

JEOFİZİK

CİLT 2, SAYI 1 / MART 1988

VOL. 2, NO. 1 / MARCH 1988

Hız-Yığıma İşlemi
Özdoğan YILMAZ

Karmaşık Ortamların Altında Süreklilik İçin
Düşük Frekans Kullanımı
M. Ali AK

Yinelemeli Ters Çözüm Yöntemi ile Yeraltı
Yoğunluk Dağılımının
Saptanması
Coşkun SARI ve Mustafa ERGÜN

Semi-Markov Modelinin Kuzey Anadolu Fay
Zonunda Deprem Riskine
Uygulanması
Yıldız ALTINOK

Gravite Alanı Olan Elastik Bir Gezegenin
Oluşumu Sırasındaki Kayma Gerilim
Alanının Bulunması
M. Tahir SEVÜKTEKİN
10. Türkiye Jeofizik Kurultayı
Bildiri Özetleri

Velocity-Stack Processing
Özdoğan YILMAZ

Low Frequencies for Better Continuity
Beneath Complex Media
M. Ali AK

Determination of Underground Density
Distribution Using Iterative Inverse
Techniques
Coşkun SARI ve Mustafa ERGÜN

Seismic Risk Estimation of the North
Anatolian Fault Zone Using Semi-Markov
Model
Yıldız ALTINOK

The Estimate of the Shear Stress Field of a
Self Gravitating Elastic Planet During Its
Formation
M. Tahir SEVÜKTEKİN
Abstract of the Tenth Geophysical
Convention of Turkey



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TURKEY



UPDATE YOUR SEISMIC EQUIPMENT

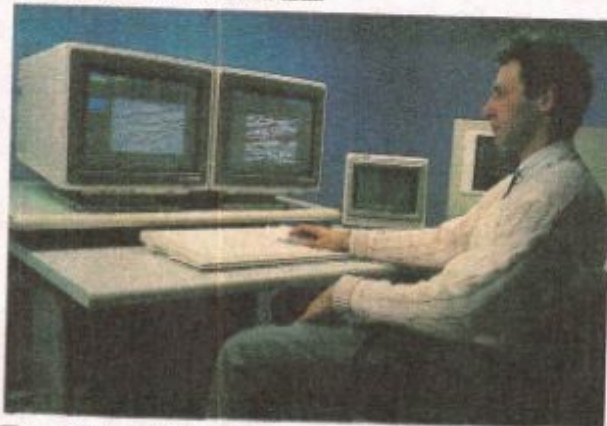
A NEW GENERATION OF ACQUISITION SYSTEMS

- The SN 368 telemetry recording unit, particularly suitable for 3D work, with a maximum configuration of 1200 channels
- The SN 358 digital recording unit, for land and marine operations, with the optional DMX demultiplexing unit for marine applications
- MYRIASEIS*, a radiotelemetry acquisition system for land/sea transition zone surveys
- The CS 260 correlator - stacker

These systems can be provided complete with seismic cables and geophone strings.



The TD 500 truck-mounted drill.



The integrated E&P computer system FINDER.

* CGG-IFP trademark and product development

** CGG trademark

(1) CGG-IFP (ARTEP) joint research project - CGG trademark



The SN 368 telemetry recording unit.

MARINE SEISMIC SYSTEMS

CGG has equipped over 40 seismic vessels with

- analog or digital streamers (up to 240 channels)
- radiopositioning systems such as Syledis or long-range Geoloc
- the GIN** navigation system

HEAVY DUTY LAND SEISMIC EQUIPMENT

- Vibrators
- Truck-mounted and heliportable drills
- Amphibious and rough terrain buggies
- Fiberglass products, such as recording cabs, trailers

WELL SEISMIC EQUIPMENT

- GEOLOCK[®] H and GEOLOCK S, three-component hydraulic well seismic probes.
- MULTILOCK, a multi-level analog or digital system for VSP acquisition which reduces time by providing multiple measurements
- ASAP, an on-site quality control and processing for VSP data, using a 32-bit minicomputer

COMPUTER SYSTEMS

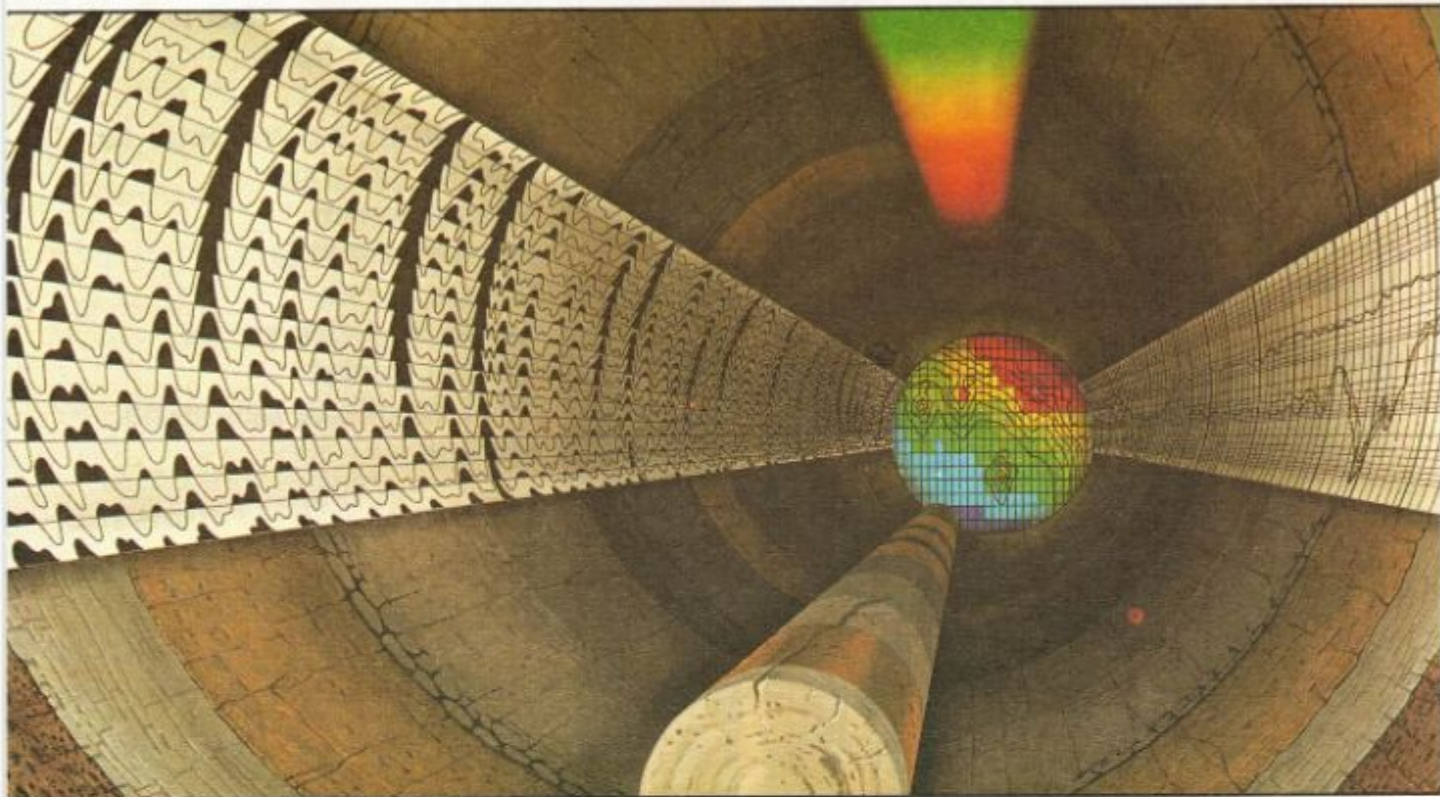
- GEOVECTEUR[®], the 2D and 3D seismic processing system for supercomputers
- GEOMAX[®] 2, the 2D and 3D seismic processing for 32-bit minicomputers
- FINDER, the VAX-VMS solution, and INTEC UNIX solution, two interactive exploration packages developed by CGG's subsidiary PETROS

• CGG Head Office : 1, rue Léon Migaux, 91341 Massy Cedex, France. Tel.: (33-1) 64 47 30 00 Telex: 602442F

• CGG Ankara Office : Damas Ticaret Mühendislik ve Sanayi A.Ş.

Attar sokak, Kent Sitesi C Block no. 6 Gaziomanpasa - Ankara - Turkey. Tel.: (41) 27 58 48 Telex: 42591 DAPA TR

This new combination will help you unlock more hydrocarbons



Now the oil and gas industry has its first single source for complete exploration, development, and production services. Western Atlas International (created by the combination of the Litton Resources Group and Dresser's Atlas Oilfield Services Group) links the technical resources you need.

Together, our eight companies represent a proven source for geophysical surveys, well logging, core and fluid analysis, and enhanced oil recovery—a service package unmatched by any other company in the world.

Whether you deal with one company or eight, you have a direct link to the technical resources and experience of all.

Western Geophysical

The world's largest geophysical contractor. A leader in seismic data acquisition, processing, interpretation, and reservoir geophysics.

Atlas Wireline Services

A leader in wireline services providing the latest technology in digital data acquisition and analysis for every stage in the life of a well.

McCullough

A pioneer in cased hole wireline services. Provides completion, pipe recovery, and production logging services that help maximize production.

Core Laboratories

The world's largest supplier of core and reservoir fluid analyses. Offers petrophysical services, interpretive software, petroleum-engineering, and mineral and environmental services.

LRS

Manufactures seismic sensors, energy sources, cables and connectors, data acquisition systems, logging equipment for Atlas Wireline and lab equipment for Core Laboratories.

Aero Service

Offers airborne geophysical surveys, remote sensing, photogrammetry, geodetic positioning and GPS systems, and digital data base development.

Downhole Seismic Services

Provides proprietary technology for 3-component VSPs, walkaway and salt proximity surveys, and frac monitoring.

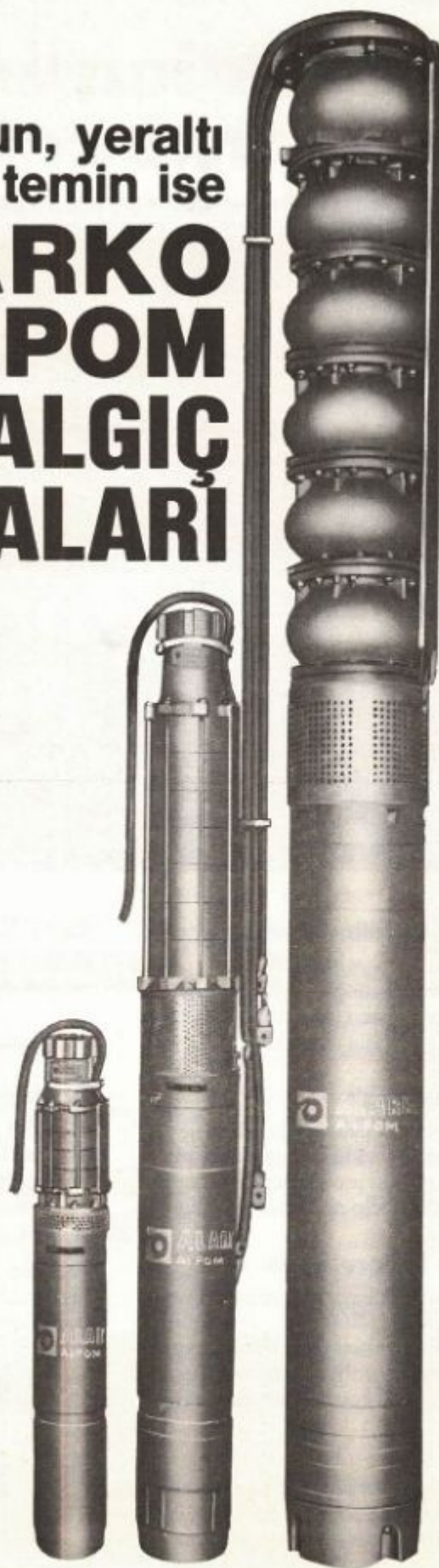
J.S. Nolen & Associates

Provides a family of software to solve reservoir engineering and well performance problems throughout the world.



Wesgeco House, P.O. Box 18
455 London Road, Isleworth,
Middlesex, England TW7 5AB
(01) 560-3160

Sorun, yeraltı
suyunu temin ise
**ALARKO
ALPOM
DALGIÇ
POMPALARI**



660 m³/h debi
330 mSS basınç ve
220 HP motor gücüne kadar
230 değişik tipte

Az yatırım, bol ve ucuz su
Sürekli çalışma
Yüksek verim
Montaj kolaylığı
Çabuk servis
Devamlı yedek parça
Kaliteli imalat
Zirai kredilerle satınalma
imkânı

Bir yıl ALARKO garantisi



FABRİKA:



HABERLEŞME VE SATIŞ:



ALARKO FENNİ MALZEME SATIŞ VE İMALAT A.Ş.

İSTANBUL:

Necatibey Cad. No. 84 (80030) Karaköy-İstanbul
Tel: 151 84 00 - 4 hat Tlx: 24006 alfe-tr Fax: 144 15 23

ANKARA:

Atatürk Bulvarı No. 165 (06680) Kızılay-Ankara
Tel: 117 22 08 - 10 hat Tlx: 42383 asa-tr Fax: 117 22 17

İZMİR:

Cumhuriyet Bulvarı No. 38/A (35250) Konak-İzmir
Tel: 132560 - 6 hat - Tlx: 53582 aşı-tr Fax: 25 25 13

ADANA:

Gazipaşa Bulvarı Yunus Bey Ap. No. 9/1 (01120) Adana
Tel: 41581 - 82, 31342 Tlx: 62785 alad-tr Fax: 30584

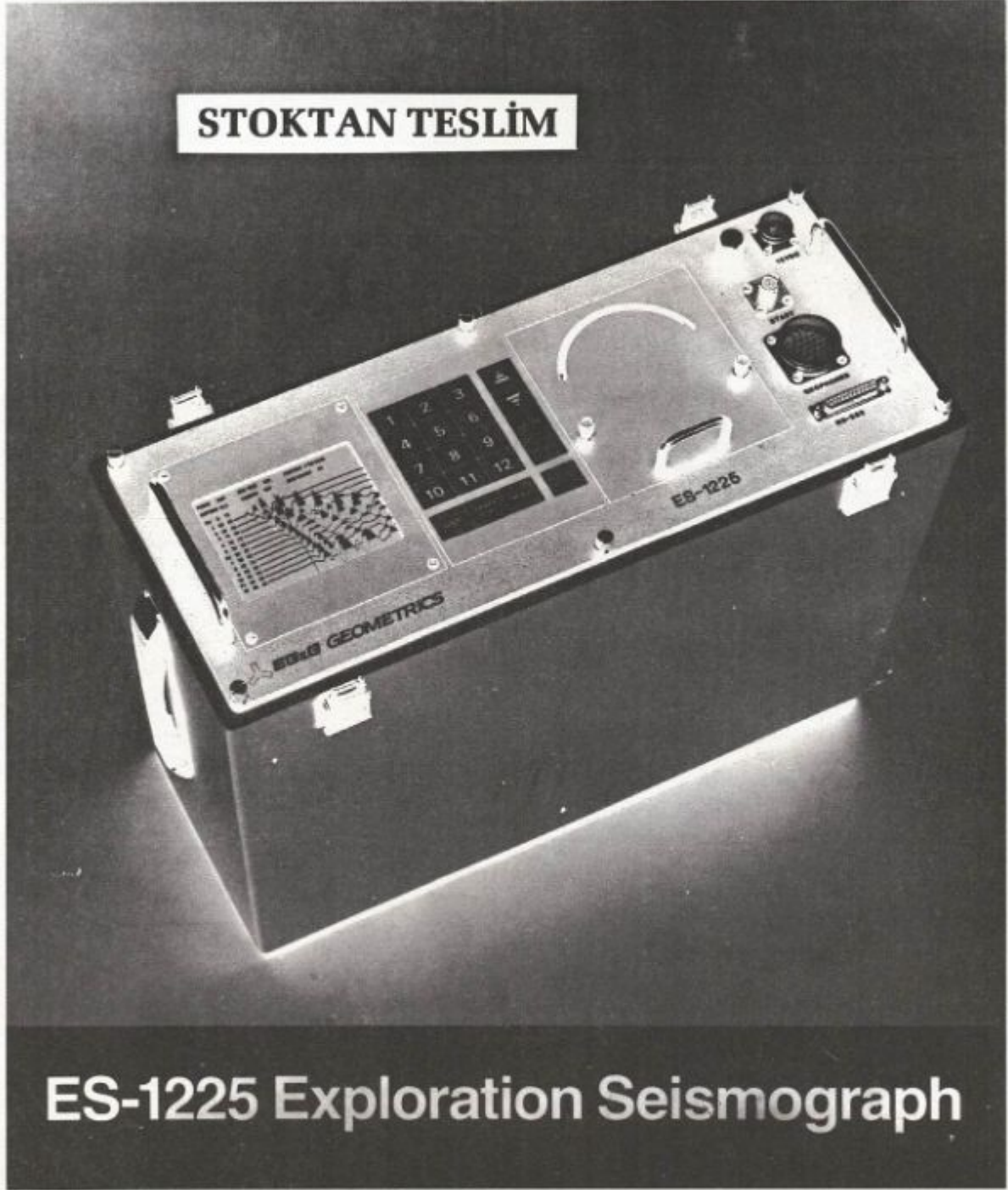
ANTALYA:

Kenan Evren Bulvarı Güneş Ap. No. 9/2 (07050) Antalya
Tel: 27 343 - Fax: 150 20

USTA

DÜNYANIN EN EKONOMİK, EN KULLANIŞLI,
12 KANALLI - PORTATİF TEK SİSMOGRAFI :
EG&G GEOMETRICS MODEL ES-1225 SİNYAL
BİRİKTİRMELİ SİSMOGRAF

STOKTAN TESLİM



ES-1225 Exploration Seismograph

GÜÇLÜ ADIM DESTEĞİYLE ŞİMDİ TÜRKİYE'DE

ADIM ANADOLU DIŞ TİCARET A.Ş.



anadolu dış ticaret a.ş.

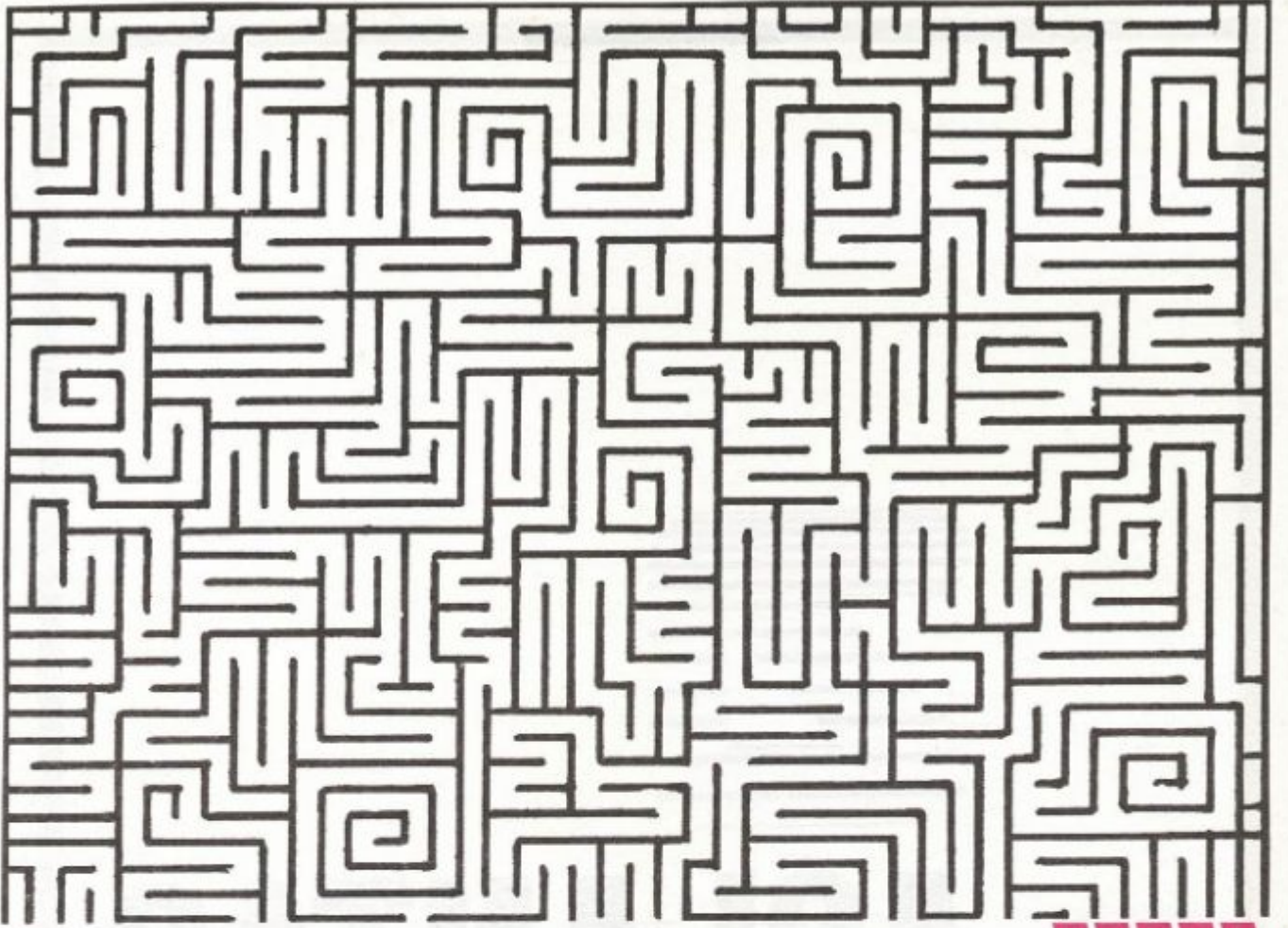
Nenehatun Cad. No: 97 06700 - Gaziosmanpaşa-ANKARA Tel: (4) 136 30 32 Tlx: 46 374 aadt tr.
II. Taşocağı Cad. Maya sk. No: 4/6 80300 Mecidiyeköy-İSTANBUL Tel: (1) 172 11 36-(1) 172 32 13 Tlx: 27135

Schlumberger

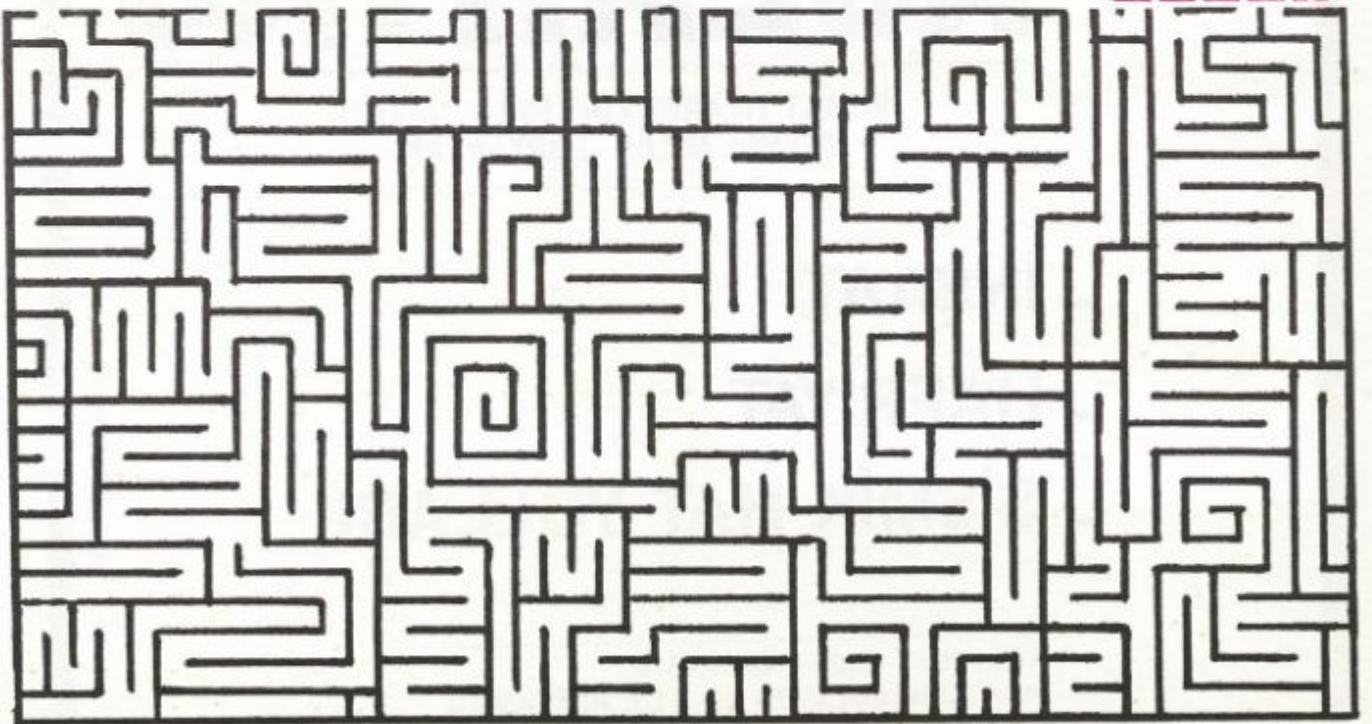
WELL SEISMIC



- CHECK SHOT
- LOG CALIBRATION
- GEOGRAM
- VERTICAL SEISMIC
PROFILING



SERVİS & EKİPMAN TEMİNİNDE KISA YOL



DAMAŞ TİCARET MÜHENDİSLİK VE SANAYİ A.Ş.

Attar Sok. Kent Sitesi C Blok No. 6 Gaziosmanpaşa - Ankara - Türkiye
Tel : (41) 27 58 48 - 26 64 95 Telefax : (41) 27 07 38 Telex : 42 591 DAPA TR



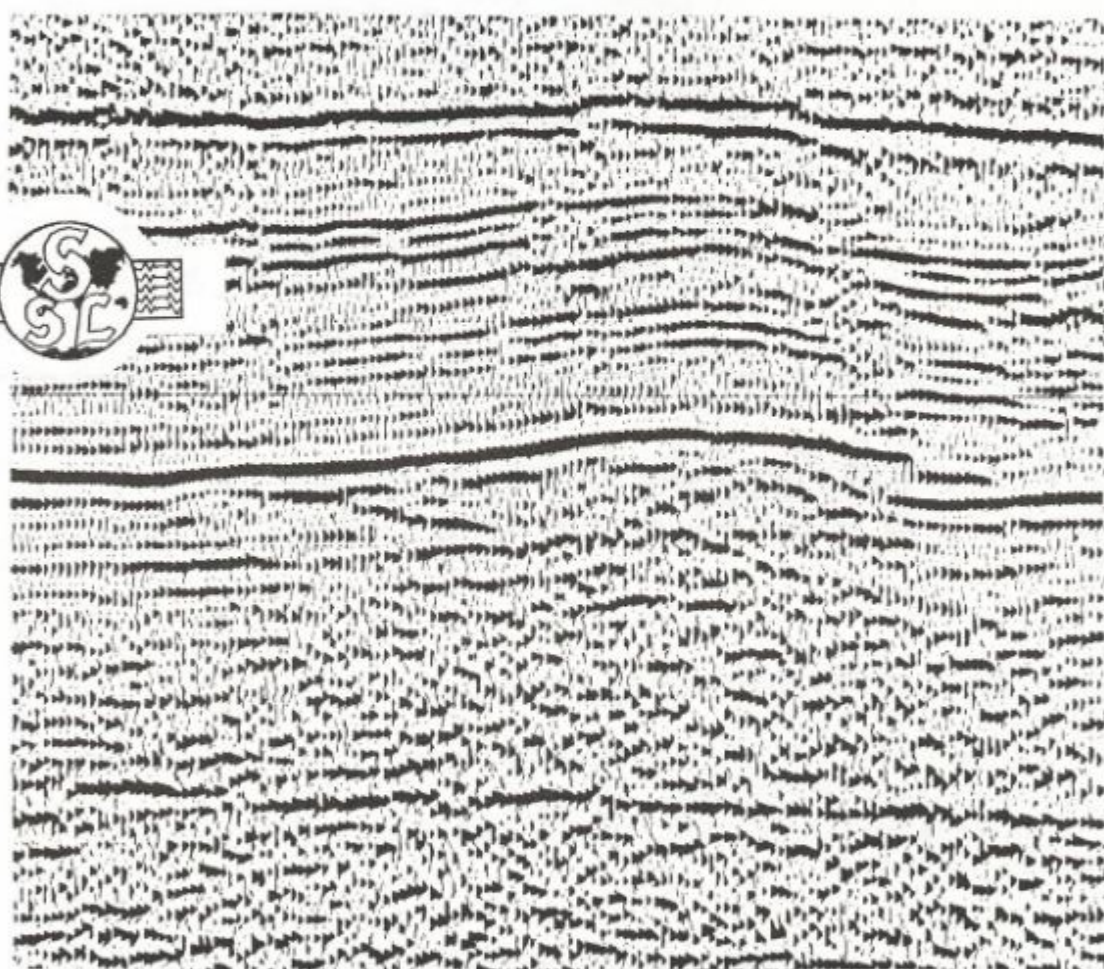
ASLANTAŞ

İNŞAAT TİCARET KOLLEKTİF ŞİRKETİ
ZEYNEL ASLAN ve ORTAKLARI

- İNŞAAT
- HAFRİYAT
- SİSMİK HAT YOLLARI

TEL: 2571 - 2321 - 4698 - 4579
ATATÜRK BULVARI NO. 11/E ADIYAMAN

SEISMIC ACQUISITION AND DATA PROCESSING SERVICES



SEISMOGRAPH SERVICE LTD

NENEHATUN CADDESİ No. 66
GAZİOSMANPAŞA
ANKARA, TURKEY
TELEPHONE 136 58 14



Allgemeines Bohrunternehmen Wathlingen GmbH

3101 WATHLINGEN POSTFACH 31, TELEFON: 051 44 - 3343

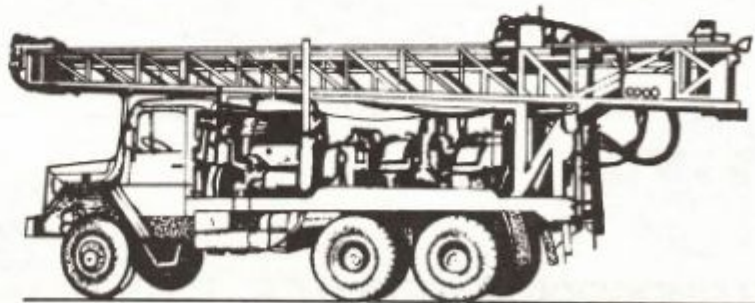
TELEX: 9 25 009 CEBRB-D

BOHRUNGEN FÜR AUFSCHLUSS - WASSER - PEGEL - KERN - BAUGRUND

GRUNDWASSERABSENKUNG - GEOPHYSIK - SEISMİK

TÜRKİYE MÜMESSİLLİĞİ: ESAT CADDESİ NO. 103/2, K.ESAT - ANKARA

TELEFON: 28 14 10





JEOFİZİK

TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI SÜRELİ YAYINI

JOURNAL OF THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TURKEY

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**

Adına Sahibi ve Sorumlu
Yazı İşleri Müdürü
Mehmet B. ATEŞ

II. DÖNEM YÖNETİM KURULU

Executive Committee

Mehmet Bedii ATEŞ
M. Ali AK
Çetin TOK
Hamit KARAHACIOĞLU
Yavuz DİLBAZ
Erden ERCAN
Cüneyt ŞAPCIOĞLU

YAYIN KURULU
Publication Committee
Dr. Edip BAYSAL
Dr. Ahmet T. BAŞOKUR
Muharrem TÜRKARSLAN
İbrahim AYDIN
Sami ZÜNBÜL

**TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**

Mithatpaşa Cad. 45/15
P.K. 255 Kızılay - Ankara - TURKEY
Tel: (4) 135 13 79

BASILDIĞI YER
MAYA Matbaacılık Yayıncılık Ltd. Şti.
Tel: 118 01 53 - 125 25 95

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

CİLT 2, SAYI 1 / MART 1988

VOL. 2, NO. 1 / MARCH 1988

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

OKURLARIMIZA.....	2
VELOCITY-STACK PROCESSING.....	3
Hız-Yığılma İşlemi	
KARMAŞIK ORTAMLARIN ALTINDA	
SÜREKLİLİK İÇİN DÜŞÜK	
FREKANS KULLANIMI.....	17
Low Frequencies for Better Continuity	
Beneath Complex Media	
YİNELEMELİ TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ	
İLE YERALTI YOĞUNLUK	
DAĞILIMININ SAPTANMASI.....	27
Determination of Underground Density	
Distribution Using Iterative	
Inverse Techniques	
SEMİ-MARKOV MODELİNİN KUZEY ANODALU	
FAY ZONUNDA DEPREM	
RİSKİNE UYGULANMASI.....	44
Seismic Risk Estimation of the North Anatolian	
Fault Zone Using	
Semi-Markov Model	
GRAVİTE ALANI OLAN ELASTİK BİR GEZEĞENİN	
OLUŞUMU SİRASINDAKİ KAYMA	
GERİLİM ALANININ BULUNMASI.....	59
The Estimate of the Shear Stress Field of a Self	
Gravitating Elastic Planet	
During Its Formation	
10. TÜRKİYE JEOFİZİK KURULTAYI	
BİLDİRİ ÖZETLERİ.....	69
Abstract of the Tenth Geophysical	
Convention of Turkey	
YAZI VERENLER.....	105
ODA'DAN HABERLER.....	106
ODA ÜYELERİ.....	108

OKURLARIMIZA

Oda'mızın 2. Olağan Genel Kurulu'nu yaparak yeni bir çalışma dönemine girmiş bulunuyoruz. Genel Kurul Delegeleri oy birliğine yakın bir çoğunlukla bizleri, ikinci çalışma dönemi için, iki yıllık bir süreyle, Oda'mızın sorumluluğunu taşımak üzere görevlendirmiştir. Bu sorumluluğun bilinci içinde, meslek örgütülüğümüzde var olan potansiyele hareketlilik kazandırarak, Oda'mızın kazanımlarını yeni eklemelerle daha da ileriye götürmek çabası içinde olacağız. Meslek sorunlarımızla etkileşim içinde olan bütün konularda daha duyarlı ve üretici olmak kararındayız.

Bugün ülkemizde yaşanmakta olan hızlı nüfus artışının yanısıra kentleşme ve sanayileşme sürecinin, enerji ve hammadde kaynaklarına duyulan gereksinmeyi giderek artırdığı bilinmektedir. Bu gereksinmenin nereden ve nasıl karşılanacağı sorusu ülkemiz için yakın gelecekte daha da önem kazanacak bir olgu niteliğindedir.

Bu nedenle de ülkemiz kendi doğal kaynaklarını en verimli biçimde değerlendirip, kaynaklarını ekonomik kalkınmaya etkin şekilde katmak zorundadır. Bu bağlamda, doğal kaynakların aranmasından, boyutları çok büyüyen mühendislik yapılarının zemin etüdlerine, ülkemizde hep gündemde kalan deprem olgusunun bilimsel gerçeklerle algılanmasına kadar pekçok önemli çalışma alanında Jeofizik Mühendisliği'nin gerçek yerini ve ağırlığını alabilmesi, ancak tüm meslektaşlarımızın bu olguyu sağlıklı algılaması ve örgütlülük dinamizmi ve bütünlüğü içinde katkı koyması ile gerçekleşecektir.

Üniversitelerimizde, kurum ve kuruluşlarımızda var olan bilgi birikiminin hareketlendirilmesi, mesleğimizin gereğine ve uygulamadaki ağırlığına sahip çıkılması, her konuda bilimsel ağırlıklı ürünlerimizin artırılması ölçüsünde, ülkemizin Tekno-politikasının belirlenmesine ve şekillenmesine, katkı koyabileceğimize inanıyoruz.

Sorunlara çözüm yolu üretkenliktir. Söyleyecek sözü olanların özgün ürünleri ile Oda çalışmalarına katkıda bulunmaları ve sorunlarımızı birlikte omuzlamakla başarıya ulaşacağız.

Saygılarımızla,

Yönetim Kurulu

VELOCITY-STACK PROCESSING

Hız-Yığılma İşlemi

Özdoğan YILMAZ*

ABSTRACT

A conventional velocity-stack gather consists of constant-velocity CMP-stacked traces. It emphasizes the energy associated with the events that follow hyperbolic travel time trajectories in the CMP gather. Amplitudes along a hyperbola on a CMP gather ideally map onto a point on a velocity-stack gather. Because a CMP gather only includes a cable-length portion of a hyperbolic travel time trajectory, this mapping is not exact. The finite cable length, discrete sampling along the offset axis and the closeness of hyperbolic summation paths at near offsets cause smearing of the stacked amplitude along the velocity axis. Unless this smearing is removed, inverse mapping from velocity space (the plane of stacking velocity versus two-way zero-offset time) back to offset space (the plane of offset versus two-way travel time) does not reproduce the amplitudes in the original CMP gather. The gather resulting from the inverse mapping can be considered as the model CMP gather that contains only the hyperbolic events from the actual CMP gather. A least-squares minimization of the energy contained in the difference between the actual CMP gather and the model CMP gather removes smearing of amplitudes on the velocity-stack gather and increases velocity resolution. A practical application of this procedure is in separation of multiples from primaries.

In this paper, a method is described to obtain proper velocity-stack gathers with reduced amplitude smearing. The method involves a t^2 -stretching in the offset space. This stretching maps reflection amplitudes along hyperbolic moveout curves to those along parabolic moveout curves. The CMP gather is Fourier transformed along the stretched axis. Each Fourier component is then used in the least-squares minimization to compute the corresponding Fourier component of the proper velocity-stack gather. Finally inverse transforming and unstretching yield the proper velocity-stack gather which then can be inverse mapped back to the offset space. During this inverse map-

ÖZET

Geleneksel bir hız yığılma topluluğu sabit hızla yığılmış OON (ortak orta nokta) izlerinden oluşur. Söz konusu topluluk, yalnızca OON topluluğundaki hiperbolik seyahat zamanı eğrilerini izleyen olaylarla ilgili enerjiyi içerir. Bir OON topluluğundaki bir hiperbol boyunca yer alan genlikler, ideal olarak bir hız-yığılma topluluğundaki bir noktayı temsil ederler. Bir OON topluluğu, bir hiperbolik seyahat zamanı eğrisinin ancak bir kablo uzunluğu kadarlık kısmını içerdiğinden, bu temsil etme tam doğru değildir. Sınırlı kablo uzunluğu, açılım ekseninde boyunca örneklemedeki süreksizlik ve yakın açılımlardaki hiperbolik toplama yollarının tek olmayışı, hız ekseninde boyunca yığılmış genliklerin saçılmasına neden olmaktadır. Bu saçılma giderilmedikçe hız ortamından (yığılma hızı düzlemine karşı gidiş-dönüş sıfır açılım zamanı), açılım ortamına (açılım düzlemine karşı gidiş-dönüş seyahat zamanı), tersine haritalama işlemi orijinal OON topluluğundaki genlikleri tam olarak vermez. Tersine haritalama işlemi neticesinde elde edilen topluluk, gerçek OON topluluğunun yalnızca hiperbolik olaylarını ihtiva eden model OON topluluğu olarak düşünülebilir. Gerçek OON topluluğu ile model OON topluluğunun içerdikleri enerji farkının, en küçük kareler yöntemiyle en aza indirilmesi, hız-yığılma topluluğundaki genliklerin saçılmasını giderir ve hız ayrımlılığını artırır. Bu işlem pratikte birincil yansımaları tekrarlı yansılardan ayırmada kullanılabilir.

Bu makalede, genlik saçılmaları olmaksızın, uygun hız-yığılma toplulukları elde etmek için etkin bir yöntem tanımlanmıştır. Yöntem açılım ortamında t^2 -gerilmesini gerektirir. Bu gerilme, hiperbolik normal kayma eğrileri boyunca uzanan yansıma genliklerini, parabolik normal kayma eğrileri boyunca uzananlara dönüştürür. OON topluluğunun gerilmiş eksen boyunca Fourier dönüşümü alınır. Böylelikle elde edilen her Fourier bileşeni, gerekli hız-yığılma topluluğunun uygun Fourier bileşenini hesaplamak için en küçük kareler yönteminde kullanılır. Sonuç olarak ters dönüşüm ve gerilmenin kaldırılması uygun hız-yığılma toplu-

* Western Geophysical Company, 455 London Road, Isleworth, Middlesex, England TW7 5AB

ping, multiples, primaries or all of the hyperbolic events can be modeled. An application of velocity-stack processing to multiple suppression is demonstrated with a field data example.

luğunu verir. Söz konusu topluluk ise açılım ortamında yeniden haritalanabilir. Bu tersine haritalama esnasında, tekrarlı yansımalar, birincil yansımalar veya bütün hiperbolik olaylar modellenilebilirler. Hız yığma işleminin tekrarlı yansımalarla uygulanması bir saha veri örneğiyle gösterilmiştir.

INTRODUCTION

Consider the synthetic common-midpoint (CMP) gather in Figure 1c. This gather is a composite of the CMP gather with three primary reflections shown in Figure 1a and the CMP gather with one primary and its multiples shown in Figure 1b. Note that the three primaries arrive at the same zero-offset times as the multiples, and the moveout between the primaries and multiples is less than 100 ms at the far offset (2350 m).

Traces in the composite CMP gather (Figure 1c) are stacked with a range of constant velocities and the resulting stacked traces are displayed side by side, forming the conventional velocity-stack gather shown in Figure 1d. The highest stacked amplitudes occur with the actual primary and multiple velocities. The lower-amplitude horizontal streaks on this velocity-stack gather are due to the contribution of small offsets, while the large-amplitude regions are due to the contribution of the full range of offsets (Sherwood and Poe, 1972).

Let $d(h, t)$ be the data in the offset space (the plane of offset versus two-way travel time as in Figure 1c) and $u(v, \tau)$ be the transformed data in the velocity space (the plane of stacking velocity versus two-way zero-offset time as in Figure 1d). The mapping from the offset space to the velocity space is achieved by summing over offset:

$$u(v, \tau) = \sum_h d(h, t = \sqrt{\tau^2 + 4h^2/v^2}), \quad (1a)$$

where t is the two-way travel time, τ is the two-way zero-offset time, h is the half-offset and v is the stacking velocity. The inverse mapping from the velocity space back to the offset space is achieved by summing over velocity:

$$d'(h, t) = \sum_v u(v, \tau = \sqrt{t^2 - 4h^2/v^2}). \quad (1b)$$

Figure 1d was obtained by using equation (1a), where the summation is performed over a finite range of offsets. At first, it appears that using equation (1b), where the summation is performed over a finite range of velocities, the original data $d(h, t)$ in Figure 1c can be reconstructed from the data in Figure 1d. The modeled CMP gather $d'(h, t)$ using equation (1b) is shown in Figure 2b. Observe the relative weakening of amplitudes at far offsets, especially along events with large moveout. Repeated transformations using equations (1a) and (1b) from the offset space to velocity space (Figure 2c) and

back (Figure 2d) further reduce the amplitudes at far offsets. Results of Figure 2 clearly demonstrate that the discrete transforms given by equations (1a) and (1b) are not exact inverses of each other. The discrete summation in equation (1a) over a finite range of offsets causes mapping of amplitudes along a hyperbolic event in the offset space (Figure 1c) to depart from the ideal point in the velocity space and results in smearing of amplitudes along the velocity axis (Figure 1d). Amplitude smearing means loss of velocity resolution between two events with little moveout difference. The velocity resolution is further reduced with lack of far-offset data (Figures 2b, c).

To reduce the amplitude smearing on conventional velocity-stack gathers, Thorson and Claerbout (1985) proposed a least-squares formulation of the problem. Consider equation (1b) in matrix notation:

$$d' = L u, \quad (2)$$

I call $u(v, \tau)$ in equation (2) a proper velocity-stack gather, whereby hyperbolas in offset space are represented by points in velocity space, to distinguish from the conventional velocity-stack gather with amplitude smearing. L is the matrix operator that maps each point in $u(v, \tau)$ onto a hyperbola in $d'(h, t)$, the modeled CMP gather. The purpose is to find a $u(v, \tau)$ such that the difference $e(h, t)$ between the actual CMP gather $d(h, t)$ and the model CMP gather $d'(h, t)$ is minimum in a least-squares sense. Using the matrix notation and equation (2), $e(h, t)$ is defined as:

$$e = d - L u. \quad (3)$$

The minimum error $e(h, t)$ associated with the least-squares solution $u(v, \tau)$ should be interpreted as being the CMP gather that contains only the nonhyperbolic events, such as random or linear noise, that may be present in the original CMP gather $d(h, t)$.

The least-squares solution for $u(v, \tau)$ normally requires computing the inverse of the matrix $L^T L$ (T is for transpose), which may have dimensions of 60,000 x 60,000 for a typical field data case. Inverting such a large matrix is quite impractical.

A practical approach to solving equation (3) is given by Hampson (1986). First, the input CMP gather is NMO corrected; thereby resulting moveouts of the events with originally hyperbolic moveouts are approximately parabolic. Second, the NMO-corrected gather is Fourier transformed in the time direction. Thus, equation (3) can

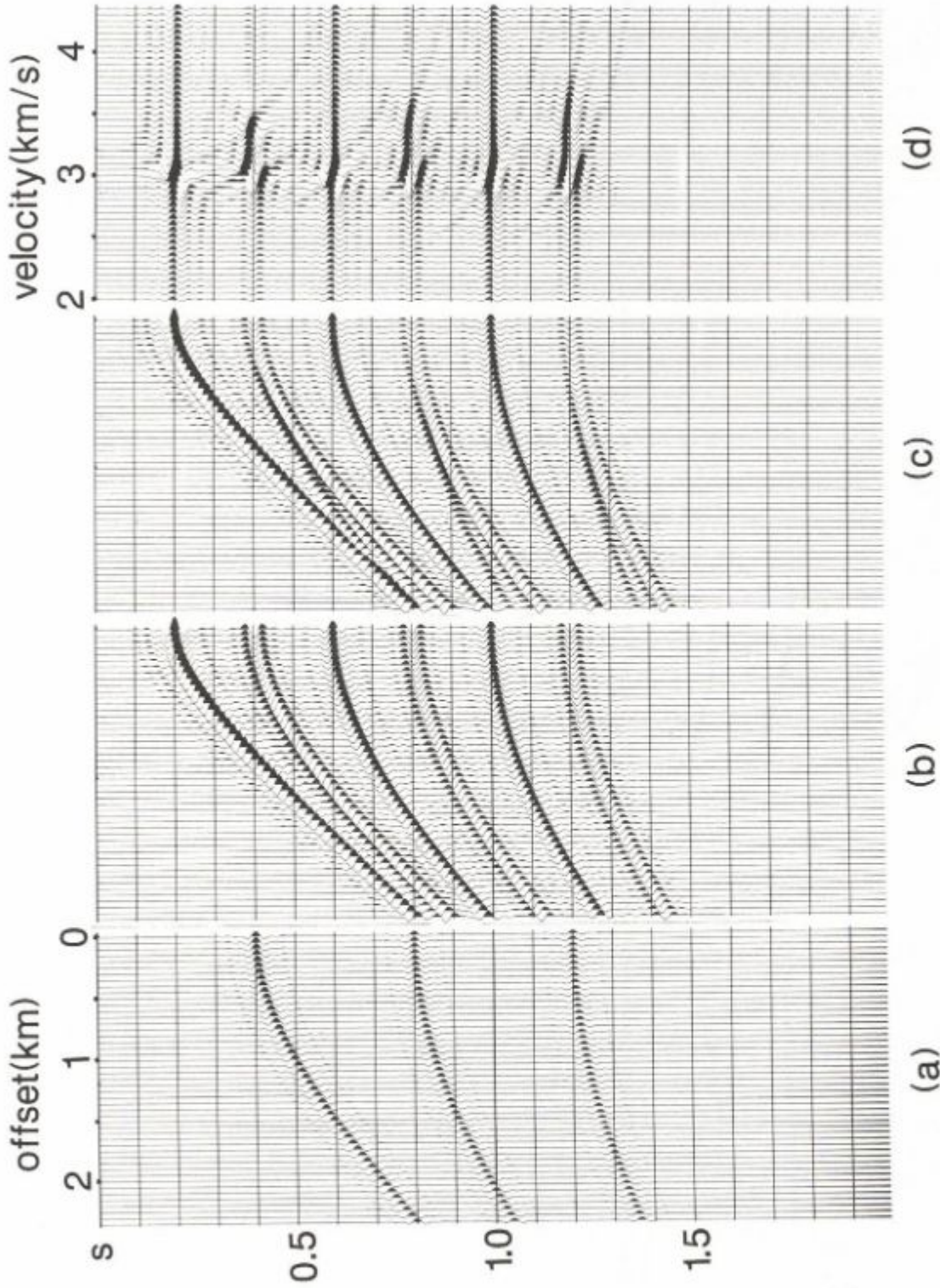


Fig. 1. (a) A synthetic CMP gather with three primary reflections; (b) a synthetic CMP gather with one primary reflection (arrival time at 0.2 s at zero-offset trace) and its multiples; (c) composite CMP gather containing the primaries and multiples in (a) and (b); (d) the conventional velocity-stack gather derived from the composite CMP gather using equation (1a). Note the amplitude smearing along the velocity axis.

1. (a) Üç yansıma içeren bir sentetik OON topluluğu; (b) tek bir yansıma (geliş zamanı sıfır açılımlı izde 0.2 sn) ve onun tekrarlı yansımalarını içeren bir sentetik OON topluluğu; (c) (a) ve (b)'deki OON topluluklarının birleştirilmesiyle oluşan OON topluluğu; (d) (1a) eşitliği kullanılarak (c)'deki OON topluluğundan elde edilmiş klasik hız-yığıma topluluğu. Hız eksenini boyunca genlik saçılması gözlenmektedir.

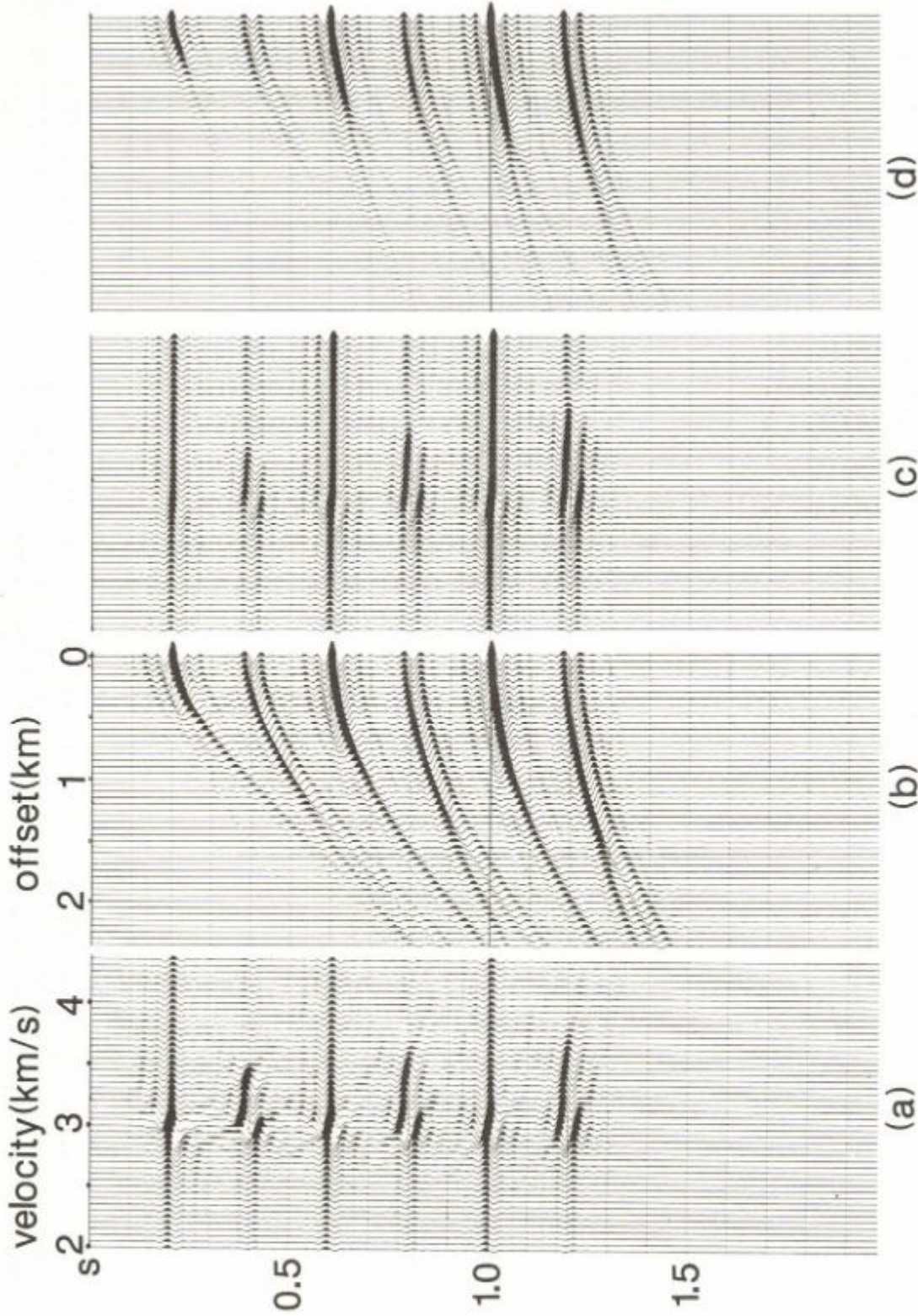


Fig. 2. (a) The same velocity-stack gather as in Figure 1d; (b) the CMP gather reconstructed from the velocity-stack gather in (a) using equation (1a); (c) velocity-stack gather derived from (b) using equation (1b); (d) CMP gather reconstructed from (c) using equation (1c). Note the degradation of velocity resolution on the velocity-stack gather (c) due to reduction of far-offset amplitudes (b).

Şekil 2. (a) Şekil 1d'deki hız-yığıma topluluğu; (b) (1a) eşitliği yardımıyla (a)'daki hız-yığıma topluluğundan tekrar elde edilen OON topluluğu; (c) (1b) eşitliğiyle (b)'deki OON topluluğundan elde edilen hız-yığıma topluluğu; (d) (1b) eşitliğiyle (c)'den tekrar elde edilen OON topluluğu. (c)'deki hız-yığıma topluluğundaki hız ayrımının azalması (b)'deki uzak-açılımların genliklerinin düşmesi nedeniyle.

be rewritten for each frequency component, independently. For a typical field data case, the new form of the complex matrix L may have dimensions of 60×60 , which is much easier to handle than the L matrix as defined originally in equation (3). Hampson (1986, 1987) applied his technique for multiple suppression and signal enhancement by random noise suppression.

As events on the NMO-corrected CMP gather deviate from the ideal parabolic form, there can be degradation in the ability to map those events into the velocity space (Hampson, 1986). Moreover, stretch muting that is normally required after NMO correction can significantly remove the far-offset data. In this paper, I modify Hampson's technique to circumvent the parabolic approximation. Specifically, in the present approach, a t^2 -stretching of the time axis replaces the NMO correction of the CMP gather. This stretching converts all the hyperbolic events in the original CMP gather to exact parabolas. I also use the singular-value decomposition (SVD) technique to avoid computing the direct inverse of $L^T L$. In the next section, this procedure is described and its application to multiple suppression is demonstrated with a field data example.

DESCRIPTION OF THE METHOD

Start with the synthetic CMP gather shown in Figure 1c. Events on this gather have hyperbolic travel times defined by:

$$t^2 = \tau^2 + 4h^2 / v^2. \quad (4)$$

Apply stretching in the time direction by setting $t' = t^2$ and $\tau' = \tau^2$. Equation (4) then takes the form:

$$t' = \tau' + 4h^2 / v^2. \quad (5)$$

$$L = \begin{bmatrix} e^{i\omega'4h_1^2/v_1^2} & e^{i\omega'4h_1^2/v_2^2} & \dots & e^{i\omega'4h_1^2/v_p^2} \\ e^{i\omega'4h_2^2/v_1^2} & e^{i\omega'4h_2^2/v_2^2} & \dots & e^{i\omega'4h_2^2/v_p^2} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ e^{i\omega'4h_m^2/v_1^2} & e^{i\omega'4h_m^2/v_2^2} & \dots & e^{i\omega'4h_m^2/v_p^2} \end{bmatrix}$$

In the stretched coordinates, equations (1a) and (1b) become:

$$u(v, \tau') = \sum_h d(h, t' = \tau' + 4h^2 / v^2), \quad (6a)$$

and

$$d'(h, t') = \sum_v u(v, \tau' = t' - 4h^2 / v^2). \quad (6b)$$

Figure 3a shows the stretched CMP gather; note the hyperbolas in Figure 1c are replaced with parabolas. Actually, the t^2 -transformation causes compression on data before 1 s and stretching on data after 1 s. (A nice property of the parabolic moveout is that it is invariant along the t^2 -axis.) The sampling rate along the t^2 -axis was set equal to $(t_{\max})^2/\underline{n}$, where $\underline{n}$ is the number of samples along the t -axis. There can be a potential problem of aliasing near $t = 0$; however, this problem should not be a concern when dealing with field data. Applying parabolic moveout and stacking over a range of constant velocities (Equation 6a), we get the stretched velocity-stack gather shown in Figure 3b. Compare with Figure 1d and note that both velocity-stack gathers have amplitude smearing along the velocity axis. Our goal here is to eliminate this smearing and enhance the velocity resolution.

