	Elif ÖZDEMİR
1354	Uğur IŞIK	1397	Asım Sezai ODAKIR
1355	Taylan KAYAOĞLU	1398	Sinan YILMAZ
1356	Gülray CENİK	1399	Ali Kemal ATAMAN
1357	Nusret DOĞANDEMİR	1400	Ayşegül PEKŞEN
1358	Özkan YILMAZ	1401	İbrahim DURSUN
1359	Ali Osman KIRCA	1402	Şevket ÇUKUROVA
1360	Hülya ÖZSEZER	1403	B. Taner UĞUREL
1361	Ş. Göktürk ÖZMENEK	1404	Gökhan GÜZEL
1362	Yusuf ÖKSÜZ	1405	Aydın MERT
1363	Seyit YÜCEL	1406	Derman DONDURUR
1364	Celal KOCAMAN	1407	Özlem ÖZÇİFTÇİ
1365	Menduha AVCI	1408	Şahin AKKARGIN
1366	Metin YÜZER	1409	Tolga KONAÇ
1367	Cezayir KUPİK	1410	Fatma TUNA
1368	Deniz HAVUZ	1411	Sermin TOKATLI
1369	Nurgül TAMSAN	1412	H. Murat KARACA
1370	Nabi EKŞİ	1413	Aybike AKINCI
1371	Zeki TOKGÖZ	1414	Mesut İSKENDEROĞLU
1372	Ali BOZKURT	1415	Mehmet KEŞKE
1373	Hayrullah YİĞİT	1416	Canan EMİNOĞLU

ODA ÜYELERİ

SİCİL NUMARASI	ADI SOYADI	SİCİL NUMARASI	ADI SOYADI
1417	Serdal KUT	1460	Leyla YAVALAR
1418	Gönül BAYRAKTAR	1461	Ayla YILDIZ
1419	Mustafa GÜL	1462	Gökmen KIRAN
1420	Yusuf Arif KUTLU	1463	Günay BEYHAN
1421	Ersin BAŞNAMLİ	1464	İsmail T. GÜVEN
1422	Hakan ÇAĞLAYAN	1465	T. Serkan IRMAK
1423	Asude UYGUN	1466	M. Gökhan HACİMEHMETOĞLU
1424	Hakkı KANTARCIOĞLU	1467	Esra PEKER
1425	Tuğba DOKUREL	1468	Sevban ŞİMŞEK
1426	Sabri Bülent TANK	1469	Nurhan GÜMÜŞ
1427	Serap ÇALIŞKAN	1470	Hayırlı Seçil TUĞRUL
1428	Hakan BULDU	1471	Hasan Ferhan HEPGÜLER
1429	Çetin ORMAK	1472	Yavuz YILDIRIM
1430	Hürkan TUNCAY	1473	Sema TELLİ
1431	Eralp KÖKSAL	1474	Barış BOZKAYA
1432	Olca KAYNAK	1475	Dudu ERDOĞDU
1433	A. Sezgin BUKNİ	1476	Zafer ÖZER
1434	Diğer MEYDAN	1477	Ergün BAKIR
1435	Nejla HABAT	1478	Aslan Yavuz HABERDAR
1436	Ayşegül SÖKMENER	1479	Oktar KURTULUŞ
1437	Kıvanç KEKOVALI	1480	Fatma Nur YILMAZ
1438	Hacı ÖZMETİN	1481	Güneş BARLAS
1439	Ersin ERTEKİN	1482	Ali AYGÜN
1440	Hülya TERZİOĞLU	1483	Ömer Hulusi YAZGAN
1441	Erkal KARAGÖZ	1484	Varol ÇELİK
1442	Hakan COŞKUN	1485	Ekrem ZOR
1443	Sibel DANACI	1486	Mustafa KAYA
1444	Yakup BAKIR	1487	Gülçin KARLIK
1445	Abdurrahman TAŞLI	1488	Bülent GÖKÇAY
1446	Kadir KARŞIGİL	1489	Mehmet YORULMAZ
1447	Aziz ELİBÜYÜK	1490	Hubyar BALIN
1448	Cem UMMAN	1491	Hayrettin EDREMITLIOĞLU
1449	Kenan YANIK	1492	Melek MASUM
1450	Tamer VURAL	1493	Hakan ÇINARLIBEL
1451	Neşe KARAKAŞ	1494	İlker Bahadır GENÇEL
1452	Erdal KIYAK	1495	Halim Sedat BAŞAR
1453	Tarık GÜLER	1496	Nihal Şirin ÖZKAN
1454	Emine KUL	1497	Hasan ÇAVŞAK
1455	Nafiz MADEN	1498	Özcan ÇAKIR
1456	Tolga SIRLAN	1499	Serdar UYGUN
1457	S. Melike ÖZTÜRK	1500	Naci KOSİF
1458	Serkan SAĞLAM	1501	A. Necati ALTEKİN
1459	Murat ÖZMEN	1502	Hakan YENİLMEZ

ODA ÜYELERİ

SİCİL NUMARASI

ADI SOYADI

1503	Turgut YAŞAR
1504	Özgür T. ÖZMEN
1505	Şükrü BALCI
1506	Sevcan UYANIK
1507	Timur TEZEL
1508	Mehmet Ali TEPEBAŞI
1509	Rıza PEKTAŞ
1510	Özlem AGUN
1511	Mehmet Tarkan CEYHAN
1512	Taner USLU
1513	Halil SİRT
1514	M. Murat ELGİN
1515	Naci GÜLPEK

SİCİL NUMARASI

ADI SOYADI

1516	Ali Rıza KILIÇ
1517	Oben CİDDİ
1518	Selçuk KARAMAN
1519	Osman GÜVEN
1520	İlker ÖNCEL
1521	Meltem GÜLDALI
1522	İhsan İYİİŞ
1523	Tolgay NACİTERHAN
1524	Nuh DEMİRBAŞ
1525	Süleyman BAYRAK
1526	Nihal TEPRET
1527	Nihat BAYRAKTAR
1528	Ayhan SARI