By Fourier transforming equation (6b) with respect to t' , we get:

$$d'(h, \omega') = \sum_v u(v, \omega') e^{i\omega'4h^2/v^2}, \quad (7)$$

where ω' is the Fourier dual of t' . Equation (7) can be written in matrix form as equation (2) for each component of $d'(h, \omega')$ and $u(v, \omega')$, where L now is a complex matrix:

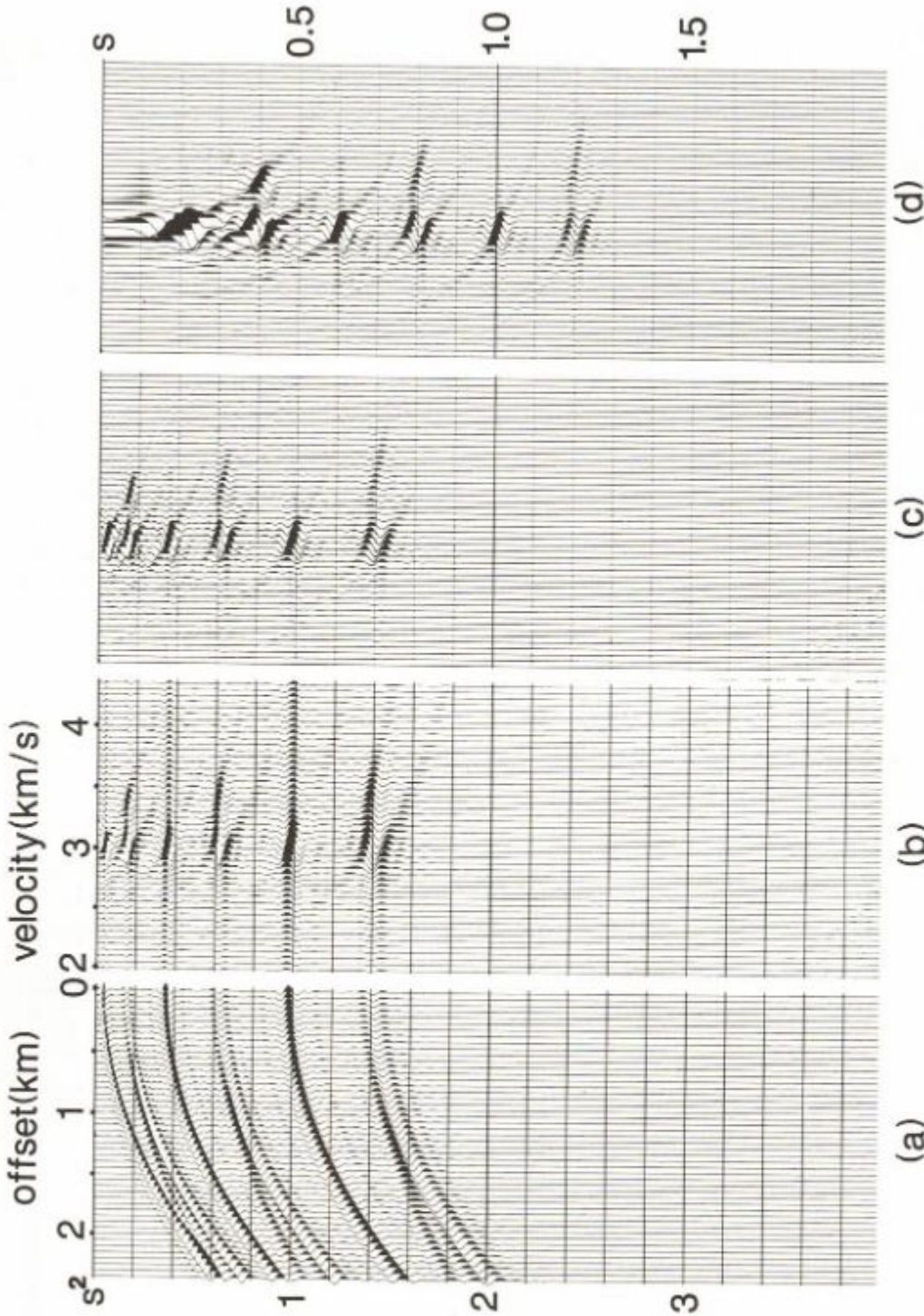


Fig. 3. (a) The CMP gather of Figure 1c after t^2 -stretching; note the hyperbolas (Figure 1c) are replaced with parabolas, and the vertical axis is in units of travel time-squared; (b) the conventional velocity-stack gather derived from the CMP gather in (a) using equation (6a); (c) the proper velocity-stack gather using the SVD procedure described in the text; (d) the same velocity-stack gather as in (c) after undoing the t^2 -stretching. Note the distinct separation of primaries from multiples on the proper velocity-stack gather (d) compared to the amplitude smearing on the conventional velocity-stack gather in Figure 1d.

Şekil

3. (a) t^2 -gerilmesinden sonra Şekil 1c'deki OON topluluğu. Hiporbollerin parabolere ve düşey eksenin seyahat zamanının karesine dönüştüğü gözlenmektedir; (b) (6a) eşitliği kullanılarak (a)'dan elde edilen klasik hız-yığıma topluluğu; (c) metinde açıklanan SVD yöntemiyle elde edilmiş uygun hız-yığıma topluluğu; (d) t^2 -gerilmesi kaldırıldıktan sonra (c)'deki hız-yığıma topluluğu. Uygun hız-yığıma topluluğundaki (d) yansıma ve tekrarlı yansımaların birbirlerinden ayrılması, Şekil 1d'deki klasik hız-yığıma kesitinde gözlenen genlik saçılmasıyla karşılaştırıldığında açıkça görülmektedir.

Here, m is the number of offsets and p is the number of velocities. Note that the elements of the L matrix only depend on the geometry of the input CMP gather.

The least-squares procedure can now be reformulated using the new definitions of d , u and L (equation 8) in equation (3), where $d(h, \omega')$ is the actual CMP gather and $e(h, \omega')$ is the error in the transform domain. The constrained least-squares solution $u(v, \omega')$ then is (Lines and Treitel, 1984):

$$u = (L^T L + \beta I)^{-1} L^T d, \quad (9)$$

where the asterisk denotes complex conjugate and β is Marquardt's damping factor.

Normally, this constrained solution would require computing the inverse of $(L^T L + \beta I)$. We can avoid the matrix inversion by singular value decomposition (SVD) of the complex matrix L (equation 8). This procedure factors L into a product of three matrices (Lines and Treitel, 1984):

$$L = U \Lambda V^T \quad (10)$$

By using this factorized form of the matrix L , the constrained solution given by equation (9) takes the form:

$$u = V [(\Lambda^2 + \beta I)^{-1} \Lambda] U^T d \quad (11)$$

where

$$(\Lambda^2 + \beta I)^{-1} \Lambda = \begin{bmatrix} \frac{\lambda_1}{\lambda_1^2 + \beta} & & & 0 \\ & \frac{\lambda_2}{\lambda_2^2 + \beta} & & \\ & & \ddots & \\ 0 & & & \frac{\lambda_p}{\lambda_p^2 + \beta} \end{bmatrix} \quad (12)$$

and λ_i are the positive square-roots of the eigenvalues λ_i^2 of $L^T L$. Recall that the damping factor is a scalar that prevents the solution (equation 11) from becoming unstable.

We now summarize the method:

- (1) Start with a CMP gather, $d(h, t)$ (Figure 1c).
- (2) Apply the t^2 -stretching, $d(h, t' = t^2)$ (Figure 3a).
- (3) Fourier transform in the t' -direction, $d(h, \omega')$.
- (4) For a specific value of ω' :
 - (a) set up the L matrix (equation 8) based on the geometry of the CMP gather.
 - (b) set up the d vector by transposing the data set $d(h, \omega')$.
 - (c) Apply SVD on L (equation 10), and compute U , Λ , and V^T , hence U^T and V .

- (d) Specify a value for β and set up the diagonal matrix of equation (12). For field data, a value of 1 % of the largest eigenvalue-squared, λ_1^2 , often yields adequate results.
- (e) Finally, solve for u (equation 11).
- (f) Repeat (4) for all ω' values and accumulate the results in $u(v, \omega')$.

- (5) Inverse Fourier transform to get $u(v, \omega')$ (Figure 3c).
- (6) Undo the t^2 -stretching to get $u(v, \omega')$; this is the desired result, namely the proper velocity-stack gather (Figure 3d).
- (7) If desired, perform inverse mapping back to offset space to get the model CMP gather (equation 1b). At this stage, all or part of the velocity-stack gather that contains primaries or multiples can be included in the modeling defined by equation (1b). (An application of this step for multiple suppression is demonstrated in the next section.)

Compare the proper velocity-stack gather (Figure 3d) with the conventional velocity-stack gather (Figure 1d). Note the significant reduction of amplitude smearing and enhancement of velocity resolution in the proper velocity-stack gather. In particular, multiples and primaries are now clearly distinguishable. Nevertheless, note the frequency distortion of the wavelet, especially in the shallowest event, primarily due to stretching (step 2) and unstretching (step 6).

Using the proper velocity-stack gather (Figure 4a) in equation (1b), the CMP gather can be faithfully reconstructed (Figure 4b). Repeated application of the SVD procedure outlined above always reproduces the CMP gather (Figures 4c, d), with the exception of frequency distortion at the very early times. (Compare the panels in Figure 4 with those in Figure 2.)

Consider the field data example in Figure 5a. This deep-water CMP gather contains little random noise, but strong multiples below 3.5 s. The conventional velocity-stack gather (Figure 5b) shows the familiar amplitude smearing, whereas the proper velocity-stack gather (Figure 5c) shows better focusing of amplitudes. The reconstructed CMP gather (Figure 5d) contains all the hyperbolic events present in the original CMP gather (Figure 5a) and excludes noise. The amplitudes on the reconstructed CMP gather appear to be faithfully restored to their original values.

APPLICATION TO MULTIPLE SUPPRESSION

I now demonstrate an application of velocity-stack processing to multiple suppression. Consider the synthetic CMP gather in Figure 1c and the proper velocity-stack gather (Figure 3d) estimated from it. Using the entire velocity-stack gather in the summation in equation (1b), we get the fully reconstructed CMP gather shown in Figure 6a. Aside from the loss of high-frequency energy at early times, this modeled CMP gather is a close approximation to the original CMP gather (Figure 1c). Instead of including the entire velocity-stack gather (Figure

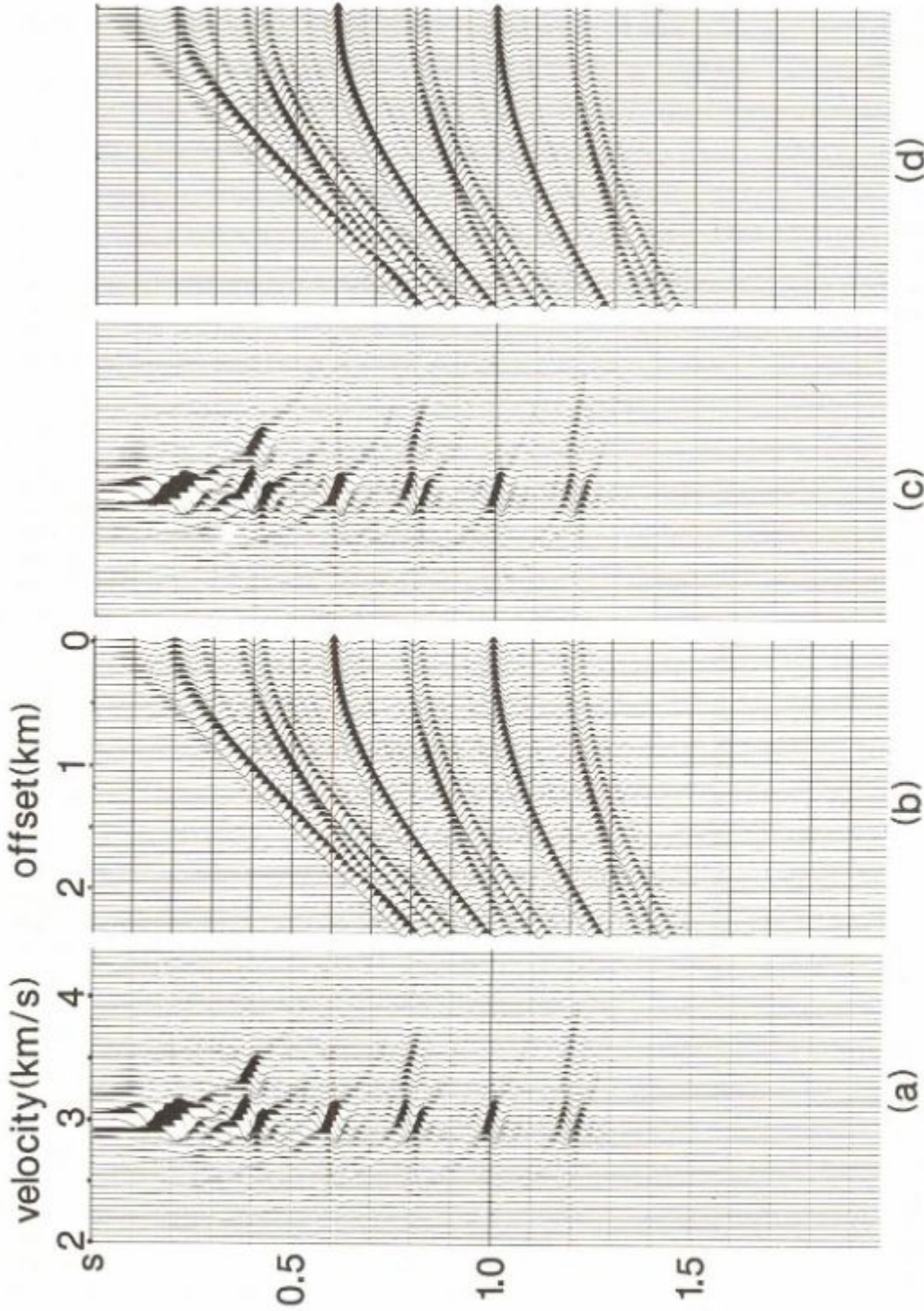


Fig.

4. (a) The same velocity-stack gather as in Figure 3d; (b) the CMP gather reconstructed from the proper velocity-stack gather in (a) using equation (1b); (c) proper velocity-stack gather derived from the CMP gather in (b) using the SVD procedure described in the text; (d) CMP gather reconstructed from (c) using equation (1b). Note the accurate reconstruction of the CMP gather (b) from the proper velocity-stack gather (a) compared to the reduction of far-offset amplitudes on the CMP gather in Figure 2b reconstructed from the conventional velocity-stack gather in Figure 2a.

Şekil

4. (a) (3d)'deki hız-yığıma topluluğu; (b) (a)'daki uygun hız-yığıma topluluğundan (1b) eşitliği kullanılarak tekrar elde edilmiş OON topluluğu; (c) (b)'deki OON topluluğundan SVD yöntemiyle elde edilen uygun hız-yığıma topluluğu; (d) 1b eşitliği kullanılarak (c)'den tekrar elde edilmiş OON topluluğu. Uygun hız-yığıma topluluğundan (a) elde edilen OON topluluğunun (b) doğruluğu, Şekil 2a'daki klasik hız-yığıma topluluğundan elde edilmiş OON topluluğunda (2b) uzak açılımlardaki genlik kaybı ile karşılaştırıldığında gözlenmektedir.

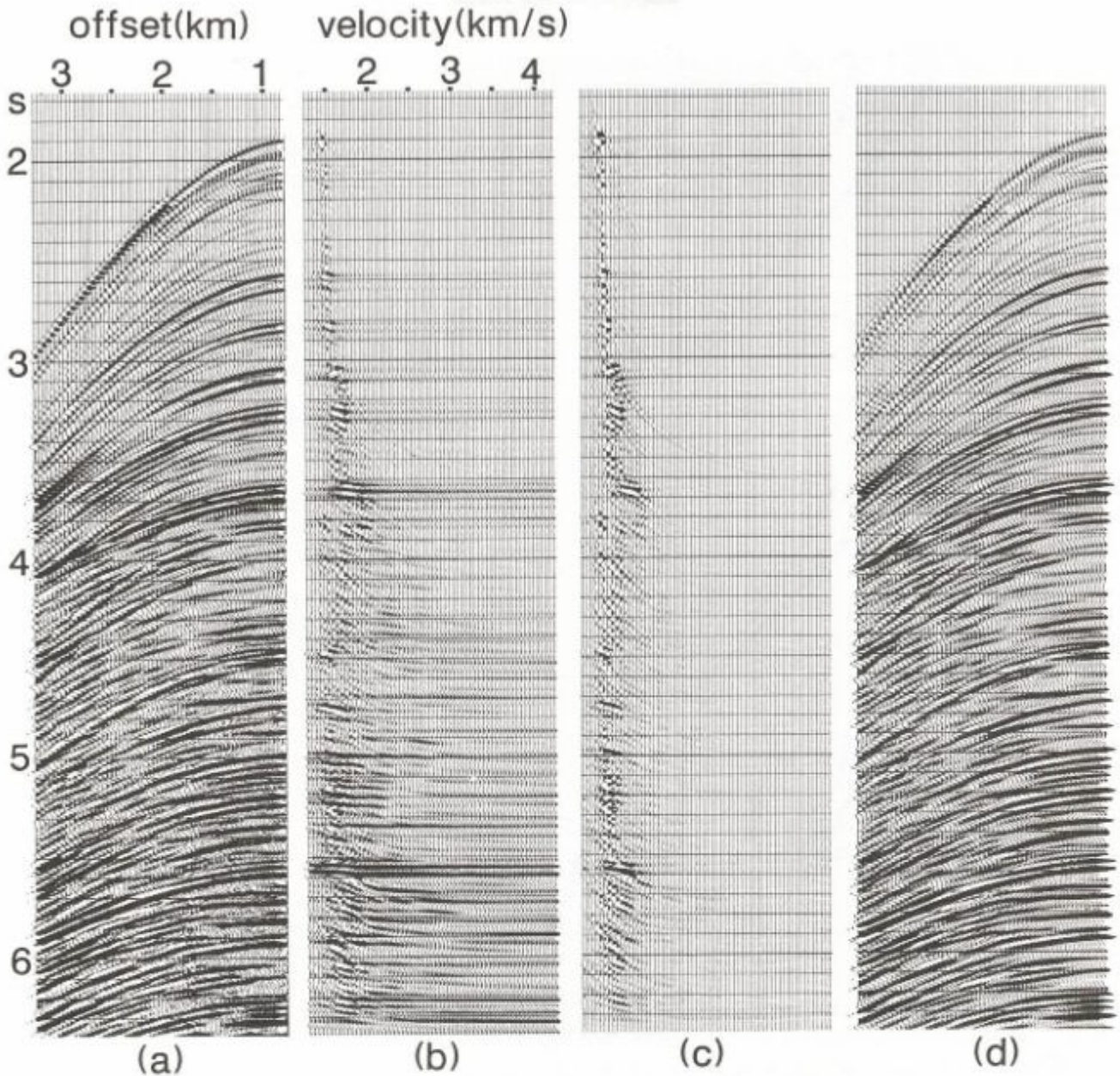


Fig. 5. (a) A deep-water CMP gather with strong multiples; (b) the conventional velocity-stack gather; (c) the proper velocity-stack gather; (d) the CMP gather reconstructed from (c). Compare with (a) and note the preservation of amplitudes along hyperbolic events. (Data courtesy Norwegian Petroleum Directorate.)

Şekil 5. (a) Kuvvetli tekrarlı yansımalar içeren derin deniz OON topluluğu; (b) klasik hız-yığıma topluluğu; (c) uygun hız-yığıma topluluğu; (d) uygun hız-yığıma topluluğundan tekrar elde edilen OON topluluğu. (a) ile karşılaştırıldığında hiperboller boyunca genliklerin korunduğu görülmektedir (Veri Norveç Petrol Direktörlüğüne aittir).

3d) in the summation in equation (1b), only multiples (Figure 6b) or only primaries (Figure 6c) can be reconstructed by simply imposing a suitable pass corridor over the velocity-stack gather. Compare the modeled multiples-only and primaries-only CMP gathers (Figures 1b, a, respectively). (The modeled shallow primary in Figure 6c corresponds to the primary in Figure 1b). It appears that, although insignificant, the multiples-only gather (Figure 6b) contains some residual primary energy, and the pri-

maries-only gather (Figure 6c) contains some residual multiple energy. In practice, it may sometimes be desirable to model the multiples and subtract the result from the actual CMP gather (Hampson, 1986). One reason for this is the necessity to retain in CMP data some of the nonhyperbolic energy, such as diffractions. In the present example, Figure 6d shows the difference between Figures 1c and 6b. When compared with Figure 6c, the subtraction result (Figure 6d) shows slight differences in the early times.

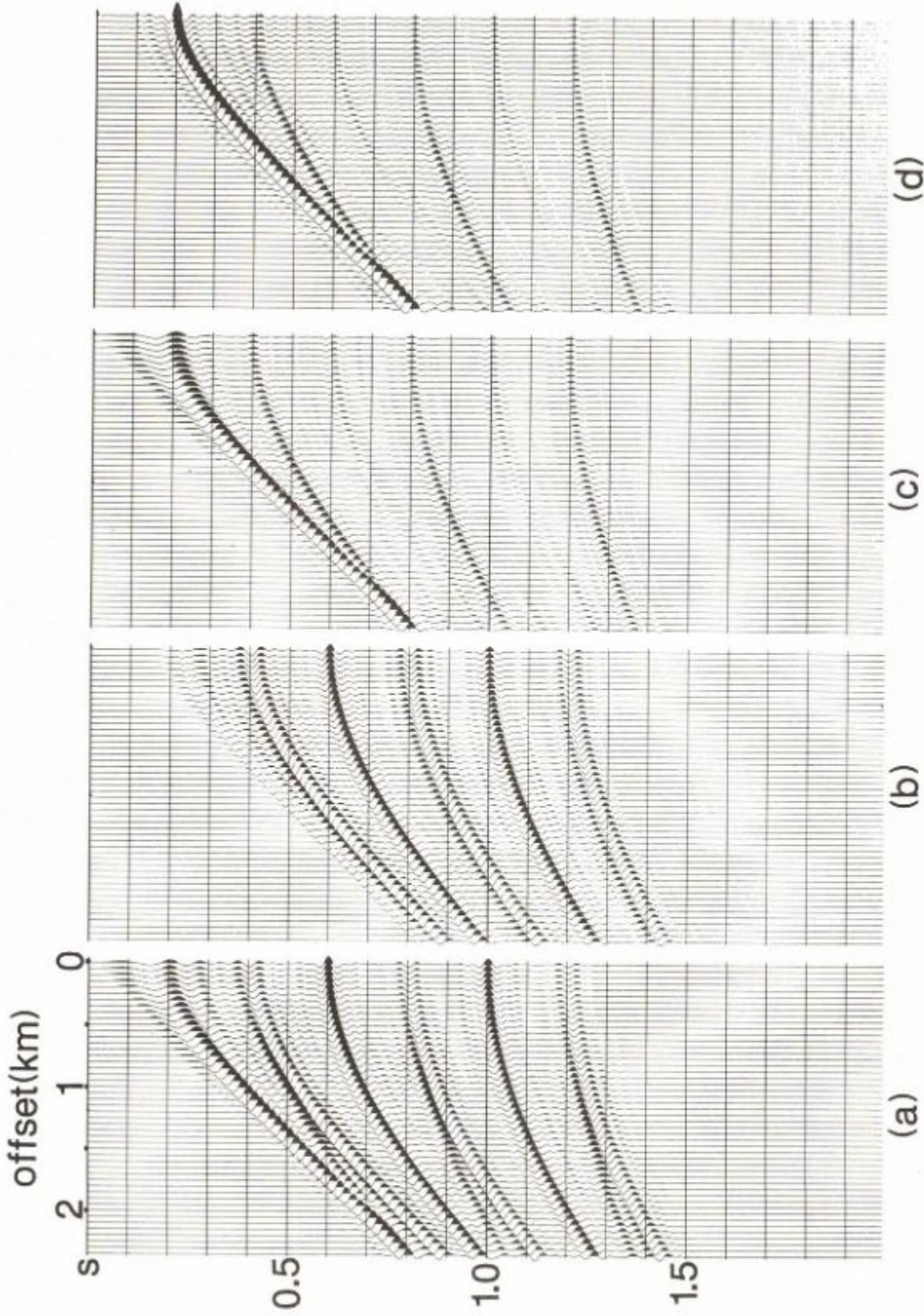


Fig. 6. Reconstruction of the CMP gather in Figure 1c using (a) the entire velocity-stack gather in Figure 3d; (b) allowing only the multiple energy; (c) allowing only the primary energy; (d) subtraction of (b) from Figure 1c.

Şekil 6. (a) 3d'deki bütün hız yığıma topluluğu; (b) sadece tekrarlı yansıma enerjisi; (c) sadece yansıma enerjisi; (d) Şekil 1c'den (b)'nin çıkarılması; kullanılarak 1c'deki OON topluluğunun tekrar elde edilmesi.

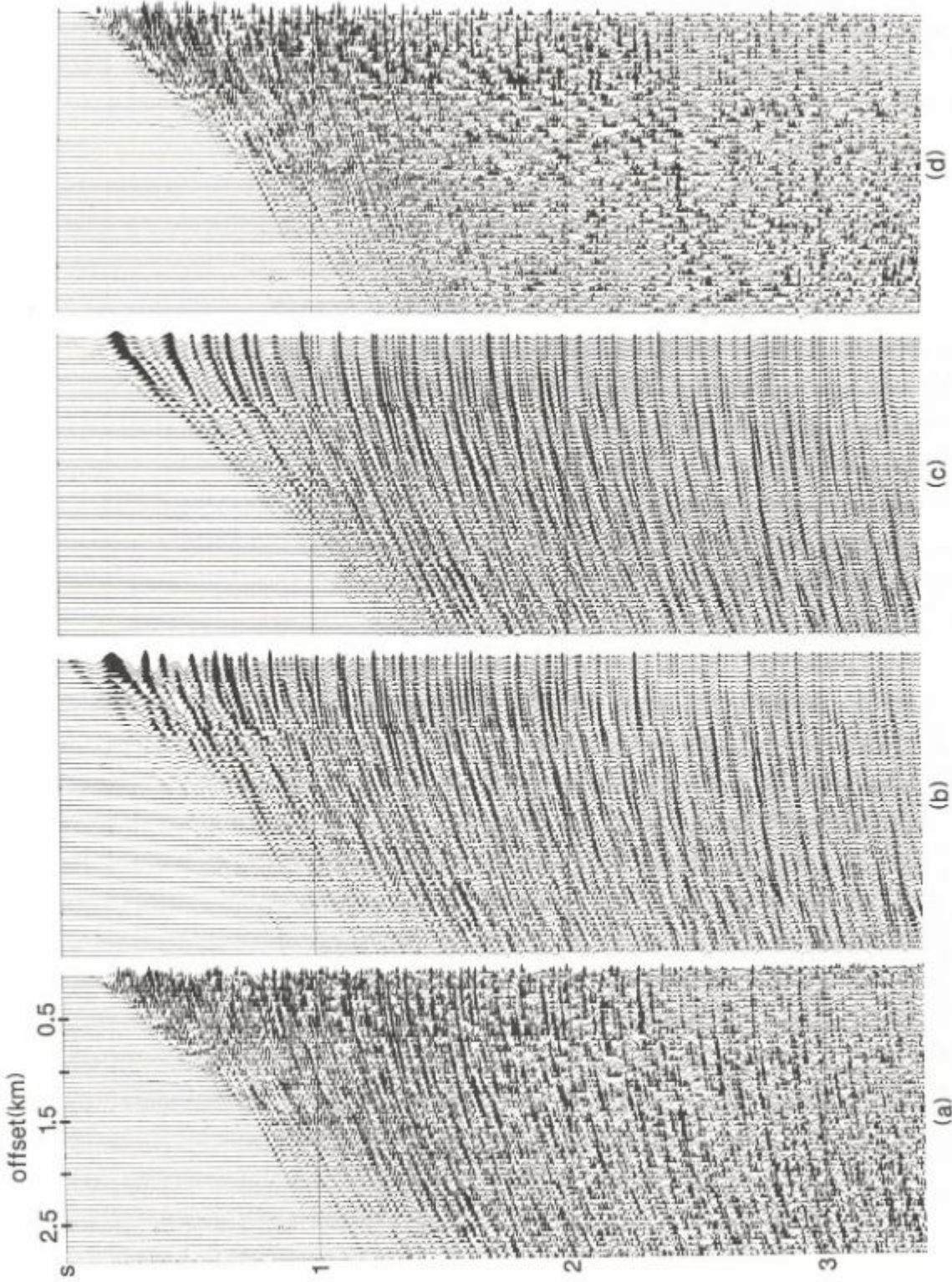


Fig. 7. (a) A shallow-water CMP gather; (b) full reconstruction from the proper velocity-stack gather; (c) multiples-only reconstruction; (d) difference between (a) and (c). (Data courtesy Abu Dhabi National Oil Company.)

7. (a) Bir sığ deniz OON topluluğu; (b) uygun hız-yığıma topluluğundan tam olarak tekrar eldesi; (c) tekrarlı yansımaların tekrar eldesi; (d) (a) ile (c) arasındaki fark (Veri Abu Dhabi Milli Petrol Şirketine aittir).

A field data example with short-period interbed multiples is shown in Figure 7. The velocity spectra computed from the original CMP gather (Figure 7a) and the gather with multiples removed (Figure 7d) are shown in Figure 8. Detailed portions of CMP stacked sections with and without velocity-stack processing for multiple suppression are shown in Figure 9. An important observation in Figure 9a is the apparent lateral continuity due to the multiples. This continuity is replaced, in Figure 9b, with

features that are perhaps geologically more detailed and plausible. Note the presence of a subtle structural closure at 1.5 s in Figure 9b; this feature is completely disguised amongst the multiples in Figure 9a. Unfortunately, because of unavailability of sonic-log information, no definite assessment can be made about the details in the CMP stacked section processed for multiple suppression (Figure 9b).

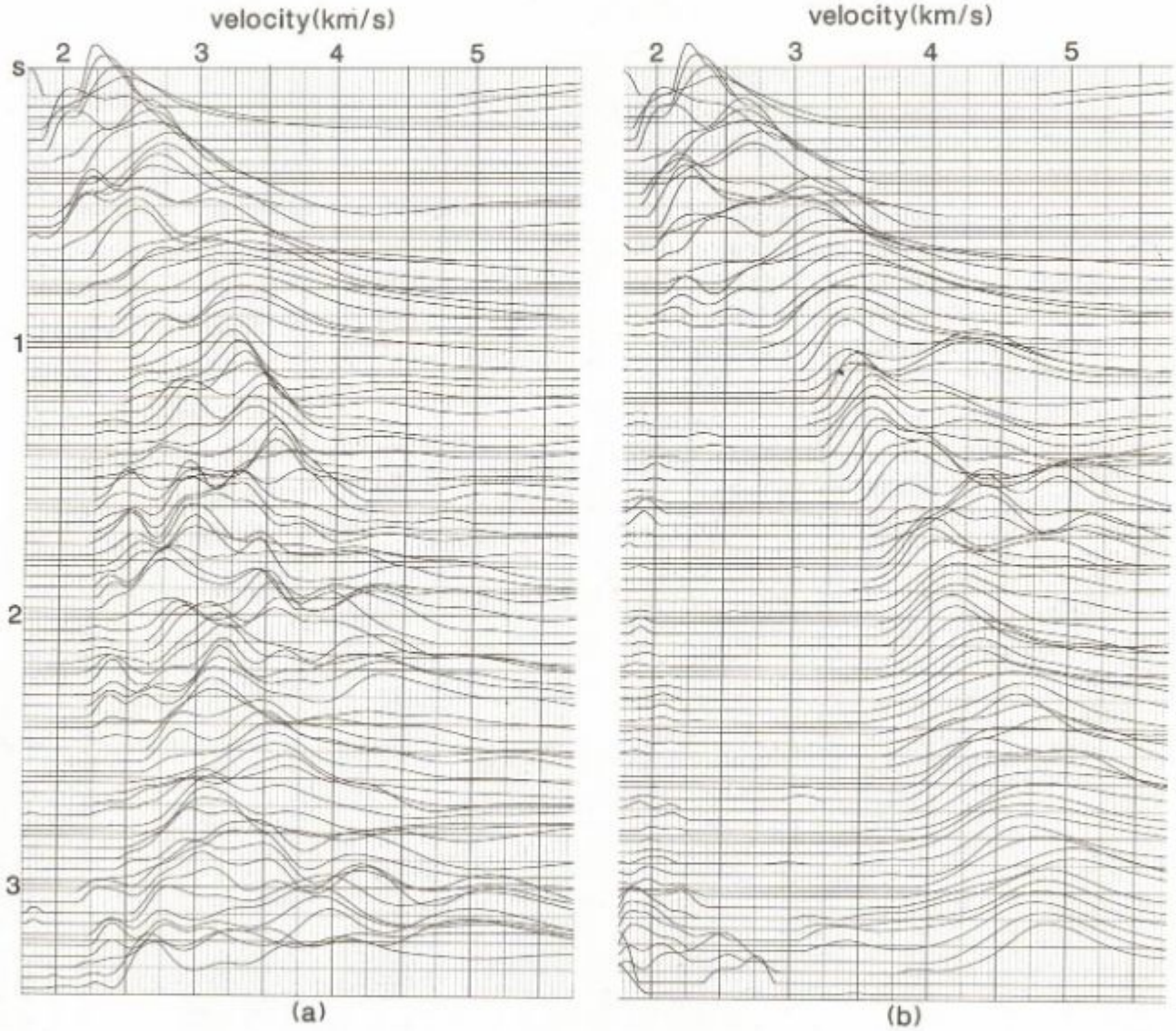


Fig. 8. Velocity spectra associated with (a) the CMP gather in Figure 7a; (b) the CMP gather in Figure 7d.
Şekil 8. (a) Şekil 7a'daki OON topluluğuna ait; (b) Şekil 7d'deki OON topluluğuna ait; hız spektrumları.

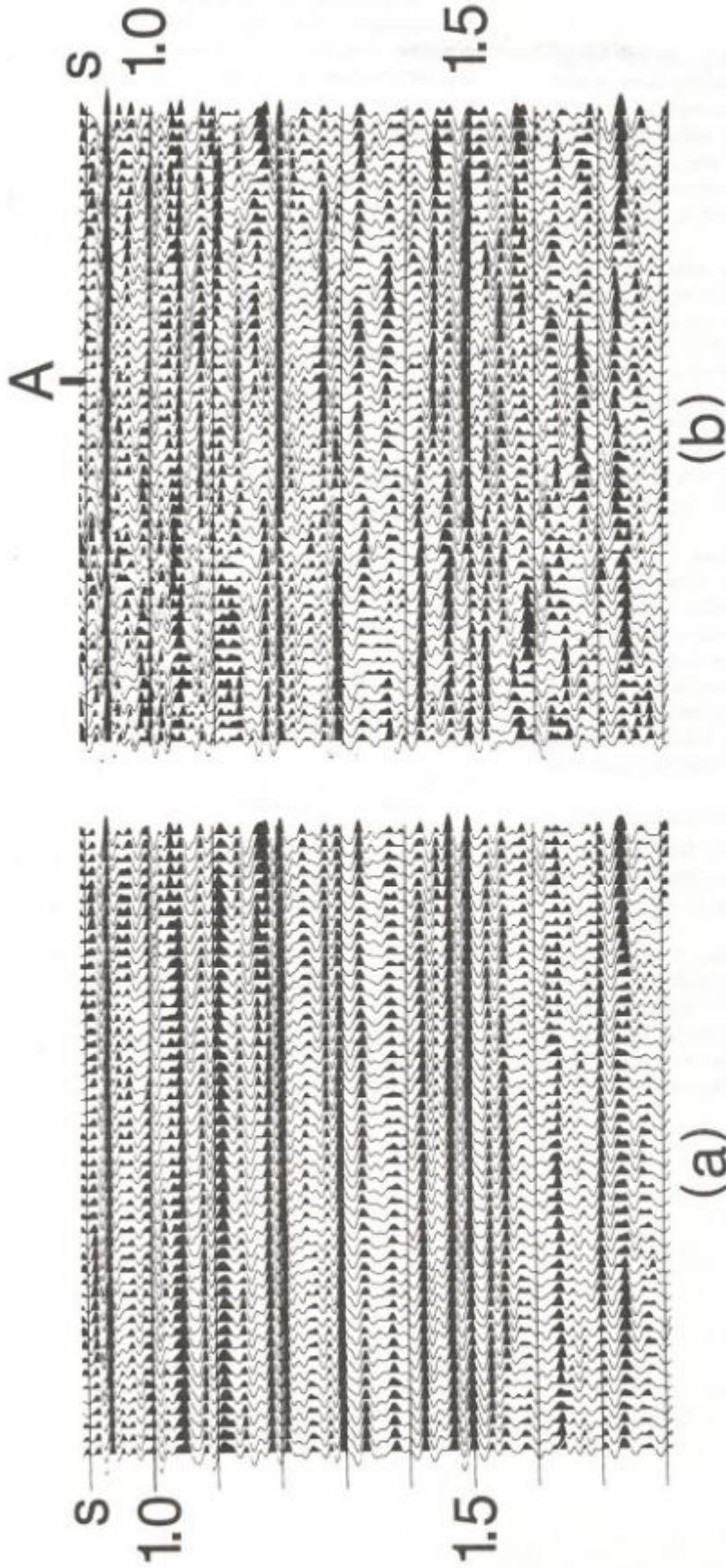


Fig. 9. Detailed portions of (a) CMP stacked sections associated with the CMP gather in Figure 7a with short-period multiples; (b) CMP stacked section associated with the CMP gather in Figure 7d with velocity-stack processing for multiple suppression. Note the apparent lateral continuity caused by the short-period multiples in (a); this false continuity is removed in (b), thereby uncovering a probable subtle structural feature at 1.5 s below midpoint A. (Data courtesy Abu Dhabi National Oil Company.)

Şekil 9. (a) Şekil 7a'daki OON topluluğu ile ilgili kısa tekrarlanmalar içeren yığma kesitinin; (b) Şekil 7d'deki OON topluluğu ile ilgili tekrarlı yansımaları söndürmeye yönelik veri işlenmesiyle elde edilmiş yığma kesitinin; ayrıntılı sunumu. Kısa periyotlu tekrarlanan yansımalar (a)'da gözlenen ve gerçek olmayan bir devamlılığa neden olmakta, (b)'de ise bu görüntüm ortadan kalkmakta, dolayısıyla A noktasının altında 1.5 saniyede, küçük, olası bir yapısal özellik gözlemlenmektedir.

CONCLUSIONS

A method was presented to estimate proper velocity-stack gathers without amplitude smearing seen in conventional velocity-stack gathers. The method involves t^2 -stretching of the CMP data in the offset space, followed by Fourier transforming along the stretched axis. Each Fourier component then is used in a least-squares minimization to compute the corresponding Fourier component of the velocity-stack gather.

Removal of amplitude smearing increases velocity resolution, thus allowing better separation of primaries from multiples. This advantage can be put to use to suppress multiples by inverse mapping only the primaries from the velocity space back to the offset space. In practice, however, it may be desirable to inverse map the multiples and subtract the resulting multiples-only CMP gather from the original CMP gather to yield the primaries-only CMP gather. This CMP gather would retain non-hyperbolic components of the data that may be of interest.

A velocity-stack gather emphasizes the energy associated with the events that follow hyperbolic travel time trajectories in a CMP gather. Reflections with non-hyperbolic moveouts, such as those associated with complex structures, are not to velocity space, properly. Random noise uncorrelated from trace to trace and coherent noise with linear moveout on a CMP gather are excluded from the mapping to velocity space; hence, the model CMP gather obtained from the inverse mapping should be free of such noise.

In the least-squares inversion scheme used here, a critical parameter is Marquardt's damping factor β . Choice of this factor depends on the noise content of the data. For most field data cases, a value of 1 % seems to be a good choice.

Other practical parameters are the velocity range and velocity increment used in constructing velocity-stack gathers. The velocity range should span the velocities associated with primary and multiple reflections. A good practice for the choice of velocity increment is such that the number of traces in velocity space is set equal to the number of traces in offset space.

Application of velocity-stack processing to multiple suppression was demonstrated with a field data example with short-period multiples. Unfortunately, no sonic-log information was available to assess to what extent the uncovered features are geologically plausible. Nevertheless, the velocity spectrum of the data after velocity-stack processing clearly indicates removal of a large amount of multiple energy. Moreover, the CMP stacked section after multiple suppression shows evidence of a subtle structural closure and some details that may have geological significance and are not at all visible on the conventional CMP stacked section.

ACKNOWLEDGEMENTS

I acknowledge the use of a complex SVD program published by Professor G.W. Stewart of Argonne National Laboratories, University of Maryland. I thank Norwegian Petroleum Directorate and Abu Dhabi National Oil Company for providing the data in Figures 5, 7 and 9, and granting the permission for publication. I also am thankful to my colleagues at Western, Aftab Alam, Ron Chambers, Ken Larner, Wendell Wiggins and Walt Lynn, for their review of the manuscript.

REFERENCES

- Hampson, D., 1986, Inverse velocity stacking for multiple elimination: *Journal of the Can. Soc. of Expl. Geoph.*, 22, 44-55.
- Hampson, D., 1987, The discrete Radon transform: A new tool for image enhancement and noise suppression: Presented at the 57th Annual International SEG Meeting, October 11-15, New Orleans.
- Lines, L.R. and Treitel, S., 1984, Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems: *Geophysical Prospecting*, 32, 159-186.
- Sherwood, J.W.C. and Poe, P.H., 1972, Constant velocity stack and wavelet processing: *Geophysics*, 39, 859-881.
- Thorson, J.R. and Claerbout, J.F., 1985, Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion: *Geophysics*, 50, 2727-2741.

KARMAŞIK ORTAMLARIN ALTINDA SÜREKLİLİK İÇİN DÜŞÜK FREKANSLARIN KULLANIMI

Low Frequencies for Better Continuity Beneath Complex Media

M. Ali AK*

ÖZET

Jeolojik bir formasyon, mineraller, litolojik kırıntılar, inklüzyonlar, küçük faylar, çatlaklar boşluklar gibi çeşitli alt birimlerden oluşur. Sismik anlamda karmaşık bir formasyon, uzaysal boyutları sismik dalga boylarına eşit veya kıyaslanabilir olan alt birimlerin birleşimi olarak tanımlanabilir.

Karmaşık bir formasyon içinde yayılan bir sismik dalgacık, belirli bir dizi alt birim boyunca yol alır. Geleneksel Ortak Orta Nokta (Common Mid Point) kayıt geometrisinde, bir OON topluluğundaki sismik izlerin her biri, değişik alt birim dizileri boyunca yol almış dalgacıkların üst üste toplanmasıyla oluşmuştur. Bu durum, karmaşık bir formasyonun altındaki bir tabaka sınırından yansıyan değişik açılımlı dalgacıklar arasında düzensiz birtakım zaman kaymaları bulunmasına yol açar. Bu faz probleminin bilinen dinamik ve statik düzeltme yöntemleriyle, hatta karşıt ilişki işlemlerine dayanan otomatik rezidüel statik programlarıyla bile çözülmesi olanaksızdır.

Yukarıda tanımlanan problemi, dalgacığın spektrumunu düşük frekanslara kaydırarak ve böylece zaman kaymalarının daha küçük faz farklarına tekabül etmelerini sağlayarak yenebiliriz. Bu amaçla, Hilbert transformuyla zarfları (envelope) hesaplanan sismik izleri gerekirse alçak geçişli bir süzgeçlemeden sonra yığma işlemi için hazır hale getirebiliriz.

Problem bir modelle tanımlanmış ve algoritma modele uygulanmıştır.

ABSTRACT

A geologic formation is composed of several sub-elements, such as minerals, lithologic fragments, inclusions, small faults, cavities etc. A seismically complex formation can be defined as being formed by sub-elements with spatial dimensions equal or comparable to the seismic wavelengths.

A seismic wavelet travelling through a complex formation, passes through a particular sequence of sub-elements. In conventional common mid-point recording geometry, all the traces that form a CMP gather, are simply the superpositions of individual wavelets which have travelled through different sequences of sub-elements of the complex formation. This fact introduces irregular time shifts among the wavelets reflected from the same horizon beneath the complex medium, that is, a problem of phase which cannot be solved by conventional dynamic and static correction methods, not even by cross-correlation based residual static correction algorithms.

We can overcome this problem by shifting the spectrum of the wavelet to lower frequencies and so making the time shifts correspond to smaller phase differences, resulting in a better stacking output. To achieve this goal, envelopes of traces of a CMP gather can be taken and after being debiased and further filtered if necessary, can be input to the stacking process.

The problem is described by a model and the algorithm is applied.

GİRİŞ

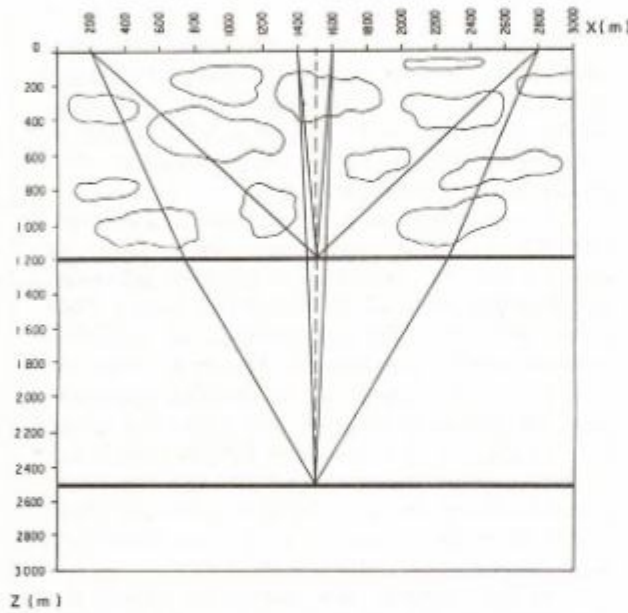
Jeolojik bir formasyon, mineraller, litolojik kırıntılar, inklüzyonlar, küçük faylar, çatlaklar, boşluklar gibi çeşitli alt birimlerden oluşur. Bu alt birimlerin boyutları sismik dalga boylarına göre çok küçükse, formasyon, sismik yansıma yöntemi açısından homojen kabul edilebilir.

Eğer alt birimlerin boyutları sismik dalga boylarına göre çok büyükse, bu kez de her alt birim, sismik dalgacıkla ayrı ayrı çözümlenebilir. Uzaysal boyutları sismik dalga boylarına eşit veya kıyaslanabilir alt birimlerin oluşturduğu bir formasyonu, karmaşık formasyon olarak tanımlayabiliriz (Shtivelman ve diğ. 1986). Böyle karmaşık formasyonların altında bulunan çökeltme ortamlarından iyi

* TPAO Arama Grubu, Ankara

kalitede yansımalar alabilmek, arama sismisinin en büyük sorunlarından birini oluşturmaktadır.

Karmaşık bir formasyon içinde yayılan bir sismik dalgacık, belirli bir dizi alt birim boyunca yol alır. Geleneksel Ortak Orta Nokta (Common Mid Point) kayıt geometrisinde, bir OON topluluğundaki sismik izlerin herbiri, değişik alt birim dizileri boyunca yol almış dalgacıkların üst üste toplanmasıyla oluşur. Şekil 1'deki basit jeolojik modelde, değişik derinlikte iki yatay yansıma yüzeyi üzerinde uzanan karmaşık bir formasyon bulunmaktadır. Yatay tabaka sınırlarından iki değişik açılımla yansıyan izler, aynı OON topluluğuna aittir. Karmaşık formasyonun alt birimlerinin neden olduğu zaman kaymalarının, açılım düzeltmesinden sonra bir faz sorunu yaratacağı açıktır. Sığ reflektörden yansıyan iki dalgacık arasındaki kaymadan farklı olacağı için bu sorunun, karşıt ilişki işlemlerine dayanan otomatik rezidüel statik programlarıyla bile çözülmesi olanaksızdır.



Şekil 1. Karmaşık bir formasyondan geçerek aynı derinlik noktasından yansıyan değişik açılımlı izler.
Fig. 1. Different offset traces passing through a complex formation and reflecting from the same depth point.

ONERİLEN ÇÖZÜM YÖNTEMİ

Karmaşık formasyonun neden olduğu zaman kaymaları, sismik dalgacığın periyodunun dörtte birinden büyükse, yığılma işlemi sonucunda dalgacık güçlenecek yerde sönümlenir. Bunu önlemek için dalgacığın spektrumunu düşük frekanslara kaydırabilir ve böylece zaman kaymalarının daha küçük faz kaymalarına tekabül etmesini sağlayabiliriz. Bir başka deyişle, dalgacığın boyunu uzatarak, zaman kaymalarını dalgacık periyodunun dörtte birinden küçük hale getirebiliriz.

Sismik dalgacığı daha düşük frekanslı, yani daha uzun boylu hale getirmenin en etkili yöntemi, zarfını (envelope) hesaplamaktır. Geleneksel süzgeçleme işlemlerinde, spektrumun bir bölümü bastırılır, o bölümdeki

bilgiler kaybedilir. Zarf işlemi ise, dalgacık spektrumunu olduğu gibi düşük frekanslara kaydırarak sıfır eksenine yaklaştırır. Bu farklılığın vurgulandığı Şekil 2'de, ortada bir saha atış kaydı görülmektedir. Solda bu kaydın 0-12 Hz.lik alçak geçişli bir süzgeç çıkışı, sağda ise aynı kayıttaki izlerin zarfları alınarak elde edilmiş hali sunulmuştur. Görüldüğü gibi alçak geçişli süzgeç, yüksek frekanslı bilgileri bastırarak geri plandaki yüzey dalgalarının ve düşük frekanslı diğer gürültülerin belirgin hale gelmesine yol açmıştır. Zarfı alınan izlerden oluşan monitörde ise, spektrum içindeki görece genlik ilişkileri değişmediğinden, düşük frekanslı gürültüler yine geri planda kalır, buna karşılık sinyal dalgacıklarının periyodları büyümüştür.

Bir sismik izin zarfı, Hilbert dönüşümünden yararlanarak hesaplanabilir. Sahada kaydedilen sismik izi ($F(t)$), karmaşık analitik bir sinyalin ($F_c(t)$) gerçel bileşeni olarak kabul edersek, sanal bileşeni ($F^*(t)$) Hilbert dönüşümü ile hesaplayabiliriz.

$$F(t) = A(t) \cos \theta(t) \quad (1)$$

$$F^*(t) = A(t) \sin \theta(t) \quad (2)$$

$$F_c(t) = F(t) + jF^*(t) \quad (3)$$

$$F^*(t) = \frac{2}{\pi} \sum_{n=-\infty}^{\infty} F(t - n \Delta t) \frac{\sin^2(\pi n / 2)}{n} \quad (4)$$

Sismik izin zarfı ise, karmaşık izin mutlak değerine, yani gerçel ve sanal bileşenlerin kareler toplamının kareköküne eşittir.

$$A(t) = |F_c(t)| = [F^2(t) + F^{*2}(t)]^{1/2} \quad (5)$$

Bu yöntem, yığılma sonrası bir işlem olarak karmaşık sismik iz analizinde yıllardan beri kullanılmaktadır (Taner ve diğ. 1979). Bizim burada önerdiğimiz ise, işlemin yığılma öncesinde, OON topluluklarına uygulanması ve böylece daha güçlü yığılma tepkisi elde edilmesi temeline dayanmaktadır. Sonuçta, çözüm ile süreklilik arasında bir alışveriş yapılmaktadır. Yani, karmaşık yapılarla örtülü çökme ortamlarından iyi kalitede sürekli yansımalar elde edebilmek için, yüksek frekanslardan, dolayısı ile de sismik çözümüden vazgeçilmektedir.

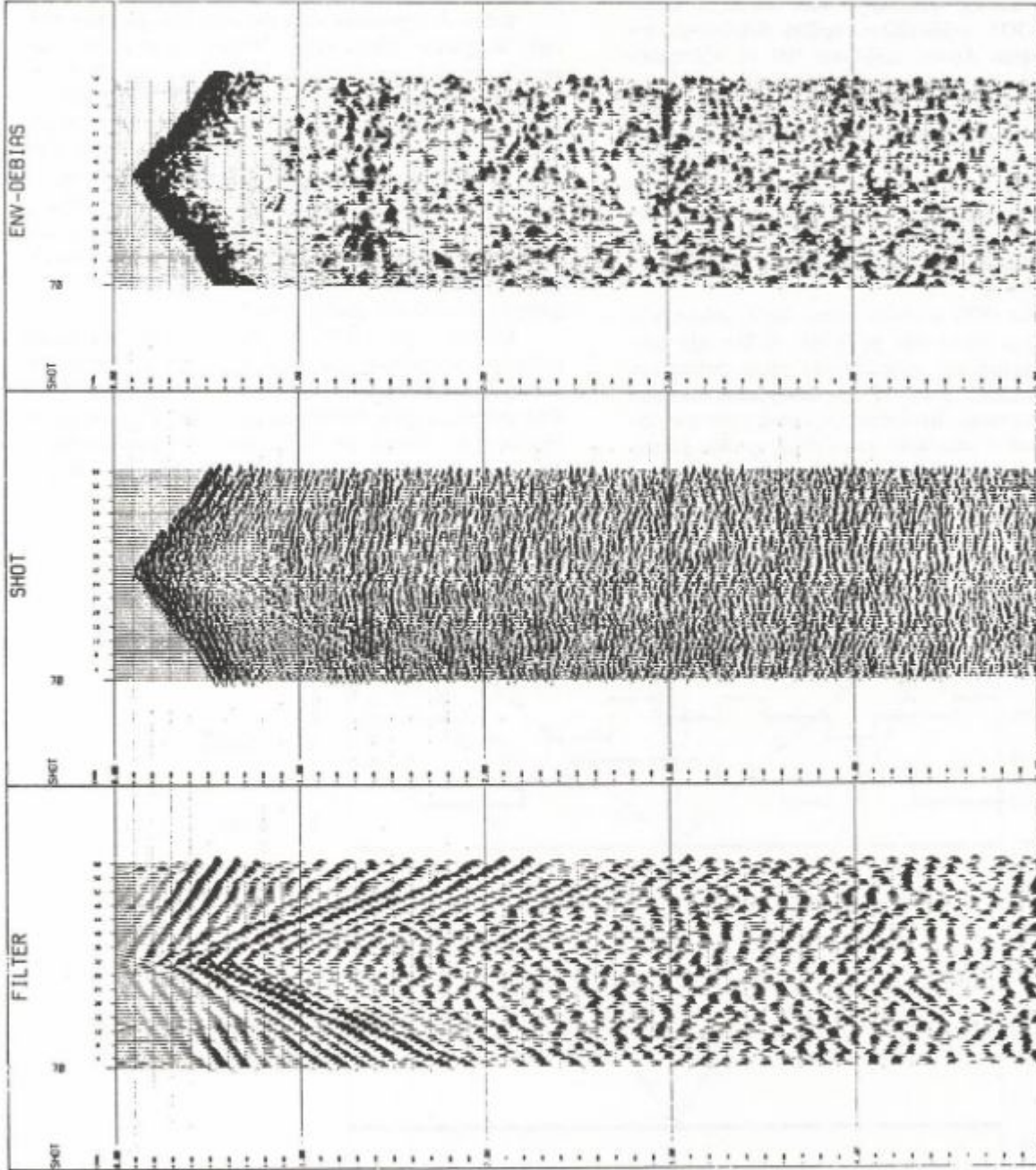
Yukarıda anlatıldığı şekilde elde edilen zarf fonksiyonu, yalnızca artı genlik değerlerinden oluşan pozitif bir fonksiyondur. Bu izlerin elde bulunan veri işlem yöntemlerine uyum sağlayabilmeleri için, salımlı hale getirilmeleri gerekir. Bunun için de kayan bir pencere içinde genlik ortalamaları alınarak, izlerin çok düşük frekanslı bileşenleri ($B(t)$) hesaplanır.

$$B(t) = \frac{1}{m \Delta t} \sum_{t-m \Delta t/2}^{t+m \Delta t/2} A(\tau) \quad (6)$$

İz boyuna eşit bir pencere genişliği için $B(t)$ 'nin, izin DC seviyesi haline geleceği açıktır. $B(t)$ 'yi $A(t)$ 'den çıkararak,

$$A_0(t) = A(t) - B(t) \quad (7)$$

salımlı, yani artı ve eksi değerlerden oluşan zarf fonksiyonu $A_0(t)$ elde edilir.



Şekil 2. Bir atış kaydı (ortada), aynı kaydın 0-12 Hz'lik alçak geçişli süzgeç çıkışı (solda), yine aynı kayıttaki izlerin zarfları alınmış hali (sağda).

Fig. 2. A shot record (middle), same record after applying a 0-12 Hz low-pass filter (left), and shot record after envelope process (right).

MODEL ÇALIŞMA

Şekil 3'te, sismik modelleme programına giriş olarak tanımlanan model görülmektedir. Modelin üst kısmındaki formasyonun şekli ve hızı, aşağıdaki iki yatay reflektörden yansıyan dalgacıklar arasında, Şekil 1'de sunulan daha gerçekçi jeolojik modeldekine benzer zaman kaymaları elde edebilmek için seçilmiştir. Şekil 4'te, bu modelden, "ray-tracing" yöntemiyle elde edilen 30 katlamalı sentetik OON toplulukları, açılım düzeltmesinden sonra sunulmuştur. Açılım aralıkları 100 m, kullanılan Ricker dalgacığının tepe frekansı 30 Hz'dir. Şekilden görüldüğü gibi, yatay reflektörlerden yansıyan dalgacıklar arasındaki zaman kaymaları, dalgacık periyodlarına göre oldukça büyüktür. Bu durumda, bu seviyelerdeki yığma işleminin istenilen sonucu vermeyeceğini kestirmek güç değildir. Aynı şekilde, karşıt ilişki işlemlerine dayanan otomatik rezidüel statik programlarının da bir yansıtıcıya ait dalgacıkları sıralarken diğer yansıtıcıya ait dalgacıkları bozacağı açıktır.

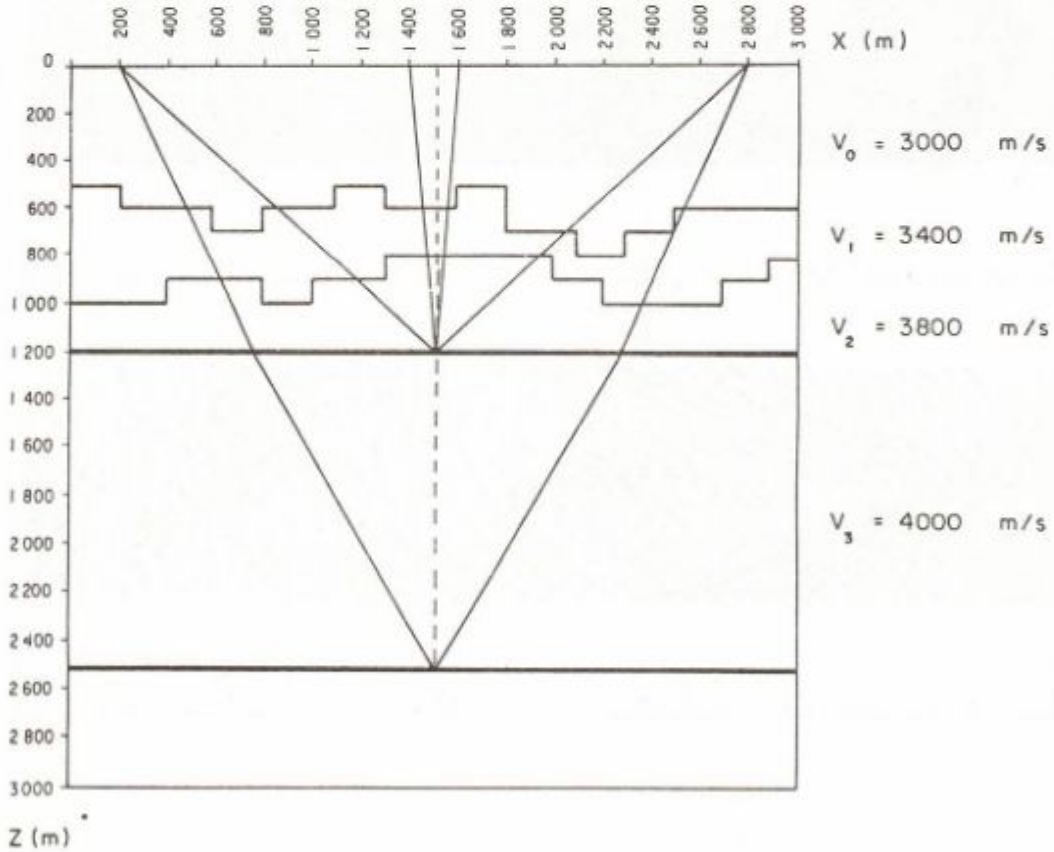
Şekil 4'teki OON topluluklarının birleştirilmesiyle, Şekil 5'teki yığma kesiti elde edilmiştir. Beklendiği gibi, karmaşık formasyonunun altındaki iki yatay reflektörün sürekliliği, özellikle 25 ile 55'inci istasyonlar arasında tamamen kaybolmuştur. Bu durum, taşınmış karmaşık formasyonlarla örtülü sahalarda kaydedilen gerçek sismik verilerde oldukça sık karşılaşılan bir sorundur.

Şekil 6'da aynı OON topluluklarındaki izlerin zarf-

ları hesaplandıktan sonra birleştirilmesiyle elde edilen yığma kesiti sunulmuştur. Görüldüğü gibi, dalgacık frekansları oldukça düşük olmasına rağmen, 25 ile 55'inci istasyonlar arasındaki süreklilik yeterli değildir. Özellikle sığ yatay reflektörden yansıyan dalgacıklar, kesitin orta bölümünde iki ayrı dalgacığa dönüşmüş haldedir. Bunun anlamı, o bölümde OON topluluklarını oluşturan izlerde, yansımış dalgacıklar arasındaki zaman kaymaları, dalgacık periyodunun dörtte birinden büyük demektir.

Dalgacık periyodunu daha da uzun hale getirmek için, zarfı hesaplanan izlere, yığma işleminden önce bir alçak geçişli süzgeç uygulayabiliriz. Şekil 7'de, aynı OON topluluklarındaki izlerin zarflarının 0-0-6-12 Hz. bantlı bir alçak geçişli süzgeçten geçirildikten sonra toplanmalarıyla elde edilen yığma kesiti görülmektedir. Sığ ve derin yatay reflektörleri tanımlayan dalgacıklar, artık sürekli ve düzgün bir görünüm vermektedir. Dalgacıklarda herhangi bir bölünme veya önemli ölçüde genlik kaybına rastlanmamaktadır. Reflektörlerin tam yatay değil de ondülasyonlu gözükmesine, her OON topluluğu için kullanılan sabit hız fonksiyonu neden olmuştur.

İşlemin yığma öncesi ve sonrası uygulanmasındaki farklılığı vurgulamak için Şekil 5'teki kesit üzerine zarf ve alçak geçişli süzgeç programları uygulanmıştır. Şekil 8'de sunulan yığma kesitinden görüldüğü gibi, süreklilik bozulmuş ve önemli genlik kayıpları meydana gelmiştir. Bu kayıplar özellikle sığ reflektör için daha da belirgindir.

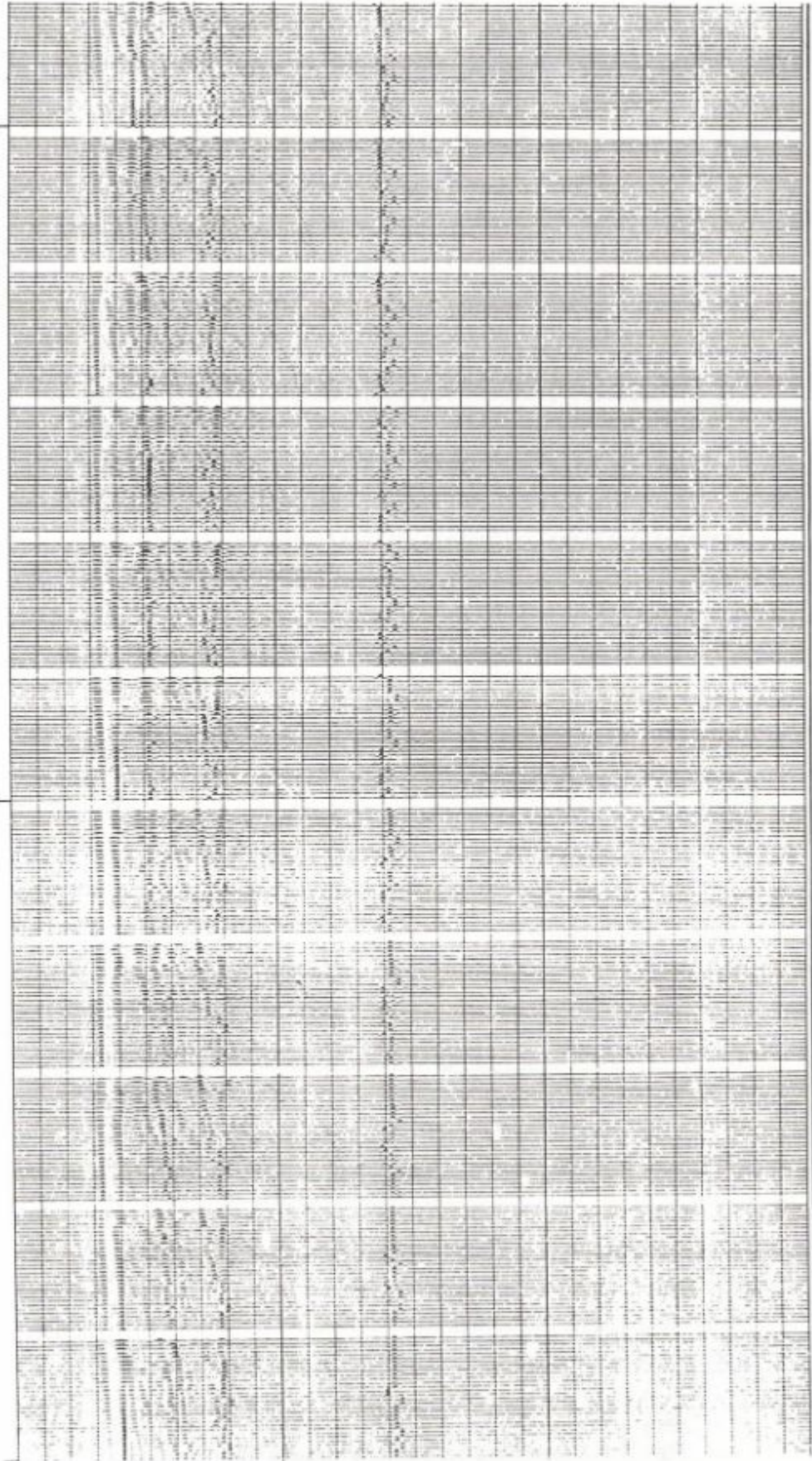


Şekil 3. Sismik modelleme programına giriş olan sayısal model.
Fig. 3. Numerical model input to seismic modelling program.

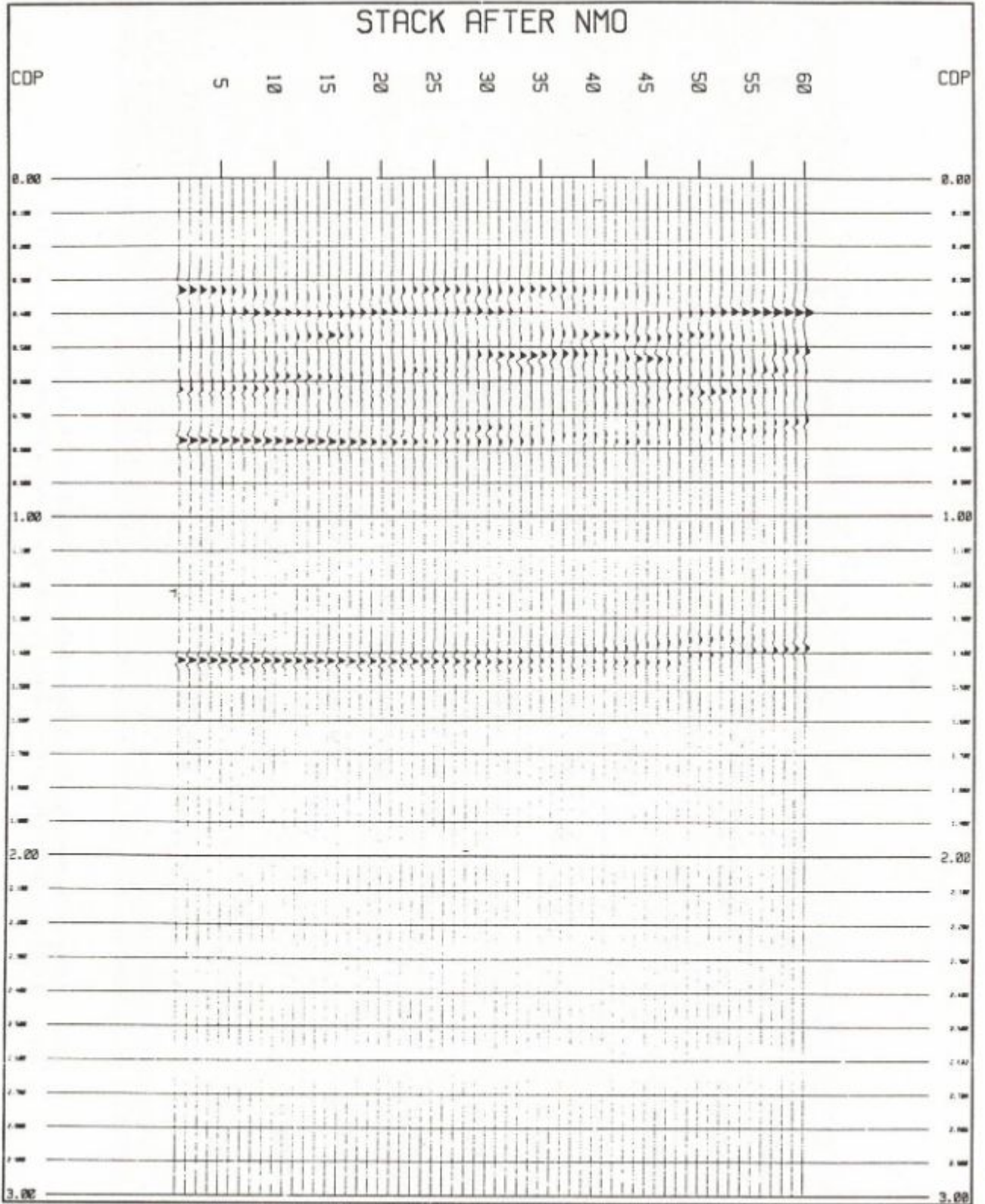
AFTER NMO

40

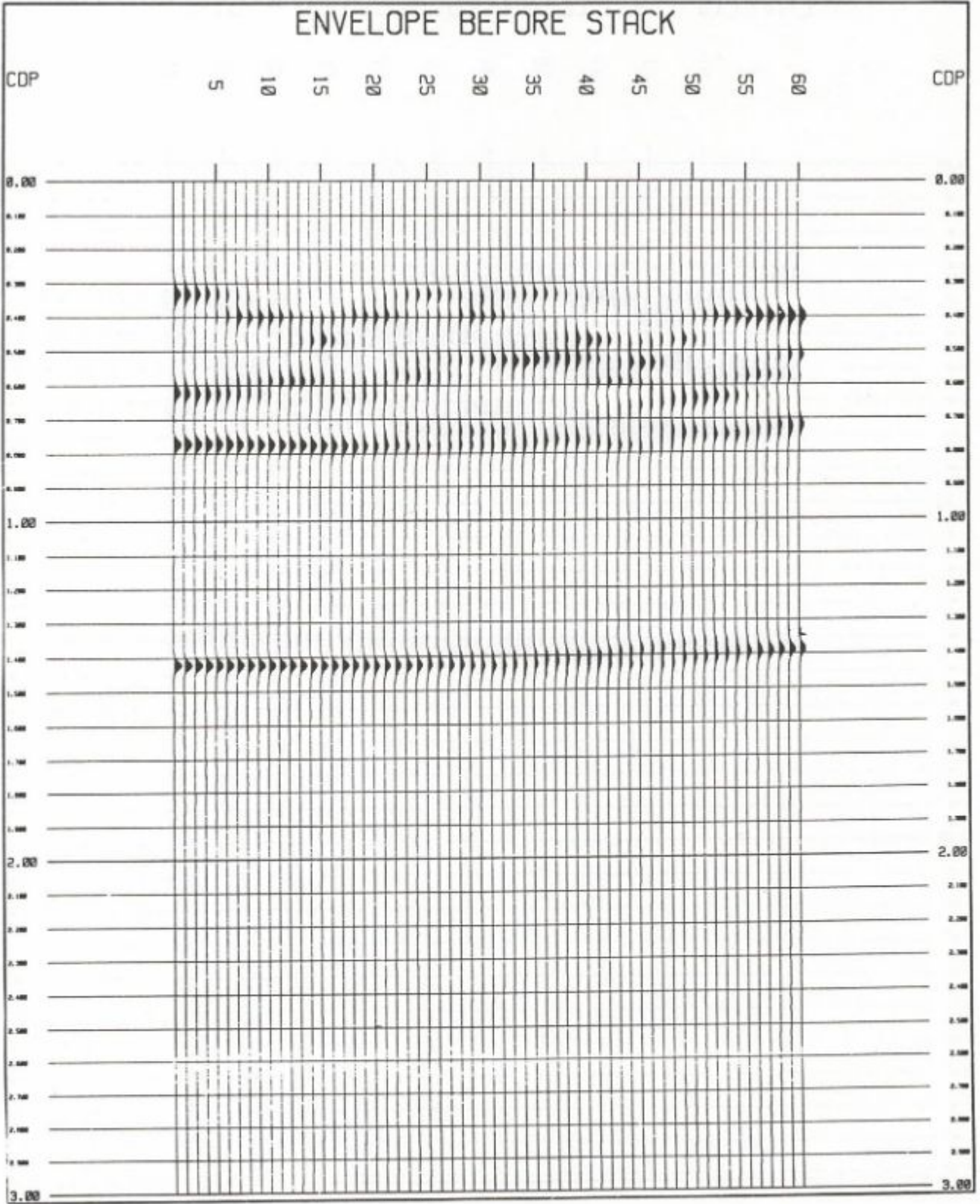
30



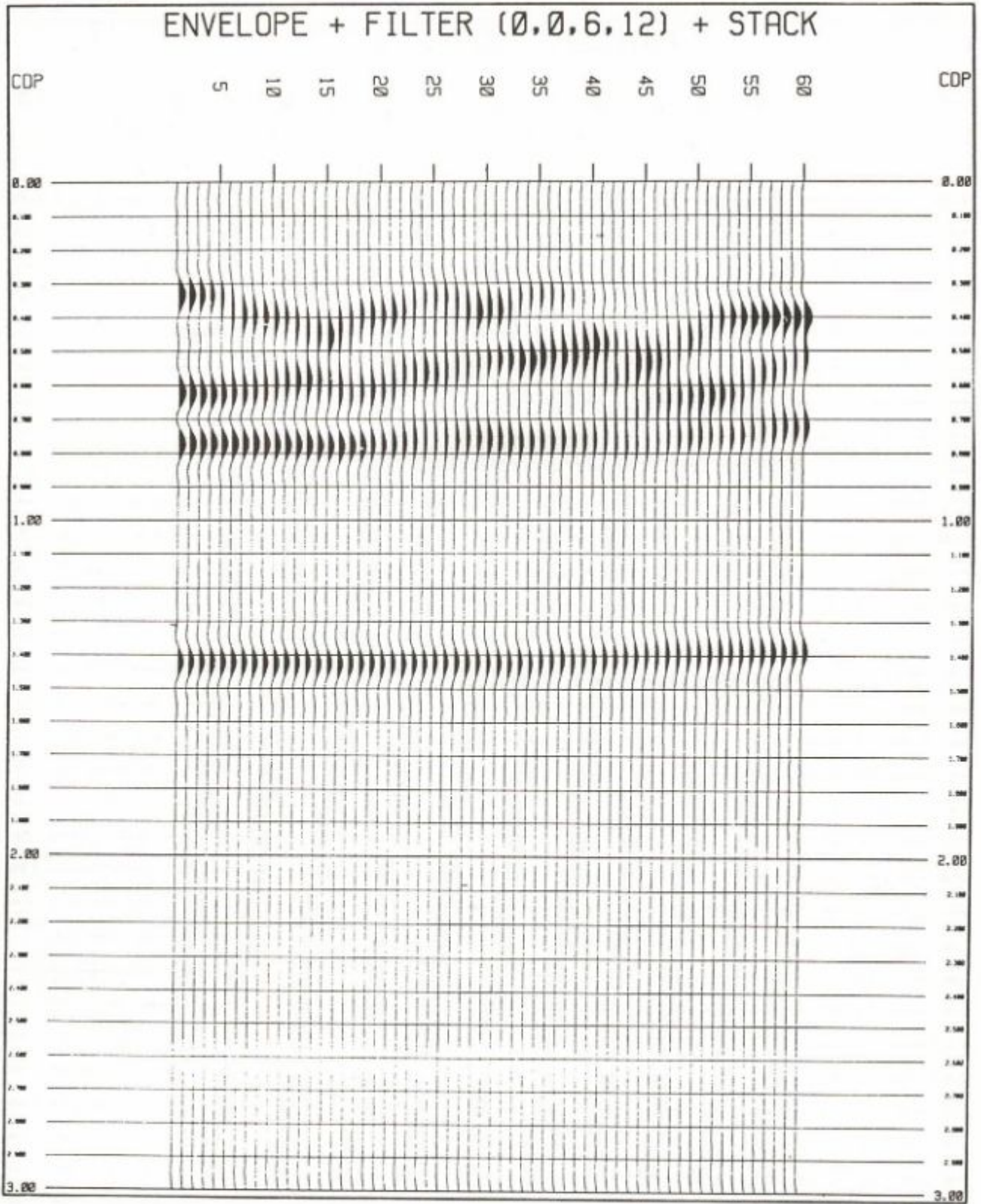
Şekil 4. Ray-tracing yöntemiyle Şekil 3'teki modelden elde edilen 30 katlamalı sentetik OON toplulukları.
Fig. 4. 30-fold synthetic CMP gathers obtained by applying a ray-tracing algorithm to the model of Fig. 3.



Şekil 5. Modelden elde edilen yığma kesiti.
 Fig. 5. Conventional stack section obtained from the model.

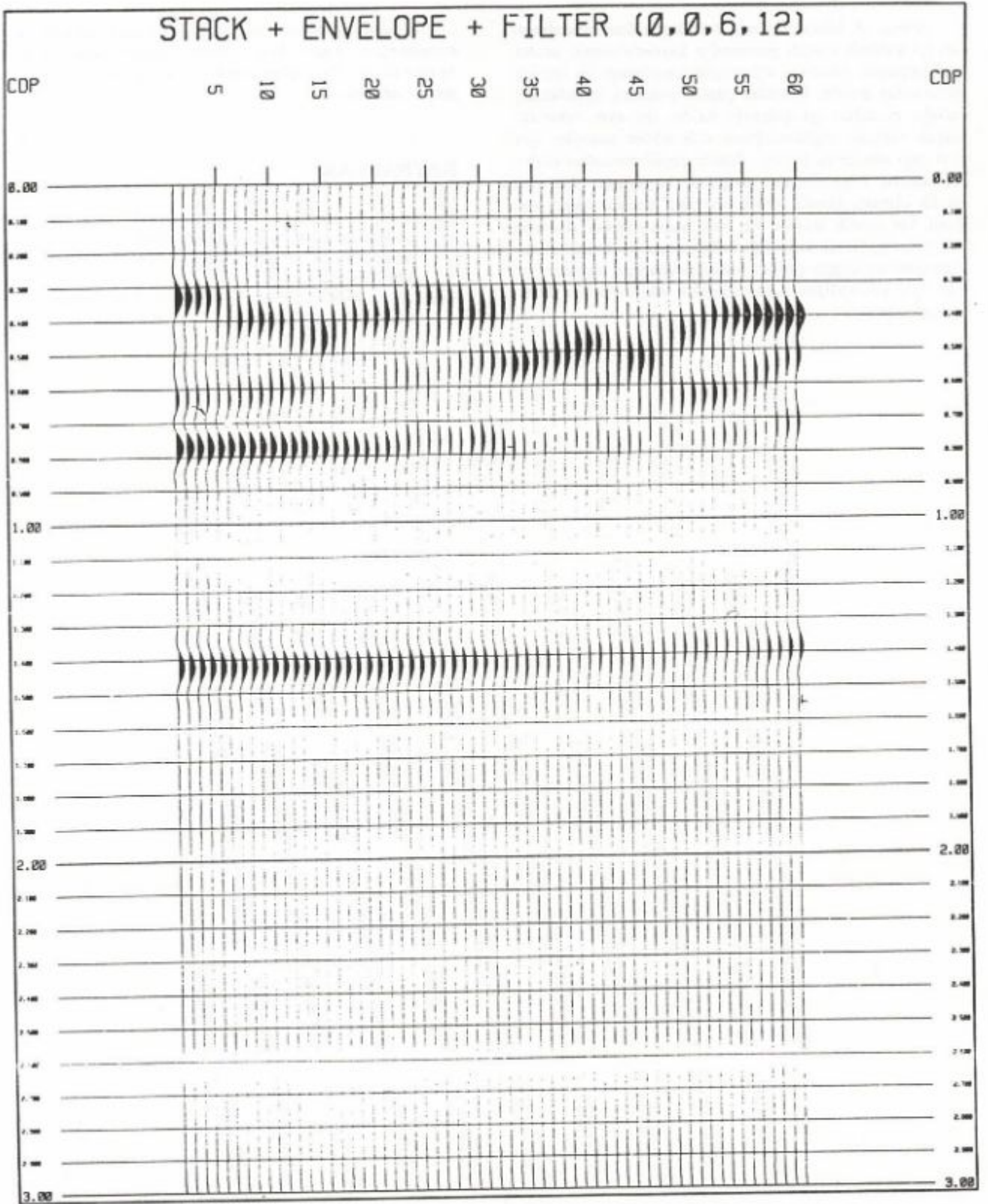


Şekil 6. Zarfları hesaplanan izlerin birleştirilmesiyle elde edilen yığma kesiti.
 Fig. 6. Stack section obtained after applying envelope process to CMP gathers.



Şekil 7. Zarfları hesaplandıktan sonra 0-0-6-12 Hz'lik alçak geçişli süzgeçten geçirilen izlerin birleştirilmesiyle elde edilen yığılma kesiti.

Fig. 7. Stack section obtained after applying envelope and 0-0-6-12 Hz low-pass filter to CMP gathers.



Şekil 8. Şekil 5'teki yığılma kesitine zarf ve 0-0-6-12 Hz'lik alçak geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen kesit.
Fig. 8. Envelope and 0-0-6-12 Hz low-pass filter applied to the stack section of Fig. 5.

SONUÇLAR

Karmaşık formasyonlarla örtülü çökelme ortamlarından iyi kalitede sürekli yansımalar kaydedebilmek, arama jeofizikçisinin özellikle ülkemizde karşılaştığı en önemli sorunlardan biridir. Önerilen çözüm yöntemi, uygulanmış olduğu modelde iyi çalıştığı halde, iki ayrı sahadaki gerçek verilere uygulandığında elde edilen sonuçlar için aynı şeyi söylemek güçtür. Bunun çeşitli nedenleri olabilir; zaman kaymalarının dalgacık boylarına göre çok büyük olması, elastik enerjinin zayıf penetrasyonu vb.. Basit bir teorik temele ve bazı varsayımlara dayanan yöntem, uygulama kolaylığı bakımından da kullanışlıdır. Varsayımlara uygun şartlara sahip sahalardan toplanan veriler için sürekliliğin sağlanmasında etkili olacağı düşünülmektedir.

KATKI BELİRTME

Model çalışmanın yapılması sırasında yardımlarını esirgemeyen, başta İsmet Sincer olmak üzere TPAO Arama Grubu Veri-İşlem Merkezi'ndeki arkadaşlarıma teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Shtivelman, V., Landa, E. ve Gelchinsky, B. 1986, Phase and group sections and possibilities for their use in seismic interpretation of complex media, *Geophysical Prospecting* 34, 508-536.
- Taner, M.T., Koehler, F. and Sheriff, R.E. 1979, Complex seismic trace analysis, *Geophysics* 44, 1041-1063.

YİNELEMELİ TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ İLE YERALTI YOĞUNLUK DAĞILIMININ SAPTANMASI

Determination of Underground Density Distribution Using Iterative Inverse Techniques

Coşkun SARI* ve Mustafa ERGÜN**

ÖZET

Bu çalışmada, gravite verisinin yaratacağı yeraltı yoğunluk dağılımının, alanı (hacmi) en küçük yapma ve cismin ağırlık merkezi etrafında yoğunlaştırılması ölçütlerine göre yinelemeli ters çözüm yöntemiyle hesaplanması işlemleri gösterilmeye çalışılmıştır. Verideki varolan gürültünün de göz önüne alınmasıyla, gürültü ve yoğunluk ağırlık fonksiyonları tanımlanarak, problemin çözümünü en küçük kareler yöntemiyle saptamak olasıdır.

Kuramsal modellerle yapılan uygulamalarda, mutlaka yakın çözümlere ulaşılmıştır. Bu yöntemle, jeolojik sınırlamalar fazla bir kişisel varsayımlar getirilmeden çözümün içerisine sokulabilmektedir. Ayırmalık matrisiyle blokların saptanan yoğunluklarının anlamlı olup olmadığı ortaya konabilmektedir.

ABSTRACT

In this study, anomalous density distribution of the underground is obtained using iterative techniques according to minimization of volume and concentration around the center of gravity criteria. Noise is also included into formulation and the least squares approach of solution can be used after the noise and density weighting functions being described and incorporated.

The practical effectiveness of the method was tested for theoretical models with very satisfactory results. The advantage of this approach is that desirable geologic characteristics are automatically incorporated into the model with a minimum of subjective judgments on the part of the interpreter. Resolution matrix can be easily used to determine the contributions of block densities to the solution.

GİRİŞ

Gauss teoremine göre sonsuz sayıda yoğunluk veya manyetizasyon dağılımı aynı gravite veya manyetik alanları verebilmektedir. Ters çözüm işlemlerinde, varolan bu belirsizliği ortadan kaldırmak için gözlenen anomaliyi verebilecek eldeki bilgileri ve varsayımları gerçekleştirecek fiziksel veya geometrik özellikler bulunmaya çalışılır.

Matematiksel olarak tanımlanabilen yapıların yaratacağı anomali değerleri sayısal olarak hesaplanabiliyorsa, elde edilen verilerden bu anomaliye neden olan kaynağın fiziksel değişirgenleri ters çözüm işlemleri yardımıyla saptanabilir. Temel olarak iki türlü ters çözüm yöntemi bulunmaktadır (Bott 1973).

(i) Doğrusal Ters Çözüm: Burada anomaliye neden olan yapı belli olup, yalnızca yoğunluk veya başka bir fiziksel değişirgen (örneğin, manyetizasyon, hız, öz-direnç vs.) değişimi söz konusudur. Oluşturulan doğrusal

denklemler yoluyla integral denklemlerinin çözümü aranır. En uygun çözüm matris işlemlerini kullanmaktır.

(ii) Doğrusal Olmayan Ters Çözüm: Yoğunluğu veya başka bir fiziksel değişirgeni bilinen bir yapının boyutları saptanmak istendiğinde bu çözüm yöntemi geçerli olur. Yapının köşe koordinatları doğrusal olmayan integral denklemlerinin çözümünü içermektedir. Yineleme veya optimizasyon yöntemlerinden biri kullanılarak sonuca ulaşılabilmektedir (Al-Chalabi 1972).

Ters çözümde amaç, N gözlem değeri ile M değişirgen arasındaki ilişkiyi saptamaya çalışmaktır. Kullanacağımız model yapı ile hesaplanan anomali değeri arasında fonksiyonel bir ilişki vardır:

$$G_i \text{ (Gözlem Değerleri) } i : 1, 2, \dots, N$$

$$C_j \text{ (Hesaplanan Değer) } F_j(p_j) j : 1, 2, \dots, M$$

Varılmak istenen sonuç, gözlem değeri ile hesaplanan değer arasındaki farkı en aza indirmektir.

* Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik ve Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova-İZMİR

Doğrusal olmayan ters çözüm yönteminde karşılaşılan güçlükler nedeniyle problemimizi doğrusallaştırarak irdelimeye çalışmak daha yararlıdır.

Doğrusal denklemlerin çözümüne ilişkin ayrıntılı bilgiler Lanczos (1961) tarafından matematiksel olarak verilmiş, jeofizik uygulamaları ise Jackson (1972) ve Wiggins (1972) tarafından irdelenmiştir. Backus ve Gilbert (1967, 1968 ve 1970) çalışmalarında jeofizik ters çözüm problemine temel oluşturacak kuramlar ortaya koymuşlardır. Ters çözümün amaç, sonucun tekil olmaması nedeniyle veriye uyan belirti modelin olası tüm modellerini içeren Hilbert uzayında aranmasına çalışılmasıdır. Green (1975) değiştirgen uzayındaki başlangıç modelden olan "uzaklığı" en küçük yapmaya veya yineleme yöntemini kullanarak tek yoğunluk çözümüne ulaşmaya çalışmıştır. Jackson (1972) ve Pedersen (1977 ve 1979) ise genelleştirilmiş ters çözüm yöntemini kullanmışlardır. Mottl ve Mottlova (1972), Safon, Vasseur ve Ceur (1977), Ceur ve Bayer (1980), Fisher ve Howard (1980) da en küçük kareler ve doğrusal programlama yöntemini kullanarak gravite ters çözümü konusunda çalışmalar yapmışlardır. Last ve Kubik (1983) ise yapının geometrik fonksiyonunu en küçüğe indirgeyecek (en küçük hacim) çözüm yollarını önermişlerdir. Bu yöntemlerin veya çözüm yollarının herbiri belirli bir jeolojik problemi çözmede ve yorumlamada yararlı olabilirler. Ama her zaman göz önünde bulundurulması gereken kavram, ters çözümde sonucun hiçbir zaman tekil olmadığıdır. Ters çözüm kuramları, aynen matematiksel istatistik kuramlarında olduğu gibi sorunu aydınlatıcı olarak kullanılmalı, fakat temel dayanak olarak alınmamalıdır.

Gözlem değeri (G_i) ile hesaplanan değer (C_i) arasındaki farkı en aza indirgeyebilmek için problemimizi, başlangıçta ilk model etrafında doğrusallaştırmamız gerekmektedir. Taylor serilerine açıp, ikinci ve daha yüksek üslü terimleri atarsak, problemimiz doğrusallaşmış olur.

$$\Delta G_i = G_i - C_i = \sum_{j=1}^M \frac{\partial C_i}{\partial p_j} \Delta p_j \quad (1)$$

Bu modeli değiştirgenlerine ayırma ve işlevleri doğrusallaştırma işlemleri bizi N denklemlilik, M bilinmeyenli denklemler kümesi çözümüne götürür. Her aşamada, değiştirgenlere eklenecek artım miktarını belirleyebilmek için hesaplanan C_i değerlerini ve onların değiştirgenlere göre kısmi türevlerinin ($\partial C_i / \partial p_j$) değerlerini hesaplamamız gerekir. Buradaki kısmi türevler matrisi A ($N \times M$):

$$[A] = \sum_{j=1}^M \frac{\partial C_i}{\partial p_j}, \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (2)$$

olur. $[A]$ matrisinin satırları herhangi bir gözlem noktasının M değiştirgene göre kısmi türevlerinin değerlerini, sütunları ise N gözlem noktasının herhangi bir değiştirgene göre kısmi türevlerinin değerlerini gösterir. $[A]$ matrisinin matris gösterimi aşağıdaki gibidir.

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial C_1}{\partial p_1} & \frac{\partial C_1}{\partial p_2} & \dots & \frac{\partial C_1}{\partial p_M} \\ \frac{\partial C_2}{\partial p_1} & \frac{\partial C_2}{\partial p_2} & \dots & \frac{\partial C_2}{\partial p_M} \\ \frac{\partial C_3}{\partial p_1} & \frac{\partial C_3}{\partial p_2} & \dots & \frac{\partial C_3}{\partial p_M} \\ \frac{\partial C_N}{\partial p_1} & \frac{\partial C_N}{\partial p_2} & \dots & \frac{\partial C_N}{\partial p_M} \end{bmatrix} \quad (N \times M)$$

$$= [A]_{(N \times M)}$$

Denklem (1)'i matris düzeninde yeniden yazıp düzenlersek, bulunması istenen değiştirgenin artım miktarını Δp matris işlemleri yoluyla bulabiliriz.

$$[\Delta G] = [A] \cdot [\Delta p]$$

$$(N \times 1) \quad (N \times M) \quad (M \times 1)$$

İkinci adım olarak, doğrusallaştırma işlemini modelin uzay boyutunu dikdörtgenler prizmaları şeklinde tasarlayıp yoğunluk (veya başka bir fiziksel değiştirgen) değişimlerini gözönüne alarak da yapabiliriz (Green 1975, Last ve Kubik 1983).

$$g_i = \sum_{j=1}^M a_{ij} d_j, \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (4)$$

Burada d_j , j 'inci bloğun yoğunluğu, a_{ij} ise j 'inci bloğun etkisinin i 'inci gravite değerine katkısını belirtir. Bu nedenle, blokların iki boyutlu gravite etkisinin saptanması için (Telford ve diğ. 1976) a_{ij} değerlerinin tüm gözlem noktaları ve bloklar için hesaplanması gerekir (Şekil 1).

A matrisinin her elemanının değeri:

$$a_{ij} = 2k \left(x_i - x_j + \frac{b}{2} \right) \log \frac{r_2 r_3}{r_1 r_4} + b \log \frac{r_4}{r_3} \quad (5)$$

$$\left(z_j + \frac{h}{2} \right) (\Theta_4 - \Theta_2) + \left(z_i + \frac{h}{2} \right) (\Theta_3 - \Theta_1)$$

olarak bulunur. k evrensel çekim katsayısını simgeler. Denklem (4)'ün matris üzerindeki gösterimi

$$[G] = [A] \cdot [D]$$

$$(N \times 1) \quad (N \times M) \quad (M \times 1)$$

olarak yazılır. Ters çözümde saptanmak istenen ise, $[D]$ matrisi ile simgelenen her bloğun yoğunluklarıdır. Aydın (1987), manyetik anomaliler üzerinde yaptığı benzer bir çalışma ile yeraltı manyetizasyon dağılımının saptanabileceğini göstermiştir.

TERS ÇÖZÜMLE İLGİLİ KURAMSAL TARTIŞMA

Doğrusal denklemlerin çözümü ile ilgili matematiksel yaklaşımlar Lanczos (1961) tarafından ortaya konmuş, Jackson (1972) ve Wiggins (1972) tarafından da jeofizikçiye uyarlanmıştır.

$[G] = [A] [D]$ gibi bir denklem sistemini çözmek için $[D] = [A]^T [F]$ gibi yeni bir denklem sistemini ekleyerek tüm sistemi kare matris haline dönüştürelim.

$$S = \begin{bmatrix} 0 & A \\ A^T & 0 \end{bmatrix}, \quad Z = \begin{bmatrix} G \\ C \end{bmatrix}, \quad X = \begin{bmatrix} D \\ F \end{bmatrix} \quad (7)$$

Burada $[S]$ matrisi $(N+M) \times (N+M)$ boyutlu bakışık bir matris olup değeri sıfıra eşit olmayan $2p$ kadar Eigen değerine sahiptir. Çiftler halinde olan Eigen değerlerinin p kadarı $[G] = [A] [D]$, p kadarı da $[C] = [A]^T [F]$ denklem sistemine aittir. Her iki denklem sisteminde $p = N$ ve $p = M$ olmalıdır.

$$[A] = [U] [A] [V]^T \quad (8)$$

$(N \times M) \quad (N \times p) \quad (p \times p) \quad (p \times M)$

$(p \times p)$ boyutlu $[A]$ matrisi sıfırdan farklı Eigen değerlerini içeren köşegen matristir. $[U]$ ve $[V]$ ise Eigen vektörlerinden oluşan $(N \times p)$ ve $(M \times p)$ boyutlu matrislerdir. Lanczos, $[A]$ 'nın doğal tersi $[B]$ 'yi aşağıdaki şekilde tanımlamıştır.

$$[B] = [V] [A]^{-1} [U]^T \quad (9)$$

Buradan bulunması istenen değiştirgen matrisi $[D]$ elde edilir.

$$[D] = [B] [G]. \quad (10)$$

M , N ve p değerlerine bağlı olarak problemi dört türü irdeleyebiliriz.

(1) Bağımsız ve tam tanımlı düzen ($M = N = p$): Bu koşullar altında tam ve tek bir çözüm vardır. Bu çözüm de $D = A^{-1} G$ olarak tanımlanır.

(2) Kısıtlı ve tam tanımlı düzen ($p = M < N$): Aşırı tanımlı denklemler sistemi olup $A^T A$ tekildir. $D = (A^T A)^{-1} A^T G$ matris sistemi ile sağlanan çözüm standart en küçük kareler yöntemi olarak bilinir.

(3) Bağımsız ve eksik tanımlı düzen ($p = N < M$): Bu düzende denklem sayısı bilinmeyen sayısından azdır. Genelleştirilmiş ters çözüm $D = A^T (A A^T)^{-1} G$ matris sisteminin çözümüyle sağlanır. Bu çözüm tekil değildir, fakat genel formüleştirmede sıfır Eigen değerlerine karşılık gelen Eigen vektörlerinin etkileri ortadan kaldırılır. Bu duruma birçok jeofizik ters çözüm işleminde karşılaşılar (Jackson 1972).

(4) Kısıtlı ve eksik tanımlı düzen ($p < M$ ve N): Bu düzende çözüm M ve N değerlerine bağlıdır. Eğer $M = N$

ise A , $M < N$ ise $(A^T A)$ tekildir. Deklemin sağ tarafı uyumluluk koşullarına bağlıdır.

Lanczos yöntemiyle matrisin tersini bulmak aslında bir en küçük kareler matris tersini bulma işlemidir. $[A]$ ve onun tersi olan $[B]$ matrislerini kullanarak oluşturulan yeni iki matris yardımıyla ters çözüm irdelemelerini gerçekleştirebiliriz. (Jackson 1972). Bunlar Ayırmılık matrisi $[D]$ ve Bilgi yoğunluk matrisi $[S]$ 'dir ve

$$\begin{aligned} [R] &= [B] [A] = V V^T \\ [S] &= [A] [B] = U U^T \end{aligned} \quad (11)$$

denklemleriyle verilir. $[R]$ matrisi $(M \times M)$, $[S]$ matrisi ise $(N \times N)$ boyutludur. ($p = N < M$) olduğunda R matrisi veriden çıkartılabilecek ayırmılığın derecesini gösterir. Eğer R matrisi birim matris ise çözüm tekildir ve tam ayırmılığa ulaşılmıştır. R matrisinin satırları tekil çözüme ulaşmak için irdelenecek değerleri taşırlar. ($p = M < N$) olduğunda ise S matrisi verinin bağımsızlık derecesini simgeler. S matrisinin köşegen elemanlarının değerleri de karışına gelen gözlem değerlerinin model çözüme katkısının derecesini gösterir.

YÖNTEM VE TEMELLERİ

Dikdörtgenler prizması şeklinde bloklardan oluşan bir modelde Şekil 1 sadece blokların yoğunlukları (veya susseptibiliteleri) değişken olarak alınmıştır. Her blokta ki yoğunlukların tekdüze olduğu varsayılmıştır (Green 1975, Last ve Kubik 1983). Blokların neden olduğu gravite etkisi denklem (5)'den elde edilir. Eğer her gözlem noktasında e_i kadar gürültü olduğu varsayılırsa i 'inci gözlem noktasındaki gravite değeri

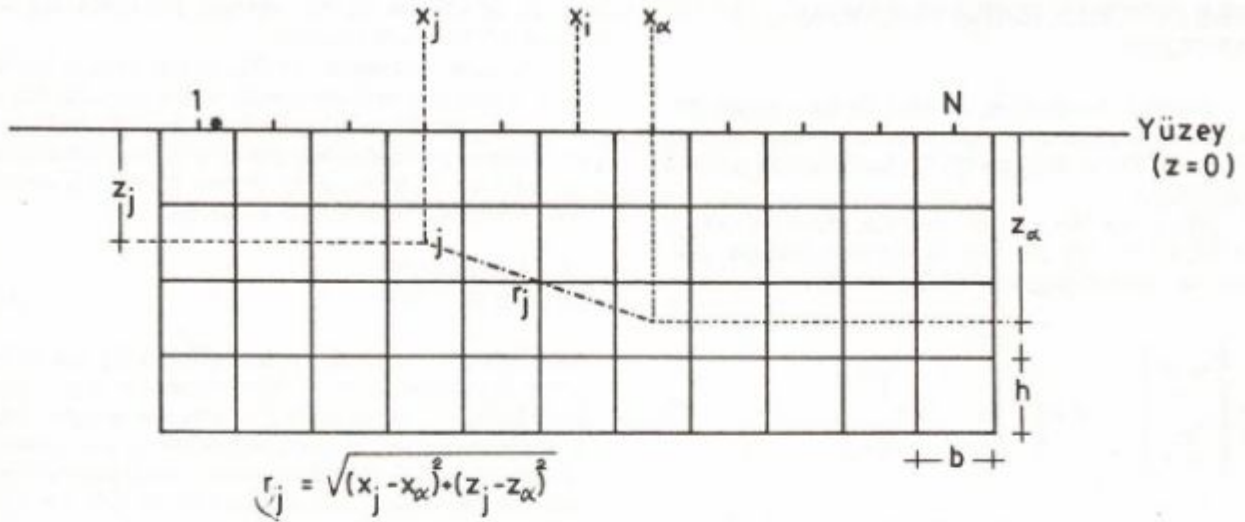
$$g_i = \sum_{j=1}^M a_{ij} d_j + e_i, \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (12)$$

olur. Burada d_j j 'inci bloğun yoğunluğu, e_i i 'inci gözlem noktasındaki gürültü ve a_{ij} ise i 'inci gözlem noktasına j 'inci bloğun gravite etkisidir. Bu veri denklemlerinin matris gösterimi

$$[G] = [A] [D] + E \quad (13)$$

şeklinde dir.

Gravite ters çözümü, verilen bir $[G]$ gözlem verilerini açıklayacak $[D]$ yoğunluk değerlerinin saptanması işlemidir. Ters çözüm problemini tartışırken çözümün tekil olmadığını, veri sayısı ile değiştirgen sayısı arasındaki ilişkilerden sonuca ulaşma yollarının araştırılması gerektiğini vurgulamıştık. Burada problemimizi ortaya koyduğumuz gibi çoğunlukla $M > N$ (değiştirgen sayısının veri sayısından fazla olması) olma olasılığının fazlalığından dolayı yoğunlukların ve gürültülerin fonksiyonlarını en küçük yaparak çözüme ulaşabiliriz. Last ve Kubik (1983) yoğunluk ve gürültü fonksiyonlarını en küçük yapacak ağırlıklı en küçük kareler yöntemini kullanarak yoğunluk değerlerini bulmuşlardır. Böyle sistem-



Şekil 1. Elemanter dikdörtgen blokları gösteren iki bo-yutlu model.
Fig. 1. The 2-D model showing an elementary rectangular block.

lerde yoğunluk ağırlık fonksiyonları varyans-kovaryans matrisi olarak alınmaktadır. Bloklar birbirlerinden bağımsız olduğundan kovaryans elemanları sıfır olarak alınabilmektedir.

$$q = \sum_{j=1}^M f_d(d_j) + \sum_{i=1}^N f_w(e_i) \dots \text{En Küçük} \quad (14)$$

Yoğunluk fonksiyonu $f_d(d_j)$:

$$f_d(d_j) = W_{d_j} \cdot d_j^2, \quad (15)$$

Gürültü fonksiyonu $f_w(e_i)$:

$$f_w(e_i) = W_{e_i} \cdot e_i^2 \quad (16)$$

Burada W_{d_j} ve W_{e_i} yoğunluk ve gürültü ağırlık fonksiyonlarıdır. Last ve Kubik (1983) tarafından izlenen yol, anomaliye neden olan alanın en küçük indirgenmesi (üç boyutlu durumda ise hacmi) yöntemidir. Eğer blokların kenar boyutları b ve h ise,

$$\text{Alan} = b \cdot h \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \sum_{j=1}^M \frac{d_j^2}{(d_j^2 + \epsilon)} \quad (17)$$

(ϵ çok küçük bir değer) ile ifade edilir.

$$\text{Buradaki } w_{d_j} \cdot d_j^2 = \frac{1}{(d_j^2 + \epsilon)} \cdot d_j^2$$

fonksiyonu verilen koşullarda ancak aşağıdaki değerleri alır.

$$\lim_{\epsilon \rightarrow 0} \frac{d_j^2}{d_j^2 + \epsilon} = \begin{cases} 0, & d = 0 \text{ için} \\ 1, & d \neq 0 \text{ için} \end{cases}$$

Bu sonuç bizi aşağıdaki yoğunluk ağırlık fonksiyonuna ulaştırır:

$$W_{d_j} = (d_j^2 + \epsilon)^{-1} \quad (18)$$

Eğer gürültülü veri söz konusu ise, denklem (14)'teki ikinci terim göz önüne alınmalıdır. Yukarıda tanımlanan problemin doğrusal olmaması nedeniyle yineleme yoluyla çözülmesi gerekir. Eğer gürültü oranı (l_0) önceden saptanmışsa, her yinelemede yeni bir gürültü ağırlık fonksiyonu Jackson (1979) tarafından tanımlanan en küçük varyanslı en küçük kareler yöntemiyle bulunabilir.

$$[W_e]^{-1} = I_0^2 \text{ köşegen } [A] [W_d]^{-1} [A]^T \quad (19)$$

Yukarıdaki (19) denklemi gürültülerden bağımsız gürültü ağırlık fonksiyonunu tanımlar. Gerçek anlamda yapılan işlem bu ağırlıklı kalıntıların karelerinin toplamını en aza indirmektir. Bu çözüm, eğer gürültüler dengeli olarak dağılmışsa sağlıklı sonuçlar verir. Gürültü dağılımı dengesiz ise, sıfırdan farklı kalıntıları en aza indirme yollarını araştırırız.

Yukarıda açıklanan alan (veya hacmi) en küçük yaparak ağırlık fonksiyonunun hesaplanması yöntemiydi. Bunun yerine Guillen ve Menichetti (1984) tarafından tanımlanan atalet momentini en aza indirgeyerek cismin ağırlık merkezi etrafında yoğunlaştırılması yöntemini kullanabiliriz. Bu yöntemle göre, Atalet momenti M tüm momentlerin (M_j) toplamıdır:

$$M = \sum_{j=1}^N M_j \quad (20)$$

Her bloğun yoğunluğu (veya süseptibilitesi) sabit olduğunda j 'inci bloğun atalet momenti,

$$M_j = q_j d_j (k_j^2 + r_j^2) \quad (21)$$

ile verilir. Burada r_j bloğun ağırlık merkezinin toplam ağırlık merkezine olan uzaklığı ve k_j ise j 'inci blok ele-

manının biçimine bağlı katsayıdır. q_j blok alanını veya hacmini göstermektedir. Ağırlık fonksiyonu

$$W_j = \frac{q_j (k_j^2 + r_j^2)}{|d_j| + \varepsilon} \quad (22)$$

bağıntısı ile verilir. Blokların atalet momentleri M_j verilen koşullarda,

$$M_j \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} = \frac{q_j (k_j^2 + r_j^2)}{|d_j| + \varepsilon} d_j^2 \begin{cases} = 0, & \text{eğer } d_j = 0 \\ = q_j (k_j^2 + r_j^2) d_j, & \text{eğer } d_j \neq 0 \end{cases} \quad (23)$$

değerini alır. Buradaki k_j katsayısı cisim iki boyutlu ise,

$$k_j^2 = \frac{h^2 + b^2}{12} \quad (24)$$

üç boyutlu ise,

$$k_j^2 = \frac{h^2 + b^2 + c^2}{3} \quad (25)$$

olarak tanımlanır. h, b, c blokların boyutlarını göstermektedir. Bu yöntemle elde edilecek yapı ağırlık merkezi etrafında toplanacaktır. İlk ağırlık merkezi en küçük kareler yöntemiyle bulunur. Problemin geri kalan işlem sırası ise yukarıda tanımlandığı gibidir. Tanımlanan bu ikinci yöntem anomaliye neden olan kütle tek olması halinde gerçeğe bir yoldur.

HESAPLAMA YÖNTEMİ VE VARSAYIMLAR

Gürültü ve yoğunluk ağırlık fonksiyonları daha önce tanımlandığı gibi gürültü ve yoğunluklardan bağımsızdır. Denklem (12)'de belirtilen problemin çözümü en küçük kareler yöntemine dönüşür (Last ve Kubik 1983).

$$[\hat{D}] = [W_d]^{-1} [A]^T \{ [A] [W_d]^{-1} [A]^T + [W_e]^{-1} \}^{-1} \cdot [G] \quad (26)$$

Eğer yoğunluk ağırlık fonksiyonu $[W_d] = [I]$ birim olarak kabul edilirse, gürültünün olmadığı durumlarda denklem aşağıdaki şekilde yazılabilir.

$$[\hat{D}] = [A]^T \{ [A] [A]^T \}^{-1} \cdot [G] \quad (27)$$

Fakat bu durum jeolojik olarak kabul edilemeyecek yoğunluk dağılımına neden olur. Bu nedenle, değişken $[W_d]$ ve $[W_e]$ ağırlık fonksiyonları yineleme işleminin her aşamasında işleme sokulmalıdır. Denklem (26) k'ıncı işlem adımı

$$[\hat{D}^{(k)}] = [W_d^{(k-1)}]^{-1} [A]^T \{ [A] [W_d^{(k-1)}]^{-1} [A]^T + [W_e^{(k-1)}]^{-1} \}^{-1} [G] \quad (28)$$

ve her işlem adımı da W_d ile W_e ;

$$[W_d^{(k-1)}]_{jj}^{-1} = [d_j^{(k-1)}]^{-2} + \varepsilon, \quad (29)$$

$$[W_e^{(k-1)}]_{ii}^{-1} = 1_0^2 \text{ köşegen } [A] [W_d^{(k-1)}]^{-1} [A]^T \quad (30)$$

olarak tanımlanır. Çözüme ulaşabilmek için ilk yinelemede:

$$[W_d^{(0)}] = [I] \quad (31)$$

birim matris olarak verilir. Bundan da W_e gürültü ağırlık fonksiyonu ilksel olarak bulunarak yineleme işlemine başlanabilir. Denklem (28) kullanılarak blokların yoğunlukları saptanır. Ağırlık fonksiyonlarında kullanılan ε çok küçük artım miktarlarıdır. Örneğin kullanılan bilgisayarın duyarlılığı (hata limiti) olarak alınabilir. Gürültü miktarının (1_0) bulunması yöntemin uygulanmasında önemli olmamakla birlikte saptanması oldukça güçtür. Fakat Gürültü/Sinyal oranı 1_0 'ı seçme sınırlarımız oldukça geniştir.

Eğer veride gürültü normal olarak dağılmamışsa ve birkaç tane aşırı gürültülü nokta varsa sıfırdan farklı kalıntıları en küçük yapacak yeni gürültü ağırlık fonksiyonu W_e aşağıdaki şekilde tanımlanmalıdır.

$$[W_e]_{ij}^{-1} = 1_0^2 [P]_{ii} C_0 (e_i^2 + n) \delta_{ij} \begin{cases} i = j & \delta_{ij} = 1 \\ i \neq j & \delta_{ij} = 0 \end{cases} \quad (32)$$

Burada $[P] = [A] [W_d]^{-1} [A]^T$ olup, C_0 normalleştirme sabitidir.

$$C_0 = \frac{\sum e_i^2 / [P]_{ii} (e_i^2 + n)}{\sum e_i^2 / [P]_{ii}} \quad (33)$$

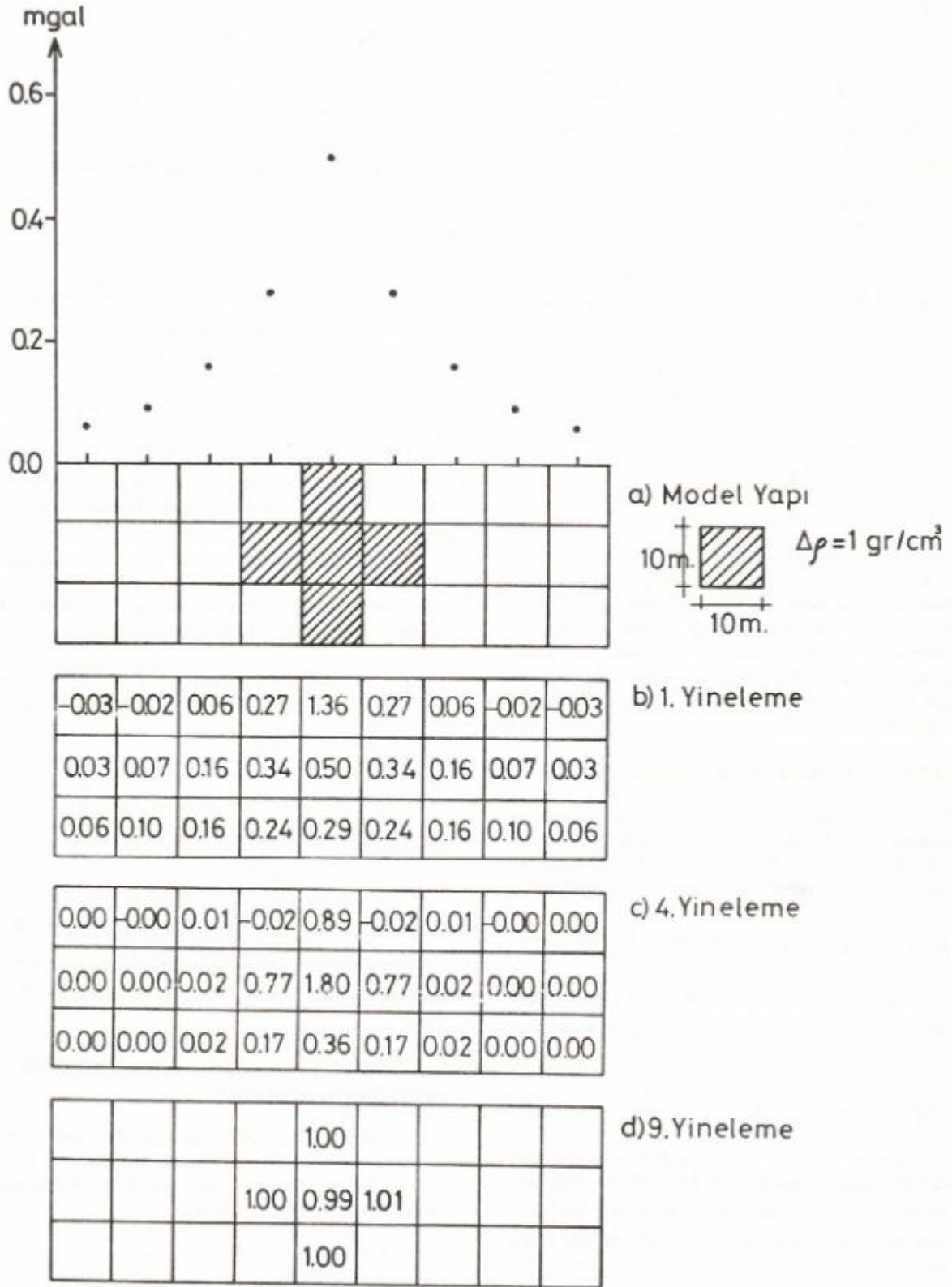
d_{ij} ise Kronecker delta değeridir. n değeri çok küçüktür ve ε değerine yakın seçilebilir. Bu konunun irdelenmesi ayrıntılı olarak Last & Kubik (1983) tarafından verilmiştir.

YOĞUNLUKLARI SINIRLAMAK VE TEK YOĞUNLUK MODELİ

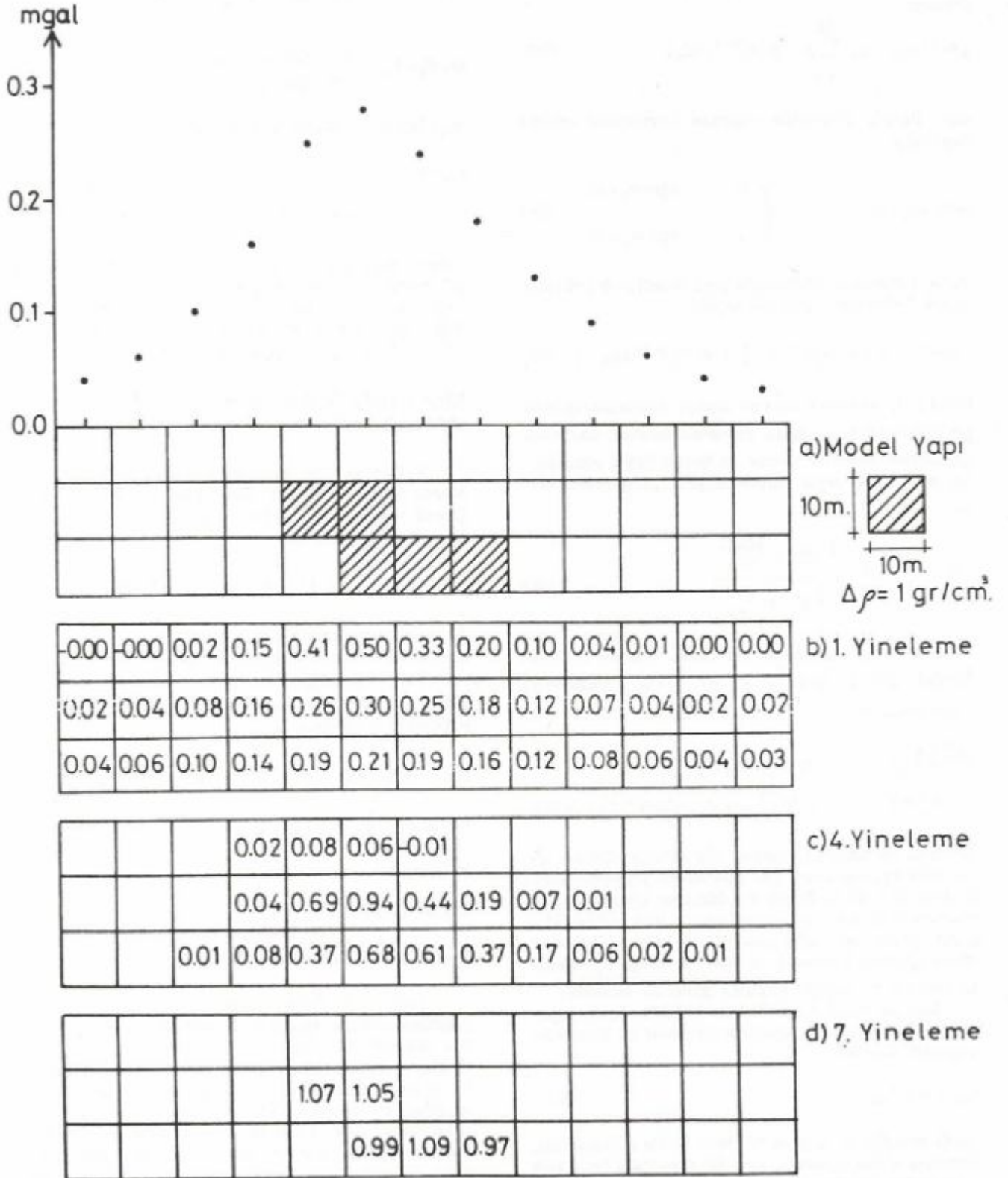
Çoğu kez, çevresiyle tek yoğunluk farkı oluşturan yapının araştırılması sorunuyla karşılaşırız. Denklem (26)'ya eklenecek yeni bir sınırlama koşuluyla bu amacımızı gerçekleştirebiliriz.

$$d_j / d_0 \leq 1, \quad j = 1, 2, \dots, M \quad (34)$$

Burada d_0 ulaşılmak istenen yoğunluktur. Eğer yineleme adımlarında bir bloğun yoğunluğu ulaşılmak istenen yoğunluğa erişmiş veya aşmışsa bu bloğun yoğunluğu d_0 olarak kabul edilir ve dondurulur. Yoğunluğu dondurulan



Şekil 2. Yoğunluk kısıtlamasız kuramsal haç modeli uygulaması
Fig. 2. Theoretical cross model example without density constraint



Şekil 3. Yoğunluk kısıtlamasız kuramsal basamak modeli uygulaması
Fig. 3. Theoretical step model example without density constraint

bloğun gravite etkisi gözlem değerinden çıkarılır ve (k-1)'inci yineleme sonunda indirgenmiş veri vektörünün G^* değerleri:

$$g_i^{*(k)} = g_i - d_0 \sum_{j=1}^M A_{ij} \Theta(d_j^{(k-1)} / d_0) \quad (35)$$

olur. Burada Heaviside basamak fonksiyonu verilen koşullarda

$$\Theta(d_j / d_0) = \begin{cases} 0 & , \text{ eğer } d_j < d_0 \\ 1 & , \text{ eğer } d_j \geq d_0 \end{cases} \quad (36)$$

olarak tanımlanır. Dolayısıyla yeni tanımlanan yoğunluk ağırlık fonksiyonu aşağıdaki gibidir.

$$[W^{*(k)}]^{-1} = \varepsilon + (d_j^{(k-1)})^2 \{ 1 - \Theta(d_j^{(k-1)} / d_0) \} \quad (37)$$

Bloklar d_0 yoğunluk sınırını aştıkça dondurulacağından her aşamada yeni l_0 değeri saptanmalıdır. Blok etkilerinin çıkarılması öncesi ve sonrası en büyük sinyal genliklerinin oranı ile l_0 değeri çarpılarak yeni l_0 değeri elde edilir.

$$l_0^{(k)} = l_0^{(k-1)} \frac{|g_i^* - e_i|_{\max}^{(k-1)}}{|g_i^* - e_i|_{\max}^{(k)}} \quad (38)$$

Bulunan bu yeni l_0 değerini kullanarak denklem (30)'daki güdültü ağırlık fonksiyonu W_e^* tekrar hesaplanır. Yoğunluklar ise,

$$d_j^{(k)} = \left\{ [W_d^{*(k)}]^{-1} [A]^T \left\{ [A] [W_d^{*(k)}]^{-1} [A]^T + [W_e^{*(k)}]^{-1} \right\}^{-1} [G^{*(k)}] \right\}_j + d_0 \Theta(d_j^{(k-1)} / d_0) \quad (39)$$

denklemini yardımıyla hesaplanır. Bu denklem (26)'nın tek yoğunluk uygulamasıdır. Her yinelemede yoğunluk sınırını aşan bloklara da küçük bir düzeltme uygulanır. Eğer düzeltme miktarları ters yönde ise, bu blok yoğunlukları tekrar işleme girer, eğer aynı yönde ise bu bloklara ait büyük ağırlıklar korunarak ve blok yoğunluğu d_0 değerinde tutularak bir sonraki yineleme işleminde kullanılır.

Jeolojik koşullar göz önünde bulundurularak yoğunlukların belirli sınırlar arasında tutulması da istenebilir. Yoğunluk sınırları

$$d_{\min} \leq d \leq d_{\max} \quad (40)$$

olarak seçildiği gibi, bunu her blok içinde düşünebiliriz. Yineleme işlemi sırasında, eğer bir veya daha fazla blok yoğunlukları belirlenen yoğunluk sınırları dışına taşarsa, bunlar sınır değerlerine taşınır ve dondurulur. Bu durumda Θ fonksiyonunun iki ayrı koşuluna göre yoğunluk ağırlık fonksiyonunu tanımlamak gerekmektedir.

$$\Theta_1(d_j / d_{\min}) = \begin{cases} 1 & , \text{ eğer } d_j \leq d_{\min} \\ 0 & , \text{ eğer } d_j > d_{\min} \end{cases}$$

$$\Theta_2(d_j / d_{\max}) = \begin{cases} 1 & , \text{ eğer } d_j < d_{\max} \\ 0 & , \text{ eğer } d_j \geq d_{\max} \end{cases}$$

koşullarında yeni ağırlık fonksiyonu,

$$[W^{*(k)}]^{-1} = \varepsilon + (d_j^{(k-1)})^2 \{ 1 - \Theta_1(d_j^{(k-1)} / d_{\min}) + \Theta_2(d_j^{(k-1)} / d_{\max}) \} \quad (41)$$

olarak tanımlanır. Bu blokların ağırlık fonksiyonlarına çok büyük bir değer atanır ve gravite etkileri aynen tek yoğunluk modelinde olduğu gibi gözlenen anomali değerinden çıkarılır. Bir sonraki yineleme işleminde yeni $D^{(k)}$, $G^{(k)}$ ve $W_d^{(k)}$ değerleri kullanılır.

BİLGİ YOĞUNLUK VE AYIRIMLILIK MATRİSLERİ

Verinin çözüme katkısını belirleyen Bilgi Yoğunluk Matrisi (S)'nin bu tür ters çözüm işleminde anlamı yoktur. Çünkü veriye uygun yoğunluk dağılımı saptanmaktadır. Bilgi Yoğunluk Matrisi,

$$[S] = [A] [W_d]^{-1} [A]^T \left\{ [A] [W_d]^{-1} [A]^T + [W_e]^{-1} \right\}^{-1} \quad (42)$$

denkleminde hesaplanabilir. Bu matrisin köşegen elemanları bir ve bire yakın değerler alır.

Blok yoğunluklarının bulunmasında önemli bir belirteç olan Ayırmıllık Matrisi (R) ise aşağıdaki bağıntıyla bulunabilir.

$$[R] = [W_d]^{-1} [A]^T \left\{ [A] [W_d]^{-1} [A]^T + [W_e]^{-1} \right\}^{-1} [A] \quad (43)$$

Bu matristeki köşegen değerler de çözüme ulaşmadaki başarıyı gösterir ve birime yakın olması çözümü simgelemektedir.

UYGULAMALAR

Yoğunluk Kısıtlamasız Çözüm

Şekil 2a ve 3a'da görülen tek yoğunluklu yoğunluk kısıtlamasız model yapıların oluşturdukları anomali değerleri yukarıda tanımlanan yöntemle irdelenmiştir. Taralı blokların yoğunlukları 1 gr/cm^3 olarak alınmıştır. Şekil 2b ve 3b'de görülen ilk yinelemenin sonuçlarında modeli tanımlayan yoğunluk değerleri bloklar arasında gelişigüzel dağılmıştır. Yineleme işlemi ilerledikçe, bloklar arasında dağılan yoğunluk değerleri giderek model yapıya doğru yaklaşmaktadır (Şekil 2c ve 3c). Devam eden yineleme işlemi sonucunda model yapıyı tanımlayan yoğunluk değerleri belirgin olarak gözlenmektedir (Şekil 2d ve 3d). Şekil 4 ile Şekil 5, Şekil 2 ve Şekil 3'de görülen model yapıların ters çözüm işlemi sırasında sürdürülen yi-

0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8
0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

1. Yineleme

0.5	0.3	0.6	0.3	1.0	0.4	0.6	0.3	0.5
0.0	0.0	0.3	0.8	0.8	0.8	0.3	0.0	0.0
0.0	0.0	0.1	0.4	0.3	0.4	0.1	0.0	0.0

4. Yineleme

0.7	0.7	0.4	0.1	1.0	0.1	0.4	0.7	0.7
0.1	0.0	0.0	1.0	1.0	1.0	0.0	0.0	0.1
0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0

9. Yineleme

Şekil 4. Haç modeli uygulamasının ayrımlılık düzeyi gösterimi
Fig. 4. Resolution matrix for the cross model application

0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8
0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

1. Yineleme

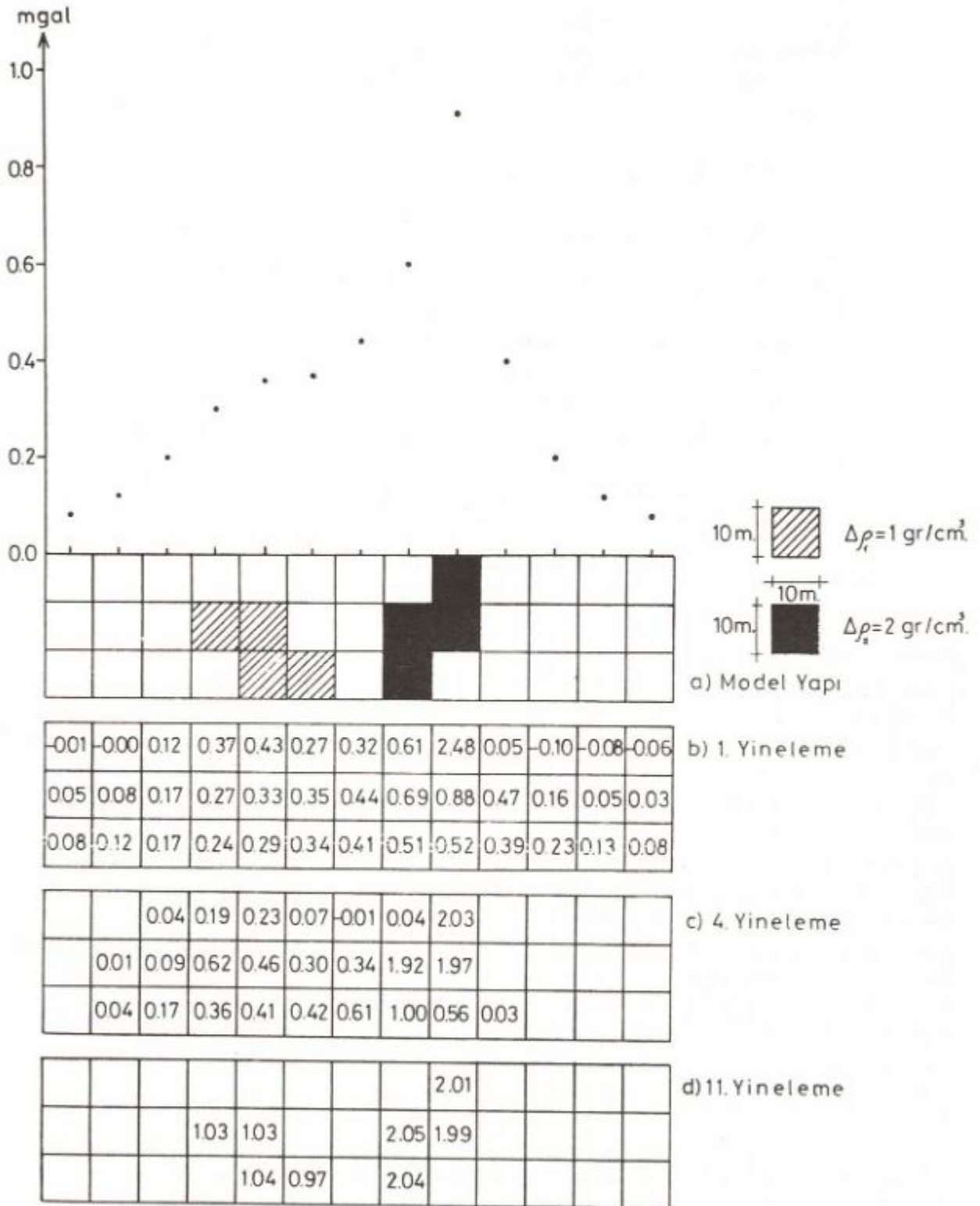
0.5	0.5	0.1	0.8	0.9	0.8	0.6	0.5	0.6	0.2	0.4	0.6	0.6
0.1	0.0	0.0	0.6	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5	0.3	0.1	0.1	0.2
0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1

4. Yineleme

0.8	0.8	0.6	0.6	0.2	0.0	0.1	0.3	0.5	0.6	0.8	0.8	0.8
0.1	0.0	0.0	0.0	1.0	1.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	1.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

7. Yineleme

Şekil 5. Basamak modeli uygulamasının ayrımlılık düzeyi gösterimi
Fig. 5. Resolution matrix for the step model application



Şekil 6. Yoğunluk kısıtlamasız iki ayrı yoğunluk kuramsal modeli uygulaması
Fig. 6. Theoretical two different density model example without density constraint

0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8
0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

1. Yineleme

0.1	0.1	0.9	0.9	0.9	0.7	0.3	0.6	1.0	0.0	0.7	0.4	0.8
0.0	0.1	0.6	0.3	0.2	0.2	0.4	0.7	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.0	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.3	0.5	0.2	0.0	0.0	0.0

4. Yineleme

0.6	0.6	0.6	0.2	0.1	0.2	0.3	0.1	1.0	0.1	0.7	0.7	0.8
0.0	0.0	0.0	1.0	1.0	0.0	0.0	1.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.1
0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	1.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

12. Yineleme

Şekil 7. İki ayrı yoğunluk modeli uygulamasının ay-rımlılık düzeyi gösterimi
Fig. 7. Resolution matrix for the two different density model application

nelemeler boyunca ayırlımlılık düzeyi R'nin köşegen elemanlarının aldığı değerleri göstermektedir. Görüldüğü gibi, işlemler sırasında model yapısı tanımlayan yoğunluk değerlerinin saptandığı yinelemelerde ayırlımlılık düzeyi R'nin köşegen elemanları yapının yer aldığı bloklarda birim (1) değerini almaktadır.

Şekil 6.a'da ise taralı blokların yoğunluğu 1 gr/cm³, içi dolu blokların yoğunluğu 2 gr/cm³ olarak alınan iki farklı yoğunluklu model yapı ve oluşturduğu anomali değerleri görülmektedir. Önceki örneklerde de görüldüğü gibi, ilk yinelemede yoğunluk değerleri tüm bloklara dağılmış (Şekil 6b), artan yineleme işlemi sayısı ile de blokların yoğunlukları model yapıların yer aldığı bloklara doğru yoğunlaşarak model yapıların şeklini oluşturmuştur (Şekil 6c, 6d). Ayırlımlılık düzeyi R'nin köşegen elemanları model yapının saptandığı yinelemede, yapının yer aldığı bloklarda birim (1) değerini almaktadır (Şekil 7).

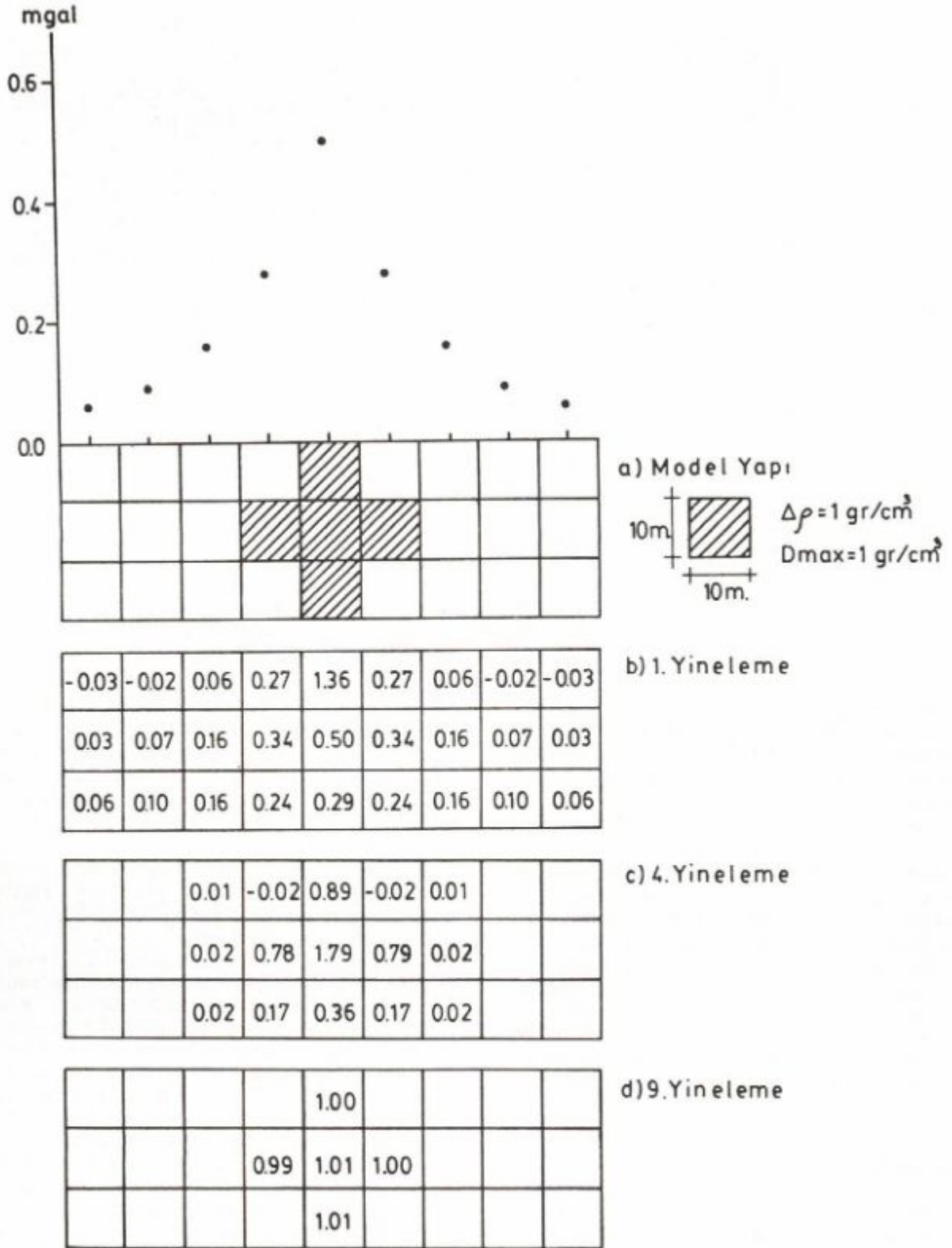
Yoğunluk Kısıtlamalı Çözüm

Şekil 2a'da görülen model yapının oluşturduğu verilere yoğunluk kısıtlamalı ters çözüm işlemi uygulanırken, model yapının yer aldığı blokların yoğunlukları 1 gr/cm³'ü aşmama koşulu ile kısıtlandırılmıştır. Böylelikle, yoğunluğu 1 gr/cm³'ü aşan blokların yoğunlukları dondurularak gravite etkisi yineleme işleminde gözlem değerinden çıkarılmış, sonuca yoğunluk kısıtlamasız ters çözüm

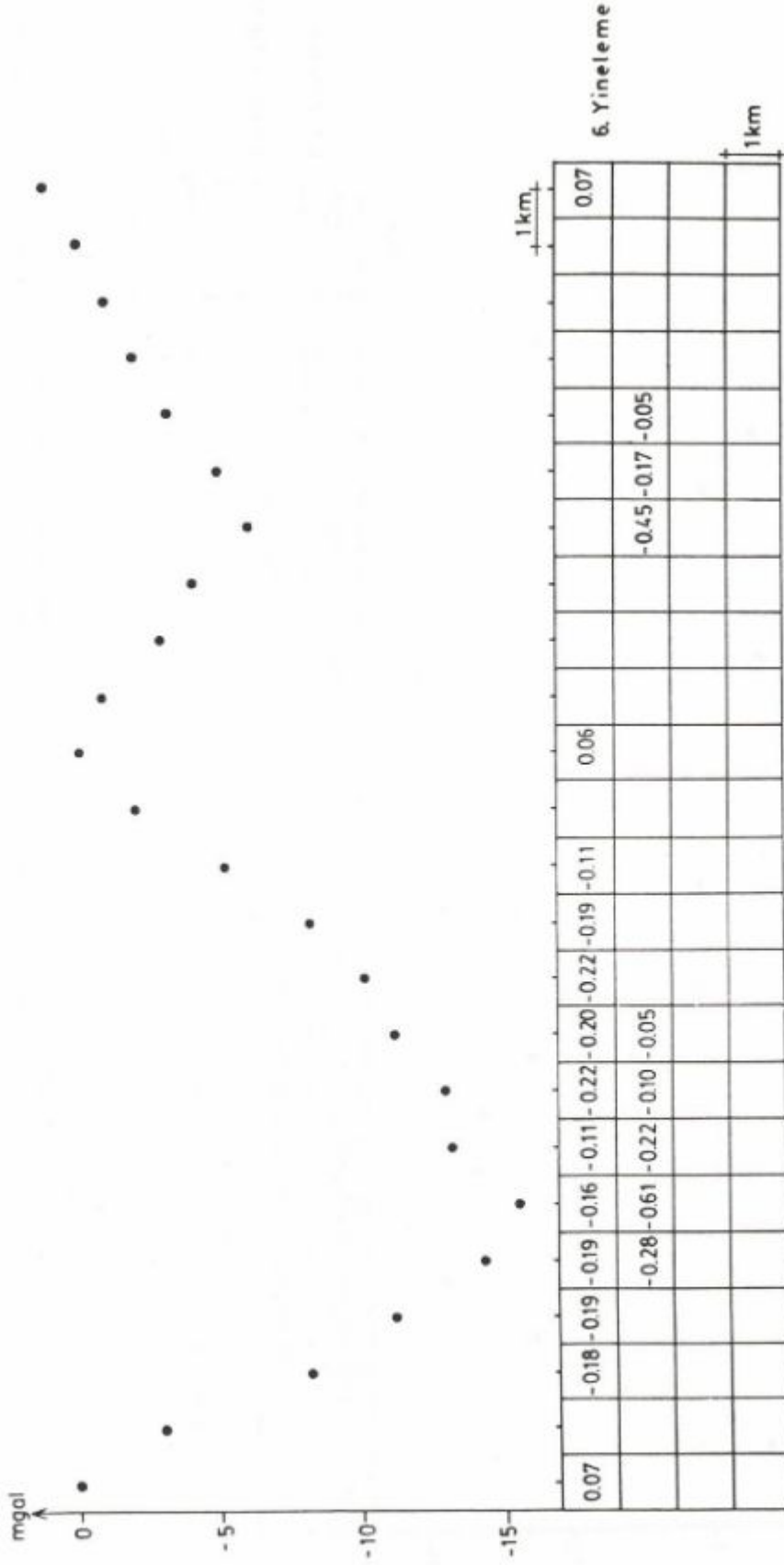
işlemine oranla hızlı bir şekilde ulaşmak amaçlanmıştır. Şekil 8'de de görüldüğü gibi, yoğunluk değerleri 8'inci yinelemede model yapının tanımlandığı bloklarda 1 değerini almıştır. Bu uygulama sırasında da ayırlımlılık düzeyi R'nin köşegen elemanlarının modelin saptandığı yinelemede yapının yer aldığı bloklarda birim (1) değerini aldığı görülmüştür.

Kuramsal modeller üzerinde yapılan bu uygulamalardan sonra, yöntem yoğunluk kısıtlamalı ve yoğunluk kısıtlamasız olması koşullarına göre Aydın-Germencik gravite verilerine uygulanmıştır.

Yoğunluk kısıtlamasız ters çözüm uygulamasında çözüme altıncı yinelemeden itibaren ulaşmakla birlikte, yapıyı tanımlayan blokların yoğunluklarının yüzeye doğru yoğunlaştığı gözlenmiştir (Şekil 9). Bu nedenle, Talwani modelleme çalışması ile saptanan 3 km'lik derinlik 2 km olarak bulunmuştur. Derinlikler arası farkın nedeni ise olasılıkla, gözlenen arazi anomalisine neden olan jeolojik yapıların tekdüze bir yoğunluğa sahip olmamalarıdır. İnceleme alanında yer alan jeolojik yapıların yoğunluklarının tekdüze olmaması ve hızlı bir değişim göstermesi nedeniyle, saptanan anomali aranan jeolojik yapıyı tam olarak simgelememektedir. Bu amaçla yoğunluk kısıtlamalı ters çözümde var olabilecek bozucu etkilerin giderilmesi için bir kısıtlama işlemi uygulanmıştır. Ters çözüm işlemine uygulanan yoğunluk kısıtlaması ile, gerçek arazi verilerinden olası jeolojik yapıya daha uygun sonuçlar elde edilmiştir. Ayrıca, bu kısıtlama işlemi kullanılan bilgisayar zamanını da oldukça kısaltmaktadır.



Şekil 8. Yoğunluk kısıtlanmalı kuramsal haç modeli uygulaması
Fig. 8. Theoretical cross model example with density constraint

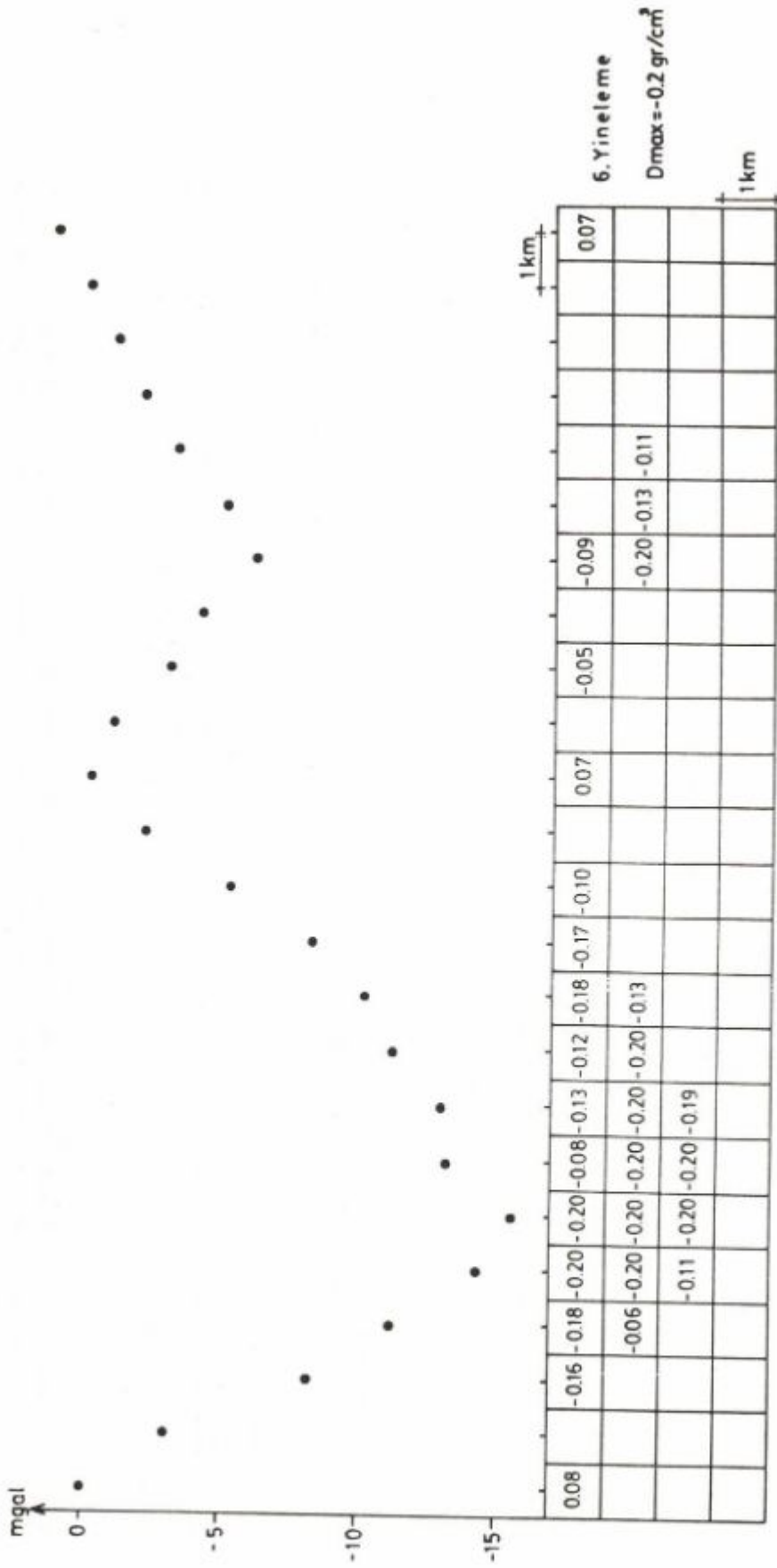


Şekil

9 . Germencik (Aydın) residüel Bouguer gravite anomalisinin yoğunluk kısıtlamasız en küçük hacim yaklaşımıyla çözümü

Fig.

9 . Interpretation of the residual Bouguer gravity anomaly of Germencik (Aydın) according to the minimum volume approach without density constraint

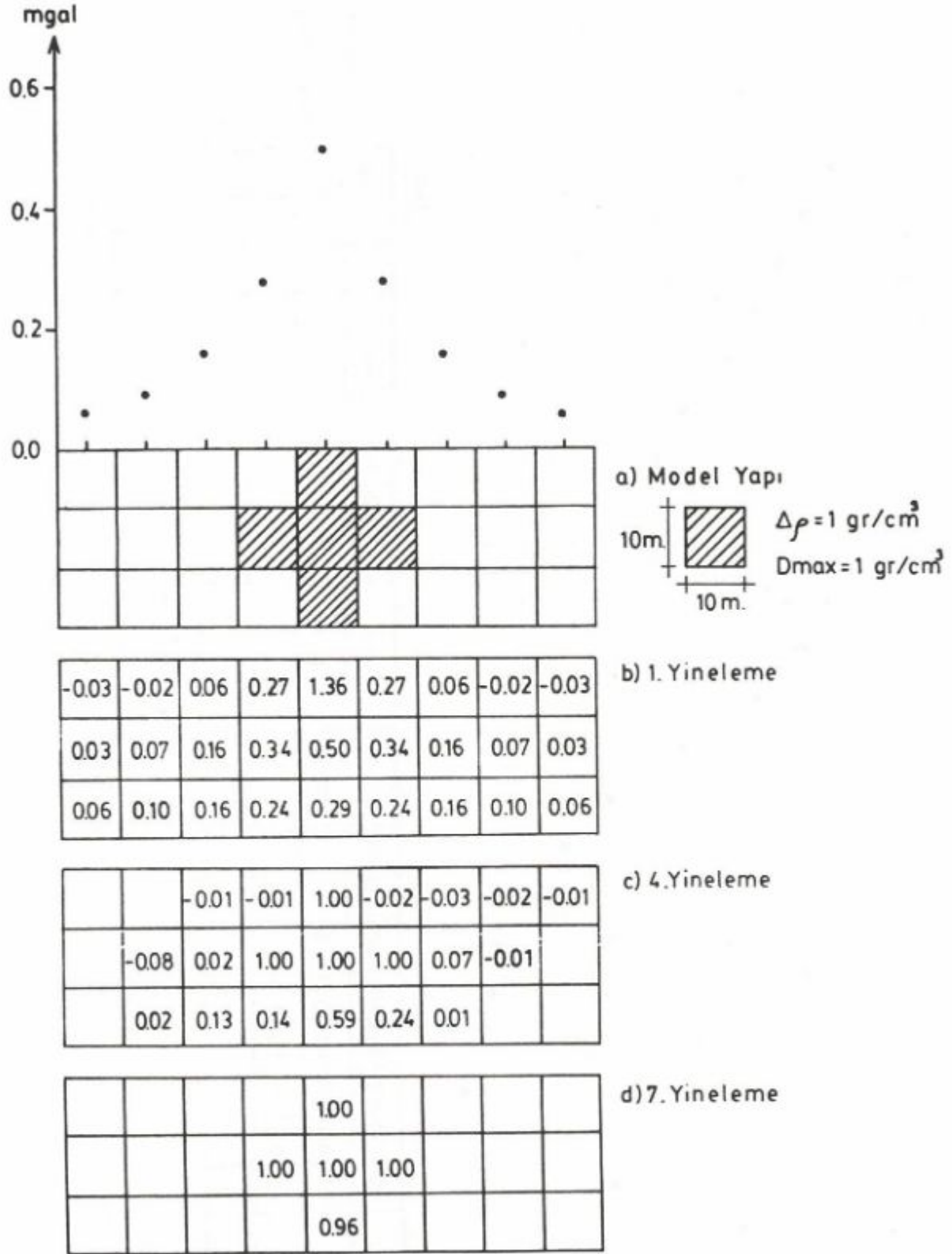


Şekil

10. Germencik (Aydın) residüel Bouguer gravite anomalisinin yoğunluk kısıtlamalı en küçük hacim yaklaşımıyla çözümü

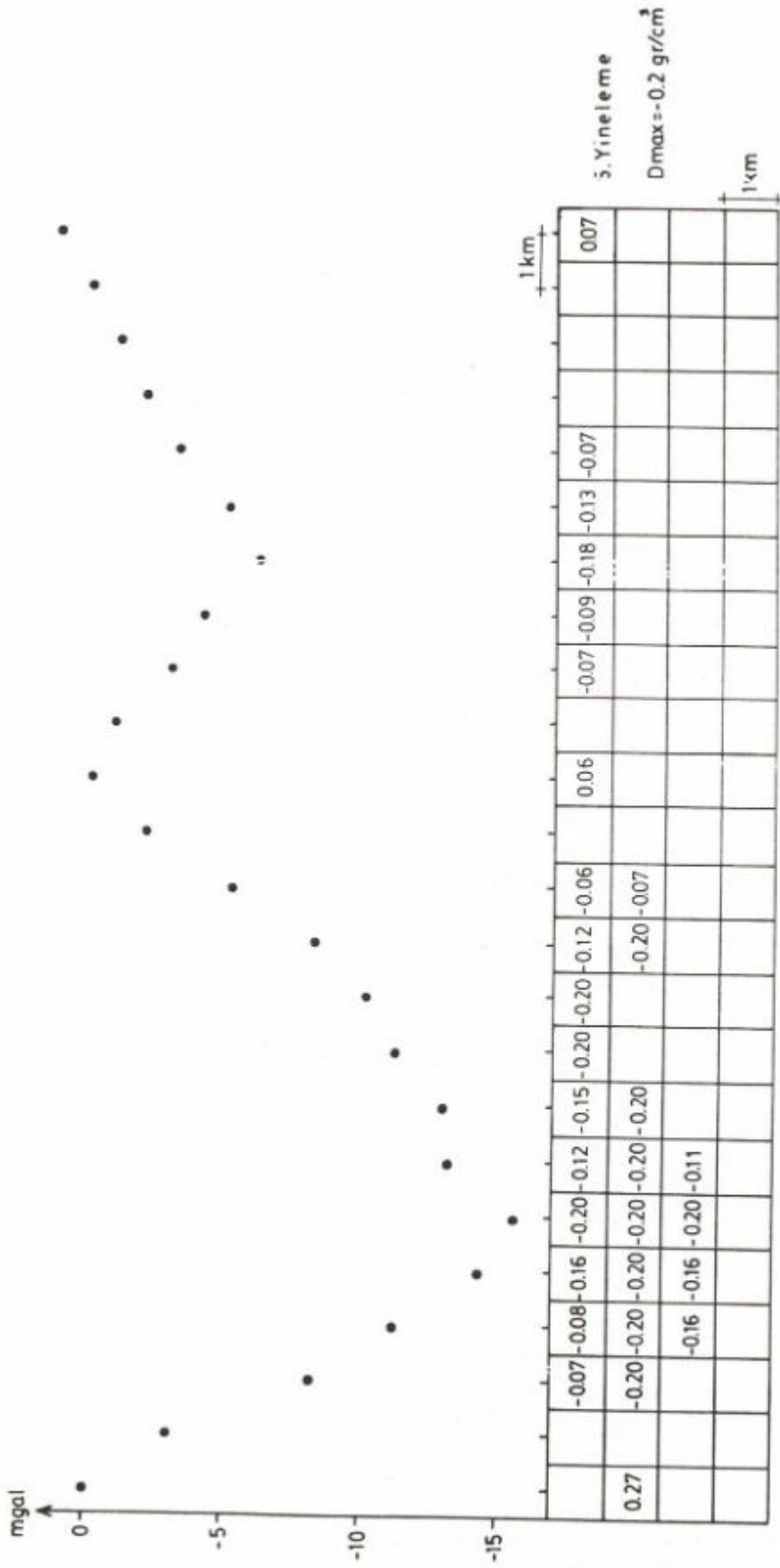
Fig.

10. Interpretation of the residual Bouguer gravity anomaly of Germencik (Aydın) according to the minimum volume approach with density constraint



Şekil 11. Yoğunluk kısıtlanmalı kuramsal hac modelinin ağırlık merkezine göre çözümü

Fig. 11. Theoretical cross model example with density constraint according to the center of gravity approach



Şekil 12. Germencik (Aydın) residüel Bouguer gravite anomalisinin yoğunluk kısıtlamalı ağırlık merkezine göre çözümü
 Fig. 12. Interpretation of the residual Bouguer gravity anomaly of Germencik (Aydın) according to the center of gravity approach

Yoğunluk kısıtlamalı ters çözüm uygulamasında ise, yapının yer aldığı bloklardaki yoğunluk farkı 0.2 gr/cm^3 'ü aşmama koşulu ile kısıtlanmıştır. Kuramsal çalışmada olduğu gibi, 0.2 gr/cm^3 'ü aşan blokların yoğunlukları dondurulmuş, gravite etkileri yineleme sırasında gözlem değerinden çıkarılarak sonuca ulaşılmak istenmiştir. Gözlenen anomali değerlerine uygulanan yöntem 6'ncı yinelemede sonuca ulaşmış, Talwani modelleme çalışmasında olduğu gibi yapının derinliği 3 km. olarak saptanmıştır (Şekil 10).

SONUÇLAR

İki boyutlu yapıların yarattığı gravite anomalisini verebilecek yoğunluk dağılımları, alanın en küçük yapılması ve cismin ağırlık merkezi etrafında yoğunlaştırılması yöntemler kuramsal modeller üzerinde yoğunluk kısıtlamasız ve yoğunluk kısıtlamalı olması koşullarına göre irdelenmiştir. Kuramsal modellerde, her iki çözüm yöntemiyle tam bir sonuca ulaşılmıştır. Fakat yoğunluk kısıtlamalı durumda, sonuca daha az sayıda yineleme aşamasından sonra ulaşılmaktadır. Çözümüne ulaşma ölçütü hakkında ayırtılabilirlik matrisi kullanılarak bilgi edinilmektedir. Bilgisayar programının uzun zaman alması nedeniyle, kullanılacak arazi verisi ve blok sayısının sınırlı tutulması gerekmektedir.

Bu yöntemlerle elde edilecek yeraltı yoğunluk dağılımından sonra, herhangi bir bölgenin elde varolan jeolojik ve diğer bilgileri ışığında kuramsal modelleme yoluyla yorumuna gitmek daha kolay olacaktır. Ters çözüm yöntemleri tek başına sorunun yanıtı değildir. Burada amaç, belirli koşullar altında incelenen bölge hakkında ilk bilgileri ortaya koymaktır.

KAYNAKLAR

- Al-Chalabi, M. 1971, Interpretation of gravity anomalies by non-linear optimisation, *Geophysical Prospecting* 20, 1-16.
 Aydın, İ. 1987, Manyetik anomali veren kütlelerin düşey geometrisinin bulunması konusunda bir deneme, *Jeofizik* 1, 76-88.

- Backus, G.E. and Gilbert, J.F. 1967, Numerical application of a formalism for geophysical inverse problems, *Geophys. Jour.* 13, 247-276.
 Backus, G.E. and Gilbert, J.F. 1968, The resolving power of gross earth data, *Geophys. Jour.* 16, 169-205.
 Backus, G.E. and Gilbert, J.F. 1970, Uniqueness in the inversion of inaccurate gross earth data, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A. 266, 123-192.
 Bott, M.H.P. 1973, Inverse methods in the interpretation of magnetic and gravity anomalies, *Methods in Computational Physics*.
 Cuer, M. and Bayer, R. 1980, Fortran routines for linear inverse problems, *Geophysics* 45, 1706-1719.
 Fischer, N.J. and Howard, L.E. 1980, Gravity interpretation with the aid of quadratic programming, *Geophysics* 45, 402-419.
 Green, W.R. 1975, Inversion of gravity profiles by use of Backus-Gilbert approach, *Geophysics* 40, 763-772.
 Guillen, A. and Menichetti, V. 1984, Gravity and magnetic inversion with minimization of a specific functional, *Geophysics* 49, 1354-1360.
 Jackson, D.D. 1972, Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 28, 97-109.
 Jackson, D.D. 1979, The use of priori data to resolve non-uniqueness in linear inversion, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 57, 137-157.
 Lanczos, C. 1961, *Linear Differential Operators*, D. Van Nostrand, Princeton, New Jersey.
 Last, B.J. and Kubik, K. 1983, Compact gravity inversion, *Geophysics* 48, 713-721.
 Mottl, J. and Mottlova, L. 1972, Solution of the inverse gravity problem with the aid of integer linear programming, *Geoprospection* 10, 53-62.
 Pedersen, L.B. 1977, Interpretation of potential field data, a generalized inverse approach, *Geophysical Prospecting* 25, 199-230.
 Pedersen, L.B. 1979, Constrained inversion of potential field data, *Geophysical Prospecting* 27, 726-748.
 Safon, C., Vasseur, G. and Cuer, M. 1977, Some applications of linear programming to the inverse gravity problem, *Geophysics* 42, 1215-1223.
 Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. and Keys, D.A. 1976, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge.
 Wiggins, R.A. 1972, The general linear inverse problem: Implication of surface wave and free oscillations for earth structure, *Rev. Geophys. and Space Phys.* 10, 251-285.

SEMI-MARKOV MODELİNİN KUZAY ANADOLU FAY ZONUNDA DEPREM RİSKİNE UYGULANMASI

Seismic Risk Estimation of the North Anatolian Fault Zone Using Semi - Markov Model

Yıldız ALTINOK*

ÖZET

Bu çalışmada, aynı yapısal süreksizlikte birbirini izleyen depremlerin bağımsız olaylar sayılamayacağı ve arada geçen zamanın olayları etkileyeceği varsayımından yola çıkılarak, deprem oluşum modeli için Semi-Markov Modeli seçilmiş ve deprem riski saptanmaya çalışılmıştır.

Uygulama Bölgesi olarak, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun 26°.00 E - 44°.25 E boylamları arasında kalan kısmı seçilmiştir. Seçilen alan önce A (26°.00 E - 31°.30 E), B (31°.30 E - 35°.00 E), C (35°.00 E - 40°.00 E) ve D (40°.00 E - 44°.25 E) olarak dört altbölgeye ayrılmıştır. Bu bölgelerde, 1900-1986 yılları arasında oluşmuş $M \geq 5.5$ olan 81 deprem göz önüne alınmıştır.

Dinamik davranış gösteren sistemlere uygulanabilen Semi-Markov Modeli, deprem olayına kolayca uygulanmış ve hesaplamalarda gözlem değerleri kullanılarak deprem riskinin saptanmasında yeni bir yaklaşım getirilmiştir.

ABSTRACT

In this study, earthquake risk is determined by using Semi-Markov Model for the earthquake occurrences. This model depends on the assumption that the successive earthquakes in the same structural discontinuity should not be independent events and the occurrence of the earthquakes should be influenced by the elapsed time between them.

A part of North Anatolian Fault Zone between the 26°.00 E and 44°.00 E longitudes is selected as a studying area. This zone is divided into four adjacent subregions from west to east such as A (26°.00 E - 31°.30 E), B (31°.30 E - 35°.00 E), C (35°.00 E - 40°.00 E) and D (40°.00 E - 44°.25 E). Eighty-one earthquakes occurred in these subregions between 1900-1986 are taken into account of which magnitudes equal to or greater than 5.5.

Semi-Markov Model which can be easily applied to dynamic systems could also be used for earthquake phenomena to dynamic systems a new approach found to be feasible to determine earthquake risk using the observed data.

GİRİŞ

Deprem bölgelerinde gelecekte olmasını beklediğimiz yıkıcı depremlerin zararlarından korunmak ve etkilerini en aza indirmek yolunda yapılan çalışmalar, sismoloji ve deprem mühendisliği konuları içinde yer alır. Yapılan çalışmalar depremlerin önceden belirlenmesi ve deprem zararlarının en aza indirilmesi olarak iki ana gruba toplanabilir.

Deprem riskinin belirlenmesi, yukarıda belirtilen çalışma gruplarından ikincisinde, önemli bir aşama oluşturur. Araştırmacılar, deprem oluşumuyla ilgili çeşitli istatistik modeller kullanarak deprem riskinin belirlenmesine yönelmişlerdir. İstatistik modeller içinde en çok kullanı-

lan, rastlantısal seri olayların olasılık modellerinden biri olan Poisson Modeli'dir. Modelin temel özelliği, depremlerin uzay ve zaman içindeki oluşumlarının birbirinden bağımsız olmasıdır. Poisson Modeli'nin pek çok uygulayıcıları arasında Cornell (1968), Caputo (1974), Shah (1975), Bath (1978) gösterilebilir. Ülkemizde de bugüne dek yapılan depremsellik çalışmalarında en çok kullanılan modeldir. Poisson Modeli'nden yararlanılarak, büyük depremler için geliştirilen bir başka yöntem de, Epstein ve Lomnitz'in 1966 yılında ileri sürdükleri, "Büyük Deprem Modeli"dir (Lomnitz, 1974). Yöntemin uygulayıcıları arasında Karnik ve Hubnerova (1968), Milne ve Davenport (1969), Schenkova ve Karnik (1970), Yegülalp ve Kuo (1974) ve daha birçok araştırmacı anılabilir. Poisson

* I. Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Beyazıt - İSTANBUL.

Modeli'nden yararlanarak Schilen ve Toksöz (1970) depremlerin zaman içinde gruplanmalarını göz önüne alarak Cluster Analizi yapmışlardır. Rikitake (1975) aynı modelin özel bir şekli olan Weibull Dağılımını kullanmıştır.

Poisson Modeli ile risk saptamaları geniş alanlarda iyi sonuç vermekle beraber yerel çalışmalarda yetersiz kalmaktadır (Oliviera 1974). Çünkü, yerel bir alanda olmuş depremleri birbirinden bağımsız saymak gerçekçi bir yaklaşım olamaz. Bu sorun dikkate alındığında, yerel bir alanda yapılacak çalışmalarda daha geçerli bir model kullanmak gereksinimi ortaya çıkmaktadır.

Yukarıda değinilen gereksinim, diğer bir istatistik model olan Markov Modeli'nin denenmesine neden olmuştur. Modelin temel özelliklerine bakıldığında, Poisson Modeli'nin aksine, olayların zaman ve uzay boyutlarına bağımlı olduğu görülür. Modeli Hagiwara (1975), şekil değiştirme enerjisinin açığa çıkma mekanizmasında; Kiremidjian ve Anagnos (1980) ile Grivas ve diğ. (1980) de deprem oluşumuyla ilgili olarak kullanmışlardır. Olayların sıralanışlarındaki bağımlılık özelliğinden dolayı, başka bir deyişle, olayların kendinden öncekilere bağımlı olmaları nedeniyle, Markov Modeli'nin belirli alanlarda ve aynı yapısal süreksizlikteki bölgelerde uygulanması yararlıdır. Modelin sakıncalı olan yanı ise, zaman boyutunda da bağımlı olmasıdır. Bu bağımlılık, zaman boyutunda seçilen her birim zaman içinde bir olayın olmasının gerekliliğidir. Oysa, deprem olayında seçilen her birim zamanda bir depremin olması zorunlu değildir. Bu da, araştırmacıları Semi-Markov Modeli'ni kullanmaya yöneltmiştir.

SEMI - MARKOV MODELİ

Semi-Markov Modeli, Markov Modeli'yle ortak pekçok özelliği olan, dinamik olasılık sistemlerinin incelenmesinde kullanılmak üzere geliştirilmiş bir modeldir (Howard, 1971). Markov Modeli için söz konusu olan uzay ve zaman boyutlarındaki bağımlılık özelliği, Semi-Markov Modeli'nde yalnız uzay boyutu için vardır. Ayrıca, Markov Modeli'nde olayların kendinden öncekilere bağlı olmalarından dolayı tek-adım bellek (one-step memory) özelliği görülmesine karşın, Semi-Markov Modeli'nde, ardışık olaylar arasında geçen zamanın bir önceki ve gelecek olan olaya bağımlılığı nedeniyle, çok-adım bellek (multi-step memory) özelliği görülür.

Semi-Markov Modeli'nde durum (state) ve geçiş (state transition) olmak üzere iki temel kavram vardır.

Fiziksel bir sistemde, sisteme ait değişkenlerin sayısal değerleri sistemi tanımlar. Bu değişkenlerin herbiri bir "durum" oluşturur. Deprem olayında deprem sayısı, enlem, boylam, derinlik, enerji gibi değişkenler, depremin uzay durumlarını oluşturur.

Zaman içerisinde sistem, durumdan duruma geçerse, dinamik bir davranış gösterir. Deprem olayında, belirli bir yerde M1 büyüklüğünde bir deprem olduktan sonra aynı yerde M2 büyüklüğünde bir depremin olması, M1 durumundan M2 durumuna bir geçişin olduğunu gösterir. Bu geçişe "durum geçişi" adı verilir.

Semi-Markov Modeli'nde olayların uzayı öyle olmalıdır ki, her durum kendinden önceki duruma bağımlı olsun. i ve j birer durumu gösteriyorsa ve bu durumlar için

n adet geçiş söz konusu ise, n + 1'inci geçiş için D, durum olmak üzere

$$\text{Prob} \{ D(n+1) = j \mid D(n) = i \}$$

bağılı olasılığı yazabiliriz. Bu, Markov Modeli'nde de bilinen tek adım bellek özelliğini gösterir. Ayrıca, modelin diğer özellikleri aşağıda verilmektedir.

Geçiş Matrisi (Transition Matrix), sistemde i durumundan j durumuna geçiş olmuşsa, G_{ij} olasılığı, i'den j'ye geçiş olasılığını gösterir.

N adet durum için G_{ij} olasılığı, (2) bağıntısındaki özellikleri içerir.

$$0 \leq G_{ij} \leq 1 \quad ; \quad 1 \leq i, j \leq N \quad (2)$$

$$\sum_{j=1}^N G_{ij} = 1 \quad ; \quad i = 1, 2, \dots, N$$

Elemanları G_{ij} olan $\{G_{ij}\}$ matrisi stokastik bir matristir. Başka bir deyişle, aşağıda gösterildiği gibi, bir kare matris olup her satır bir olasılık vektörüdür.

$$G = \{G_{ij}\} = \begin{bmatrix} G_{11} & G_{12} & \dots & G_{1N} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ G_{N1} & G_{N2} & \dots & G_{NN} \end{bmatrix} \quad (3)$$

Geçiş Zamanı (Holding Time), olaylar zaman boyutunda incelenirse, i durumundan j durumuna geçiş zamanı t_{ij} olarak belirlenir. t_{ij} 'nin sayısal değeri pozitif, tam ve rastlantısalıdır. u, birim zaman olarak seçildiğinde

$$t_{ij} = mu \quad ; \quad m = 1, 2, 3, \dots, n \quad (4)$$

olur. Sonlu bir değeri olabileceği gibi en az bir birim uzunluktadır. t_{ij} 'nin olasılık değeri T_{ij} ;

$$\text{Prob} \{ t_{ij} = m \} = T_{ij}(m) \quad ; \quad m = 1, 2, 3, \dots, n \quad (5)$$

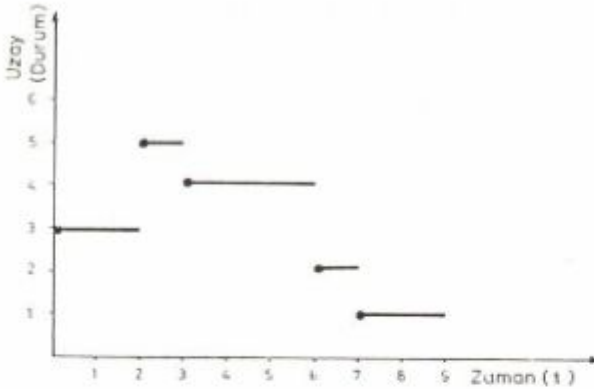
ve olasılık kütle fonksiyonu (probability mass function);

$$T(m) = \sum_{i,j=1}^N T_{ij}(m) = 1 \quad (6)$$

olarak gösterilir.

Modelin diğer özelliklerinden biri de başlangıç koşullarının belirlenmesidir. Dinamik bir sistemde, olayın hangi durumda ve hangi t_0 başlangıç zamanında başladığını belirtmekle başlangıç koşulları belirlenmiş olur. Modelin ayrık (discrete) ve sürekli (continuous) şekli vardır. Deprem olayında, Ayrık Semi-Markov Model'den yararlanmak uygun olacaktır. Ayrık Semi-Markov

Modeli'nin şematik olarak verildiği Şekil 1'de noktalar uzay durumlarını göstermektedir. Şekilde olay, 3 nolu durumda sıfır zamanında başlamakta ve bu konumda 2 zaman birimi kaldıktan sonra diğer durumlara geçmektedir. Bu durumlarda değişik zaman birimlerinde kalıp 4 geçişle dinamik davranış sonuçlanmaktadır.



Şekil 1. Ayırık (uzay-zaman) Semi-Markov Model
Fig. 1. Discrete space and discrete time Semi-Markov Model

Çekirdek Matrisi (Core Matrix), G geçiş matrisi elemanlarıyla $T(m)$ geçiş zamanı olasılık kütle fonksiyonu elemanlarının çarpımından oluşur. Bağlantılı olaylarda (joint events) olay, t_0 başlangıç zamanında i durumundan başlar ve m zamanında j durumuna geçerse, çekirdek matrisini oluşturan $c_{ij}(m)$ elemanları

$$c_{ij}(m) = G_{ij} T_{ij}(m) ; i = 1, 2, \dots, N \quad (7)$$

$$j = 1, 2, \dots, N$$

$$m = 1, 2, 3, \dots, n$$

bağıntısıyla gösterilir. Matrisi oluşturan $c_{ij}(m)$ elemanlarının elde edilmişindeki çarpım, $(\square)$ simgesi ile tanımlanarak çekirdek matrisi;

$$C(m) = G \square T(m) \quad (8)$$

olarak yazılır. Burada, $(\square)$ boyutları aynı olan iki matrisin karşılıklı elemanlarının çarpımını gösteren bir operatördür (congruent matrix multiplication). $(\square)$ ile çarpımda değişme, birleşme ve dağılma özelliği vardır. $C(m)$ matrislerini saptamakla bağlı olasılıklar (joint probability) elde edilir.

Çekirdek matrislerinin saptanmasıyla modelin diğer elemanlarından $W(m)$, bekleme zamanı kütle fonksiyonu matrisleri ve $> W(n)$, tümleyici bekleme zamanı matrisleri oluşturur.

Bekleme Zamanı (Waiting Time), i durumunda başlayan olayın geçeceği durum belli olmaksızın bu durumda geçirdiği süre (t_i) olarak tanımlanır. t_i 'nin olasılığı w_i ve olasılık kütle fonksiyonu $w_i(m)$;

$$w_i(m) = \sum_{j=1}^N G_{ij} T_{ij}(m) = \sum_{j=1}^N c_{ij}(m); m=1, 2, 3, \dots \quad (9)$$

şeklinde dir. Bağlantı, çekirdek matrisindeki satır elemanlarının toplamını gösterir. $w_i(m)$ elemanları, köşegenel bir matris olan, $W(m)$ bekleme zamanı kütle fonksiyonu matrisini oluştururlar.

Tümleyici Bekleme Zamanı (Complementary Waiting Time), i durumundaki olayın, ne zaman için i durumunda bulunmama süresi $> t_i$ olarak tanımlanır. n zamanı için olayın i durumunda bulunma olasılıkları (cumulative probability) $w_i(n)$;

$$w_i(n) = \sum_{m=1}^n w_i(m) ; n = 0, 1, 2, \dots \quad (10)$$

ve bulunmama olasılıkları (complementary cumulative probability) $> w_i(n)$ ise,

$$> w_i(n) = \sum_{m=n+1}^{\infty} w_i(m) ; n = 0, 1, 2, \dots \quad (11)$$

olarak gösterilir. $> w_i(n)$ olasılıkları, tümleyici bekleme zamanı matrisini oluştururlar.

Aralık Geçiş Olasılığı (Interval Transition Probability), $F(n)$, $m = 0$ zamanında i durumunda başlayan olayın $m = n$ zamanında j durumuna bir kez geçiş olasılığını gösterir. Olay i 'den başlamak üzere $(0, n)$ aralığında j 'ye doğrudan geçmeli veya m zamanlarda $(0 < m < n)$ başka durumlara geçerek n zamanda j 'de son bulmalıdır. Eğer, $(0, n)$ aralığında bir geçiş varsa, olay $m = n$ anında j 'ye geçmek zorundadır.

Aralık geçiş olasılığı $F(n)$, tümleyici bekleme zamanı matrisi $> W(n)$, geçiş matrisi G , geçiş zamanı kütle fonksiyonu $T(m)$ ve $(n-m)$ için aralık geçiş olasılığı $F(n-m)$ olmak üzere

$$F(n) = > W(n) + \sum_{m=0}^n G \square T(m) F(n-m) ; n = 0, 1, 2, \dots \quad (12)$$

bağıntısıyla gösterilir. Görüldüğü gibi, $F(n)$ matrisi, yenilenmeli (recursive) olarak saptanır.

$F(n)$ olasılığı, $m = 0$ 'da $T(m) = 0$ olacağından, aralık oluşmadığı için $1 \leq m \leq n$ aralığında saptanır. $n = 0$ için $F(n)$;

$$F(0) = \delta_{ij} = \begin{cases} 1 & i = j \\ 0 & i \neq j \end{cases} \quad (13)$$

Kronecker Delta fonksiyonuna eşittir. n 'nin büyük değerleri için $F(n)$, limit matrise yaklaşır.

Deprem olayında, $F(n)$ 'leri saptamakla, yenilenmeli

olasılık değerleri yardımıyla deprem diskine yaklaşım sağlanabilir.

DEPREM OLAYI VE SEMİ-MARKOV MODELİ

Semi-Markov Modeli'nin, birbirleriyle tektonik ilişkisi olan bölgelerdeki depremlere uygulandığında, iyi

sonuçlar vermesi beklenir. Böyle bölgeler fay, sırt (ridge) ve çukurlar (trench) gibi birtakım yapısal süreksizliklerin yer aldığı bölgelerdir.

Fay veya fay sistemleri boyunca oluşan depremlerin, birbirleriyle, oluşum yönünden ilişkili olmaları doğaldır. Mogi (1969), büyük depremlerin en çok yapısal süreksizliklerde oluştuğunu ve ardışık büyük depremlerin de büyük bir kırığın bitişik kırık bölgesinde ilerlemesine neden olduğunu ortaya koymuştur. Kelleher (1970), büyük depremlerin oluşumunun rastlantısal olmadığını ve ardışık büyük depremlerin birbiriyle ilişkili olduğunu; Sykes (1971), fay boyunca oluşacak büyük bir depremin, bitişik bölgede bir diğer büyük depremi tetiklediğini ileri sürmüşlerdir. Patwardan ve diğ. (1980), süreksizliklerde depremlerin büyüklüğünün ve oluşum zamanlarının rastlantısal olmadığını belirterek Semi-Markov Modeli'ni, Pasifik Kuşağında oluşan büyük depremlere ($M \geq 7.8$) uygulamışlardır. Bir büyük depremden sonra biriken enerjinin, diğer bir büyük depremle açığa çıkacağı ve depremin büyüklüğünün, arada geçen zamana bağlı olduğunu belirterek, buldukları sonuçların, sismik boşlukların karakterize edilmesinde ve sismik risk modelinde yardımcı olduğunu savunmuşlardır.

Cluff ve diğ. (1980) de, Utah'daki Wasatch Fay Zonu'nda, $6.5 \leq M \leq 7.5$ olan depremleri göz önüne alıp Semi-Markov Modeli'ni uygulamışlardır.

Yukarıda değinilen son iki çalışmada araştırmacılar, Semi-Markov Modeli'ni uygularken, geçiş olasılıkları ve geçiş zamanı olasılıkları için bir dağılım varsaymışlar ve verilerin yetersiz olmaları nedeniyle, öngördükleri dağılıma uygun olabilecek şekilde veri türeterek, sürekli bir dağılım elde etmişlerdir.

Semi-Markov Modeli'ne göre, yerkabuğunda enerjinin birikimi, ardışık iki deprem arasında geçen zamana bağlıdır. Büyük bir deprem olduktan sonra uzun bir süre depremin olmayışı, gelecekte büyük bir depremin olabileceğini gösterir. Gelecekteki depremin büyüklüğü, önceki depremin büyüklüğüne ve arada geçen zamana bağlıdır.

Semi-Markov Modeli'ni kullanarak, deprem olma olasılıklarının saptanmasıyla, deprem riskine yaklaşım sağlamak olanaklı olacağı gibi depremlerin önceden belirlenmesi çalışmalarına da katkıda bulunabilecektir.

UYGULAMA

Uygulama Bölgesi olarak Kuzey Anadolu Fay Zonu ile bu zonun doğu ve batıdaki, uzantıları olduğu düşünülen fayların geçtiği bir şerit-alan seçilmiştir. Bu alan doğu ve batıda, Şekil 2'de görüldüğü gibi, $26^{\circ}00' E - 44^{\circ}25' E$ boylamlarıyla sınırlanmıştır. Bu şerit alanda, 1900-1986 yılları arasında oluşmuş, büyüklükleri $M \geq 5.5$ olan 81 depremden yararlanılmıştır. Benzer çalışmalarda genelde, büyük deprem, $M \geq 7$ olarak nitelenmekte ise de seçtiğimiz bölgede, inceleme süresince $M \geq 7$ olan depremlerin sayısının, bir istatistik değerlendirmeye elverişli olmayışı, ayrıca, bölgede oluşan depremlerin genellikle sığ odaklı ve $M \geq 5$ olanların yıkıcı olmaları nedeniyle büyüklük alt sınırı olarak $M = 5.5$ alınmıştır. Veri kaynağı olarak, Gündoğdu ve Altınok (1986) tarafından derlenen veri seti kullanılmıştır. Bu veri seti, Alsan ve diğ. (1975), Dewey (1976), Kandilli Deprem Kataloğu (1981),

Türkiye ve Dolayları Deprem Kataloğu (1986) ve deprem bültenlerinden (ISC, PDE) yararlanarak oluşturulmuştur.

Bölge-Bölge Geçişleri

Modelin uygulanmasının ilk aşamasında, uzay durum olarak "bölge" seçilmiştir. İnceleme alanı, 1900-1986 yılları arasında oluşmuş depremlerin dışmerkez dağılım özelliklerine, içerdiği fay ve fay sistemlerinin süreklilik özelliklerine ve fay sistemleri boyunca gözlenen yerdeğiştirmelerin türlerine göre dört alt-bölgeye ayrılarak, uzay durumları oluşturulmuştur. Bu bölgeler aşağıda belirtilmiştir.

A Bölgesi	A1	$30^{\circ}60' - 41^{\circ}00' N$	$26^{\circ}00' - 28^{\circ}00' E$
	A2	$39^{\circ}80' - 41^{\circ}20' N$	$28^{\circ}00' - 31^{\circ}30' E$
B Bölgesi	B1	$40^{\circ}05' - 41^{\circ}25' N$	$31^{\circ}30' - 33^{\circ}00' E$
	B2	$40^{\circ}30' - 41^{\circ}70' N$	$33^{\circ}00' - 35^{\circ}00' E$
C Bölgesi	C1	$40^{\circ}05' - 41^{\circ}45' N$	$35^{\circ}00' - 37^{\circ}00' E$
	C2	$39^{\circ}55' - 40^{\circ}95' N$	$37^{\circ}00' - 39^{\circ}00' E$
	C3	$39^{\circ}15' - 40^{\circ}55' N$	$39^{\circ}00' - 40^{\circ}00' E$
D Bölgesi	D1	$38^{\circ}75' - 40^{\circ}50' N$	$40^{\circ}00' - 41^{\circ}00' E$
	D2	$38^{\circ}75' - 41^{\circ}00' N$	$41^{\circ}00' - 42^{\circ}00' E$
	D3	$38^{\circ}50' - 41^{\circ}00' N$	$42^{\circ}00' - 44^{\circ}25' E$

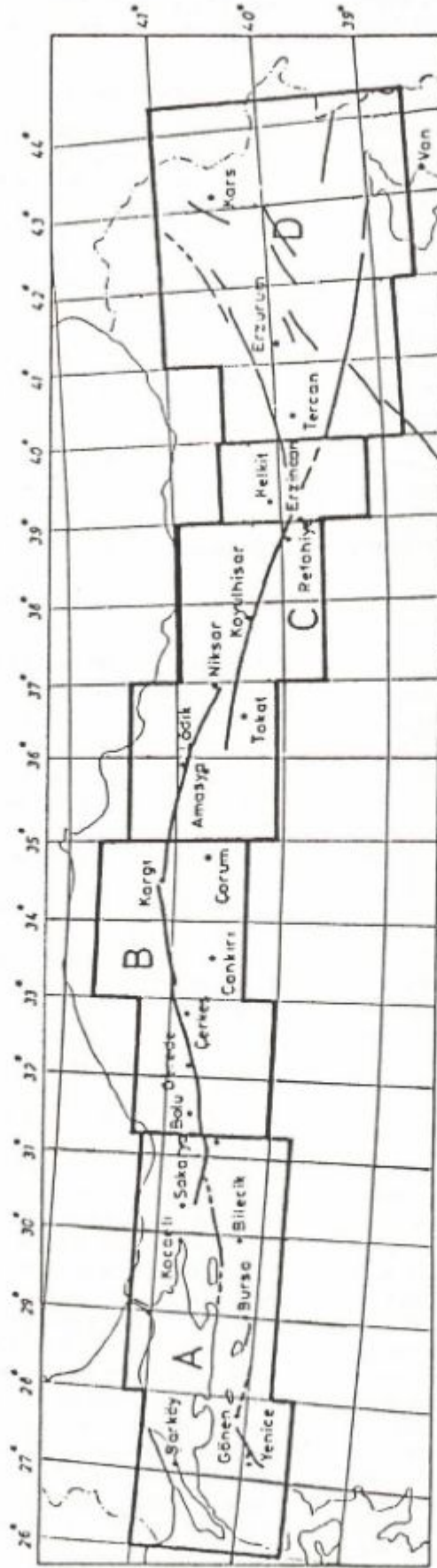
Uygulama bölgesinde A, B, C ve D olarak adlandırılan bu dört bölgede oluşan depremlerin ($M \geq 5.5$) Bölge-Bölge geçişlerinin ardışık geçiş sayıları göz önüne alınarak geçiş olasılıklarının elde edilmesiyle geçiş matrisi oluşturulur.

Zaman boyutunda, olayların geçişi incelenerek, T(m) geçiş zamanı olasılık kütle fonksiyonları saptanır. Geçiş olasılıkları ve geçiş zamanı olasılıkları için Patwardan ve diğ. (1980) ve Cluff ve diğ. (1980)'nin varsaydıkları biçimde bir dağılım fonksiyonu öngörülerek veri türetilmediğinden, bu çalışmada, gerçek geçiş sayıları ve gerçek geçiş zamanlarından yararlanılmıştır.

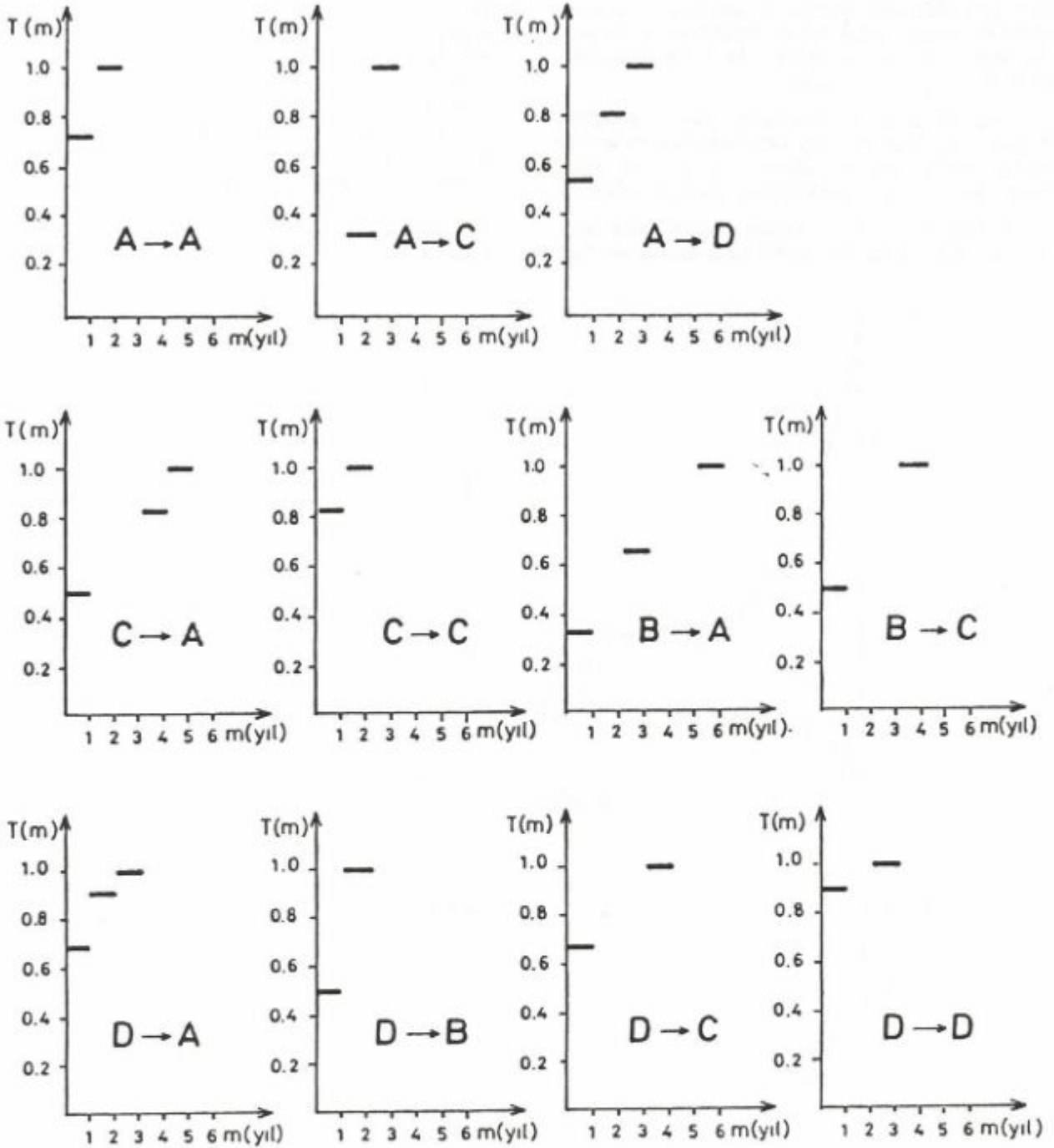
Bölge-Bölge geçişleri için birim zaman bir yıl seçilmiştir. En büyük zaman aralığı altı yıldır. Her Bölge-Bölge geçişi için m zamanlarda oluşan depremlerin geçiş sayılarının olasılıkları saptanmıştır. (6) eşitliğini sağlayan geçiş zamanı olasılık kütle fonksiyonları, birikimli olarak, Şekil 3'de gösterilmektedir. Hesaplamalarda, m zamanlara ait olasılık değerlerinden yararlanırken birikimli değerler kullanılmamış, grafikleri oluşturan gerçek olasılık değerleri göz önüne alınmıştır.

Daha sonra, sırasıyla çekirdek matrisleri C (m), bekleme zamanı olasılık kütle fonksiyonu matrisleri W (m), tümleyici bekleme zamanı matrisleri $> W(n)$ ve aralık geçiş olasılığı matrisleri F(n) saptanır.

Bölge-Bölge aralık geçiş olasılığı değerleri, Şekil 4'de grafiklenmiştir. Grafiklerden, altı yıllık bir zaman süreci içinde A, B, C ve D bölgelerinde, $M \geq 5.5$ olan bir depremin ardından, aynı büyüklükteki bir depremin, aynı bölgelerde ve diğer bölgelerde olma olasılıkları izlenmektedir.



Şekil 2. İnceleme Bölgesi. Şekilde verilen harita Ketin (1969, 1976) ve Sipahioğlu (1984)'dan yararlanarak derlenmiştir.
Fig. 2. Investigated Area. Map of the region was redrawn using the maps of Ketin (1969, 1976) and Sipahioğlu (1984).



Şekil 3. Bölge-Bölge Geçişleri Olasılık Kütle Fonksiyonları
Fig. 3. Probability Mass Functions for Region to Region

Büyüklik - Büyüklik Geçişleri

Araştırmanın ikinci aşamasında, uzay durum olarak "büyüklik" seçilmiştir. Büyüklikleri M1, M2 ve M3 olan üç büyüklik durumu göz önüne alınmıştır. Bunlar sırasıyla;

M1 Durumu $5.5 \leq M < 6.0$

M2 Durumu $6.0 \leq M < 6.5$

M3 Durumu $6.5 \leq M$

olarak tanımlanmıştır.

Bölge-Bölge geçişlerinin F(n) aralık geçiş olasılıklarına baktığımızda (Şekil 4), B ve C bölgelerinin ben-

zerlik gösterdiği izlenmektedir. Bu nedenle, bu iki bölge tek bir BC bölgesi olarak değerlendirilmiş ve A, BC ve D bölgelerinde oluşan depremlerin ($M \geq 5.5$) Büyüklük-Büyüklük geçişleri saptanmıştır.

Bölge-Bölge geçişlerinde olduğu gibi, bu geçişlerde de geçiş olasılıkları ve geçiş zamanı olasılıkları için bir dağılım fonksiyonu öngörülmemiştir. Her üç bölge içinde, Bölge-Bölge geçişlerindeki aşamalar izlenerek,

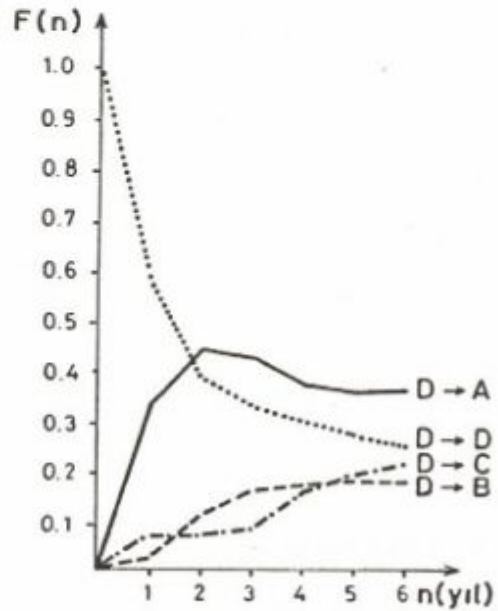
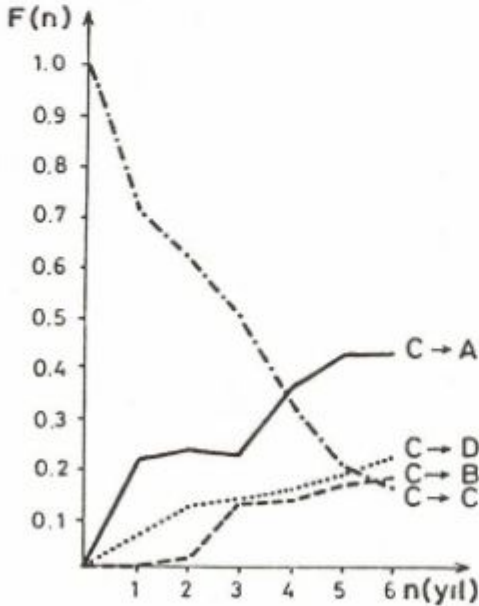
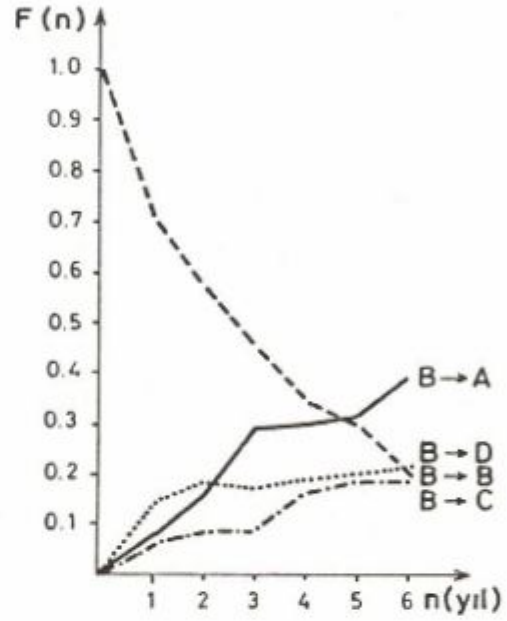
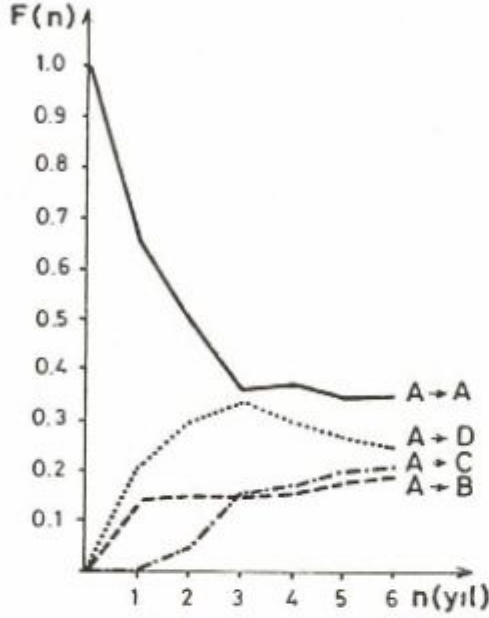
A Bölgesi için geçiş zamanı olasılık kütle fonksiyonları $T(m)$, Şekil 5'te; aralık geçiş olasılıkları $F(n)$,

Şekil 6'da gösterilmiştir. Bu bölge için en büyük zaman aralığı $n = 11$ yıldır.

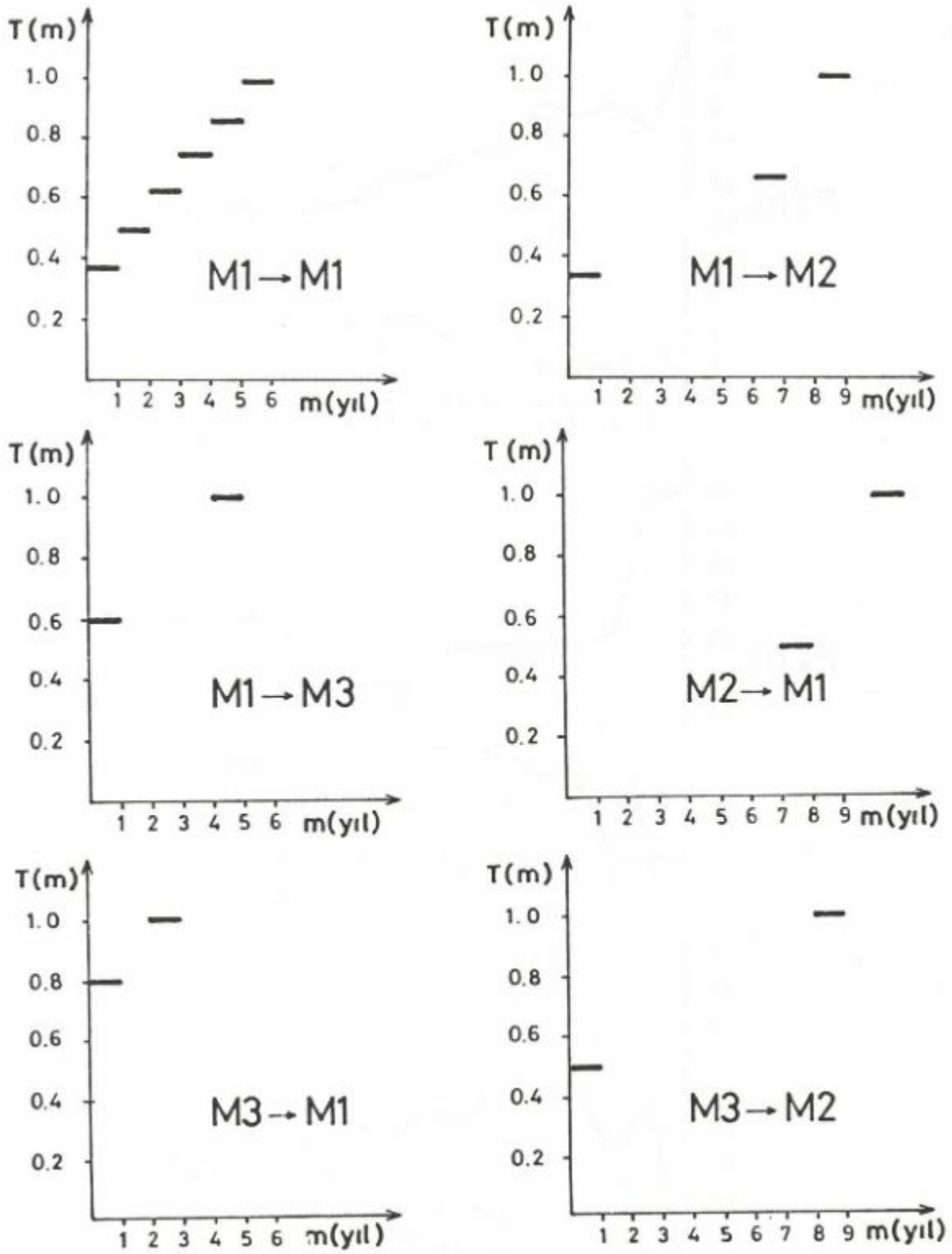
Büyüklük-Büyüklük geçişlerinin $F(n)$ aralık geçiş olasılıkları saptanmıştır. Bu işlemler sırasında birim zaman, yine bir yıl olarak seçilmiştir.

BC Bölgesinin $T(m)$ fonksiyonları Şekil 7'de ve $F(n)$ olasılıkları da Şekil 8'de gösterilmiştir. Bölgenin en büyük zaman aralığı $n = 17$ yıldır.

D Bölgesinin $T(m)$ fonksiyonları ise Şekil 9'da, $F(n)$ olasılıkları da Şekil 10'da gösterilmektedir. D Bölgesinin en büyük zaman aralığı $n = 14$ yıldır.



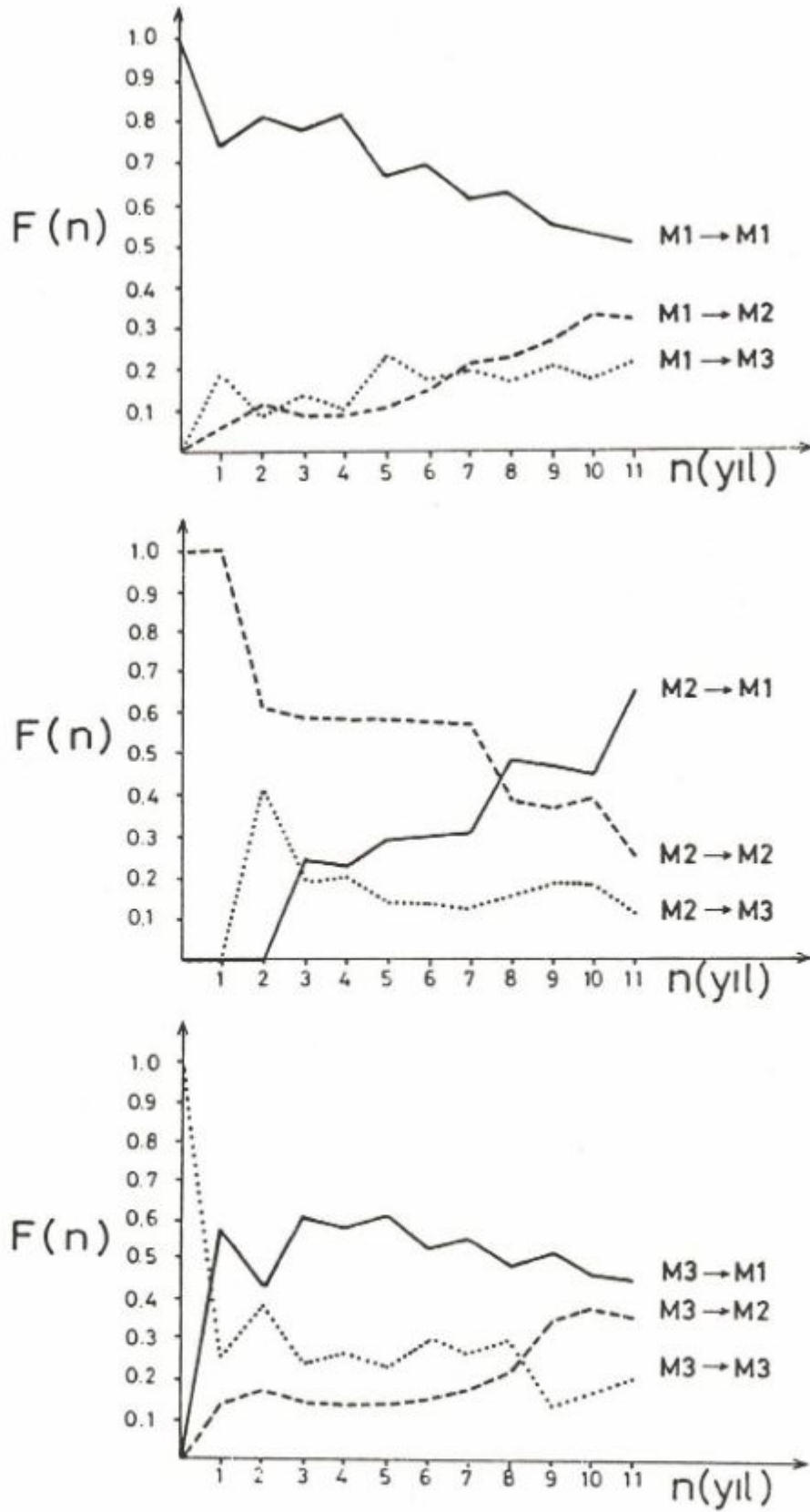
Şekil 4. Bölge-Bölge Geçişleri Aralık Geçiş Olasılığı Fonksiyonları
Fig. 4. Interval Transition Probability Functions for Region to Region.



$$\begin{aligned}
 5.5 &\leq M1 < 6.0 \\
 6.0 &\leq M2 < 6.5 \\
 M3 &\geq 6.5
 \end{aligned}$$

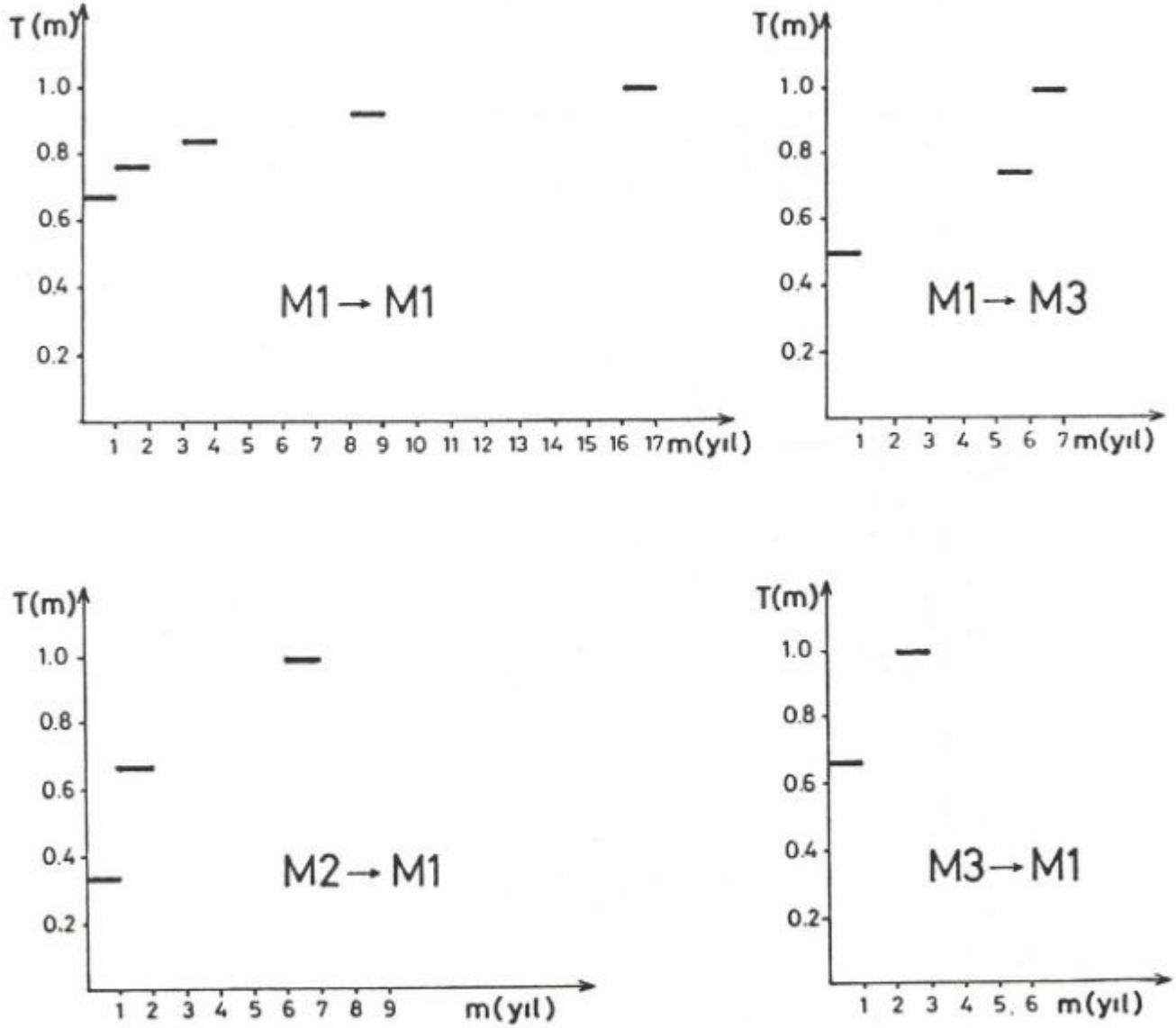
Şekil
Fig.

5. A Bölgesi Olasılık Kütle Fonksiyonları.
5. Probability Mass Functions for the Region A.



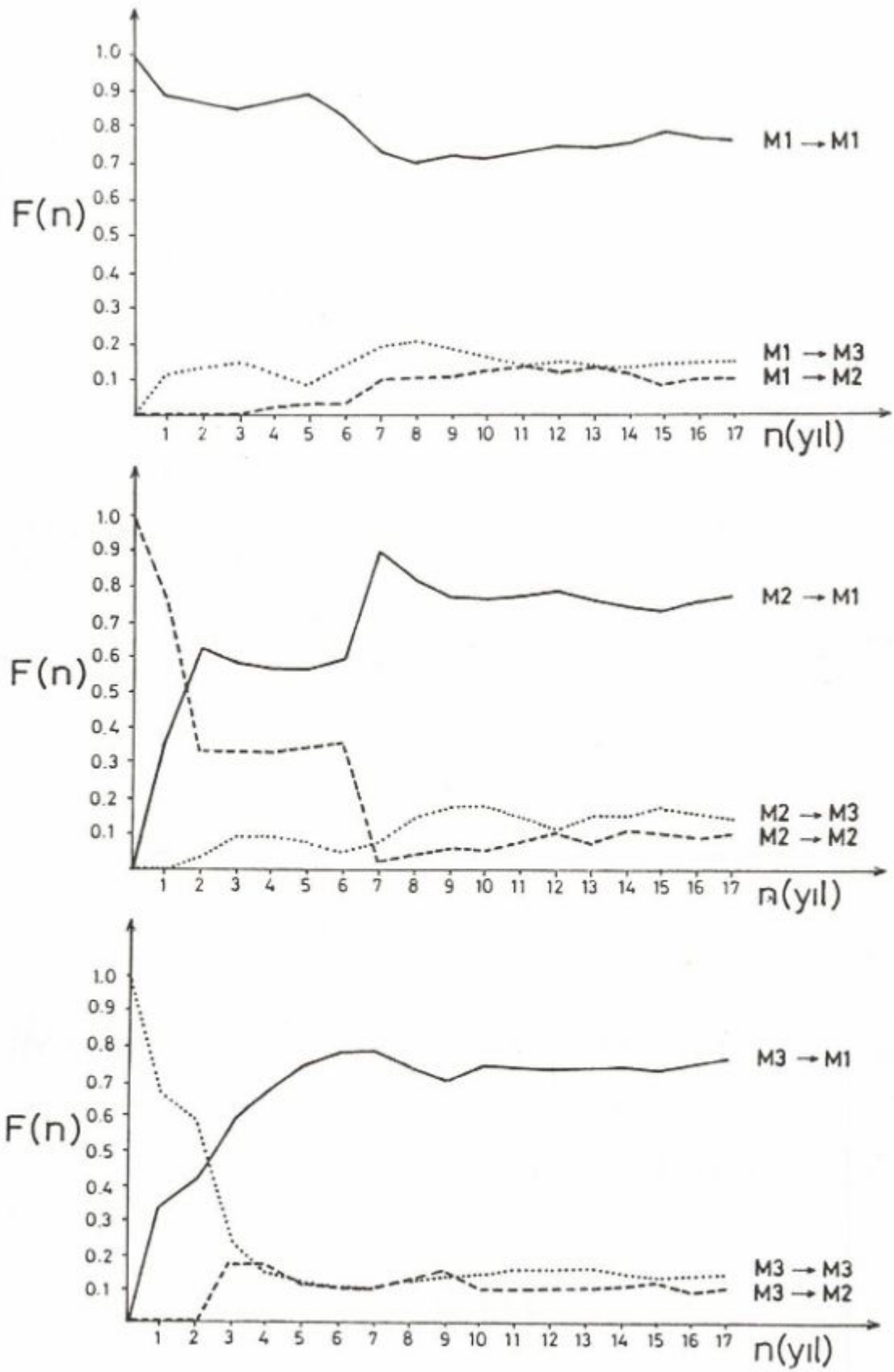
Şekil
Fig.

6. A Bölgesi Aralık Geçiş Olasılığı Fonksiyonları.
6. Interval Transition Probability Function for the Region A.

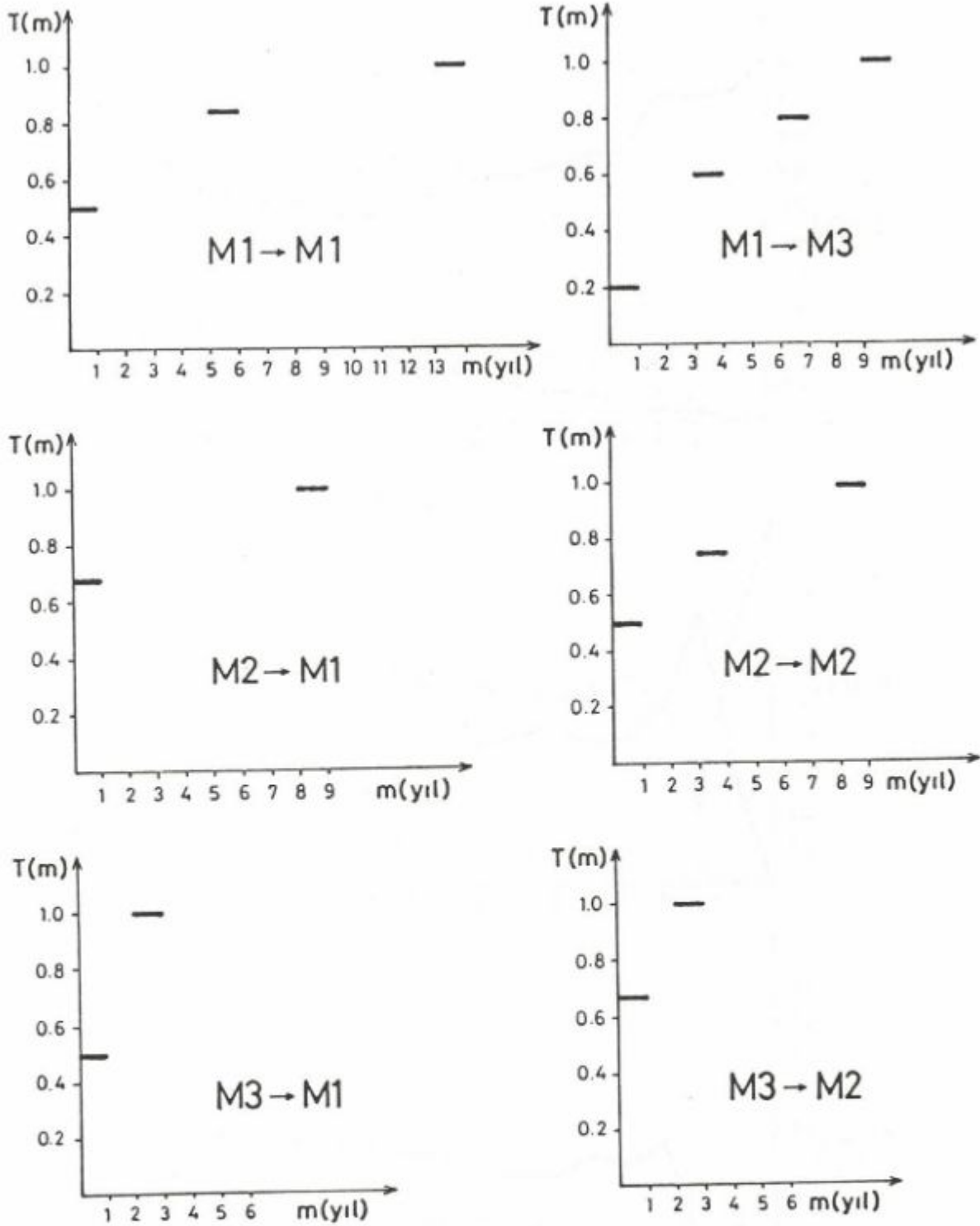


$$\begin{aligned} 5.5 &\leq M1 < 6.0 \\ 6.0 &\leq M2 < 6.5 \\ M3 &\geq 6.5 \end{aligned}$$

Şekil 7. BC Bölgesi Olasılık Kütle Fonksiyonları.
Fig. 7. Probability Mass Function for the Region BC.

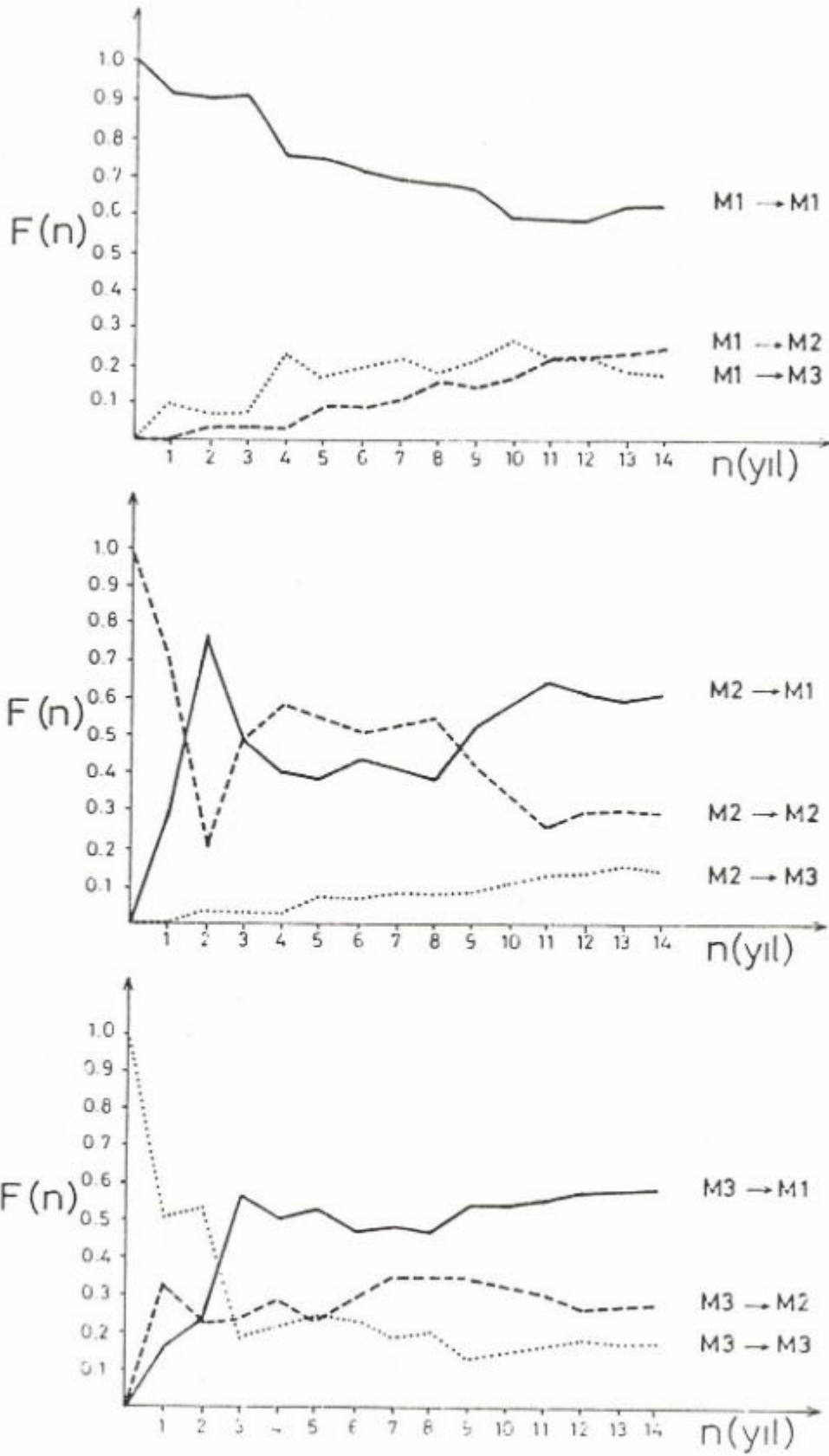


Şekil 8. BC Bölgesi Aralık Geçiş Olasılığı Fonksiyonları.
Fig. 8. Interval Transition Probability Functions for the Region BC.



$$\begin{aligned}
 5.5 &\leq M1 < 6.0 \\
 6.0 &\leq M2 < 6.5 \\
 M3 &\geq 6.5
 \end{aligned}$$

Şekil 9. D Bölgesi Olasılık Kütle Fonksiyonları.
Fig. 9. Probability Mass Functions for the Region D.



Şekil 10. D. Bölgesi Aralık Geçiş Olasılığı Fonksiyonları.

Fig. 10. Interval Transition Probability Functions for the Region D.

SONUÇLAR

Bu çalışmada, içinde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun yer aldığı 26°00 E - 44°25 E boylamları arasındaki inceleme bölgesinde $M \geq 5.5$ olan depremler göz önüne alınarak, Semi-Markov Modeli ile deprem riskine yaklaşım sağlanmıştır.

Uygulamanın ilk aşaması, yer-zaman boyutunda, $M \geq 5.5$ olan depremlerle denenmiştir. Bölge-Bölge geçişlerinin aralık geçiş olasılıklarından izleneceği gibi, her bölgede $M \geq 5.5$ büyüklüğündeki bir depremin ardından, aynı bölgede, belirtilen büyüklükteki depremin olma olasılığının, zaman aralığı arttıkça azaldığı, bunun yanı sıra diğer bölgelere olan geçişlerin zamanla arttığı görülmektedir. A ve D bölgelerinin diğerlerine göre farklılık, B ve C bölgelerinin ise benzerlik gösterdiği izlenmektedir.

Uygulamanın ikinci aşaması, büyüklük-zaman boyutunda A, B, C ve D Bölgelerinde oluşan $M1$, $M2$ ve $M3$ olarak tanımlanan üç büyüklük durumu ile denenmiştir. Büyüklük-Büyüklük geçişlerinin aralık geçiş olasılıklarına göre; A Bölgesinde $M1$ büyüklüğündeki bir depremin ardından aynı büyüklükteki bir depremin olması ($M1 \rightarrow M1$) yüksek olasılıklarla ve zamanla azalmaktadır. $M2 \rightarrow M2$ geçişi zamanla artmakta, $M3 \rightarrow M1$ geçişi ise oldukça yüksek olasılıkla zaman içinde kararlılık göstermektedir. $M2 \rightarrow M2$ geçişi 0 - 7 yıl arasında yüksek olasılık değeri gösterirken $M3 \rightarrow M3$ geçişi, diğerlerine göre, daha düşük olasılık değerlerini izlemektedir.

BC Bölgesinde $M1$, $M2$ ve $M3$ büyüklüğündeki depremlerin ardından $M1$ büyüklüğündeki depremin olma olasılığı hemen hemen tüm zaman aralıklarında yüksektir. $M2 \rightarrow M2$ geçişi 0-1 yıl, $M3 \rightarrow M3$ geçişi 0-2 yıl için yüksek olasılıklar göstermektedir.

D Bölgesinde ise, $M1 \rightarrow M1$ geçişi yüksek olasılık değerleri göstermesine rağmen zamanla azalırken, $M2 \rightarrow M1$ ve $M3 \rightarrow M1$ geçişlerinin olasılık değerleri artmaktadır. $M2 \rightarrow M2$ geçişinin 0-1 yıl ve 3-8 yıl arasında gösterdiği olasılıklar önemlidir. $M3 \rightarrow M3$ geçişinin BC Bölgesindeki gibi, 0-2 yıl için gösterdiği olasılık değerleri yüksek sayılabilir.

Genelde her üç bölgede de $M1$ büyüklüğündeki bir depremin ardından aynı büyüklükte bir deprem olma olasılığı zamanla azalmasına rağmen, $M2$ veya $M3$ büyüklüğünde bir deprem olma olasılığı yüksek bir değerde kalmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu araştırmanın hazırlanmasında öneri ve eleştirilerinden yararlandığım başta merhum Prof. Dr. Sayın Hüseyin Soysal olmak üzere, Prof. Dr. Sayın Nezihi Canutez'e ve Prof. Dr. Sayın Cahit Çoruh'a şükranlarımı sunarım.

Çalışmanın her aşamasında katkılarını esirgemeyen Yrd. Doç. Dr. Sayın Demir Kolçak'a, destek ve yardımlarını gördüğüm Dr. Sayın Selçuk Sipahioğlu'na teşekkür ederim.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Alsan, E., Tezuçan, L., Bath, M. (1975), An Earthquake Catalogue for Turkey for the interval 1913-1970, Report No. 7-75, Uppsala-Sweden.
- Bath, M. 1979, Seismic Risk in Fennoscandia, Tectonophysics 57, 285-295.
- Caputo, M. (1974), Analysis of Seismic Risk. Engineering Seismology and Earthquake Engineering, Nato Advanced Study Institutes Series, Series E: Applied Sciences - No. 3 Noordhoff-Leiden.
- Cluff, L.S., Patwardan, A.S., Coppersmith, K.S. 1980, Estimating the probability of occurrences of surface faulting earthquakes on the Wasatch Fault Zone, Utah. Bull. Seism. Soc. Am. 70, 1463-1478.
- Cornell, C.A. 1968, Engineering seismic risk analysis, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 58, p. 1583-1606.
- Dewey, J.W. 1976, Seismicity of Northern Anatolia, Bull. Seism. Soc. Am. 66, 847-865.
- Grivas, A.A., Dyvik, R. and Howland, J. 1980, An engineering analysis of the seismic history of New York State, Proc. of the Seventh World Conf. on Earthquake Engineering 1, 324-331, İstanbul.
- Hagiwara, Y. 1975, A Stochastic model of earthquake occurrence and the accompanying horizontal land deformation, Tectonophysics 26, 91-101.
- Howard, R.A. 1971, Dynamic Probabilistic Systems, John Wiley and Sons, New York.
- Kandilli Deprem Kataloğu 1981, Kandilli Deprem Kataloğu 1900-1975, Bilgisayar çıkışı, Kandilli Rasathanesi - Sismoloji Bölümü, İstanbul (yayınlanmamış).
- Karnik, V. and Hubnerova, Z. 1968, The probability of occurrence of largest earthquakes in the European Area, Pure and Appl. Geophys. 70, 61-73.
- Kelleher, J.A. 1970, Space-time seismicity of the Alaska-Aleutian Seismic Zone, J. Geophys. Res. 75, 5745-5756.
- Ketin, I. 1969, Kuzey Anadolu Fayı hakkında, MTA Enstitüsü Dergisi 72, 1-27.
- Ketin, I. 1976, Genel Jeoloji, Cilt 1, Yerbilimleri Giriş. İTÜ Yayınları.
- Kiremidjian, A.S. and Anagnos, T. 1980, A homogeneous stochastic model for earthquake occurrences. Contract No. 14-08-0001-17766, Dept. of Civil Engineering, Stanford University, Stanford.
- Lomnitz, C. 1974, Global Tectonics and Earthquake Risk, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Milne, W.G., Davenport, A.G. 1969, Distribution of earthquake risk in Canada, Bull. Seism. Soc. Am. 59, 729-754.
- Mogi, K. 1969, Relationship between the occurrence of great earthquakes and tectonic structures, Bull. Earthq. Res. Inst. 47, 429-451.
- Oliveira, C.S. 1974, Seismic Risk Analysis, Report No. EERC 74-1, Univ. of California, Berkeley.
- Patwardan, A.S., Kulkarni, R.B. and Tocher, D. 1980, A Semi-Markov model for characterizing recurrence of great earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am. 70, 323-347.
- Rikitake, T. 1975, Statistics of ultimate strain of the earth's crust and probability of earthquake occurrence, Tectonophysics 26, 1-21.
- Schenkova, Z. and Karnik, V. 1970, The probability of occurrence of largest earthquakes in the European Area 11, Pure and Appl. Geophysics 80, 152-161.
- Schilen, S. and Toksöz N. 1970, Clustering model for earthquake occurrences, Bull. Seism. Soc. Am. 60, 1765-1787.
- Shah, H.C. and Movassate, M. 1975, Seismic risk analysis of California State water project, Proc. of Fifth European

- Conf. on Earthquake Engineering 2, Chap. 10/156, İstanbul.
- Sipahioğlu, S. 1984, Kuzey Anadolu Fay Zonu ve çevrenin deprem etkinliğinin incelenmesi, Deprem Araştırma Bülteni 45.
- Sykes, L.R. 1971, Afterschock zones of great earthquakes, seismicity gaps and earthquake prediction for Alaska and the Aleutians, J. Geophys. Res. 76, 8921-8941.
- Türkiye ve Dolayları Deprem Kataloğu (1986), Türkiye ve Dolayları Deprem Kataloğu 1881-1980, Bilgisayar çıkışı. Kandilli Rasathanesi - Sismoloji Bölümü, İstanbul (yayınlanmamış).
- Yegulalp, T.M. and Kuo, J.T. 1974, Statistical prediction of the occurrence of maximum magnitude earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am. 64, 393-414.

GRAVİTE ALANI OLAN ELASTİK BİR GEZEĞENİN OLUŞUMU SIRASINDAKİ KAYMA GERİLİM ALANININ BULUNMASI

The Estimate of the Shear Stress Field of a Self Gravitating Elastic Planet During Its Formation

M. Tahir SEVÜKTEKİN*

ÖZET

Kendi gravitesi olan homojen bir gezegenin oluşumu sırasındaki kayma gerilim alanı çalışılmıştır. Gezegenlerin oluşumu sırasındaki kayma gerilim alanının bulunması için iki model geliştirilmiştir. Birinci modelde kendi gravitesi olan homojen bir gezegen ele alınmış ve gravite alanının yarattığı deviatoric gerilme maksimum değerine gezegen yüzeyinde ulaşılmıştır. Ayrıca gravite alanının yarattığı gerilim alanı ışınal parça yönünde uzanım kazanmıştır.

İkinci modelde, içte küresel bir kütle ve bunun üzerine tabakalar halinde çökerek gelen küresel bir kabuk ele alınmıştır. Bu modelde, birinci çökelen tabaka oluşumun son aşamasında içteki küresel yapı ile hidrostatik dengededir. Çökelen tabakaların içindeki hesaplanan maksimum kayma gerilimi, ($\alpha = 0$ ve $A_p = 0$ değerleri için) önce işaret değiştirir, sonra derinlere gidildikçe değeri artar ve en sonunda tabaka kalınlıkları incelidikçe sıfır değerine yaklaşır.

İlk çökelen tabakanın üzerine başka homojen bir tabaka çökeceği zaman, deviatoric ve ışınal gerilim yükün etkisiyle azalırken, yatay ve teğetsel gerilimler artacaktır. Fakat, yüklenme sırasında küresel yapıların içindeki maksimum kayma gerilimi 2 km'ye kadar olan derinlikler için sıfır değerini hiçbir zaman almaz. Ancak 2 km derinliğe erişildiğinde maksimum kayma gerilimi sıfır değerini alır. Bu oluşum tabakaların çökmesi sırasında her zaman belirli bir derinlikte hidrostatik dengenin mevcut olduğunu gösterir.

ABSTRACT

The shear stress field of a self gravitating homogeneous planet was studied. In this study we developed two models for the formation of the planets to investigate the estimation of the shear stress. The first model is a self gravitating homogeneous planet model. The deviatoric stress is caused by the gravity and it has maximum value at the surface of the planet. The gravitational field of the planet causes a stress field which elongates radial segments.

The second model assumes an inner spherical body with layers of shells accumulating on top of the inner body. The first layer is in hydrostatical equilibrium with the inner spherical body at the last stage of the accretion. The calculated maximum shear stress in shells (for $\alpha = 0$ and $A_p = 0$) first changes sign then increases with depth and then, it becomes zero for vanishing thickness.

Another homogeneous layer is simulated on top of the first layer. The deviatoric stress and the radial stress are decreased by the load while horizontal and tangential stresses increased. However, due to the load the maximum shear stress inside the shell is not zero for less than 2 km depth and it is zero at the bottom of the shells when the thickness is about 2 km. This phenomenon indicates that there is always a depth where the hydrostatic condition exists during the accumulation process of the superficial layers.

GİRİŞ

Gezegenlerin oluşumu ve güneş sisteminin kökeni jeofizik biliminde uzun zamandan beri araştırılmaktadır.

* TPAO, Arama Grubu, Bakanlıklar-ANKARA

Konuya ilk olumlu yaklaşım 18. yüzyılda Kant tarafından yapılmıştır. Kant'ın teorisine göre, güneş sistemi, bir gaz ve toz bulutundan oluşmuştur. Bu sistemin ortasındaki yüksek yoğunluklu kütle, güneşi oluşturmuş ve güneşten

uzaklaştıkça daha az yoğunluklu kütlelerde gezegenleri oluşturmuşlardır. O devirde bu kuramın doğruluğunu veya yanlışlığını ispat etmek olanaksızdı. Fakat daha sonraki iki yüz yıl içinde kimya, termodinamik, gazların kinetik teorisi, atom spektrumu ve kozmik verimlilik bilimlerinde olan hızlı gelişmeler, konuya daha teknik olarak yaklaşılmasını sağlamışlardır.

Daha sonra Urey (1952) iki aşama kuramını ortaya atmıştır. Urey'e göre, ışık yılı yarı çapında toz ve gaz karışımı hareketli bir kütle önce yavaş daha sonra artan bir hızla büzümeye başlamıştır. Belli bir zaman sonra merkezde bir kütle oluşmuş ve onun sıcaklığı karbon döneminin başlaması için yeterli değere erişmiştir. Aynı zamanda bu kütle güneşten uzaklaşarak yassı disk şeklinde gaz ve tozdan oluşan ilkel gezegene dönüşmüştür. Dünyanın oluşumunu da Urey şöyle açıklamaktadır.

Değişik boyutlardaki küçük gezegenler su ve amonyak yağın pıhtılaşığı düşük sıcaklık ortamında toplanırlar. Gezegenlerin ince tozlarından, içinde demir bulunan silikat bileşimleri ile su ve amonyak teşekkül eder. Daha sonra, sıcaklık yükselmesi sonucu demiroksitler gezegen yüzeyinde demire döndürürlar. Yüksek sıcaklık silikatları çöktüğü gibi gazlı bileşimlerinde buharlaşarak gezegen yüzeyinden uzaklaşmasına sebep olur. Sonuçta demir fazı silikat fazına göre yükselirken gazların kaybıda, gezegenin katılaşmasını sağlar. Aynı zamanda açığa çıkan radyasyon ani sıcaklık düşmelerine sebep olur, bunun sonucu olarak da demir ve silikat karışımı malzemeler çökerir.

Karasal gezegenlerin kökeni hakkındaki başka ilginç bir kuram Ringwood (1968) tarafından ortaya atılmıştır. Tek aşama kuramı da denilen bu kurama göre gezegenler nebula safhasından sonra yoğunlaşırken hidrojen kaybına uğramışlar ve karbon elementi, demir ve diğer metallerin çökmesini sağlamıştır. Ringwood (1968) dünya oluşumunun başlangıcında bütün malzemenin soğuk olduğunu kabul etmektedir. Dönmenin tesiriyle yüzeyden merkeze doğru düşen metalik malzeme gravitasyonel enerjiyi ve ısıyı ortaya çıkarmıştır. Isının sonucu olarak, buharlaşan gazlar atmosferi oluşturmuş, bu da sonraki ısı kaybını önleyerek ısınma işleminin artmasına neden olmuştur. Isınmanın artmasıyla yüzeyde yoğunlukça ağır malzemeler merkezde ise hafif malzemeler çökmüştür. Bu dengesiz konumda olan dünyanın yüzeyinden merkezine doğru ağır metallerin (genellikle demir) hareketi başlamıştır. Bu da arzın açısal momentumunu ve rotasyonunu artırmıştır. Arzın günümüzdeki merkezinin % 80 demir ve % 20 silis'ten oluştuğu gerçeği, kurama göre, çekirdeğin katastrofik oluşumunu açıklamaktadır.

Kaula (1968) karasal gezegenlerin kökeninin solar nebula denilen ortalama kimyasal bileşimli soğuk toz ve gaz kütlelerinden geldiğini iddia etmiştir. Kaula'ya göre solar nebula dönen güneşe yaklaşıncaya önce ısınmakta sonra da manyetik olarak zıtlarak güneşten uzaklaşmaktadır. Uzaklaşıncaya ani ısı kaybı oluşmakta ve solar nebula katılaşmaya başlamaktadır.

Matzui ve Mizutani (1978) karasal gezegenlerin oluşumunu başka bir açıdan ele almışlardır. Bu araştırmacılar, sayıları 100 ile 200 arasında olan ilkel gezegenlerin gravitasyonel olarak birleşip tek bir gezegen haline gelebileceğini sayısal integrasyon (Gravitational N-Body) yöntemi ile ispatlamışlar ve çöküntüler sırasında pıhtılaşan

gezegen parçacıklarının bağlı hız ve kütle oranısına bağlı olmadıklarını ve hepsinin birleşebileceğini göstermişlerdir. Ayrıca oluşumun son safhasında küçük parçacıkların birleşme hızlarının çok yüksek olduğunu ispatlayarak, günümüzde gezegenler arasında serbest dolaşan uydu ve meteorların yukarıda izah edilen sistemlerden kopmuş olduklarını ve bir gün büyük gezegenler tarafından yakalanabileceklarini öne sürmüşlerdir.

Gezegenlerin oluşumu hakkında çok sayıda kuram ortaya atılmıştır, fakat oluşum ve büyüme sırasında mevcut olan gerilim alanı üzerine pek bir çalışma yoktur. Yalnız Jobert (1962) gravitesi olan homojen bir gezegenin içindeki gerilimlerin gelişimini takip ederek diferansiyel gerilimin, elastik parametrelerin ve yoğunluğun fonksiyonu olarak hesaplanabileceğini göstermiştir. Bunu yaparken tabakaların hidrostatik dengede olduğunu kabul etmiştir. Jobert'e göre gezegen merkezinde gerilim farklılığı yok olur ve bu farklılık maksimum değerine, gezegen yarıçapının üçte biri derinliğinde erişmektedir. Bu hesaplanan değer, yarıçapın dördüncü kuvvetinin yüzeyssel katılaşmaya olan ters oranısıyla bağıntılıdır.

KÜRESEL HOMOJEN GEZEĞEN MODELİ

Bu çalışmada gravitesi olan bir gezegende, hidrostatik olmayan bir ortamda minimum sayıda hipotezler kullanılarak gerilimler hesaplanmıştır. Bu amaçla elastik katı bir ortam için denge denklemlerini kullanarak bir gezegenin içindeki gerilimler bulunacaktır. Giriş bölümünde açıklanan oluşum kuramları üzerinde tartışmaya girilmeden, bu kuramların yalnızca gerekli bilgileri kullanılabilmektedir. Kullanılacak varsayımlar şunlardır: Öncelikle karasal gezegenin kökeninin solar nebula denilen ortalama kimyasal bileşimli bir toz ve gaz kütleli olduğu kabullenilmiştir. Solar nebula'nın güneşten uzaklaşması ile meydana gelen ani ısı düşmesinin katı maddelerin çökmesine ne neden olduğu, bunun da gravitasyonel enerjiyi açığa çıkardığı varsayılmıştır. Ayrıca, gezegen yüzeyindeki tabakaların da bir gravitasyonel enerji yaratacağı fakat bu enerjinin büyük bir kısmının ısı enerjisine dönüşeceği kabullenilmiştir.

Yukarıda açıklanan varsayımlardan sonra, kullanılan denklemlerin karmaşıklığını önlemek için hesaplamaların ne zaman başladığını ve ısı etkisinin ne olduğunu belirtmek gerekmektedir. Hesaplamalara gezegenin katılaşması sırasında, soğuk ve homojen olduğu herhangi bir zamandan başlanmıştır. Ayrıca ısı etkisinden arınmak için, aniden ortaya çıkabilecek bir gravitasyonel enerjinin bütün gezegeni eritebilecek güçte olduğu kabullenilmiştir.

Kayma gerilimini hesaplamak için önce en basit gezegen modelinden başlanılmıştır. Bu model arz büyüklüğünde gravitesi olan, küresel ve yüzeyine bir gerilim uygulanmış modeldir. Burada uygulanan gerilim gezegen yüzeyine çökelen ilk tabaka anlamına gelmektedir.

İlk önce denge denklemleri ve sınır şartları verilmiştir. Eğer gezegen üzerindeki bir M noktasının fiziksel özellikleri (yoğunluk ve elastik parametreleri) gezegen merkezine olan uzaklığın bir fonksiyonu ise, denge denklemleri şöyle olacaktır:

$$\frac{\partial \Gamma_{rr}}{\partial r} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial \Gamma_r}{\partial \theta} + \frac{1}{r} \frac{\partial \Gamma_\theta}{\partial \theta}$$

$$+ \frac{2 \Gamma_{rr} - \Gamma_{\phi\phi} - \Gamma_{\theta\theta} + \Gamma_{r\theta} \alpha \theta}{r} + K_r = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial \Gamma_{r\phi}}{\partial r} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial \Gamma_{\phi\phi}}{\partial \phi} + \frac{1}{r} \frac{\partial \Gamma_{\phi\theta}}{\partial \theta} + \frac{3 \Gamma_{r\phi} + 2 \Gamma_{\phi\theta} \alpha \theta}{r} + K_\phi = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial \Gamma_{r\theta}}{\partial r} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial \Gamma_{\theta\theta}}{\partial \theta} + \frac{1}{r} \frac{\partial \Gamma_{\phi\theta}}{\partial \theta} + \frac{3 \Gamma_{r\theta} + (\Gamma_{\theta\theta} - \Gamma_{\phi\theta}) \alpha \theta}{r} + K_\theta = 0 \quad (3)$$

Burada K_r , K_ϕ ve K_θ kütle çekim kuvvetleridir. Yüzey gerilimi; boylam (ϕ) ve enlem (θ)'dan bağımsız olduğu zaman, (2) ve (3) yok olacak ve (1) sadeleşerek;

$$\frac{\partial}{\partial r} \Gamma_{rr} + \frac{2 \Gamma_{rr} - \Gamma_{\phi\phi} - \Gamma_{\theta\theta}}{r} + K_r = 0 \quad (4)$$

olacaktır. Buradan

$$\Delta = e_{rr} + e_{\theta\theta} + e_{\phi\phi} = \frac{\partial s}{\partial r} + \frac{2s}{r} \quad (5)$$

$$e_{rr} = \frac{\partial s}{\partial r}, \quad e_{\theta\theta} = e_{\phi\phi} = \frac{s}{r} \quad (6)$$

$$\Gamma_{rr} = \lambda \Delta + 2\mu e_{rr} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial s}{\partial r} + 2\lambda \frac{s}{r} \quad (7)$$

$$\Gamma_{\theta\theta} = \Gamma_{\phi\phi} = \lambda \Delta + 2\mu e_{\theta\theta} = \lambda \frac{\partial s}{\partial r} + (2\lambda + 2\mu) \frac{s}{r} \quad (8)$$

olarak elde edilen denklemleri (4)'de yerlerine konulduğunda, denge denklemi ışınsal yönde şöyle elde edilir.

$$(\lambda + 2\mu) \frac{\partial}{\partial r} \left[\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} (Sr^2) \right] + K_r = 0 \quad (9)$$

Gezegen oluşumunun son safhasında küre şeklinde varsayıldığında, K_r kütle kuvveti,

$$\rho_o g_o = \frac{4}{3} \pi G \rho_o r = -K_r$$

olarak verilir.

K_r 'i denge denklemi (9)'da yerine konulursa, gravitesi olan bir gezegen için yerdeğiştirme S_1 'i elde edilir (Çözümler için Ek A'ya bakınız);

$$S_1 = A_1 r + \alpha r^3 \quad (10)$$

Burada A_1 sabit katsayısıdır. α ise;

$$\alpha = \frac{4 \pi G \rho_o^2}{30 (\lambda + 2\mu)}$$

olarak verilir.

İnce yüzeyli bir tabakanın, yüzeyden r_2 uzaklığındaki etkisini hesaplamak için (7)'yi kullanarak;

$$\Gamma_{rr} = A_p = (3\lambda + 2\mu) A_1 + (5\lambda + 6\mu) \alpha r_2^2 \quad (11)$$

bulunur. Burada,

$$A_1 = \frac{A_p - (5\lambda + 6\mu) \alpha r_2^2}{(3\lambda + 2\mu)}$$

dır. A_p uygulanan basınçtır. A_1 ise uygulanan basıncın fonksiyonudur. Yüzey geriliminin sıfır olması halinde ise çözüm;

$$S_1 = \frac{4 \pi G \rho_o^2}{6 (5\lambda + 10\mu)} \left[r^2 - \frac{5\lambda + 6\mu}{3\lambda + 2\mu} r_2^2 \right] \quad (12)$$

ile verilir. Işınsal gerinme e_{rr} ;

$$e_{rr} = \frac{4 \pi G \rho_o^2}{6 (5\lambda + 10\mu)} \left[3r^2 - \frac{5\lambda + 6\mu}{3\lambda + 2\mu} r_2^2 \right] \quad (13)$$

ile verilir. Işınsal gerinme e_{rr} ,

$$r^2 > \frac{5\lambda + 6\mu}{9\lambda + 6\mu} r_2^2 \text{ için pozitif,}$$

$$r^2 < \frac{5\lambda + 6\mu}{9\lambda + 6\mu} r_2^2 \text{ için negatiftir.}$$

Öbür iki yönde olan gerinimler genellikle negatiftirler. Sonuçta,

$$e_{\theta\theta} = e_{\phi\phi} = \frac{4 \pi G \rho_o^2}{6 (5\lambda + 10\mu)} \left[r^2 - \frac{5\lambda + 6\mu}{3\lambda + 2\mu} r_2^2 \right] \quad (14)$$

bulunur.

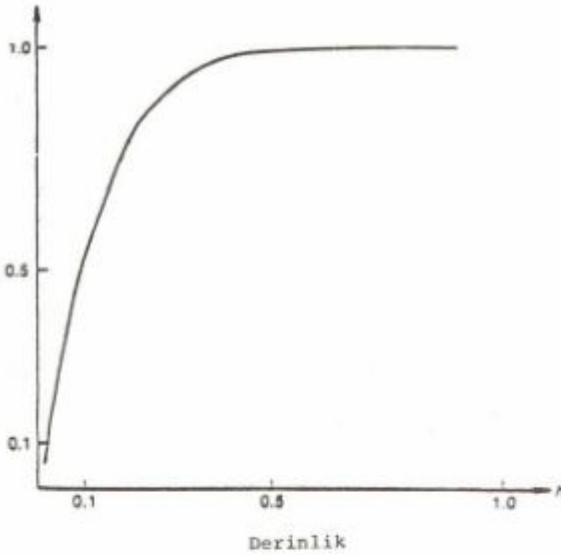
Yukarıdaki denklemler gösterir ki gerinimler eşit şiddettedirler ($\Gamma_{\theta\theta} = \Gamma_{\phi\phi}$) ve yüzeyde en büyük değerlerini alırlar. Işınsal yarıçap yönünde gravite alanı ne kadar küçük olursa olsun, yüzeye yakın kesimde bir uzamaya neden olacaktır. Burada maksimum kayma gerilimi;

$$\delta = \frac{1}{2} |\Gamma_{rr} - \Gamma_{\theta\theta}| = \frac{\pi G \rho_o \mu}{15 (\lambda + 2\mu)} r^2 \quad (15)$$

dir ve maksimum değerini yüzeyde alır. Caputo (1983) gerinim enerjisi derinliğin fonksiyonu olarak vermiştir. Buna göre,

$$\text{birim yarıçap} = 1 - (1 - h)^7 \quad (16)$$

olarak alındığında, arz büyüklüğündeki homojen bir gezegende gerinim enerjisinin % 54'ünün yüzeyden 700 km'ye kadar olan derinlikte olduğu görülür (Şekil 1).



Şekil 1. Derinliğin fonksiyonu olarak gerinim enerjisi.
Fig. 1. Strain energy as function of depth.

İKİ TABAKALI GEZEĞEN MODELİ

Önceki bölümde elastik homojen gezegen alınıp ince bir tabaka eklenmişti. Gerilim ve gerinim hesapları sırasında kütle kuvvetini gravitenin yarattığı varsayılmış ve ışınsal parçanın yüzeye yakın yerlerde uzadığı görülmüştü. Bunun sonucu olarak ince yüzeyel tabakanın basıncı, homojen küreyi deformasyona uğratacaktır. İlk model için kabullenilen varsayımlar karasal gezegenlerin oluşumları için yeterli değildir.

Bilindiği üzere büyümekte olan gezegenler homojen bir yapıya sahip değildir. Oluşumun başlangıcındaki kimyasal bileşim ve gezegenin yapısı hakkındaki bilgiler çöküntü ve erime safhalarında kaybolmuştur. Fakat günümüze kadar gelebilen meteoritlerin kimyasal yapısı gösterir ki solar nebula heterojendir. Ayrıca fiziksel ve kimyasal olarak dengeli bir ortamda gelişmemiştir. Dünyamız da kimyasal olarak dengede değildir ve günümüzde de heterojen büyümesine konveksiyon ve volkanizma ile devam etmektedir. Heterojenliğin başka bir nedeni de karmaşık bir yapıya sahip olan litosferin yükselip alçalmasıdır.

İkinci modelde ortada homojen bir küre ve üzerinde çökelmiş olan bir kabuk ele alınacaktır. Bu modeldeki varsayımlar şunlardır: gravitasyonel enerjinin neden olduğu ısı etkisi ve gerilim boşalımı (relaxation) ihmal edilecektir. Oluşumun son safhalarında gezegen hidrostatik dengededir ve yavaşça ikinci bir ince tabaka çökelmektedir. İçteki kürenin yarıçapı ve yoğunluğuna r_1, ρ_0 dersek, dıştaki hidrostatik dengede olmayan kabuğun yarıçapı ve yoğunluğu r_2, ρ_1 ve elastik parametreleri λ_2, μ_2 olacaktır. Modelde gravitenin yalnızca dıştaki kabuğu etkilemekte olduğu ve içteki kürenin halihazırda kendi gravitesi ile deforme olduğu kabullenilmiştir. Ayrıca kabuğun yükü ile daha da deforme olacağı varsayılmıştır.

Sınır şartları : ($r_1 = r_2$) sınırında yer değişimleri ve ışınsal gerilimler birbirlerine eşittir. Dıştaki kabuğun

üzerinde tabakalanmanın basıncı vardır (A_p). Sınır şartlarının formülleri yazılırsa;

$$1. (S_2)_{r=r_2} = (S_1)_{r=r_2},$$

$$2. (\Gamma_{rr})_{r=r_2} = (\Gamma_{rr})_{r=r_2},$$

$$3. (\Gamma_{rr})_{r=r_2} = A_p$$

bulunacaktır. Yukarıda,

$$S_1 = A_1 r + \alpha r^3,$$

$$S_2 = A_2 r + A_3 r^{-2} + \beta r^3 + \gamma r_1^3$$

dır. S_1 ve S_2 küresel kabuk için (9) nolu ana denkleminin çözümleridir (Ek A'ya bakınız). Denklem (7)'den Γ_{rr} için çözümler elde ederek, sınır şartları aşağıda gösterildiği gibi yeniden yazılabilir.

$$1. A_1 - A_2 - A_3 r_1^{-3} = (\beta + \gamma - \alpha) r_1^2$$

$$2. (3\lambda_1 + 2\mu_1) A_1 - (3\lambda_2 + 2\mu_2) A_2 + 4\mu_2 r_1^{-3} A_3$$

$$= (5\lambda_2 + 6\mu_2) \beta r_1^2$$

$$- (5\lambda_1 + 6\mu_1) \alpha r_1^2 + 2\lambda_2 \gamma r_1^2$$

$$3. (3\lambda_2 + 2\mu_2) A_2 - 4\mu_2 r_2^{-3} A_3$$

$$+ (5\lambda_2 + 6\mu_2) \beta r_2^2 + 2\lambda_2 \gamma r_1^3 = A_p$$

Şimdi elde üç tane bilinmeyen (A_1, A_2 ve A_3) ve üç tane de denklem vardır. Sistemin çözümü aşağıda açıklanmıştır.

$$A_1 = U + \frac{S(V-U)}{S+Z}, \quad (17)$$

$$A_2 = U + \frac{S(V-U)}{S+Z} - \frac{V-U}{S+Z} r_1^{-3} - (\beta + \gamma - \alpha) r_1^2, \quad (18)$$

$$A_3 = \frac{V-U}{S+Z}. \quad (19)$$

Kısaltmaların açık yazılışları aşağıda verilmiştir.

$$U = (\beta + \gamma - \alpha) r_1^2 - \frac{5\lambda_2 + 6\mu_2}{3\lambda_2 + 2\mu_2} \beta r_2^2$$

$$- \frac{2\lambda_2 \gamma}{3\lambda_2 + 2\mu_2} \frac{r_1^3}{r_2} + \frac{A_p}{3\lambda_1 + 2\mu_2},$$

$$V = \frac{(5\lambda_2 + 6\mu_2)(r_1^2 - r_2^2) \beta}{3\lambda_1 + 2\mu_1} + \frac{2\lambda_2 \gamma}{3\lambda_1 + 2\mu_1} (r_1^2 - \frac{r_1^3}{r_2})$$

$$- \frac{5\lambda_1 + 6\mu_1}{3\lambda_1 + 2\mu_1} \alpha r_1^2 + \frac{A_p}{3\lambda_1 + 2\mu_1},$$

$$S = \frac{4\mu_2 r_1^{-3}}{3\lambda_2 + 2\mu_2} + r_1^{-3},$$

$$Z = \frac{4\mu_2 (r_1^{-3} - r_2^{-3})}{3\lambda_1 + 2\mu_1},$$

Çizelge 1. Yerdeğiştirmeler, gerinim, gerilim ve maksimum kayma geriliminin 10, 20 ve 30 km kalınlıklar için hesaplanan sayısal değerleri ($A_p = 0$)

Table 1. Calculated results for displacements, strains, stresses and the maximum shear stress for shells of thicknesses 10, 20 and 30 kilometers (Without applied pressure)

R_1	R_2	A_1	A_2	A_3	$S_1 R_1$	$S_2 R_2$	Γ_{rr}	$\Gamma_{\theta\theta}$	ϵ_{rr}	$\epsilon_{\theta\theta}$	σ
6.361×10^8	6.371×10^8	-0.210×10^{-3}	0.117	0.472×10^{26}	-0.134×10^6	-0.135×10^6	-0.137×10^{-4}	-0.263×10^9	0.134×10^{-3}	-0.212×10^{-3}	0.131×10^9
6.351×10^8	6.371×10^8	-0.421×10^{-3}	0.115	0.470×10^{26}	-0.267×10^6	-0.271×10^6	-0.529×10^{-4}	-0.529×10^9	0.270×10^{-3}	-0.426×10^{-3}	0.264×10^9
6.341×10^8	6.371×10^8	-0.630×10^{-3}	0.114	0.468×10^{26}	-0.399×10^6	-0.410×10^6	-0.799×10^{-4}	-0.799×10^9	0.408×10^{-3}	-0.643×10^{-3}	0.399×10^9

$$\alpha = 0, A_p = 0$$

Ortalama elastik parametreleri: $\mu_1 = 1.368 \times 10^{12}$, $\lambda_1 = 3.484 \times 10^{12}$, $\rho_1 = 5.50$,

$\mu_2 = 0.38 \times 10^{12}$, $\lambda_2 = 0.353 \times 10^{12}$, $\rho_2 = 2.85$

Çizelge 2. Yerdeğiştirmeler, gerinim, gerilim ve maksimum kayma geriliminin 10, 20 ve 30 km kalınlıklar için uygulanan basınç ile hesaplanan değerleri ($A_p \neq 0$).

Table 2. Calculated results for displacements, strains, stresses and the maximum shear stress for shells of thicknesses 10, 20 and 30 kilometers (With applied pressure).

R_1	R_2	A_1	A_2	A_3	$S_1 R_1$	$S_2 R_2$	Γ_{rr}	$\Gamma_{\theta\theta}$	ϵ_{rr}	$\epsilon_{\theta\theta}$	σ
6.361×10^8	6.371×10^8	-0.218×10^{-3}	0.117	0.472×10^{26}	-0.138×10^6	-0.139×10^6	-0.980×10^{-8}	-0.303×10^9	0.513×10^{-4}	-0.219×10^{-3}	0.102×10^9
6.351×10^8	6.371×10^8	-0.428×10^{-3}	0.115	0.470×10^{26}	-0.272×10^6	-0.276×10^6	-0.980×10^{-8}	-0.570×10^9	0.187×10^{-3}	-0.434×10^{-3}	0.236×10^9
6.341×10^8	6.371×10^8	-0.638×10^{-3}	0.114	0.468×10^{26}	-0.404×10^6	-0.414×10^6	-0.980×10^{-8}	-0.840×10^9	0.325×10^{-3}	-0.651×10^{-3}	0.371×10^9

$$\alpha = 0, A_p = 9.80 \times 10^7$$

Ortalama elastik parametreleri: $\mu_1 = 1.368 \times 10^{12}$, $\lambda_1 = 3.484 \times 10^{12}$, $\rho_1 = 5.50$,

$\mu_2 = 0.38 \times 10^{12}$, $\lambda_2 = 0.353 \times 10^{12}$, $\rho_2 = 2.85$

$$\beta = \frac{4 \pi G \rho_1^2}{30 (\lambda_2 + 2 \mu_2)}$$

$$\gamma = \frac{4 \pi G}{6 (\lambda_2 + 2 \mu_2)} \rho_1 (\rho_1 - \rho_0)$$

Işınal gerinim, yatay ve düşey gerilimler ve maksimum kayma gerilim ifadelerini yeni model için yazarsak;

$$e_{rr} = -2 A_3 r^{-3} + 3 \beta r^2 + A_2 \quad (20)$$

$$\Gamma_{rr} = (3 \lambda_2 + 2 \mu_2) A_2 - 4 \mu_2 A_3 r^{-3} + (5 \lambda_2 + 6 \mu_2) \beta r^2 + 2 \lambda_2 \frac{\gamma}{r} r_1^3 \quad (21)$$

$$\Gamma_{\theta\theta} = (3 \lambda_2 + 2 \mu_2) A_2 + 2 \mu_2 A_3 r^{-3} + (5 \lambda_2 + 2 \mu_2) \beta r^2 + (2 \lambda_2 + 2 \mu_2) \frac{\gamma}{r} r_1^3 \quad (22)$$

$$\sigma = \mu_2 \left[-3 r^{-3} A_3 + 2 \beta r^2 - \frac{\gamma}{r} r_1^3 \right] \quad (23)$$

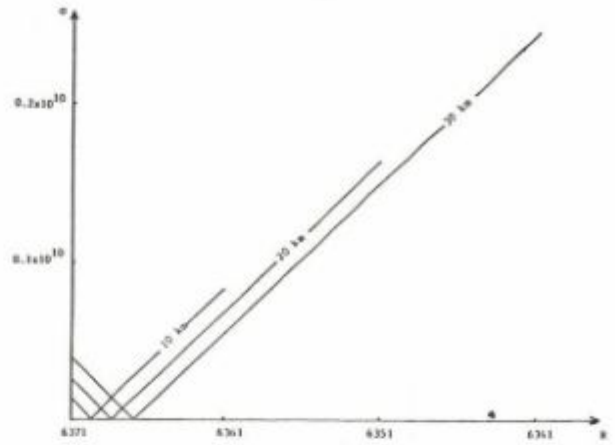
elde edilir.

Görüldüğü gibi A_1 , A_2 ve A_3 ; yoğunluk (ρ), yarıçaplar (r_1 , r_2) ve elastik parametrelerin (λ , μ) fonksiyonlarıdır. Sayısal örnekler verebilmek amacıyla λ , μ ve ρ 'nin ortalama değerleri hesaplanmıştır (Ek B'ye bakınız). Gerçekçi boyutlardaki uygulamalar için gezegen dünyamız büyüklüğünde, içteki kürenin elastik parametreleri r_1 yarıçapına kadar dünya ile aynı ve yüzeysel tabakanın elastik parametreleri, r_1 ve r_2 arasında yine dünya ile aynı kabullenilmiştir.

Şimdi 10, 20 ve 30 kilometrelik tabaka kalınlıkları için yerdeğiştirmeleri, gerinimleri, gerilimleri ve maksimum kayma gerilimi hesaplanacaktır. Daha karmaşık matematik içeren yatay heterojenlik çalışmamın dışındadır.

Modelde gravitenin etkisi bütün denklemlere β ve γ simgeleri ile gösterilmiştir. (17), (18) ve (19) nolu denklemlerde $\alpha = 0$, $A_p = 0$ alarak, gerilim, gerinim, yer değiştirme ve maksimum kayma gerilimi için hesaplanan sayısal değerler Çizelge 1'de gösterilmiştir. Çizelge 1'de görüldüğü üzere bütün değerler derinlikle artmaktadır.

Yüzeyden itibaren azalan derinlikler için küresel kabuğun içindeki maksimum kayma gerilimi sayısal değerleri Şekil 2'de gösterilmiştir ($r_2 - r_1 = 10$ km, $r_2 - r_1 = 20$ km ve $r_2 - r_1 = 30$ km). Hesaplamalar 10, 20 ve 30 km'lik üç safhada her bir kilometrelik kalınlıklar için yapılmıştır. Şekilde de görüleceği üzere maksimum kayma gerilimi önce azalarak sıfır olmakta sonra artan derinlikle çoğalmaktadır. Ayrıca sıfır noktasının artan tabaka kalınlığı ile aşağı doğru gittiği gözlenilebilmektedir.



Şekil 2. Uygulanan basıncısız 10, 20 ve 30 km'lik kabuklar içindeki maksimum kayma gerilimi ($\alpha = 0$, $A_p = 0$).

Fig. 2. Maximum shear stress in 10, 20 and 30 kilometer shells with no applied pressure ($\alpha = 0$, $A_p = 0$).

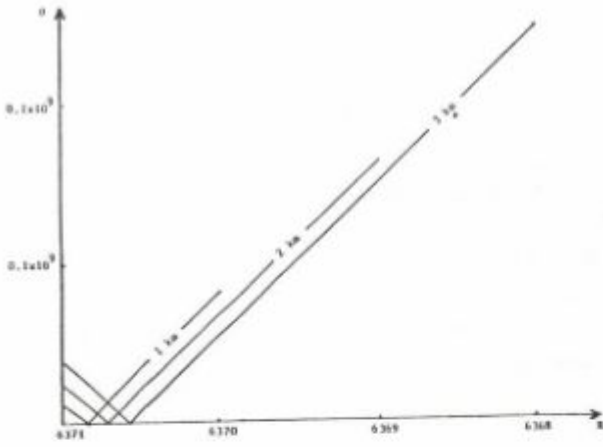
Şekil 2'deki olayın daha az derinlikler için (3 km ve daha az) nasıl değiştiğini bulmak amacıyla σ değerleri her 100 m. de 1, 2 ve 3 km.lik kalınlıklar için hesaplanmıştır. Şekil 3'de görüldüğü gibi azalan kalınlıklar için maksimum kayma gerilimi sıfıra yaklaşmaktadır.

Üç tabakalı arz modelini yaratmak için, $A_p \neq 0$ kabullenerek ikinci bir kabuk birincinin üstüne konulmuştur. İkinci tabakanın, 1 km kalınlıkta, birim yoğunlukta ve $A_p = -9.8 \times 10^7$ kadar bir basınç uyguladığı varsayılmıştır. Çizelge 2'de görüldüğü üzere yer değiştirmeler, gerinimler, gerilimler ve σ 'nın mutlak sayısal değerleri artan kalınlıkla yine çoğalmaktadır. Çizelge 1 ile bu sonuç karşılaştırılırsa, ışınsal gerinimin ve σ 'nın mutlak değerlerinin kabuk yüzeylerinde basıncın etkisi ile azalmakta ve bu sırada da yatay ve teğetsel gerilimlerin artmakta olduğu görülür.

Şimdi uygulanan basıncın tabaka içlerinde maksimum kayma gerilimini nasıl etkilediği araştırılacaktır. Bu amaçla hesaplanan σ değerleri Şekil 4'de görülebilir. Maksimum kayma gerilimi basınç olmadığı zaman küçük değerler almakta ve 30 km kalınlıktaki kabuğun 2 km derinliğinde sıfırlanmaktadır.

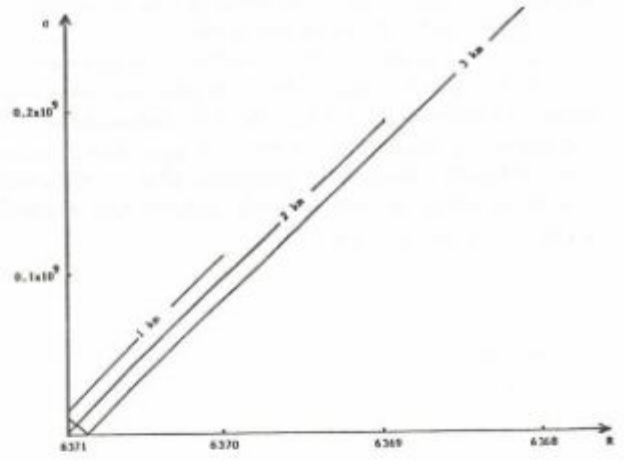
Bu olayı yakından incelemek amacıyla σ değerleri, 1, 2 ve 3 km derinliklerinde azalan kalınlıklar için hesaplanmıştır. Şekil 5'te görüldüğü gibi, 1 km kalınlık için σ işaret değiştirmemekte 2 km kalınlıkta sıfıra çok yaklaşmakta ve 3 km kalınlıkta 150 m civarında işaret değiştirip kabuğun tabanına doğru çoğalmaktadır.

Şimdiye kadar maksimum kayma gerilimi, önce $\alpha = 0$, $A_p = 0$ sonra $\alpha = 0$, $A_p = -9.8 \times 10^7$ şartları dikkate alınarak, arzın elastik parametreleri kullanılarak hesaplandı. Dikkat edilirse, bütün hesapların arzın yüzeyinden başlayıp derinliklerine doğru yapıldığı görülür. Şimdi olay tersinden düşünülerek sonuçların kontrolü için $r_1 = 6368$ km olarak kabullenilecek ve bunun üzerine 10, 20



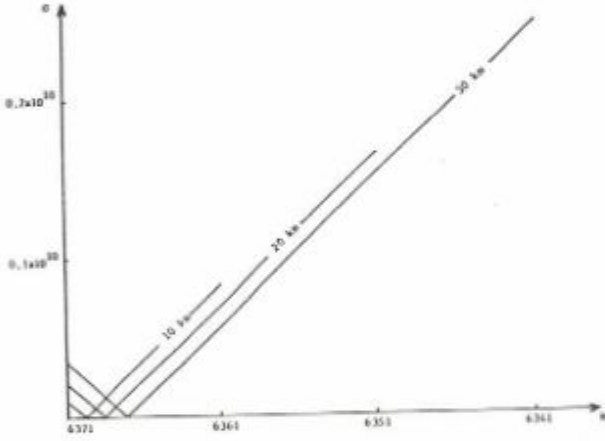
Şekil 3. Uygulanan basınçsız 1, 2 ve 3 km'lik kalınlıklar içindeki maksimum kayma gerilimi ($\alpha = 0$, $A_p = 0$).

Fig. 3. Maximum shear stress with no applied pressure in 1, 2 and 3 kilometer shells ($\alpha = 0$, $A_p = 0$).



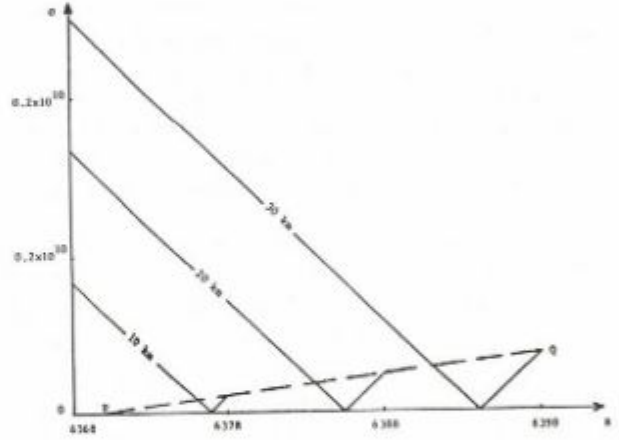
Şekil 5. Uygulanan basınçlı 1, 2 ve 3 km'lik kalınlıklar için maksimum kayma gerilimi ($\alpha = 0$, $A_p = -9.8 \times 10^7$).

Fig. 5. Maximum shear stress with applied pressure in 1, 2 and 3 kilometer shells ($\alpha = 0$, $A_p = -9.8 \times 10^7$).



Şekil 4. Uygulanan basınçlı 10, 20 ve 30 km kalınlıklar içindeki maksimum kayma gerilimi ($\alpha = 0$, $A_p = -9.8 \times 10^7$).

Fig. 4. Maximum shear stress with no applied pressure in 10, 20 and 30 kilometer shells ($\alpha = 0$, $A_p = -9.8 \times 10^7$).



Şekil 6. Uygulanan basınçlı 10, 20 ve 30 km'lik kalınlıklar için maksimum kayma gerilimi ($\alpha = 0$, $A_p = -9.8 \times 10^7$) (pozitif çökme).

Fig. 6. Maximum shear stress with no applied pressure in 10, 20 and 30 kilometer shells ($\alpha = 0$, $A_p = -9.8 \times 10^7$) (increasing order).

ve 30 km kalınlıktaki tabakalar eklenecektir. Bu işlem gerçek büyüme şekli olacaktır. Şekil 6'da maksimum kayma gerilimi, tabakaların içinde belirli derinliklerde işaret değiştirir ve sıfır noktası artan kalınlıkla derinlere doğru gider. PQ hattı σ 'nın tabaka tabanlarındaki durumunu göstermektedir. İki kilometreden az kalınlıklarda σ sıfır olmayıp, 2 km kalınlıkta tabaka tabanında sıfır olmaktadır. Bu olay gösterir ki tabakanın çökmesi sırasında kalınlık 2 km'ye eriştiği zaman malzeme hidrostatik şartları sağlamak zorundadır.

Çökme sırasında tabaka 2 km'den daha büyük kalınlıklara eriştiği zaman karşısında hidrostatik şartların mevcut olduğu bir kritik derinlik olacaktır. Kritik derinlik

artan tabaka kalınlığı ile kütlein içinden dışına doğru hareket edecektir. Belirli derinlikteki malzemeler σ 'nın değişken şartlarını ($\alpha = 0$ ve $A_p \neq 0$) sağlamak zorundadır ve ısınal yönde malzeme önce uzayacak sonra da büzülecektir. Bu mekanik oluşum gösterir ki, çökme sırasında yeterli ısı varsa malzeme fiziksel özelliklerini değiştirebilir. Termal tarihçenin de dikkate alınacağı yeni bir modelle yukarıdaki oluşum açıklanabilir fakat bu model buradaki çalışmanın tamamen dışındadır.

SONUÇLAR

Büyüme veya oluşum kuramlarının mekanizmalarının tartışılmadığı bu çalışmada gezegenin olgun olduğu var-

sayılmış ve gravite enerjisinin yarattığı ısı ile gerilimlerin boşalım zamanları ihmal edilmiştir.

Birinci modelde arz büyüklüğünde gravitesi olan ve üzerine gerilim uygulanan bir gezegen ele alınmıştır. Denge denklemleri ve sınır şartları kullanılarak yer değiştirmeler, gerinimler, gerilimler için fonksiyonlar elde edilmiştir. Deviatoric gerilimin planet yüzeyinde maksimum değerini alırken yatay gerinimlerin devamlı negatif ve ışınsal gerinim e_{rr} 'in,

$$\frac{r^2}{r} > \frac{5\lambda + 6\mu}{9\lambda + 6\mu} \frac{r^2}{r_2^2}$$

için pozitif

$$\frac{r^2}{r} < \frac{5\lambda + 6\mu}{9\lambda + 6\mu} \frac{r^2}{r_2^2}$$

için negatif olduğu görülmüştür. Ayrıca gravite alanının geriliminin ışınsal parçayı yüzeye yakın yerlerde uzatırken, uygulanan basıncın homojen küreyi deformasyona uğrattığı saptanmıştır.

İkinci modelde içteki homojen kürenin üzerine yavaşça ince bir tabaka çöktürülmüştür. Tekrar denge denklemleri ve sınır şartları kullanılarak sistemin çözümleri elde edilmiştir. Sayısal değerler için yüzeyden itibaren 10, 20 ve 30 km kalınlıklardaki parametreler hesaplanmış ($\alpha = 0$, $A_p = 0$) ve sonuçlar tartışılmıştır.

Üçüncü modelde, önceki modele bir tabaka daha ekleyerek basıncının $A_p = -9.8 \times 10^7$ değerinde olduğu kabul edilmiştir. İkinci modelle karşılaştırma sonucunda, ışınsal gerinim ve deviatoric gerilim tabaka yüzeyinde azalırken yatay ve teğetsel gerilimin çoğaldığı görülmüştür.

Daha sonra, basıncın tabakaların içindeki maksimum kayma gerilimine olan tesirleri araştırılmıştır. Şekil 4'de belirtildiği üzere σ , 30 km kalınlıktaki tabakanın içinde 2 km derinlikte sıfır olmakta ve sıfır noktası artan kalınlıkla derinlere doğru gitmektedir. Sığ tabakalar için σ , 1 km kalınlığındaki tabaka içinde işaret değiştirmemektedir. 6,3 km kalınlığındaki tabakanın içinde ise 150 m derinlikte işaret değiştirip sonra derinlikle artmaktadır.

Şekil 6'da görülen gerçek büyüme modelinin sonuçları şunlardır: Maksimum kayma gerilimi her tabaka içinde belirli derinliklerde işaret değiştirir ve sıfır noktası bu durumda artan çökme kalınlığı ile yukarı doğru gider. PQ hattı gösterir ki σ , tabaka tabanlarında 2 km'den az derinlikler için hiçbir zaman sıfır olmamaktadır. Bu olay gösterir ki çökme sırasında kalınlık 2 km'ye eriştiği zaman çökelen malzemeler tabaka tabanında hidrostatik şartlarla karşılaşır.

EK- A

S_1 ve S_2 'NİN HESAPLANMASI

Küresal yapı için kütle kuvveti K_r ,

$$\rho_o g = \rho_o K_r = \frac{4}{3} \pi G \rho_o^2 r$$

denklemleri ile verilir.

Kütle kuvveti (9) nolu ana denklemde yerine konulursa,

$$(\lambda + 2\mu) \frac{\partial}{\partial r} \left[\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} (S_r^2) \right] - \frac{4}{3} \pi G \rho_o^2 r = 0 \quad (A1)$$

elde edilir.

Yukarıdaki denklemin özel çözümü ise,

$$S_1 = \alpha r^m \quad (A2)$$

olarak verilir.

S_1 'in birinci ve ikinci türevleri (A1)'de yerine konulursa. Sonuç,

$$\alpha (\lambda_1 + 2\mu_1) (m+2)(m-1) r^{m-2} = \frac{4}{3} \pi G \rho_o^2 r \quad (A3)$$

olur.

$M-2 = 1$ için (A3)'ün özel çözümü bulunarak, α keyfi sabiti elde edilir.

$$\alpha (\lambda_1 + 2\mu_1) 10r = \frac{4}{3} \pi G \rho_o^2 r$$

ve

$$\alpha = \frac{4/3 \pi G \rho_o^2}{10 (\lambda_1 + 2\mu_1)} \quad (A4)$$

dır.

Homojen küre için (9) nolu denklemin genel çözümü,

$$S_1 = \frac{4 \pi G \rho_o^2}{30 (\lambda_1 + 2\mu_1)} r^3 + A_1 r \quad (A5)$$

ile verilir.

A_1 keyfi sabit olup sınır şartlarından hesaplanabilir. Homojen kabuktaki yer değiştirme S_2 için genel çözümü bulurken önce kabuğun gravitesi elde edilmelidir. Burada kabuğun gravitesi,

$$g_r = \frac{4 \pi G \rho_o r_1^3}{3} \frac{1}{r^2} + \frac{1}{r^2} \int_0^r 4 \pi G r^2 \rho_1 dr \quad (A6)$$

ve

$$g_r = 4 \pi G \left[\frac{\rho_o r_1^3}{r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{r^3 - r_1^3}{3} \rho_1 \right]$$

$$g_r = \frac{4}{3} \pi G \left[\rho_1 r + \frac{r_1^3}{r} (\rho_o - \rho_1) \right] \quad (A7)$$

denklemleri ile verilir. Homojen kabuk için K_r kütle kuvveti,

$$\rho_1 K_r = \frac{4}{3} \pi G \left[\rho_1^2 r + \frac{r_1^3}{r^2} (\rho_0 - \rho_1) \rho_1 \right] \quad (A8)$$

olur. Kütle kuvveti (9)'da yerine konulursa

$$(\lambda_2 + 2\mu_2) \frac{\partial}{\partial r} \left[\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} (S r^2) \right] - \frac{4}{3} \pi G \left[\rho_1^2 r + \frac{r_1^3}{r^2} \rho_1 (\rho_0 - \rho_1) \right] = 0 \quad (A9)$$

dır. Yukardaki denklem için özel çözüm,

$$S_2 = \beta r^m + \gamma r^n \quad (A10)$$

ile verilir.

m ve n'in değerlerini bulmak için (S_2)'nın birinci ve ikinci türevleri (A9)'da yerine konulursa,

$$(\lambda_2 + 2\mu_2) \left[\beta (m+2)(m-1)r^{m-2} + \gamma (n+2)(n-1)r^{n-2} \right] = \frac{4}{3} \pi G \left[\rho_1^2 r + \frac{r_1^3}{r^2} \rho_1 (\rho_0 - \rho_1) \right] \quad (A11)$$

$$= \frac{4 \pi G \rho_1^2}{3(\lambda_2 + 2\mu_2)} r + \frac{4 \pi G}{3(\lambda_2 + 2\mu_2)} \rho_1 (\rho_0 - \rho_1) \frac{r_1^3}{r^2}$$

elde edilir.

Yukarıdaki ifadede m = 3 ve n = 0 değerleri bulunur. Bunlar kullanılarak (A11) denklemi tekrar yazılırsa,

$$10 \beta (\lambda_2 + 2\mu_2) r - 2 \gamma (\lambda_2 + 2\mu_2) r^{-2} = \frac{4 \pi G}{3} \rho_1^2 r + \frac{4 \pi G}{3} \rho_1 (\rho_0 - \rho_1) r^{-2} r_1^3 \quad (A12)$$

elde edilir. Burada,

$$\beta = \frac{4 \pi G \rho_1^2}{30(\lambda_2 + 2\mu_2)} \quad (A13)$$

ve

$$\gamma = \frac{4 \pi G}{6(\lambda_2 + 2\mu_2)} \rho_1 (\rho_1 - \rho_0) \quad (A14)$$

ile verilir. Homojen kabuk için ana denklemin genel çözümü,

$$S_2 = A_2 r + A_3 r^{-3} + \frac{4 \pi G \rho_1^2}{30(\lambda_2 + 2\mu_2)} r^3 + \frac{4 \pi G}{6(\lambda_2 + 2\mu_2)} \rho_1 (\rho_1 - \rho_0) r_1^3 \quad (A15)$$

olur. A_1 ve A_2 keyfi sabitler olup sınır şartlarından hesaplanırlar.

EK- B

ORTALAMA ELASTİK PARAMETRELERİN HESAPLANMASI

Çalışmada gezegen dünya boyutlarında varsayılmış ve iç yarıçap 6352 km alınmıştır. Dıştaki kabuğun ise 6352-6371 kilometreler arasında olduğu varsayılmıştır. Yukarıdaki kalınlıklar için elastik parametrelerin hesabında, ρ , V_p ve V_s 'in ortalama değerleri Stacey (1977) Çizelge G.1 sayfa 357'yi kullanarak elde edilmiştir.

Çizelge G.1. Birimleştirilmiş yarıçapın fonksiyonu olarak elde edilen dünyanın elastik parametreleri
Tablo G.1. Parameters of Parametric Earth Models (PEM's) by Dziewonski et al. (1975) as functions of normalized radius R (i.e., radius/6371 km).

Bölgeler	Yarıçap kalınlığı (km)	Yoğunluk (10^3 kg m^{-3})	V_p (km sec^{-1})	V_s (km sec^{-1})
İç Çekirdek	0 - 1217.1	13.01219	11.24094	3.56454
Dış Çekirdek	1217.1 - 3485.7	12.58416 -1.69929R -1.94128R ² -7.11215R ³	10.03904 + 3.75665R -13.67046R ²	0
Alt Manto	3485.7 - 5701.0	6.81430 -1.66273R -1.18531R ²	16.69287 -6.38826R + 4.68676R ² -5.30512R ³	9.20501 -6.85512R + 9.39892R ² -6.25575R ³
Geçiş Zonu	5701.0 - 5951.0	11.11978 -7.87054R	21.05692 -12.31433R	15.04371 -10.69726R

Ortalama Yapılar

Düşük Hız Zonu	5951.0 - 6151.0	7.15855	28.48832 -20.90003R	15.09536 -11.01544R
Düşük Hız Zonu	6151.0 - 6291.0	-3.85999R	7.89520	4.34060
Düşük Hız Zonu Üstü	6291.0 - 6352.0		7.93420	4.65400
Alt Kabuk	6352.0 - 6357.0	2.90200	6.50000	3.75000
Üst Kabuk	6357.0 - 6368.0	2.80200	6.00000	3.55000
Okyanus	6368.0 - 6371.0	1.03000	1.50000	0

İç küre için hesaplanan ortalama ρ , V_p ve V_s değerleri:

	ρ (gr/cm ³)	V_p (km sec ⁻¹)	V_s (km sec ⁻¹)
İç Çekirdek	12.82	11.15	3.48
Dış Çekirdek	10.89	9.07	0.0
Alt Manto	4.89	12.24	6.67
Geçiş Zonu	3.92	9.79	5.25
Düşük Hız Zonu Altı	3.49	8.63	4.63
Düşük Hız Zonu	3.49	7.89	4.34
Düşük Hız Zonu Üstü	3.49	7.93	4.65

Tabakalar küresel ve birbiri üzerinde olduğu için iç küreye ait parametrelerin ortalama değerleri (6352 km'ye kadar) aşağıda gösterildiği şekilde bulunur.

$$\rho_{AV} = \frac{4/3 \pi \left[r_{ic}^3 \rho_{ic} + (r_{ic}^3 - r_{ic}^3) \rho_{ic} + (r_{ic}^3 - r_{ic}^3) \rho_{ic} + (r_{ic}^3 - r_{ic}^3) \rho_{ic} \right]}{4/3 \pi \left[r_{ic}^3 + r_{ic}^3 - r_{ic}^3 + r_{ic}^3 - r_{ic}^3 + r_{ic}^3 - r_{ic}^3 \right]}$$

buradan,

$$\rho_{AV} = \frac{r_{ic}^3 \rho_{ic} + (r_{ic}^3 - r_{ic}^3) \rho_{ic} + (r_{ic}^3 - r_{ic}^3) \rho_{ic} + (r_{ic}^3 - r_{ic}^3) \rho_{ic}}{r_{ic}^3 + r_{ic}^3 - r_{ic}^3 + r_{ic}^3 - r_{ic}^3 + r_{ic}^3 - r_{ic}^3}$$

olur.

(B1) kullanılarak V_p ve V_s 'in ortalama değerleri bulunabilir:

$$\begin{aligned} \rho_{AV} &= 5.507 \text{ gr cm}^{-3} \\ (V_p)_{AV} &= 10.66 \text{ km sec}^{-1} \\ (V_s)_{AV} &= 5.018 \text{ km sec}^{-1} \end{aligned}$$

bilindiği gibi,

$$V_3^2 = \frac{\mu}{\rho}$$

$$V_p^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}$$

olup, yukarıdaki ilişkiden,

$$\mu_1 = 1.386 \times 10^{12}$$

$$\lambda_1 = 3.484 \times 10^{12}$$

elde edilir.

6352-6371 arası ortalama elastik parametreleri hesaplamak için (B1 tekrar yazılırsa:

$$\rho_{AV} = \frac{(r_{ic}^3 - r_{ic}^3) \rho_{ic} + (r_{ic}^3 - r_{ic}^3) \rho_{ic}}{r_{ic}^3 - r_{ic}^3 + r_{ic}^3 - r_{ic}^3} \quad (B2)$$

bulunur. (B2) ve Tablo G-1'den faydalanarak ortalama değerler bulunabilir:

$$\rho_{AV} = 2.85 \text{ gr cm}^{-3}$$

$$(V_p)_{AV} = 6.248 \text{ km sec}^{-1}$$

$$(V_s)_{AV} = 3.649 \text{ km sec}^{-1}$$

Yukarıdaki değerlerin sonucu olarak, λ ve μ hesaplanabilir:

$$\mu_2 = 0.38 \times 10^{12}$$

$$\lambda_2 = 0.353 \times 10^{12}$$

REFERENCES

- Caputo, M., 1969. Elasticita e Dissipazione. Bologna, Zanichelli.
- Caputo, M., 1983. Relaxation and Free Modes of a Self Gravitating Planet. In Press.
- Jobert, G., 1962. Nonhydrostatical Stresses in a Gravitating Plan. Jour. of Geop. Res vol. 67 n. 4 p. 1579-1585.
- Kaula, M. W., 1968. An Introduction to Planetary Physics. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- Kuiper, G. P., 1951. On the Evolution of the Protoplanets. Proc. Natl., Acad. Sci. vol. 37 p. 383-393.
- Love, A. E. H., 1944. A Treatise on the Mathematical Theory of Elasticity. 4 th ed. Dover Pub. New York.
- Matsui, T., and H. Mizutani, H., 1978. Gravitational N-body Problem on the Accretion Process of Terrestrial Planets Icarus. Vol. 34, p. 146-172.
- Ringwood, A., 1968. Chemical Evolution of the Terrestrial Planets. Geochim. Cosmochim. Acta. 30 p. 41-104.
- Stacey, F. D., 1977. Physics of the Earth. John Wiley Sons, Inc., New York.
- Urey, H. C., 1952. The Planets. Yale University Press.

10. TÜRKİYE JEOFİZİK KURULTAYI BİLDİRİ ÖZETLERİ

Abstract of the Tenth Geophysical Convention of Turkey

4-8 NİSAN 1988/APRIL 4-8, 1988-ANKARA

SİSMİK VERİ TOPLAMA OTURUMU / SEISMIC DATA ACQUISITION SESSION

Kayıt Aleti ve Sismik Parametrelerin Sahada Kalite Kontrolü / On-Site Quality Control of Instrument, Field and Seismic Parameters

G. FROMM*

Sismik saha yöntemlerindeki teknik gelişmeler, kayıt başına kanal sayısının dramatik bir biçimde artmasına neden olmuştur. Üç boyutlu sismik yöntemin bir sonucu olarak, özellikle günlük kayıt sayısındaki büyük artış, topoğrafik çalışmalara da yansımıştır.

Diğer taraftan, çok kanallı kayıt işlemini mümkün kılan kayıt sistemleri, hat kontrolü, uzaktan kumanda, ve hatta dökümantasyon gibi işlerde kullanıcı kolaylığı sağlamakla birlikte, sismik parametrelerin değerlendirilmesinde, eski analog sistemlerdeki kadar bile yetkin değildir. Kayıt aletlerinin play-back monitörleri ile yapılan sismik parametre değerlendirmeleri şimdiki durumda tatminkâr olmasa bile, bu anlamda geleceğe umutla bakabiliriz.

PRAKLA-SEISMOS, geniş çaplı veri toplama çalışmaları için olduğu kadar, teknik kayıt ve sismik parametrelerin niteliksel değerlendirmeleri için de geçerli olan bir kavram geliştirmiştir:

1. İki ve üç boyutlu etüdler için saha veri toplama sistemi

- Topoğrafik ön ve sonuç veriler
- Alet ve saha parametreleri

* PRAKLA-SEISMOS AG, Buchholzerstr. 100, D-3000 Hannover

- Kalite kontrol için liste ve çizimler
- Veri taşıyıcı için çıkış formatı.

2. Ekipman testleri

- Kayıt aleti testleri
- Vibratör testleri
- Jeofon testleri

3. Sismik verilerin sahada işlenmesi

- Advance Geophysical Corp., Denver'den Micro MAX sistemi
- İki boyutlu sismik hatlar ve VSP etüdları için pratik örnekler
- Kullanıcı kolaylığı ve sistem kapasitesi

The technical development in seismic field recording has led to a dramatic increase in the number of traces per record. As a result of the 3D method in particular the number of records per day has also sharply risen and consequently the work involved in topographic surveying has similarly increased.

On the other hand although the recording instruments, which make multi-trace recording possible, offer better user comfort, such as line check, remote control and even documentation, they do not support the user in evaluation the seismic contents as much as the previous analog instruments did, which could at least produce a filtered playback. The future offers brighter prospects in this respect, even though at present evaluation of a record's seismic content using recording instrument playbacks can be made only unsatisfactorily.

PRAKLA-SEISMOS has conceived a concept for formal and comprehensive data acquisition as well as qualitative evaluation of the technical recording and seismic contents:

1. Field Data Acquisition System for 2D and 3D Surveys

- Topographic raw and final data
- Instrument and field parameters
- Lists and plots for quality control
- Output format on data carrier

2. Equipment Tests

- Instrument tests
- Vibrator tests
- Geophone chain tests

3. Processing of Seismic Data in the Field

- MicroMAX from Advance Geophysical Corporation, Denver
- Practical examples for 2D lines and VSP
- User comfort and system capacity.

Vibratör Kalite Kontrolünde Gelişmeler / Improvement in Vibrator Quality Control

Graham DAVISON* ve Barry ROLPH*

Kalite kontrolün daha etkin biçimde yapılması yolundaki eğilime paralel olarak, günümüzde, vibratör elektronik sistemleri, vibratörlerin performansları hakkında daha fazla analitik ve istatistik veri sağlayacak şekilde tasarlanmaktadır. Bununla beraber, bu verilerin çoğu sadece, elektronik sistemlerin beklendiği gibi, yani, imalatçı firmanın tanımlamalarına uygun olarak çalıştığını kanıtlamaktadır. Vibratörden optimum çıkış elde edildiğinden emin olabilmek için, yer sinyalinin yani vibratör dalgacığının kaydedilmesi zorunludur.

Vibratör dalgacığını etkileyen ana faktörler ve bunların sonuç dalgacığına olan etkileri örneklerle tartışılmıştır. Bir vibratörün performansını özellikle üretim esnasında değerlendirebilmek için geliştirilmiş eski ve yeni teknikler, eleştirel bir biçimde incelenmiştir. Bu yöntemlerin bazılarının geçerlilik sınırlarını irdeleyen ve sadece tanımlanan özelliklere uyumlu olup olmadıklarına göre karar vermenin sakıncalarını vurgulayan örnekler sunulmuştur. Bir vibratörde sürekli ölçülerek kaydedilmesi gereken ana parametrelerle ilgili bazı sonuçlara varılmıştır.

Bütün bunlar, pratik bir vibratör kalite kontrol sisteminin (VIGIL) geliştirilmesine ve sahada kullanılmasına yol açmıştır. Tasarılamada göz önüne alınan kriterler ve kullanışlı bir sistemin o kriterlere göre nasıl gerçekleştirildiği özetlenmiş ve kazanılan deneysel bilgilere göre gelecekteki vibratör kalite kontrol sistemlerinin nasıl tasarlanması gerektiği konusunda görüşler ileri sürülmüştür.

* Seismograph Service (England) Limited, Holwood, Westerham Road, Keston, Kent BR2 6HD, U.K.

Following the trend towards greater quality control, present systems of vibrator electronics are being designed with more facilities to produce analytical and statistical data concerning a vibrator's performance. Much of this data, however, merely proves that the electronics are operating as expected, i.e. within the manufacturer's specification. In order to guarantee optimum output from the vibrator it is imperative that the ground signal, which is the vibrator's signature, is monitored.

Some of the major factors influencing vibrator are discussed along with example showing how much effect they have on the final signature. A critical appraisal is given of the various techniques, past and present that have been used to evaluate a vibrator's performance, especially during production sweeps. Examples are given highlighting the limitations of some of these methods and emphasising the dangers of relying purely on meeting a simple pass/fail specification. Some conclusions are reached on the main parameters that need to be monitored on a vibrator.

This has led to the development and field use of a practical vibrator quality control system - VIGIL. The design criteria and how they were realised in a field usable system are outlined, and from the experience gained suggestions are proposed for the direction that future vibrator quality control systems should take.

Trakya'da Vibroseis Çalışması / Vibroseis Survey in Thrace-Turkey

Nabil MORGAN* ve Mehmet AYAN**

Vibroseis bir sismik kaynak olarak Trakya baseninde ilk kez kullanıldı.

Burada Vibroseis teknolojisindeki ilerlemeler tartışılacaktır. Çalışmanın amacına ulaşmasını sağlayacak saha parametreleri sunulacaktır. İşlenmiş sismik kesit örnekleri gösterilecek ve bunlar, dinamitin sismik kaynak olarak kullanıldığı çalışmalara ait sismik kesitlerle kıyaslanacaktır.

The vibroseis, as a seismic source was employed for the first time in Thrace Basin.

Advance of vibroseis technology will be discussed. Field parameters, to achieve the survey objective, are presented. Samples of processed seismic sections will be shown and compared to sections surveyed using dynamite as a seismic source.

* GSI, Nenehatun Caddesi 103, G.O.P. Ankara - Turkey

** Thrace Basin Natural Gas Corporation - Turkey

Sismik Yığma Operatörlerinin Dalgaboyu Tepkilerinin İrdelenmesi / Wavelength Responses of Seismic Stacking Operators

M. Ali AK*

1960'ların başında jeofizik endüstrisine kazandırılan Ortak Orta Nokta (Common Mid Point) yığma tekniği, günümüze dek arama jeofiziğinin en güçlü gereçlerinden biri olma özelliğini koruyagelmıştır. Bu yöntemin temeli, aynı derinlik noktasından yansıyarak alıcılara gelen değişik açılımlı sinyallerin, uygun açılım düzeltilmesi yapıldıktan sonra toplanması ve böylece güçlenmiş bir yansıma dalgacığı elde ederken, her çeşit düzenli ve düzensiz gürültünün bastırılması esasına dayanmaktadır.

Ancak, bu düşüncenin geçerliliği ve yöntemin etkinliği, bazı koşulların yerine getirilmesine bağlıdır. Bir OON topluluğunu oluşturan izlerin açılım dağılımı, basit anlamda bir dalga boyu süzgeci gibi davranır. Yansıma sinyallerini güçlendirmek ve her çeşit düzenli gürültüyü sönmüleyebilmek için, bir istasyondaki jeofon serimi ile, OON topluluğundaki izlerin açılım dağılımının birbiri üzerine bindirilmesiyle oluşan yığma operatörünün, eşit aralıklı, eşit ağırlıklı ve sürekli olması gereklidir. Fakat pratik ve ekonomik koşullar, genellikle, bu anlamda uygun olmayan kayıt geometrilerinin kullanılmasına yol açar. Sonuç olarak da, bazı dalga boyu gürültüleri sönmülerken bazılarını görece olarak güçlendiren süresiz yığma operatörleri oluşabilir.

Bu sunuda, çeşitli jeofon düzeni-OON açılım dağılımı kombinasyonlarının oluşturduğu yığma operatörlerinin dalga boyu süzgeç tepkileri ve görece olarak güçlendirilen gürültü dalga boylarının giderilmesi için alınması gereken önlemler anlatılacaktır.

Common Mid Point stacking technique has been introduced to the industry in early sixties, and ever since has been one of the most powerful tools of exploration geophysics. The basic idea behind this method is recording different offset reflections from the same reflection point, and stacking those traces after correcting for raypath inequalities, to yield an enhanced reflected wavelet but suppressed coherent and incoherent noise.

This idea holds and the method works for many cases, but there are some conditions to be satisfied. The offset distribution of the traces that form a CMP gather, simply acts as a wavelength filter. A good stacking response to enhance reflections and to suppress all kinds of coherent noise, can only be achieved if the geophone array and the offset distribution of the CMP gather, which are superimposed on each other, form a continuous, equally weighted and equally sampled stacking

operator. But practical and economic considerations generally impose an improper recording geometry to be employed in the field, resulting in a stacking operator which attenuates some wavelengths of coherent noise, while relatively enhancing others.

In this paper, wavelength responses of the stacking operators formed by several array response-CMP offset distribution combinations will be presented and necessary steps that should be taken to suppress relatively enhanced noise wavelengths caused by improper stacking geometries will be discussed.

Eliminasyonu / The Elimination of Ground Roll By System Design

Nabil MORGAN*, Andrew JACKSON**, John SALLAS*** ve Pierre PAYAN****

Vibroseis'in oluşturduğu düzenli gürültü ground roll'u (Rayleigh dalgası), uzun düzenlere başvurmaksızın sönmülemek için yeni yaklaşımlar tartışılmaktadır.

Yöntemlerden biri, düzenin herbiriminden gelen yer kuvveti çıkışına, frekansla değişen genliğin seçilerek uygulanmasıdır. Bu tekniğe STAGGR (Source Turnaround Array for Groundroll Reduction) demektir.

Ground roll'un etkisinin azaltılması, düzeni oluşturan vibroseis birimleri arasındaki belirli uzaklık çiftlerinde farklı sweep'leri seçerek de sağlanabilir.

Yığma düzeni yaklaşımı ground roll'u sönmülemeye diğer bir yöntem olarak düşünülebilir. Bu işlem maksimum açılıma kadar atışın kapsadığı yeraltını sürekli olarak taramak suretiyle CDP'ler içindeki açılımları yeniden düzenleyerek yapılır.

Her tekniğin etkinliğine ait ilkeler ve örnekler sunulacaktır. Sinyali bozmadan, groundroll'u azami bir düzeye kadar sönmülemek için bu üç yöntem birlikte kullanılabilir.

New approaches to attenuate coherent ground roll (Rayleigh wave) generated by vibroseis, without resorting to long arrays are discussed.

Reduction in ground roll can also be achieved by selecting different sweeps at specific pair of distances between vibroseis units within the array.

The array stack approach may be considered as another technique to attenuate the

* GSI, Nenehatun Caddesi 103, G.O.P., Ankara-Türkiye

** GSI, Manton Lane, Bedford MK41 7PA, England

*** GSI, Box 655621, Dallas, Texas 75265-5621, U.S.A.

**** Fina SA, Amman, Jordan

* TPAO Arama Grubu, Bakanlıklar, Ankara

ground roll. This is achieved by rearranging offsets within the CDP so as to continuously cover the total subsurface of the shot to maximum offsets.

The principles and examples of the effectiveness of each technique will be addressed. The three techniques may be utilized simultaneously to attenuate ground roll to a maximum degree yet leave signal intact.

Farklı Jeolojik Ortamlarda Sismik Enerji Kaynağı Olarak Kullanılan Dinamitin Saha Test Çalışmaları / Field Test Studies in Various Geologic Mediums With Dynamite as Energy Source

Yılmaz SAKALLIOĞLU*

Günümüzde, yansımali sismik yöntemde en çok kullanılan enerji kaynaklarından biri dinamittir. Dinamitin patlama sonucu yarattığı enerji ve bu enerjinin yayıldığı ortam sismik verileri toplamada oldukça önemlidir. Herhangi bir jeolojik ortamda yayılan enerjinin; hız, frekans, dalga boyu, Amplitüd gibi özelliklerindeki değişimler ortamın jeolojik yapısına bağlıdır.

Hangi jeolojik ortamlarda ne kadar miktarda dinamit ve hangi derinliklerde patlatılarak kayıtlar alınmalı? Ortamın jeolojik özellikleri göz önüne alınarak hangi tipte kaynak düzenleri tertiplenmeli ki sismik verilerde sinyal/gürültü oranını artırsın? Bu amaçla, Batı-Toroslar; Burdur-Göhlisar-Çameli sahalarının örtülü olduğu melanj, alüvyon ve Gaziantep-Yavuzeli sahalarının bazı kısımlarını örten Germik kalkerleri üzerinde, değişik atış yöntem ve düzenekleri denenerek elde edilen veriler birbiriyle kıyaslanarak değerlendirilmiştir.

Dynamite is one of the most common energy sources used in seismic exploration. The amount of energy generated by the explosion of dynamite and the medium of propagation are two major factors in data quality. The variations of seismic parameters such as velocity, frequency, wavelength and amplitude are mainly due to the properties of the geologic medium in which the energy propagates.

What amount of dynamite, at which depth should be exploded for a good record quality in a particular geologic medium? What kind of source array should be employed for a high S/N ratio? Test studies are carried out in west Taurus-Burdur, Göhlisar and Çameli areas on alluvial and melangeal sediments and in Gaziantep area on Germik limestone with different source parameters and the acquired data are compared and interpreted.

* TPAO, Arama Grubu, Jeofizik Müdürlüğü - Ankara

SİSMİK VERİ İŞLEM OTURUMU I / SEISMIC DATA PROCESSING SESSION I

Bir Aşamalı 3-D Göç-Esnek ve Doğru Bir Yaklaşım / One Pass - 3D Migration - A Flexible and Accurate Approach

James L. BLACAK*, D.J. PAINTER** ve Ian HENDERSON**

Geleneksel olarak, 3-D göç işlemlerinin çoğu, 2-D zaman göç algoritmasının iki geçişi kullanılarak yapılmıştır. Eğer hız alanı hızlı bir şekilde değişirse, bu yaklaşım bazı hatalar içermektedir. Bununla birlikte, hız alanı bilgisindeki yetersizliklerde benzer hatalara neden olmaktadır.

Son zamanlarda, göç için gerekli hız alanlarının kullanışı ve doğru olarak bulunmasında büyük gelişmeler olmuştur. Bu gelişmeler, artırılan doğruluğu muhafaza etmek için bir aşamalı 3-D göç tekniklerinin kullanımını haklı çıkarabilirler. En çok kullanılan bir aşamalı teknik sonlu farklar "ayırma" yaklaşımıdır. Bu yaklaşımda, göç operatörü hat boyunca ve hatta dik yönde ardışık olarak uygulanır. Bu tekniğin aşırı eğimli veri için bazı dezavantajları vardır.

Bu makalede geleneksel ayırma yaklaşımını önleyen, bir aşamalı 3-D göçü için yeni bir yaklaşım sunulmaktadır. Bu alternatif teknik söz konusu işlemi doğru olarak yarı bağımsız iki boyutlu aşağı uzanım evrelerine bölme esasına dayanır. Bu yaklaşımın kendine özgü avantajı; çeşitli göç algoritmalarına (sonlu farklar, faz kayması) uydurulabilmesi dolayısı ile algoritma seçiminin jeofizik ve ekonomik gereksinimlere göre yapılabilmesidir.

Hız alanlarının üç boyutta da ani değişimi, bu yaklaşımın doğruluğunun korunabilmesi için özel ilave teknikler gerektirir.

Bu makalede, yeni bir aşamalı tekniğin, geleneksel iki aşamalı tekniğe üstünlüğü, model ve gerçek veri üzerinde gösterilmektedir.

Historically, most 3D migration has been done by using two passes of a 2D time migration algorithm. This approach is known to have errors if the velocity field varies rapidly. However, inaccuracies in the knowledge of the velocity field often resulted in similar errors.

Recently there have been improvements in the practical accuracy of velocity fields for

* Geophysical Service Inc. P.O. Box: 655621 Dallas, Texas 75265-5621, USA

** Geophysical Service International Ltd., Manton Lane, Bedford, MK41 7PA, England

migration (Ref: An Integrated Tool for Migration Velocity Determination. I. Henderson et al; 10th Geophysical Convention of Turkey). These improvements can justify the use of one-pass 3D migration techniques to retain the increased accuracy. The most commonly used one-pass technique is the finite difference "salitling" approach in which the operator is applied alternately to the cross-line and in-line directions. The approach has some disadvantages for steeply dipping data.

Our paper presents a new approach for one-pass 3D migration which avoids the conventional "splitting" approach. This alternative technique relies on accurately partitioning the process into a sequence of quasi-independent two-dimensional downward continuations. This approach has the distinct advantage that several different migration algorithms (finite difference, phase shift) may be accommodated allowing the algorithm choice to be matched to the geophysical and economic requirements.

Velocity fields which vary rapidly in all three dimensions require special additional techniques to preserve the accuracy of the approach.

The paper illustrates the performance of the new one-pass technique compared to two-pass techniques on model and actual data.

Hız-Yığılma İşlemi / Velocity-Stack Processing

Özdoğan YILMAZ*

Geleneksel bir hız yığılma topluluğu sabit hızla yığılmış OON (ortak orta nokta) izlerinden oluşur. Söz konusu topluluk, yalnızca OON topluluğundaki hiperbolik seyahat zamanı eğrilerini izleyen olaylarla ilgili enerjiyi içerir. Bir OON topluluğundaki bir hiperbol boyuncu yer alan genlikler, ideal olarak bir hız-yığılma topluluğundaki bir noktayı temsil ederler. Bir OON topluluğu, bir hiperbolik seyahat zamanı eğrisinin ancak bir kablo uzunluğu kadarlık kısmını içerdiğinden, bu temsil etme tam doğru değildir. Sınırlı kablo uzunluğu, açılım ekseni boyunca örneklemdeki süreksizlik ve yakın açılımlardaki hiperbolik toplama yollarının tek olmayışı, hız ekseni boyunca yığılmış genliklerin saçılmasına neden olmaktadır. Bu saçılma giderilmedikçe hız ortamından (yığılma hızı düzlemine karşı gidiş-dönüş sıfır açılım zamanı), açılım ortamına (açılım düzlemine karşı gidiş-dönüş seyahat zamanı), tersine haritalama işlemi orjinal OON topluluğundaki genlikleri tam olarak vermez. Tersine haritalama işlemi neticesi elde edilen topluluk, gerçek OON topluluğunun yalnızca hiperbolik olaylarını ihtiva eden model OON topluluğu olarak düşünülebilir. Gerçek OON topluluğu ile model OON topluluğunun içerdikleri enerji farkının, en küçük kareler yöntemiyle en aza indirilmesi, hız-yığılma topluluğundaki genliklerin saçılmasını giderir ve hız ayrımlılığını artırır. Bu işlem pratikte birincil yansımaları tekrarlı yansılardan ayırmada kullanılabilir.

Bu makalede, genlik saçılmaları olmaksızın, uygun hız-yığılma toplulukları elde etmek için etkin bir yöntem tanımlanmıştır. Yöntem açılım ortamında t^2 -gerilmesini gerektirir. Bu gerilme, hiperbolik normal kayma eğrileri boyunca uzanan yansıma genliklerini, parabolik normal kayma eğrileri boyunca uzananlara dönüştürür. OON topluluğunun gerilmiş eksen boyunca Fourier dönüşümü alınır. Böylelikle elde edilen her Fourier bileşeni, gerekli hız-yığılma topluluğunun uygun Fourier bileşenini hesaplamak için en küçük kareler yönteminde kullanılır. Sonuç olarak ters dönüşüm ve gerilmenin kaldırılması uygun hız yığılma topluluğunu verir. Söz konusu topluluk ise açılım ortamında yeniden haritalanabilir. Bu tersine haritalama esnasında, tekrarlı yansımalar, birincil yansımalar veya bütün hiperbolik olaylar modellenenirler. Hız yığılma işleminin tekrarlı yansımaları uygulanması bir saha veri örneğiyle gösterilmiştir.

A conventional velocity-stack gather consists of constant-velocity CMP-stacked traces. It only includes the energy associated with the events that follow hyperbolic travel time trajectories in the CMP gather. Amplitudes along a hyperbola on a CMP gather ideally map onto a point on a velocity-stack gather. Because a CMP gather only includes a cable-length portion of a hyperbolic travel time trajectory, this mapping is not exact. The finite cable length, discrete sampling along the offset axis and the nonuniqueness of hyperbolic summation paths at near offsets cause smearing of the stacked amplitude along the velocity axis. Unless this smearing is removed, inverse mapping from velocity space (the plane of stacking velocity versus two-way zero-offset time) back to the offset space (the plane of offset versus two-way travel time) does not reproduce the amplitudes in the original CMP gather. The resulting gather from the inverse mapping can be considered as the model CMP gather that contains only the hyperbolic events from the actual CMP gather. A least-squares minimization of the energy contained in the difference between the actual CMP gather and the model CMP gather removes smearing of amplitudes on the velocity-stack gather and increases velocity resolution. A practical significance of this procedure is in separation of multiples from primaries.

In this paper, an efficient method is described to obtain proper velocity-stack gather without amplitude smearing. The method in-

* Western Geophysical Company, 455 London Road, Isleworth, Middlesex, England TW7 5AB

volves a t^2 -stretching in the offset space. This stretching maps reflection amplitudes along hyperbolic moveout curves to those along parabolic moveout curves. The CMP gather is Fourier transformed along the stretched axis. Each Fourier component is then used in the least-squares minimization to compute the corresponding Fourier component of the proper velocity-stack gather. Finally inverse transforming and unstretching yield the proper velocity-stack gather which then can be inverse mapped back to the offset space. During this inverse mapping, multiples, primaries or all of the hyperbolic events can be modeled. An application of velocity-stack processing to multiple suppression is demonstrated with a field data example.

Bir Aşamada 3-D Verinin Derinlik Göçü / Depth Migration of 3-D Data in One Pass

J.P. DIET*

Homojenliğin yanal yönde büyük değişimler göstermesi durumunda yeraltını uygun olarak şekillendirebilmek için derinlik göç tekniği mutlaka kullanılmalıdır. Bu ifade 3-D ve 2-D veri için de aynı oranda geçerlidir. Hız anomalileri büyük bir olasılıkla üç boyutlu olduğundan ve zaman göçünden ileri gelen bozulmalar 3-D veri için çok karmaşık olabileceğinden, 3-D derinlik göçü algoritmasına sahip olmak çok önemlidir.

3-D göç işleminde ele alınacak sismik verinin hacminden dolayı, göç işleminin iki aşamada yapılması daha uygundur. Bu yöntem iki ortogonal doğrultu boyunca 2-D göçün ardışık iki serisinden ibarettir. 3-D zaman göçü için, bu yaklaşımı doğrulamada kullanılan nedenler, 3-D derinlik göçü problemiyle ilgisizdirler. İki aşamalı derinlik göçü yöntemine yapılan eleştirilerden birisi sonucun grid doğrultusuna çok hassas olmasıdır. Diğer bir görüşe göre ise derinlik göçünden önce anomalilerin doğru yorumu gereklidir. 3-D'de, bu yoğun bir çaba demek olup, bu çaba kaba bir göç tekniği için harcanmamalıdır. Bu makalede bir aşamalı sonlu-farklar algoritması sunulmaktadır. Söz konusu algoritma (x, y, z, w) ortamında çalışır ve paraksial dalga denklemini, üç bileşene ayırma esasına dayanır. Bu bileşenler şunlardır: hat doğrultusundaki difraksiyon terimi, hatta dik yöndeki difraksiyon terimi ve ince tabaka terimi. Aşağıya doğru indirgemenin her adımında verinin rotasyonu gereklidir. Bu nedenle yöntem ancak büyük bilgisayarlarda çalışabilir. Bu şekilde yapılan dalga alanı uzanım tekniği, yayılım homojen bir ortamda yapılsa bile hata içerir. Bu hatanın nedeni bölünemeyen bir operatörü bölmekten kaynaklanmaktadır. Bu hatanın analizi farklı paraksial yaklaşımlara göre ya-

pılmıştır. Çalışmada bu yöntemin 3-D fiziksel model verisine uygulanması tanımlanmakta ve sonuçların analizi verilmektedir.

In the case of strong lateral inhomogeneities, a depth migration technique must be used to properly image the subsurface. This statement is just as valid in 3-D as it is in 2-D. Because velocity anomalies are more probably three-dimensional, and because time migration distortions might be very confusing for 3-D data, it is of prime importance to have at one's disposal a 3-D depth migration algorithm.

The volume of seismic data that would have to be handled in 3-D migration processing has led to the much more convenient 2-pass procedure. This consists of cascading two series of 2-D migration along two orthogonal directions. The reasons used to justify this approach for 3-D time migration are irrelevant with respect to the 3-D depth migration problem. Among other arguments against the 2-pass depth migration method, is the strong sensitivity of the result upon the orientation of the grid. Another argument is that prior to depth migration, an accurate interpretation of the anomalies is required. In 3-D, this means considerable effort, that should not be wasted by using a rough migration technique. A one-pass finite-difference algorithm is presented in this paper. It works in the (x, y, z, w) domain and is based on a splitting of a paraxial wave equation into three components: the diffract term in the sub-line direction, the diffract term in the cross-line direction, the thin lens terms. A each step of the downward recursion, a rotation of the data is necessary, which makes the method workable only on big computers; Such a wavefield extrapolation procedure involves an error, even when propagating through an homogeneous layer. This error is due to the separation of an operator which is not separable. An analysis of this error is carried out with respect to different paraxial approximations. An application of this method to 3-D physical modeling data is described and analysis of the results is given.

Göç Hızı Saptanması İçin Bir Tümlleşik Yöntem / An Integrated Tool for Migration Velocity Determination

Ian HENDERSON ve Keith WORDEN*

* Compagnie Generale de Geophysique - Massy - France

* Geophysical Service International Ltd. Manton Lane, Bedford, MK41 7PA, England

Sismik verinin doğru göçü üç ana faktöre dayanmaktadır:

- 1- Göç algoritmasının seçimi
- 2- Giriş sismik verisinin kalitesi
- 3- Göç hızının doğruluğu.

Göç algoritmalarının jeofizik literatürde geniş ölçüde tartışılmasına rağmen, göç hızı kestirimi konusunda nispeten daha az çalışma yapılmıştır. Göç hızlarının doğruluğu, çok hasas göç tekniklerinin artan oranda kullanımı ile çok daha kritik duruma gelmektedir.

Göç hızı modellemesinin amacı, derinliğin bir fonksiyonu olarak ara hızları yönünden yeraltı için daha gerçekçi bir model kurmaktır. Geleneksel olarak, ileri ve ters modelleme yöntemleri kullanarak elde edilen çok katı göç hızı kestirimi zahmetli olup, durağan değildir. Pratikte, jeofizikçi, daha keyfi hız kestirimini gerektiren ve fazla katı olmayan bir stratejiyi benimsemiştir.

Yüksek ayrımlı grafik göstericileriyle 'Desk-Top' bilgisayarları, doğru hız modelleme teknikleri için hem güçlü hem de ekonomik olarak uygundur. Ters ve ileri yöntemler, detaylı hız çalışmalarında bir entegre çevre sağlamak için, grafik veri editörleriyle birleştirilirler. Bu çalışmada, küçük bir çaba ile, yapısal olarak karmaşık bölgelerde dahi doğru bir model oluşturabilen bir hız modelleme yöntemi tanımlandı. Yeni tekniğin doğruluğu geleneksel yöntemlerle karşılaştırıldı. Yapılan karşılaştırma, göç ettirilmiş sismik veri üzerindeki göç hız hatalarının bir değerlendirmesini de içermektedir.

Correct imaging of seismic data depends on three major factors:

- 1- The choice of migration algorithm
- 2- The quality of the input seismic data
- 3- The accuracy of migration velocities.

Although migration algorithms have been discussed extensively in geophysical literature, migration velocity estimation has received comparatively little attention. The accuracy of migration velocities is becoming critical with the increased use of more sensitive migration techniques.

The objective of migration velocity modelling is to build a realistic model of the subsurface in terms of interval velocity as a function of depth. Traditionally, rigorous migration velocity estimation using inverse and forward modelling methods has been laborious and unstable. In practice, the geophysicist has opted for a less rigorous strategy, involving arbitrary scaling of velocities.

Desk-Top microcomputers with high resolution graphic displays are powerful and affordable vehicles for the application of accurate velocity modelling techniques. Inverse and forward methods are combined with graphic data editors to provide an integrated environment for detailed velocity studies. We describe a velocity modelling method which can produce an accurate model with comparatively little effort, even in structurally complex regions. We compare the accuracy of the tech-

nique with conventional methods. Our comparison includes an assessment of the impact of migration velocity errors on migrated seismic data.

Tersine Zaman Göçüyle Refraktörün Görüntülenmesi / Imaging of Refractor by Reverse Time Migration

Oğuz SELVİ* ve Ruhl SAATÇILAR*

Kırılmış sismik dalgaların değerlendirilmesi için çok sayıda hesaplama teknikleri vardır. Genelde bu yöntemler, temelde aynı olan geometrik zaman ilişkisinin farklı yönlerini kullanırlar.

Thornburg'un 1930'lardaki çalışmasıyla başlayan dalgaönü teknikleri uygulamada, ilk-varişlardan dalgaönünün grafik yolla oluşturulmasını içerir. Bu yöntemler, kırılma değerlendirme tekniklerinin tümüne göre genellikle daha sağlıklı olarak kabul edilir. Bununla birlikte dalgaönü yöntemleri, aynı zamanda bazı bakımlardan da zahmetlidir. Bu nedenle uygulanışı kolay olan diğer yöntemler yeterli olduğu sürece bu yöntemlerin kullanımı sınırlı kalmıştır. Günümüzdeki hızlı bilgisayarlarla bu türden sınırlamalar artık ortadan kalkmaktadır.

Bu çalışmada refraktörün görüntülenmesi, dalgaönü yöntemlerinin bir uyarlaması ile sismik veriden doğrudan doğruya yapılmaktadır. Kullanılan yöntem düz ve ters profillere ait dalgaönülerinin refraktörün her noktasındaki değerlerinin elde edilebilmesine dayanır. Kırılma varışlarını içeren sismik veri, tersine zaman göçü için yüzey sınır koşulu olarak alınır. Böylece derinlik göçünde, düz ve ters profillere ait dalgaönüleri, zaman değerleri toplamı karşı varış zamanına (reciprocal time) eşit olduğunda refraktör üzerinde kesişir. Bu kesişme noktalarının tümü aranan refraktörün görüntüsünü verir. Refraktör üzerindeki dalga enerjilerinin hareketinin izlenmesiyle de refraktör hızı belirlenir.

There are a number of computational techniques for the interpretation of refracted seismic wave. Generally, these methods use different aspects of essentially the same geometrical time relationship.

Previous applications of wavefront techniques starting with Thornburg's work in the 1930's, have involved graphical construction of wavefronts from first-break peaks. These methods are generally considered to be the most accurate of all refraction interpretation techniques. However, these techniques are also considered to be somewhat tedious and this has restricted their application to problems where more convenient methods cannot be employed satisfactorily. Today, high speed computers have lifted these limitations.

* TÜBİTAK Temel Bilimler Araştırma Enstitüsü, Yer Bilimleri Araştırma Bölümü, P.K. 74, Gebze - Kocaeli

This paper uses an adaptation of the wavefront methods in imaging the refractors directly from the seismic data. This method is based on using the forward and reverse profiles to derive the wave amplitudes on each points of a grid covering the refractor. The seismic data, including the refracted arrivals is considered as a surface boundary condition for the reverse time migration. Wavefronts, formed during depth migration belonging to forward and reverse profiles, intersect on the refractor when the total time is equal to the reciprocal time. The series of intersection points give the image of the refractor. The refractor velocity is then determined by following the motion of the wave energies on the refractor.

MÜHENDİSLİK JEOFİZİĞİ OTURUMU / ENGINEERING GEOPHYSICS SESSION

Kaya Mekaniğinde Galeri İçi Mikrosismik Uygulamalar / In-Seam Microseismic Measurements in Rock Mechanics

A. Necati ŞARAÇ* ve Hüseyin KULAKLI*

Yapımları günümüzde hızla artan büyük mühendislik yapılarında (baraj, nükleer santral, tünel, köprü...) yapının oturacağı zeminin fiziksel parametrelerinin önceden bilinmesinde mühendislik ve teknolojik problemler açısından büyük gereksinim vardır. Zeminin elastisite modülü, rijidite modülü, bulk modülü ve poisson oranından oluşan fiziksel parametrelerini sağlıklı bir şekilde belirlemek için dinamik ve statik olmak üzere iki temel yöntem geliştirilmiştir. Statik yöntemlerde (hidrolik krik, shear box, presiyometre deneyleri) büyük stresler zemine çok yavaş tatbik edilirken, dinamik yöntemlerde (mikrosismik, sismik kırılma uygulamaları) küçük stresler zemine ani olarak tatbik edilir.

Olası baraj yerlerinde araştırma amaçlı açılan galerilerde uygulanan mikrosismik ölçümlerin birincil amacı baraj gövdesinin oturtulacağı kaya kesiminin fiziksel parametrelerine bağlı olarak kalitesinin belirlenmesi ve hacimsel ölçekte mühendislik verilerinin üretilmesidir. Ayrıca galerilerin açımı sırasında kullanılan patlayıcı maddelerin kayanın doğal konumuna getirdiği olumsuz etki zonunun galeri tabanı ve duvarları boyunca gelişen kalınlık değişimini saptamak ve galeri içinde yapılacak diğer jeoteknik deneylerin lokasyonlarının ve deney sonucu yorumlarının en sağlıklı bir şekilde belirlenmelerini sağlamak mikrosismik ölçümlerin diğer amaçlarıdır.

Galeriler arasında yapılan sismik kırılma yöntemi uygulamaları ile de kayanın galeriler arasında kalan kesiminin oldukça boyutlu olarak irdelenmesi ve kaya kalitesindeki değişimlerin gözlemlenmesi amaçlanmaktadır. Bu tür özgün bir verinin üretilmesi için en ekonomik ve en sağlıklı yöntem sismik kırılma yöntemidir. Özellikle beton ve beton-kemer tipi barajlarda bu verilere büyük ölçekte gereksinim vardır.

Measuring the physical properties of the foundation of the big engineering structures such as dams, tunnels, nuclear and thermal power plants has great importance from engineering and technological point of view.

Two main methods developed to determine the physical parameters of foundations are classified as dynamic and static. In static methods using laboratory and in-situ tests, high stresses are applied in a long period. But in dynamic methods, such as microseismic, ultrasonic tests, seismic refraction and reflection, low stresses are applied instantly in-situ and laboratory tests.

Microseismic measurements are performed in test adits and also between adits in order to verify the quality of the rock mass existing at the dam axes. Dynamic elastic parameters such as young modulus, shear modulus, poisson ratio etc. are calculated and detailed data concerning the weathered and damaged zone caused by explosives during excavation are obtained in order to avoid unwanted effects in the other geotechnical tests.

Data obtained by application have also been used widely in seismic risk analysis.

Tünel ve Metro Güzergahlarında Jeofizik Araştırmalar / Geophysical Investigations on Tunnel and Subway Routes

Faik ÇAKAN* ve Eyyüp ACAR*

Hemen hemen bütün tüneller ve metrolar yeraltından geçtiğinden uygun yer seçimi ve inşaat metotları tünelin geçeceği kayaya bağlı olacaktır. Kullanılacak iksa ve beton kaplamayı asgari seviyede tutmak, çökme ve yeraltı suyu problemlerinden kaçmak ve tünelin daha çabuk açılmasını sağlamak amacıyla inşaat başlamadan önce tünelin geçeceği güzergahı ve alternatiflerini iyi bir jeoteknik araştırmaya tabi tutmak bütün tünel çalışmalarında en önemli konudur.

Mühendislik; karşılaşılan problemlere hızlı ve ekonomik yaklaşımların sağlanması olduğundan yatırım maliyeti yüksek olan bütün yapılarda uygulanacak yollardan birisi de jeofizik metotlardır. Rezistivite yöntemiyle iyi bir kontrast sağlanması durumunda düşük rezistiviteli

* Eİİ Genel Müdürlüğü, Jeofizik Şb. Müdürlüğü - Ankara

* Eİİ İdaresi Gn. Md. Jeofizik Şb. Md. - Ankara

değerler suya doygun gevşek yapıları ve killi seviyeleri göstereceğinden tünel güzergahlarının seçiminden önce yapılacak etütlerle tünel açımında büyük risk taşıyan bu tip jeolojik yapılardan proje öncesi kaçma imkanı sağlanmış olur. Eğer güzergah, yüze yakın ve gizli tabaka problemi oluşturmayacak jeolojik bir seviyeden geçiyorsa, çatlak sistemlerinin taşıyabileceği su baskını ve çökme tehlikelerine karşı, yapılacak bir sismik kırılma çalışması ile daha proje safhasında alternatif güzergahlar aramaya yönelinebilir.

Almost all tunnels are driven through subsurface accurate location and construction methods depend therefore on the rock through which the tunnel is to be driven. In order to reduce temporary supports and the linings to be used to its economic minimum, prevent overbreak, avoid groundwater problems and increase rate of driving; a through geotechnical investigation of a tunnel or subway route and its alternatives before construction begins is of paramount importance in all tunnel and subway works.

Since true engineering is the attainment of rapid and economic solutions to the problem faced, one of the ways to be applied in this kind of investment that costs much is to define more favourable tunnel or subway line using geophysical methods. Since in the case of good resistivity contrasts, low resistivity zones represent loose levels and/or large saturated clay content in the rock, it is possible to avoid this type of geologic conditions before construction. If the tunnel or subway runs relatively close to the surface and through a geological level that has no hidden layer problems, to search for alternative routes by doing seismic refraction work in the case of a possible crack, overbreak or groundwater in any appreciable quantities through original tunnel line may be a good decision in the project stage before any trouble is encountered.

İstanbul'un Yeni Yerleşim Alanlarında Üst Oligosen Yaşlı Zeminlerin Duraysızlığı / Unstability of the New Urban Region of Istanbul

Ahmet ERCAN*, Mehmet YILMAZER*, Nuri GÖRÜNEY ve Tuncer KODAMANOĞLU****

Birleşik yeraltı ve yerüstü araştırmaları Ambarlı-Gürpınar arasında, İstanbul'un yeni yerleşim alanlarının

* Yeraltı Aramacılık Bilimsel Araştırma Kuruluşu, Maçka-İstanbul

** Yıldız Üniversitesi, İnşaat Fakültesi, Beşiktaş-İstanbul

uzandığı Üst Oligosen yaşlı tortullar üzerinde zemin duraylılığı için yapılmıştır. Yeraltı ve yerüstü (YY) inceleme yöntemleri olan 5J tekniklerinin (Jeofizik, Jeoloji, Jeoteknik, Jeomorfoloji ve Jeomekanik) kullanıldığı alanda toplam alanın kabaca % 35'inin duraylı % 65'inin duraysız olduğu belirlenmiştir. Duraysız alanlar; gelişme Alanı tümüyle Üst Oligosen yaşlı Gürpınar ile kaplıdır. Herbiri denizel kireçtaşı ile başlayan ve karasal (kumtaşı, kıltaşı, çamurtaşı, konglomera)dan oluşan karasal tortulların oluşturduğu birliklerin aralanması biçiminde yaklaşık 150-200 m kalınlığında bir yapılanma vardır. Bu yapıya killi kesimleri üzerinde toplanan yüzey suları, yüzey eğiminin % 10'u geçtiği yerlerde yer kaymalarını yaratmaktadır. Elektrik yöntemlerden, kaymaların birbiri üzerine binmiş kayma yığınlarından oluştuğu ve biri 5 ile 7 diğeri 35 ile 70 metre olmak üzere iki baskın kayma düzeyi derinliği edindikleri anlaşılmıştır. KKB-GGD kıvrım eksenini doğrultusunda içeren antiklinal senklinal türü dalgalanmalarda, antiklinaler kuzeye senklinaler güneye dalımlı olduklarından, antiklinalerin denize kavuştuğu yerler kaymaları engelleyen doğal bir destek oluştururken, senklinalerin olduğu yerlerde eğim % 2-5'e değin düşerek plajlar oluşmuş ve kaymalar durgunlaşarak denize gelmiştir. Ortamda ortalama simgesel öz direnç 7 Ohm-m iken bu değer kayan sulu-killi yerlerde 1-3 Ohm-m'den büyük değerlere erişmektedir. -50 m derinliğine değin çalışılan alanda katmanlar yüzey biçimine uyumlu olarak denize doğru eğimli olduğu ve yer yer mercekli ya da çapraz katmanlaşma içerdiği belirlenmiştir.

Ortamda zeminin Attaberk limitlerinin ortalama değerleri $W_{LL} = 46$, $W_{PL} = 19$, $I_p = 27$, özgül ağırlığı 2.61 gr/cm^3 yaşıbirim hacim ağırlığı 1.54 gr/cm^3 su içeriği % 23'dür. Zeminde egemen olan kilden alınan örnek bunun ortalama % 82'sinin kil ve silt'ten, % 15'inin kumdan, % 3'ünün çakıldan oluştuğunu göstermiştir.

Zemin sınıfı Caragrande'ye göre CT'dir. Ortalama Kaliforniya taşıma oranı (C.B.R.) 6 ile 8, yatay katsayısı $K = 5$, güvenli taşıma gücü $0.9-1.3 \text{ kg/cm}^2$ 'dir. Dolayısıyla zemin temel altı ve alt yapı olarak zayıf özelliktedir.

Combined surface and subsurface investigation methods, for soil stability analysis, were ran over the Upper Oligocene sediments between Ambarlı-Gürpınar provinces of Istanbul which were planned as new territory for urban settlement. 5G technics which stand for geophysics, geology, geotechnic, geomorphology and geomechanic for surface and subsurface (SS) studies indicated that about 35 % and 65 % of the total area is stable and unstable, respectively. Unstable regions (land slides) classified into three groups, namely, progressive, active and stabilized. Upper Oligocene formation is the only observed unit in the area. In the stratigraphical column, it starts with limenstone and continues with continental deposits such as sandstone, claystone, mudstone and conglomerates. Continental deposits appear to have a cyclic characteristics which makes a layer with estimated

thickness of 150 to 200 meters. Landslides in the region happen to take place in this formation where meteoric water accumulates over the clay and then, if the slope is about 10 %, it facilitates the slippage with the influence of gravitational force.

Geoelectrical surveying was capable of differentiating two different slipping surfaces one overlying the other, at depths of 5 to 7 and 35 to 70 meters respectively. Underground structure was interpreted to be made of a sequential anticline-sycline type structure with axial extensions lying in NNW and SSE. Axis of anticlines has northward and that of synclines has southward dipping. Therefore shallow beaches existed at the synclines and obstacking hills occurred at the anticlines axis along the shoreline. Although the average resistivity is 7 Ohm-m it reduces about 1 to 30 Ohm-m over the region where the groundwater is abundant and landslide activity is going on.

Penetration depth of the investigation extend up to -50 meters below the sealevel.

Zemin Etüdlerinde Karşıt Kuyu Deneyleri ve Örnekler / Cross-Hole Seismic Tests in Soil Investigations

Veli DEMİROĞLU* ve Bülent BAYER*

Zeminlerin ve zemin-yapı etkileşiminin analizi, zemin materyallerine ait yerinde elastik modül değerlerinin doğru olarak bilinmesini gerektirir. Bu değerler; dalga yayılımı, sonlu element çözümleri ve dinamik güçlere karşı yapının davranışlarında, zemin-yapı etkileşiminin hakim faktör olduğu hallerde özellikle önem kazanır.

Modül değerleri, sismik teknikler kullanılarak laboratuvar, arazide veya hem laboratuvar hem de arazide tayin edilebilir. Sismik arazi uygulamalarının, nükleer güç santralleri ve diğer büyük yapıların dizaynında zemin materyallerinin düşük strain (deformasyon)'lerdeki yerinde modül ölçümleri için artan bir şekilde kullanıldığı izlenmektedir.

Ayrıca sismik tekniklerin, yeraltı boşluklarının, açık çatlakların, zayıflık zonlarının ve diğer jeolojik süreksizliklerin tesbit edilebilmesi için en akılcı yaklaşım olduğu da bilinen bir gerçektir. Yapı zeminlerinde eriyebilir kayaların mevcudiyeti çok daha ciddi problemler doğurmaktadır. Bu tür yapısal bozukluklar sismik hız kontrastlarını meydana getirdiği için yine sismik yöntemlere başvurulur.

Nükleer santraller ve barajlar gibi yüksek duraylılık gereksinimi olan yapıların inşa yerlerinde sismik boyuna (P) ve enine (S) dalga hızlarının tayinine gereksinim duyulduğunda ise sismik cross-hole (karşıt kuyu) deneyleri en

rağbet edilen yöntemdir. Böylece hesaplanan hız değerlerinin kullanımıyla zeminin dinamik parametrelerinin (poisson oranı, young modülü, dinamik shear modülü, bulk modülü) analitik yolla belirlenmeleri olanaklı olmaktadır.

The analysis of many foundation and soil-structure interactions requires correct in-situ values of elastic moduli for foundation materials. These values are particularly important for wave propagation and finite element solutions and where soil-structure interaction is a dominant factor in the response of the structure to dynamic loadings.

Modül determinations have commonly been accomplished by using laboratory or field tests or both, including seismic techniques. The design of nuclear power plants and other major structures has prompted increased use of field seismic studies to determine in-situ moduli at low strain levels for foundation materials.

Seismic techniques also offer one logical approach to the solution of the problem of the detection of cavities, open fractures, zones of weakness or other discontinuities. This is an important problem at some complex structure sites, particularly those with soluble bedrock. Seismic techniques can be used because of the velocity contrasts often exhibited by such features.

As the need arose for method of determining compression (P) and shear (S) wave velocities at sites of structures of high stability requirements (e.g. dams and nuclear power plants), the cross hole technique faced a resurgence in popularity.

Yerleşim Yerlerinin Seçiminde Jeofiziğin Önemi ve Çaldıran Örneği / Importance of Geophysics in the New Settlement Areas and Çaldıran as an Example

A. Remzi ERDOĞAN*

1976 Çaldıran Depreminden sonra tamamen yıkılmış olan Çaldıran yerleşim alanının başka bir alana nakli planlanmış ve bu amaçla eski yerleşim alanının hemen yakınında bir alan seçilmiştir. Yeni yerleşim alanı seçilirken zamanın çok kısıtlı olması ve seçilen yerleşim alanının tamamen karla kaplı olması nedeniyle yeterli araştırmalar yapılamamıştır.

Yeni yerleşim alanına yerleştikten sonra gaz sorunu ortaya çıkmıştır. Bu sorunu çözmek amacıyla sahada

* E.I.E. İdaresi Genel Müdürlüğü - Ankara

* MTA Genel Müdürlüğü, Jeofizik Etüdleri Dairesi Başkanlığı - Ankara

çeşitli gaz ölçümleri yapılmış, jeolojik gözlemler sürdürülmüş ve sahada jeofizik etüd yapılması önerilmiştir. Bu nedenle 1982 Ekim-Kasım aylarında sahada jeofizik yöntemlerden SP ve rezistivite yöntemleri uygulanmıştır. SP çalışmalarında gaz çıkış alanları saptanmıştır. Rezistivite çalışmaları ile satıhtaki 10-20 m.lik bir alüvyon örtünün altında 40-60 m.lik bir bazalt tabakası tesbit edilmiş, bunun altında ise düşük rezistiviteli bir tabaka olduğu saptanmıştır. Bazaltların bir gaz deposu halinde bulunduğu ve gazların üstteki kumlu çakıllı formasyonlardan satha kadar çıktığı düşünülmüştür.

1987 yılında sahada detay jeolojik çalışmalarla beraber sondaj çalışmaları da sürdürülmüştür. Sahada yapılan 4 adet mekanik sondajdan sonra sondajlardan yoğun gaz gelişi izlenmiştir. Daha sonra yapılan gaz ölçümlerinde yerleşim alanındaki evlerden gaz gelişinin çok azaldığı ve yer yer tamamen kesildiği izlenmiştir.

After Çaldıran earthquake (1976), Çaldıran was entirely demolished. Later, a new safe settlement place was planned and a new town built up close to old Çaldıran. Because of the winter season, time was not enough to choose a reliable and more suitable settlement place.

After settlement down in the new place, a natural gas problem occurred. In order to solve this problem, different kinds of gas measurements were done. In the field while geological observations were taking place geophysical methods were suggested. During October-November in 1982, two geophysical methods, SP and resistivity, were applied to the mentioned field. Using SP method, spread and discharge of gas were pointed out. After the resistivity survey, alluvium layer and basalt flow 10-20 m. and 40-60 m. in thickness respectively, has been determined. This basalt flow overlies a very conductive third zone.

It is thought that the basalt formation includes as huge gas potential. This gas released from the basalt to the surface through the alluvium.

In 1987, detailed geological studies and four mechanical drilling operations were done and a great amount of gas discharge was observed. But later measurements showed a considerable decrease in the amount of gas discharge into the houses in the area.

ÇEŞİTLİ JEOFİZİK METODLAR OTURUMU / VARIOUS GEOPHYSICAL METHODS SESSION

Kuzey-Kuzeybatı Anadolu'nun Derin Özdirenç Yapısı / The Deep Resistivity Structure of the North- Northwest Anatolia

O. Metin İLKİŞİK*

1983-84 yazlarında Kuzey-Kuzeybatı Anadolu'da "Kuzey Anadolu Kırık Kuşağı"na dik iki doğrultu boyunca yapılan toplam 11 ölçümden 7'sinin değerlendirilmesi tamamlanmıştır. 0.002 ile 6 Hz frekans aralığında alınan manyetotellürik kayıtlar ile bölgede yer kabuğunun yaklaşık 0.2 ile 100 km derinliklerine kadar özdirenç yapısının belirlenmesi amaçlanmıştır. Her noktada kuzey-güney ve doğu-batı doğrultusunda yapılan ölçümler bölgede derin anizotropik özellikleri belirlemektedir.

Türkiye Dilatans Projesi içinde Karadeniz kıyısında Yeşilçay'dan Bilecik civarına kadar uzanan D-doğrultusunun güney ucundaki Kadılar (DKD) ve Gölpazarı (DGL) noktaları Sakarya kıtacığında üzerinde yer almaktadır. Her iki noktada da yüzeyden 12 ile 18 km'ye kadar 100.000 ohm.m'ye varan çok yüksek dirençli kayalar vardır. Bunun altında bir-iki daha iletken katmanlaşma ile genelde direnç 10-100 ohm.m civarında düşmektedir. Bu sonuç bölgede astenosferin yükselimine karşı geliyorsa Batı Anadolu için geliştirilen jeolojik modeller açısından önemli olabilir.

Batı Pontitler üzerinde yeralan J-doğrultusu ise Zonguldak civarındaki beş ölçümden oluşur. Karbonifer üzerinde ölçülen veriler üstte 2 km'lik iletken bir tortul katman altında 15-20 km derinlere kadar 100.000 ohm.m dirençli bir ortam gösterir. 20 ± 2 km derinlerin iletken olmasına karşın daha derinde direnç artmaktadır. Safranbolu'da (JSF) üstteki çökellerin kalınlığı 2.5 ile 4 km arasındadır. Bu ölçü noktasında kabuk tabanı 25-30 km derindedir. Kuzey-güney yönlü özdirençlere göre genelde düşük çıkan doğu-batı yönlü veriler İsmetpaşa'da (JIS) üstte 3-4 km'lik bir tortul ortam ve 15 km'ye kadar yükselmiş bir Astenosfer emarelerini taşımaktadır.

During 1983 and 1984 field seasons magnetotelluric data collected at 11 sites in North-Northwest Anatolia from two different locations. Six of these sites lie on a profile (D-line) approximately normal to the North Anatolian Fault Zone near İzmit. Southernmost 2 sites of this line is subject of this report. The remaining five sites lie to the southeast of Zonguldak (J-line). Orthogonal magnetotelluric measurements covers the approximate depth range of 2 to 100 km. The resistivity tensor shows deep anisotropic features.

Both apparent and Bostick resistivity curves of Gölpazarı (DGL) and Kadılar (DKD) on line-D suggest that a very resistive medium (up to 150.000 ohm.m) with a thickness of 12-18 km overlies a low resistivity layer with a resistivity of 10 ohm.m. This is plausibly reflects the rise of asthenosphere in the region and it may be important from the point of geological models developed for Western Anatolia.

* İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34459 Vezneciler-İstanbul

Measured data on J-line indicates that the low resistivity sedimentary layers at the northern Carboniferous area are about 2 km and reach 4 km towards south (JSF and JIS). These sediments overlie a high resistivity layer of about 80.000 - 150.000 ohm.m which is at least 25 km thick. Within the fault zone, the resistivity values at İsmetpaşa-JIS, are less than those on northern side and the thickness of the resistive crust is about 15-18 km.

MT Sondalarının TDEM Sondalarıyla Birleştirilerek Geliştirilmesi / Improvement of MT Soundings Through Combination With TDEM Soundings

Paola CAPUANA* ve Andrea ZERILLI*

Manyetotellurik sondalar, tipik olarak yeraltının birkaç kilometre derinliğine kadar direnç dağılımını incelemek amacı ile jeotermal araştırmalarda ve yüzeyin volkaniklerle örtülü olduğu, dolayısı ile sismik refleksiyon verisi toplanmasında zorlanılan havzalarda petrol aramalarında kullanılır.

Bugün bu metodun, yatay tabakalı (1D) arz ile iki ve üç boyutlu yapılar üzerinde uygulanması iyi bilinmekte, nümerik modeller, 2D ve bazı 3D modeller için yapılabilmektedir.

Topografik olaylar ve küçük ölçekli homojensizlikler sonda eğrilerinde modellemeye önce düzeltmeyi gerektiren bozukluklara yol açmaktadır. Bu düzeltmeler yapılmazsa, jeotermal aramalarında önemli olabilecek anomaliler maskelenebilmekte ve elde edilen tersine çözüm neticeleri yanlış olabilmektedir.

Genelde statik kayması olarak adlandırılan bu bozukluk, sismik refleksiyondaki etkiyle benzer olup, bir log-log düzleminde frekansa karşı çizilen görünür rezistivite eğrisindeki paralel kaymadan oluşur.

Bu statik kayma miktarı direk olarak geleneksel metodlarla kaydedilmiş MT verisinden belirlenemeyeceğinden, çoğu zaman ampirik düzeltmeler uygulamak amacı ile laboratuvar modelleri üretilmiştir.

Zaman domeni elektromanyetik sondalarıyla (TDEM) birleştirilmiş MT ölçümleri bozucu etkilerin doğrudan düzeltilmesine olanak sağlamaktadır. Dairesel kaynak düzeni nedeniyle, TDEM verisi iyi odaklanmış, dolayısı ile yüzeye yakın saçılmalardan en az etkilenmiştir. Bu özellik, görünür rezistivite frekans domenine dönüştürülmüş TDEM eğrisinin, MT eğrilerindeki statik kaymasını yok etmede kullanılmasına olanak sağlar. Buna ilave olarak, TDEM'in kontrollü kaynak özelliği, 50 Hz'lik enerji hatlarının geçtiği alanlarda veri kalitesini yükseltir ve spektrumun bu kısmında MT sondalarının

güvenilirliğini artırır. Çalışmada statik kayma düzeltmesinin, uygulandığı MT verisinin, bir misline vardığı örnekler gösterilmiştir.

Magnetotelluric soundings are typically used to investigate the resistivity distribution of the earth to a depth of a few kilometres in the search for geothermal resources and in the exploration of petroleum basins where near-surface volcanics preclude the collection of seismic reflection data.

Their application over horizontally layered (1D) earth and over two-dimensional and three dimensional structures is now well known and numerical modelling can be performed for 2D and some 3D models.

Topographic features and small scale inhomogeneities can produce specific distortion on the sounding curves, which will have to be reduced prior to modelling. Without this correction, anomalies of importance in geothermal exploration can be masked and the results of the inversion rendered inaccurate.

This distortion, commonly referred to as "static shift", in analogy to the effect in seismic reflection prospecting, consists in a parallel shift of the apparent resistivity curve plotted vs. frequency in a log-log plane.

In most cases laboratory models are produced to carry out an empirical correction, because the amount of the static shift cannot be determined directly by conventionally recorded MT data.

The combination with the Time-domain electromagnetic soundings (TDEM), allows a direct correction of these dispersive effects. Because of the loop-source configuration, TDEM is highly focussed, and thus minimally affected by near-surface scattering. This allows the TDEM curve, transformed into the apparent-resistivity/frequency domain, to be used to eliminate the static shift of TDEM substantially improves data quality in areas characterised by severe power-line (50 Hz) noise, increasing the reliability of the MT sounding in this part of the spectrum. Examples are shown where the static shift correction to the MT data has amounted to one order of magnitude.

Batı Toroslar'da Manyetotellurik Ölçmeler / Magnetotelluric Measurements in Western Taurus

O. Metin İLKİŞİK*

Aralık 1984 ve Temmuz 1985'de Avrasya levhasının güney ucunda yer alan Batı Toroslarda 3 doğrultu boyunca 45 noktada manyetotellurik ölçmeler yapılmıştır. Bütün doğrultular güneydeki Beydağları otoktonu üzerine bindir-

* c/o Geosystem-Viale Abruzzi 17, 20131-Milano (Italy)

me yapan Elmalı (Likya) naplarına diktir.

165 km uzunluğundaki Elmalı doğrultusu üzerine 18 noktadaki ortogonal (NE ve NW) sondajlar yaklaşık 1 ile 100-130 km arasındaki derinlikleri kapsamaktadır. Bölgede kabuk ve üst manto içinde büyüklüğü 1-2 ondalık fark eden yatay ve düşey düşük öz direnç zonlarının olduğu hem görünür hem de Bostick öz direnci kesitlerinde açıkça belirmektedir. Görünür öz direnç kesitleri, artık anomali ve anizotropi çizimleri, Bostick öz direnci kesitleri ve şematik 2-B model kesitleri Elmalı (Likya) napları derin yapısını göstermektedir. Bindirmenin en kalın bölümü ECU ve EKH noktaları altında ve en az 6-7 km derindir. Kesitlerde Gölhisar (EGH)'ın kuzeyinde bir yükselim gözlenmektedir.

Doğrultunun kuzeybatı ucunda 100.000 ohm.m'yi aşan yüksek öz direnç değerleri metamorfik Menderes masifini yansıtmaktadır. Masifin bilinmeyen güney sınırı Aliveren (EAL) noktası civarında olmalıdır.

EKH ve EDO noktaları altında kuzeydoğu yönlü derin bir düşük öz direnç zonu bulunmuştur. Bu zon, Fethiye-Tefenni-Burdur zonundaki yüksek sismik etkinlik ve bir düşük gravite anomalisi ile birlikte bölgede bir kıtasal çarpışma-dalma zonu olabileceğine işaret etmektedir.

Profilin güneyinde (Yanlızköy-EYN ve Akif-EAK civarında) diğer bir düşük öz direnç zonu varlığı, direnci yüksek Beydağları otoktonu içinde bir tür dilimlenmeyi yansıtmaktadır. Moho süreksizliği Akdeniz kıyısında yaklaşık 25-30 km, profilin kuzeybatı ucunda Menderes masifi altında ise en az 45-50 km derinde gözükmektedir.

In December 1984 and July 1985 magnetotelluric measurements were made at 45 sites along 3 profiles in western Tourides, which is located on the southern edge of the Euroasiatic plate. All profiles are approximately normal to the thrust-front of the Elmalı (Lycian) Nappes on the Bey Dağları autochthon in south.

The orthogonal (NE and NW) soundings at 18 sites on 165 km long Elmalı profile covers the approximate depth range of 1 to 100-130 km. It is clearly seen in the apparent and Bostick (transformed) resistivity sections that there are a few horizontal and vertical low resistivity zones with resistivity values varying one or two orders of magnitude within the crust and upper mantle.

The results based on apparent resistivity pseudosections, residual and anizotropy plots, Bostick resistivity and schematic 2-D model cross-sections show the deep structure of the Elmalı (Lycian) Nappes. The thickest part of the Nappe takes place in between sites of ECU and EKH and at least 6-7 km deep. An uplift at north of Gölhisar (EGH) appears in the cross-sections.

High resistivity values over 100.000 ohm.m at northwest part of profile reflects the metamorphic Menderes massif. The unknown southern end of the massif should be around Aliveren (EAL) site.

A deep low resistivity zone is found under sites of EKH and EDO, which strikes north-east. The high seismic activity and a gravity low along Fethiye-Tefenni-Burdur zone with this conducting zone may imply a continental collision zone.

The existence of another low resistivity zone in south part of profile (near Yanlızköy-EYN and Akif-EAK) reflects a kind of slicing within the resistive Beydağları autochthon. It appears that Moho discontinuity is approximately 25 to 30 km deep near to Mediterranean coast and at least 45-50 km deep under Menderes massif at northwest end of profile.

İndiktüf Elektromanyetik Frekans Sondalama Sistemlerinin Uygulanması ve Grafik Yorumları / The Application and The Graphic Interpretation of Inductive Electromagnetic Frequency Sounding Systems

I. FARKAS, P. KARDEVÁN, L. SZABADVÁRY ve L. VINCZE*

Bu bildiride dipol kaynağın indüksiyon zonunda yapılmış frekans sondalarını içeren bilgilerin analizleri sunulmaktadır.

Ölçüm metodu son derece yüksek frekans örnekleme aralığı (20-50 frequency/decade), ve ardından, geleneksel direk akım ve frekans sondalarınınkinden daha yüksek bir ayırım gücü ile nitelendirilmektedir.

Doğal bilginin işlenmesindeki ana rol, geleneksel "skindepth" kavramı yerine bir derinlik dönüşümü ile gösterilmiştir.

Yüksek stratigrafik ayırım gücü, küçük rezistivite değişimleri içeren çökeller üzerinde, geometrik düzenden bağımsız durağan rezidüel anomalilerle gösterilmiştir.

Sondaların birlikte yorumu, yapısal değişiklikleri haritalamak için bir profil boyunca yapılmış ve ölçüm parametrelerinin bilgi içeriğinden yararlanmada ölçüm stratejisini göstermek için sunulmuştur.

Bu metod yorumcuya tek bir sondayı yorumlarken, ölçüm hattı boyunca parametrelerdeki değişimleri göz önünde tutmasına olanak sağlamaktadır. Böylece sert topografyalı sahalarda veya yatay yönde homojenlik göstermeyen bölgelerde yürütülen etüdlerin yorumları önemli ölçüde geliştirilebilmektedir.

The paper presents a recent analysis of the information content of frequency soundings performed in the induction (transition) zone of the dipole source.

The measuring method is featured by the extremely high frequency sampling rate (20-50 frequency/decade) and -subsequently- by a

* Eötvös Lóránd Geophysical Institute of Hungary
POB 35. H-1440. Budapest-Hungary

resolution power higher than that of the traditional direct current - and frequency soundings.

The main role in exploiting the inherent information is played by a depth transformation which substitutes the traditional skin-depth concept.

The higher stratigraphic resolution power is demonstrated by stable -that is independent of the geometrical array- residual anomalies obtained over sediments having small resistivity variations.

The joint interpretation of soundings - carried out along a profile to map structural changes- is presented to show the measuring strategy the utilization of the information content of measuring parameters.

This method enables the interpreter to consider the variation of parameters along the measuring line when interpreting single soundings. Thus, the interpretation of surveys carried out in areas of rough topography or in laterally inhomogeneous regions can be significantly improved.

Pontidlerin Bloklı Yapısının Paleomanyetik Verilerle Saptanması / Paleomagnetic Evidence for Rotated and Null Rotated Adjacent Blocks In The Pontides of Northern Turkey

Mustafa SANBUDAK*, Muzaffer SANVER* ve
Ertuğrul PONAT**

Jura ve erken Kretase zaman aralığında güneye bakan pasif bir kıta yamacına sahip olan Pontidlerin Apsiyende (120 milyon yıl) aktif bir kıta yamacına dönüştüğü bilinmektedir. Apsiyen-Orta Eosen dönemi içerisinde, Pontidlerin güneyinde bulunan Neotetis okyanusu kuzeye dalarak volkanik ada yayı volkanizmasını oluşturmuştur. Türkiye'deki bütün okyanusların Orta Miyosen zamanına kadar kapanmasıyla Pontidler neotektonik bir döneme girmiştir. Bu dönemde Pontidler K-G sıkıştırma rejiminin etkisinde kalmıştır.

Levha tektoniği açısından özellikleri yukarıda özetlenmiş olan Pontidlerin ada yayı volkanizmalarından, Alt-Üst Kretase ve Eosen yaşlı kayalar örnekleri paleomanyetik çalışma için toplanmıştır. Çalışma alanı güneyden Kuzey Anadolu Fayı (KAF) kuzeyden ise Karadeniz ile sınırlıdır. Paleomanyetik sapma açılarının dağılımı incelendiğinde, sapma açılarının kendi içinde tutarlı olarak dağıldığı 4 blok gözlenmiştir: 1. KAF'nın yay yaptığı or-

ta kesimin kuzeyinde, Bartın-Samsun arasında saptanan paleomanyetik sapma açıları dönme yoktur. Bu dönmenin olmayışı, şüphesiz bölgenin Üst Kretase-Eosen'den bu yana K-G sıkıştırma kuvvetinin etkisinde kaldığını vurgular. Ayrıca bölgedeki kıvrım eksenleri ve bindirmelerin gidişinin D-B olması paleomanyetik verileri destekler niteliktedir. 2. Sinop yarımadasından saptanan sapma açıları bu yarımada'nın saatin tersi yönünde 20° dönmüş olduğunu gösterir. Bu dönmenin yarımada'yı kuzeyden ve güneyden sınırlayan fayların etkisiyle olduğu sanılmaktadır. 3. Saatin tersi yönünde 20° kadar dönen diğer bir blokta Bartın'ın doğusunda Ereğli, Devrek ve Bolu yöreleridir. Bu bölgede tektonik hatlar KD-GB yönünde uzanırlar; 4. Bu dördüncü bloğun coğrafik sınırı yaklaşık Samsun-Gümüşhane arasındadır. Bu blok saatin tersi yönünde ortalama 30° dönmüştür. Bu bölgedeki tektonik hatlarında saatin tersi yönünde döndükleri bölgenin tektonik haritasından anlaşılmaktadır.

Pontides were, during Jurassic and early Cretaceous interval, a south-facing passive continental margin. This margin was converted to an active continental margin in Aptian along with the development of a south-facing magmatic arc till the early Eocene. Following the complete obliterations of all oceanic areas in Turkey by north-dipping subductions and associated continental collisions by the medial Miocene, the Pontides have undergone a neotectonic activity of N-S compression.

Paleomagnetic results are reported from Lower, Upper Cretaceous and Eocene aged rocks of this magmatic arc volcanism from the Pontides. The sampling region is bounded by the North Anatolian Fault (NAF) in south and the Black Sea in north. Paleomagnetic data demonstrate null and counterclockwise rotations of coherent blocks which probably occurred during early neotectonic period: 1. Declination angles including Lower, Upper Cretaceous and Eocene sites do not indicate any significant rotations in the Central Pontides, where the NAF exhibits an arcuate shape toward the north. Major tectonic features in this region also display E-W trends supporting the distinct declination pattern. 2. Declination directions obtained from the Sinop peninsula, the most northern part of the Central Pontides, show that the peninsula has undergone a 20° counterclockwise rotation. 3. In the west of Central Pontides two sites with normal and reversed antipodal directions indicating a 20° counterclockwise rotation well agrees with the previous works. 4. Another rotated region, which is mostly inferred from other paleomagnetic data done by other paleomagnetists, lies to the east of Central Pontides.

* I.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü, Teşvikiye-İstanbul

** B.Ü. Kandilli Rasathanesi, Çengelköy-İstanbul

Kuzey Anadolu Fayının Gerede-Çerkeş Arasındaki Bölümünün Gravimetrik Yöntemle İncelenmesi / Gravity Studies at the North Anatolian Fault Around the Gerede-Çerkeş Region

Tamer GÜRSOY* ve H. Hayrettin OKAY*

Kuzey Anadolu Fayı, Alp sistemi içerisinde 1100 km'ye yakın uzunluğu ile ülkemizin kuzeyinde yer bilimciler için çok canlı ve nadir bir laboratuvardır.

Fayın genelde çok iyi bilinen özelliği sağ yönlü doğrultu atımlı karakteridir.

Bu canlı laboratuvar bugüne kadar direk olarak jeofizik yönden ele alınmamıştır.

Bildirimizin konusu olan Kuzey Anadolu Fayını Gerede-İlgaz arasındaki bölümünün incelenmesi ile, Kızılcahamam-Gerede Jeotermal gravite etüdü içerisinde yapılmıştır.

Ancak şu günlerde arazi çalışmaları tamamlanmak üzere olan Türkiye Rejyonel Gravite Haritaları projesinin bitiminde bu laboratuvarın Türkiye genelinde gravimetrik yöntemle incelenme olanağına kavuşacağı kanısındayız.

Fayın Gerede ile İlgaz arasında kalan kısmı bir merkezi dar-uzun çukurdan başka biri güneyde öteki kuzeyde olan iki as kuşaktan oluşmuştur. Bölgemizde Üst Kretase'den itibaren Pliosen sonuna kadar olan sürede tanسیون ve kompresyon dönemleri birbirini izlemiştir. Üst-Kretase-Eosen'den sonraki en şiddetli kompresyon olayı ise Alt-Orta Pliosen'de vuku bulmuştur. Bu esnada bindirme fayları ve bazı yerlerde bin metrelerle ifade edilecek eğim atımların meydana gelmesine neden olmuştur. Kompresyon kuvvetleri bundan sonra kabaca doğu-batı doğrultusunda işleyen bir kuvvet çifti haline dönüşmüştür. Doğrultu atımlı bu harekette herşeye rağmen gene de yer yer düşey atım kaydedilmektedir.

Gerede-İlgaz arasında Kuzey Anadolu Fayının gravimetrik yöntemle yapılan incelemesi sonucunda da ana karakteri olan doğrultu atım yanı sıra düşey atıma da sahip olduğu anlaşılmıştır.

Bu sonuca çalışma sahasımızdan elde edilen Bouger anomali haritası ve bu haritadan türetilen ikinci türev, gürültü, rezidüel, rejyonel ve aşağı uzanım haritalarının yorumları sonucu ulaşılmıştır.

North Anatolian Fault is an important and living laboratory at the north part of Turkey, which in the Alpin System. It is a dextral strike slip fault and approximately 1100 kms length.

There is no much geophysical study in this living laboratory up to day. Our gravity data has been carried out for geothermal study in Kızılcahamam-Gerede and reinterpreted for

this aspect. But we believe after completing The Regional Gravity Mapping Project, this laboratory will be examined by the gravimetric method.

The fault has a narrow and long central trench and another two long faults at Gerede-İlgaz region. One of the fault is the south and the other one is the north of this central trench.

The fault zone has been effected by the tensions and compressions from Upper Cretaceous to Pliocene. The most compression was occurred in that period. In the study area the faulting steps reaches more than 1000 meters in some places.

We saw many thrust faults in our gravimetric study at Gerede-İlgaz region, in the main strike slip fault.

In our study we applied Bouguer anomaly map and we used second derivative, noise, residual, regional and down continuation maps.

DEPREM OTURUMU / EARTHQUAKE SESSION

Türkiye'de Deprem Probleminin Görünümü / Present Appearance of Earthquake Problem in Turkey

Selçuk SIPAHIOĞLU* ve Ömer ALPTEKİN*

Dünyanın en aktif sismik kuşaklarından biri olan "Alpin Deprem Kuşağı"ndaki Türkiye'de toplum yapısı depremlerden büyük ölçüde etkilenmiştir. 1973 yılı istatistiklerine göre; Türkiye'nin % 92'si deprem bölgeleri içerisinde yer almakta, nüfusun % 95'i deprem bölgelerinde yaşamaktadır. Sanayi merkezlerinin % 98'i, mevcut veya yapılması planlanan barajların % 92'si, tarihi anıtların % 90'ından çoğu deprem bölgeleri içinde yer almaktadır. Son 50 yılda, Türkiye'de depremler nedeniyle 57.596 kişi hayatını kaybetmiş, 310.129 bina yıkılmış veya ağır hasar görmüştür. Depremlerin neden olduğu maddi zararlar ortalama olarak, yıllık milli gelirin 1/130'ünü aşmaktadır.

Türkiye'de, doğal afetlerin yaralarını sarmak amacıyla 1959 yılına kadar münferit yasalar çıkarılmıştır. Depremlerden korunma ile ilgili çalışmalar, 1959 tarih ve 7269 sayılı "Umumi Hayata Müessir Afetler Dolayısıyla Alınacak Tedbirler ile Yapılacak Yardımlara Dair Kanun" ve bu kanunun bazı maddelerinde değişiklik yapan 1968 tarih ve 1051 sayılı kanunla düzenlenmiştir. Ancak, depremlerle doğrudan ilişkili kamu kurumlarının kuruluş ve çalışmalarını düzenleyen ve deprem araştırmalarıyla ilgili

* M.T.A. Jeofizik Etütleri Dairesi - Ankara

* İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü - İstanbul

herhangi bir özel kanun bulunmamaktadır. Bu eksikliğin giderilmesi için, geleceğin ihtiyaçlarına da cevap verebilecek yeni kanun ve yönetmeliklerin düzenlenmesi gerekmektedir. Türkiye'de depremlerle ilgili araştırmaların sayılarının azlığı, kaynak ve organizasyon yetersizliğinden ileri gelmektedir. Araştırmalara temel veriyi sağlayacak "Ulusal Sismik İstasyon Ağı", yurdumuzun deprem bölgelerinin tümünü kapsayacak şekilde, henüz kurulamadığı gibi, mevcut verilerin araştırmalara ulaşmasını sağlayacak bir organizasyon da yoktur. Bu durum, araştırmacıları eksik veri ile çalışmaya zorlamakta veya öncelikli araştırmaların ihmal edilmesine neden olmaktadır. Üniversitelerin, "deprem" ile doğrudan veya dolaylı olarak ilgisi bulunan Jeofizik, Jeoloji, Jeomorfoloji, Jeodezi ve İnşaat Mühendisliği programlarında, Sismoloji ve Sismoteknik konularında okutulan derslerin sayısı ve saatlerinin çok az oluşu mühendis adaylarına depremler konusunda gerekli temel bilgilerin verilememesine sebep olmaktadır.

Türkiye'de deprem zararlarının azaltılması konusunda başarılı çalışmalar yapılabilmesi için, ilgili meslek gruplarının problemin çözümüne katkılarını düzenleyecek ve bilgi iletişimini sağlayacak "Ulusal" bir organizasyona ve araştırmaları parasal yönden destekleyecek yeni kurumlara ihtiyaç vardır.

Earthquakes have strong effects on the social life in Turkey. According to the 1973 statistics, 92 % of the Turkey is considered seismically dangerous and 95 % of the population live under earthquake danger. 98 % of the industrial centers, 92 % of the dams and power plants, and more than 90 % of the historical monuments are located in seismically dangerous regions. Within the past 50 years 57,596 people lost their lives and more than 310,129 buildings destroyed or heavily damaged from disastrous earthquakes. Total yearly loss from earthquakes amounts to about 1/130 of the National Gross Income.

Until 1959, several laws were in action to cure the damage from large earthquake. Since 1959, the prevention and protection of earthquake damage has been coordinated by Act No. 7269 and its 1968 version. None of these directly concern with earthquake studies and the national institutions which are responsible from earthquake studies. There is urgent need for new regulations to reorganize earthquake studies in Turkey.

Lack of extensive earthquake studies in Turkey is due to insufficient funding and lack of basic data required for research. Turkey does not have a National Seismic Station Network which covers the whole country. This causes the researchers to work with incomplete data.

A new national organization is urgently needed to improve the quality and quantity of earthquake studies in Turkey. Also, new institutions are required to support earthquake research financially.

Kuzey Anadolu Fay Zonunun Batı Kesiminde Depremlerin Önceden Belirlenmesi İçin Yapılan Çok Disiplinli Çalışmalar / Multidisciplinary Earthquake Prediction Research in the Western Part of the North Anatolian Fault Zone

A. Mete IŞIKARA*, S.B. ÜÇER,
C. GÜRBÜZ*, N. KELEŞ**,
M.K. TUNÇER*, O. YAZICI*,
N. AYBEY*, Ş. BARIŞ*, A. PINAR*

1981 ve 1982 yıllarında, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Batı Kesiminde, depremlerin önceden belirlenmesi amacıyla yönelik elektrik ve manyetik gözlemler yapılmıştır. Bu ortak çalışmaların sonuçları aktif faylar ile ilgili çeşitli anomali özellikleri göstermiştir; fay düzlemi boyunca manyetik özelliklere sahip dayk şeklindeki yapılar (gözlenen manyetik anomalilerin analizinden ortaya çıkmıştır), aktif fayların kırılma zonlarını gösteren düşük özdirenç bölgeleri, tekrarlanan fay hareketleri sonucu oluşan toplam atımı gösteren jeolojik belirtiler ve benzerleri gibi.

1986 yılında tekrar aynı bölgede depremlerin önceden belirlenmesine yönelik olarak fay aktivitesini belirlemek için çok disiplinli araştırmalara girilmiştir. Bu araştırmalar aşağıdaki şekilde gruplandırılabilir:

- 1- Aktif fayların dağılımı ve bu faylar boyunca ve çevresinde jeolojik haritaların yapımı.
- 2- Çerkeşli'de fay düzlemine dik şekilde yapılan paleosismik çalışmalar.
- 3- Fay boyunca sismik etkinlik çalışmaları.
- 4- Tekrarlamalı manyetik alan ve özdirenç ölçümleri için temel araştırmalar.
- 5- Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı kesiminde, aktif faylara dik doğrultuda toplam manyetik alan şiddeti, doğal potansiyel ve özdirenç dağılımı.
- 6- Fay boyunca yeraltı sularının iletkenlik ölçümleri.

- 7- Fay boyunca alfa-iz yöntemine dayanarak radon miktarını belirleme çalışmaları.

Burada sunulacak bazı sonuçlar "KAFZ'nun batı kesiminde fay aktivitesinin çok disiplinli araştırılması" adlı ortak araştırma projesinin sonuçlarına dayanmaktadır. Bu ortak proje, Doç. Dr. Y. Honkura'nın önderliğinde Japon Eğitim, Bilim ve Kültür Bakanlığı tarafından desteklenen farklı Japon üniversitelerinden oluşan bir araştırma grubu (Y. Honkura, K. Satake - Tokyo Teknoloji Enstitüsü, T. Tsukuda, Y. Ikeda - Tokyo Üniversitesi, J. Miyakoshi - Tottori Üniversitesi, N. Oshiman - Nihon Üniversitesi) ile Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi, Deprem Araştırma Enstitüsü ve Kandilli Rasathanesi Gök ve Yer Bilimleri Araştırma ve Uygulama Merkezinin destekleriyle gerçekleştirilmiştir.

* Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Jeofizik Ana Bilim Dalı - İstanbul

** D.S.I. Bursa Bölge Müdürlüğü - Bursa

Bu ortak çalışmalara ilave olarak, ayrıca 1987 yılından bu yana aşağıdaki çalışmalar da yapılmaktadır:

- 1- Sismik kırılma ölçümleri.
 - 2- Yeraltı sularının elektrik iletkenliği ve muhtevanın ölçülmesi.
 - 3- Aktif faylar boyunca farklı kuyular için Radon miktarının izlenmesi.
 - 4- Sürekli manyetik ve elektrik ölçüler.
- Yukarıda değinilen bu çalışmalardan elde edilen ilk sonuçlara da değinilecektir.

In 1981 and 1982, electric and magnetic observations were carried out in the İznik-Mekece area of the North Anatolian Fault Zone. The results of this cooperative research show various anomalous features concerning at active faults, such as dike-like magnetic bodies presumably intruded along fault plane (disclosed from analysis of the observed magnetic anomalies), low resistivity zones indicating fractured zones of active faults, geological evidence showing cumulative offset due to repeated fault displacements, and so on.

In 1986, we again carried out multidisciplinary research on fault activity for earthquake prediction research in the same area. The research items of this study are given below.

- 1- Distribution of total magnetic field intensity, self potential and resistivity across active faults in the Western part of the North Anatolian Fault Zone.
- 2- Basic research for repeated measurements of total magnetic field intensity and resistivity.
- 3- Distribution of active faults and constructions of geological maps along active faults and in their adjacent regions.
- 4- Paleoseismicity studies conducted trench work across the fault in Çerkeşli area.
- 5- Seismic activity along active faults.
- 6- Electrical conductivity of spring water along active faults.
- 7- Distribution of radon contents based on the alpha-track method across active faults.

Some of the results in this presentation are based on the results obtained from the joint project on "Multidisciplinary Research on Fault Activity in the Western Part of the North Anatolian Fault Zone". This project has been carried out together with the research group formed from different Japanese Universities (Y. Honkura, K. Satake - Tokyo Institute of Technology, T. Tskuda, Y. Ikeda - Tokyo University) under the leadership of Assoc. Prof. Dr. Y. Honkura granted by the Ministry of Education, Science and Culture Japan and Boğaziçi University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute with the contribution of the Earth Science Division of Kan-

dilli Observatory Space and Earth Sciences Research and Development Center.

In addition to these cooperative work, we also carried out;

- 1- Seismic refraction experiment cooperating with Bursa Branch of State Water Works.
- 2- Continuous measuring of electrical conductivity and contents of underground water.
- 3- Monitoring of radon contents in different wells along active faults.
- 4- Continuous measurements of magnetic and electric fields.

Some of the preliminary results obtained from our above mentioned field works will also be given in this presentation.

Kuzey Anadolu Fayı Doğu Kesiminin Depremselliği / Seismicity of the Eastern North Anatolian Fault

Mithat Fırat ÖZER* ve Özer KENAR*

Bu çalışmada 32°-45°D boylamları ve 37°-43°K enlemleri arasında kalan Kuzey Anadolu Fay Kuşağı boyunca geniş bir band oluşturan bölgenin depremselliği ile tektonik özellikleri incelenmiştir. Bunun için 1900-1977 yılları arasında oluşan bölge depremlerine ait tüm verilerden yararlanılmıştır.

Bu amaçla bölgede oluşan depremlerin episantir dağılımları haritalanarak aktif yapılarla ilişkileri araştırılmıştır. Depremlerin yersel dağılımlarından Kuzey Anadolu Fay Kuşağı, bölgenin güneydoğusunda yer alan Doğu Anadolu Fay Kuşağı ve Bitlis Bindirme Kuşağı'nın bölgenin sismik aktivitesini belirleyen birimler olduğu açık olarak görülebilmektedir. Bölge depremlerinin derinlik dağılımlarını verebilecek doğrultularda iki ve üç boyutlu derinlik kesitleri alınmıştır.

Deprem istatistiğinin temel bağıntılarından magnitüd-frekans ilişkisi araştırılmıştır. Deprem oluşumunun fiziki ile ilgili olan b-parametresinin değeri 1.18 olarak bulunmuştur.

Yeterli verilerin sağlandığı bazı depremler için P-dalgası ilk hareket yönlerinden yararlanılarak odak mekanizması çözümleri yapılmış, fay düzlemi çözümlerinden asal gerilme dağılımları elde edilmiştir.

Yapılan fay düzlemi çözümleri, bunlardan elde edilen asal gerilme ve odak derinliklerinin dağılımlarından elde edilen bilgiler ışığında bölgeye ait yapısal modeller tartışılmaktadır.

Seismicity and tectonic features of the North Anatolian Fault surrounded by 32°-45°E longitudes and 37°-43°N latitudes were studied. The data consists of the earthquakes occurred during the period of 1900-1977.

* Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Trabzon - Turkey

In the area studied epicenters of the earthquakes were mapped in order to determine the relationships with active tectonic belts. It can be clearly seen that North Anatolian Fault, East Anatolian Fault and Bitlis Suture Zone are the main tectonic units related to the seismic activity in eastern Anatolia. Two and three dimensional depth sections of hypocenters were also established to evaluate the depth distributions.

We have tried to obtain the magnitude-frequency relation for the region studied. The b-value which is related to the physics of the earthquake occurrence has been determined as 1.18.

Fault plane solutions have been obtained and principal stress axes have been determined for some earthquakes for which sufficient data were available.

In the view of the data processed, some possible structural models are being discussed.

Dokurcun-Abant Yöresinde Sismomanyetik Etkinin Saptanması / The Determination of the Seismomagnetic Effect at the Dokurcun-Abant Area

N. ORBAY*, R. UHRENBACHER**, O.
GÜNDOĞDU*, A.M. IŞIKARA***,
J. ZSCHAU**, D. KOLÇAK* ve
Z. DÜZGİT*

Türk-Alman ortak projesi çerçevesinde depremlerin önceden belirlenmesi amacıyla yönelik olarak Dokurcun-Abant pilot bölgesinde manyetik çalışmalar 1985 yılından bu yana devam etmektedir.

Çalışmanın başlangıcında bölgede fay izlerini belirlemek ve alt yapının modelini ortaya koymak amacıyla manyetik profil ölçüleri yapılmıştır.

Sismomanyetik etkiyi saptamaya yönelik olarak bölgede biri Çakıllar'da baz olmak üzere ilk aşamada 23 istasyonda ölçü alınmış, daha sonra istasyon sayısı 38'e çıkarılmıştır. Ölçüler 1985 yılının Nisan ve Ekim, 1986 yılının Haziran ve Ekim ve 1987 yılının Haziran aylarında olmak üzere yüksek duyarlılık proton manyetometreleri ile beş kez yapılmıştır.

Beş dönem ölçü sonuçlarına basit farklar ve ana bileşenler analizi uygulanarak sismomanyetik etkinin neden olduğu yerel manyetik anomalilerdeki değişimler deprem etkinliği ile karşılaştırılmış ve sonuçta lokal manyetik alan anomalilerinde görülen değişimin sismik etkinlik ile uyumlu olduğu görülmüştür.

* I.Ü. Müh. Fak. Jeofizik Müh. Böl. - İstanbul

** Neue Univ. Inst. für Geophysik, Olshausenstrasse D-2300 Kiel Germany

*** B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enst. Çengelköy - İstanbul

The magnetic measurements for earthquake prediction research in the framework of Turkish-German joint project are continued at the Dokurcun-Abant pilot area since 1985.

Beginning of this study, the magnetic profile measurements were made for locating the fault traces and modelling of the substructure of the pilot area.

To obtain the seismomagnetic effect at the Dokurcun-Abant area, one base station at the Çakıllar and twenty third repeated measurement stations have been set up. The number of the stations have been increased to thirty eight at the October, 1986.

Applying the methods of simple differences and principal component analysis to the five repeated measurements data values, the local magnetic anomalies which is a good representative of seismomagnetic effect were calculated and compared with the seismic activity. In the result, the changing on the local magnetic anomalies were seen very agreeable with the seismic activity.

Yerel Depremlerin Koda Dalgalarının Analizi / Analysis of Coda Waves of Local Earthquakes

Özer KENAR*

Küçük yerel depremlerin koda dalgaları gerek ortamın, gerekse odağın özelliklerinin belirlenmesinde başarıyla kullanılabilir. Heterojen ortamda odak-istasyon arasındaki yörünge dışında bulunan saçılma koda dalgalarını oluşturmaktadırlar. Koda dalgalarının güç spektrumu zamanla azalmakta ve bu azalma episantr uzaklığına, odak-istasyon arasındaki yörüngeye ve magnitüde bağlıdır.

Marmara Bölgesinde 40.54°-40.80°K ve 29.80°-30.16°E coğrafi koordinatları arasında kalan bölgede meydana gelen küçük depremlerin ($1.3 \leq M_L \leq 3.6$) koda dalgalarının çözümlemesi yapılmış, ortamın heterojenitesinin dalga yayınımına etkileri incelenmiştir. İndirgenmiş koda spektrumlarından saçılmanın şiddetini gösteren $|\Phi_0(\omega|r)|$ parametreleri hesaplanmıştır. Azimuta bağlı olarak $(0.44-5.30) \times 10^{-25}$ cm.sn/din.cm aralığında elde edilen bu değerlerden kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda yayılan birincil dalgaların diğer doğrultularda yayılanlara göre daha fazla saçılmaya uğradıkları anlaşılmaktadır. Koda ve birincil dalga enerjilerinin birbirine oranı ise 10^{-3} mertebesindedir.

Sıfır frekans yöntemiyle hesaplanan sismik moment değerleriyle magnitüd arasındaki ilişki de belirlenmiştir.

Seismic coda waves of local earthquakes successfully could be used to study the prop-

* Karadeniz Teknik Üniversitesi, Müh.-Mim. Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon

erties of the media through which they propagate. The scatterers out of the source-station pattern are considered to be the cause of coda waves. The power spectra of coda waves of different earthquakes decay as a function of time and the rate of decay does not depend on the source-station pattern, epicentral distance and the magnitude of the earthquake.

Coda waves of local earthquakes $1.3 \leq M_L \leq 3.6$ in the region surrounded by 40.54° - 40.80° K and 29.80° - 30.16° E coordinates were analyzed to determine the scattering effects of the medium. Data recorded at nine stations were processed and azimuthal distribution of reduced coda spectra were obtained. For the region studied, primary waves propagating in the NE-SW direction are being scattered more than those of propagating in other directions. The ratio of coda wave energy to primary wave energy is in the order of 10^{-3} . Seismic moment-magnitude relations have also been obtained for the region interested.

Deprem Parametrelerinin Doğrusal Olmayan Ters Çözümle Saptanması / Estimation of Earthquake Parameters With Non-Linear Inversion

Naşide ÖZER*

Doğrusal olmayan problemlerin ters çözümde; genelleştirilmiş en küçük kareler, sönümlü en küçük kareler, en küçük değişinti yöntemi gibi temelde en küçük kareler yöntemine dayanan çözümler kullanılır.

Bunlardan, Levenberg-Marquardt yöntemi olarak da adlandırılan sönümlü en küçük kareler yöntemi, rezidüel ve çözüm vektörlerinin ağırlıklı toplamını en küçük yapmaya çalışır. Başka bir deyişle, özgün katsayılar matrisinin öz değer (eigen değer) spektrumunu değiştirerek, en küçük eigen değerlerinden kaynaklanan büyük değişim vektörlerinin etkisini SVD (Tek Değere ayırma - Singular Value Decomposition) yardımı ile azaltan bir yöntemdir.

Ayrıca, Matsu'ura ve Hirata (1982); model parametreleri üzerindeki ilksel sınırlamanın (constrain) son derece zayıf olduğunu ve genelleştirilmiş en küçük kareler yöntemi ile sınırlama yapılmış ters çözümün olanaklı olduğunu göstermişlerdir. Bu yöntem, yarı-doğrusal problemlerde ilksel bilgiden yararlanılarak oluşturulan dik-dörtgen matrisinden SVD yardımı ile hesaplamadaki hataların değişimlerinin çarpımını en küçük yapan bir çözüm tekniğidir.

Bu çalışmada, yukarıda sözlü edilen yöntemler Batı Anadolu'da oluşmuş bir grup deprem verisine uygulanarak, elde edilen sonuçlar; kullanılan model, veri ve yöntem bakımından, hem birbirleriyle hem de daha önce yapılmış çözümlerin sonuçları ile karşılaştırılmışlardır.

In the inverse solution of non-linear problems the damped least squared, the generalized least squared and the minimum variance methods are used.

The damped least squared method which is known as the Levenberg-Marquardt works by altering the eigen value spectrum of the original matrix (coefficient matrix) A as to suppress the large changes in vector components arising from small eigen values by singular value decomposition.

On the other hand, Matsu'ura and Hirata showed that a-priori constraints on the model parameters are infinitely weak and by using generalized least square method a constrained-inverse solution is possible. They applied this method to the quasilinear inverse problem with a-priori information in terms of the singular value decomposition of rectangular matrices, and they obtained a solution which minimizes the product of variances of estimation error.

In this study, above mentioned methods are applied to a group of earthquake data from Western Anatolia. The results are discussed and compared with previous solutions models, the methods and the data used.

KUYU VE DENİZ JEOFİZİĞİ OTURUMU / BOREHOLE AND MARINE GEOPHYSICS SESSION

Sismik Geçiş-Zaman Loglarının Elektrik Özdirenç Loglarından Türetilmesi / Derivative of Seismic Transit-Time Logs from Electrical Resistivity Logs

Züheyr KAMACI*

Kayaçların litolojilerine bağlı fiziksel özelliklerinden sismik hız ve özdirenç değerlerini belirlemek mümkündür.

Konuyla ilgilenen araştırmacılar, yaptıkları çalışmalarda elde ettikleri teorik ve deneysel bağıntılarla, kuyu logu çözümünde önemli faktörlerden sismik hızın ve özdirençin, yoğunluk ve gözenekliliğe son derece bağlı olduğunu açıklamışlardır. Görünür özdirenç ile sismik geçiş-zamanı arasındaki ilişkiyi göstermek için gözeneklilik değerleri göz önünde tutularak, özdirenç ile sismik hız arasında bağıntılar kurulmuştur. Trakya petrol sahasından yaklaşık 3000 m. derinlikte ve aralarındaki uzaklık hemen hemen 12 km. olan iki petrol kuyusundan

* I.Ü. , Müh. Fak. , Jeofizik Müh. Böl. Beyazıt, İstanbul.

* Akdeniz Üniversitesi, Isparta Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü - Isparta

özdirenç ve sismik geçiş-zaman log verileri alınmıştır. Bu kuyuların bir tanesinden alınmış özdirenç ve sismik geçiş-zaman log değerlerinden bir ölçek fonksiyonu oluşturulmuş ve bundan doğrusal olmayan bağıntı geliştirilmiştir. Bu bağıntıda, kuyulardan alınmış özdirenç log değerlerini yerine koyarak hesaplanmış sismik geçiş-zaman logları elde edilmiştir.

Sonuçta, ölçülmüş ve hesaplanmış sismik geçiş-zaman logları arasındaki uyum tartışılmıştır.

It is possible to determine resistivity values and seismic velocities from the physical properties depending on rock litologies.

A number of investigators have described with theoretical and experimental relationships that seismic velocity and electrical resistivity, which is important in interpretation of well logs, depend extremely on mass density and porosity. In order to point out the relationship between apparent resistivity and seismic transit-time a various formula have been developed. For the application of this relationship, log values of seismic transit-time and resistivity have been obtained for the two oil wells in Thrace Basin. A scale function has been defined from the obtained log values of the resistivity and seismic transit-time belonging to the one of these wells. Calculated seismic transit-time log has been obtained by replacing the measured resistivity log values in the formula.

In the result, an agreement between measured and calculated seismic transit-time log values is discussed.

Kuyu Sismiği İçin Optik Sismik Alıcılar / Optical Seismic Detectors for Borehole Seismic

Serge BRUN*

Kuyu sismiğinde toplanan verilerin kalitesini artırmak amacıyla Schlumberger, düşey veya çok eğimli kuyular da dahil olmak üzere çeşitli kuyu şartlarında daha iyi kayıt alabilecek yeni bir veri sismik alıcı geliştirilmiştir.

Optik Sismik Alıcı (OSD) olarak adlandırılan bu yeni cihaz, Sismik Veri Toplama Aleti (SAT) içine, eğimli kuyularda normal olarak kullanılan "gimbal" ünitenin yerine monte edilmiştir. Cihaz, bir sarkacın hareketine bağlı olarak parçacık yerdeğiştirmesini ölçen tamamen oynak bir optik titreşim alıcısından oluşmaktadır. Geleneksel Jeofon çıkışına benzer bir hız sinyali yaratmak üzere bir elektronik voltaj üreticisi de sisteme dahil edilmiştir. Aynı zamanda, eğim bilgisi de çıkış olarak verilebilir. İki

yıl boyunca değişik işler ve çevrelerde uygulanan yoğun saha testleri, OSD'nin sabit ve "gimbal" jeofonlara göre üstün olduğunu, düşey ve eğimli kuyularda yüksek kalitede geniş bantlı sismik dalga şekilleri sağladığını kanıtlamıştır.

Bu makalede, OSD temel prensipleri, özellikleri ve avantajları tanımlanmaktadır. Türkiye'de güç bir sahada elde edilen gerçek OSD veri örnekleri sunulacak ve tartışılacaktır.

In order to enhance the quality of data acquired in borehole seismic, Schlumberger developed a new generation of seismic detectors, allowing better recording in various well conditions; vertical or highly deviated.

This new device is called Optical Seismic Detector (OSD) and is mounted in the Seismic Acquisition Tool (SAT) in place of the gimbal assembly normally used in deviated wells. This device consists of a fully tiltable optical vibration sensor that measures particle displacement based on the movement of a pendulum. It includes an electronic differentiator to produce a velocity signal that is similar to conventional geophones outputs. At the same time, tilt information can be output. An intensive field test program (two years in different kind of jobs and environments) has proven that OSD to be superior to both fixed and gimbaled geophones is providing high quality and broad band seismic waveforms in vertical and deviated wells.

This paper describes the OSD principles and covers its features and benefits. An example of real OSD data, acquired in Turkey, in difficult environment, is presented and discussed.

DSA Walkaway VSP'nin Rezervuar Tariflenmesinde Kullanımı / DSA Walkaway VSP's for Reservoir Delineation

Shabbir AHMET* ve Serge BRUN*

Üretim yapılan önemli formasyonların geliştirilmesi, karmaşık ve geniş çaplı faylanmadan önemli ölçüde etkilenmiş olabilir. Bu fayların tesbiti geçmişte Açılımlı VSP'nin en büyük hedefini oluşturmuştur. Schlumberger, 1987 yılında, Pakistan'da ilk dizili sismik algılayıcı aracını (DSA) tanıtmış ve fayların tesbitindeki ana problemlerin çözümünde kullanmaya başlamıştır. Önemli bir rezervuar olan Khwere formasyonundaki fay geometresini tariflemek amacıyla, tek bir kuyu kullanılarak iki kara "walkaway" etüdü gerçekleştirilmiştir. Her bir "walkaway"

* Schlumberger Logelco Inc., 13, Sayria St. - Mohandessin P.O.B. 214 - Carlo, Egypt

* Schlumberger Logelco Inc., 13, Sayria St. - Mohandessin P.O.B. 214 - Carlo, Egypt

tek serim düzeni ile elde edilmiş ve bir çift vibroseis ünitesi ile 3 km'ye varan açılım uzaklığı sağlanmıştır. Data elde edilmesinde yorumu etkileyen önemli bir etken olan statik düzeltmelerin doğru olarak saptanması, refraksiyon profilleriyle sağlanmıştır. Son yorumlama; yüzey sismik kesiti, düşey VSP ve FMS'den fayların tanımlanmasını da içeren kuyu logları denetirilerek yapılmıştır. Ayrımlılıkta "Walkaway" VSP'nin yüzey sismik kesitinden çok üstün olduğu ve kuyu civarında yapısal yorumlama içinde temel bilgileri sağladığı gözlenmiştir. Düzenlenmiş alıcılarla hızlı veri toplanması ve yüksek ayrımlılık sağlanması, VSP'nin yalnız arama kuyularında değil, üretim kuyularında da yaygın olarak kullanılmasına neden olmaktadır.

The development of key producing formations may be significantly influenced by extensive and complex faulting. The detection of these faults has been a major target for offset VSP's in the past. The first Schlumberger arrayed seismic tool (DSA) was introduced in Pakistan in 1987, and was immediately used for the main problem of fault detection. Two land walkaway surveys were under taken on a single well with the objective of delineating the fault pattern in the important Khware formation. Each walkaway was obtained with a single setting of the array and offset distances up to 3 kms were obtained with a pair of vibroseis units. An important factor in the acquisition affecting the interpretation was the correct determination of the static corrections, these were obtained by running refraction spreads. The final interpretation involved the reconciliation of the surface seismic section, the vertical VSP and the well logs, including the fault indications from the FMS. The walkaway VSP's were shown to be superior to the surface seismic section in resolution, and provided basis for the structural interpretation around the well. The combination of rapid acquisition with the arranged receiver and the high resolution of the image have combined to spur the marketing of VSP's for not only exploration wells but also production wells.

Jeofizik Veriler Işığında Antalya Körfezinin Yapısı / Structure of the Antalya Bay Inferred From the Geophysical Data

Ersel Z. ORAL*, Güven ÖZHAN**,
Mustafa ERGÜN***

Doğu Akdeniz basenlerinin yapısı ve oluşumu hakkında değişik görüşler bulunmaktadır. Afrika-Arabis-

tan kuzeyinde Geç Triyas-Lias zamanında kıta parçalanmasının ilk aşamasını gösteren edilgen kıta kıyısı oluşumunun varolduğu tartışmaları vardır. Değişik tektonik birimlerde (Antalya, Mamonia ve Hatay-Baassit napları) gözlenen, bu zamanda oluşmuş kıta kıyısı rifleşmeler mevcuttur.

Antalya Körfezi'nde güneydoğusundaki Kıbrıs Bouguer gravite anomalisinin doğal bir uzantısı olan geniş 100 mgal genlikli Bouguer gravite anomalisi yer almaktadır. Bu anomali, Antalya Körfezi'nin batısında yer alan otokton Beydağ silsilesine karşı aniden kesilmektedir. Antalya Körfezi'nin Alanya'ya doğru uzanan doğu kısmı manyetik anomali bulundurmamaktadır. Manyetik anomaliler, Antalya Körfezi'nin en derin kısmında yer almakta ve kuzey-güney yönünde uzanmaktadır. Bouguer gravite ve manyetik anomalilerin denizde devam ettiği göz önüne alınırsa, Antalya Körfezi ve Antalya Kompleksi'nin Troodos masifinin doğal bir uzantısı olduğu düşünülebilir.

Sismik stratigrafik çalışmalar, bölgede Pliyo-Kuaterner tabanı olarak tanımlanacak bir ana yansıma yüzeyi göstermiştir. Pliyo-Kuaterner taban olarak Antalya kompleksinde gözlenen ofiyolitik kayaların olabileceği ses hızı analizlerinde ortaya çıkmaktadır. Taban zonlarındaki yansımalar fazla özelliği olmayan zayıf ve saçınmış yansımalarından oluşmaktadır.

Structure and the genesis of the eastern Mediterranean basins remain controversial. There is an argument on the possibility of an early continental break-up, and the formation of a passive continental margin during the Late Triassic-Liasic at the north of Africa-Arabia. Evidence of rifted margins during this time has also inferred from different tectonic sequences (Antalya, Mammonia, and Hatay-Baassit nappes).

The Antalya Bay area has a broad 100 mgal Bouguer gravity anomaly closure, appears to be a natural continuation of the Cyprus Bouguer gravity anomaly to the south-east. This anomaly is terminated abruptly against the autochthonous Beydağ range at the west of Antalya Bay. The eastern part of the Antalya Bay is free from magnetic anomalies are located along the axis of the deepest part of the Antalya Bay running in the north-south direction. In this respect that the Antalya Bay area and the Antalya complex may be the extension of Troodos massif where the Bouguer gravity and magnetic anomalies continue under the sea.

Seismic stratigraphic studies are indicated one main reflecting horizon as the base of Plio-Quaterner in the area. Seismic velocity data analysis showed that the base of Plio-Quaterner can be correlatable with the basement velocities possible of ophiolitic rocks observed in the Antalya complex thrust against the Beydağ autochthonous range in the west. These basement horizons are indicated by weak and dispersed reflection without any special characteristics.

* Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı - Ankara

** MTA Genel Müdürlüğü - Ankara

*** DEÜ Deniz Bilimleri ve Teknoloji Enstitüsü - İzmir

Denizel Çökellerin Düşey Sismik Profillerinin Sayısal Modellenmesi ve Gözeneklilik ve geçirgenliklerinin Saptanması / Numerical Simulation for Vertical Seismic Profiling of Marine Sediments and Determination of Porosity and Permeability

Altan TURGUT* ve Tokuo YAMAMOTO*

Bu çalışmada denizel çökellerin Düşey Sismik Profillerinin (VSP) sayısal modelleri sunulmaktadır. Düz tabakalı gözenekli elâstik ortamlardaki düşey gelişli dalgalar için hesaplanan teorik sismogramlar, Biot teorisiyle kesirilen sönüm ve dispersiyon etkilerini içermektedir. Biot teorisine göre, hızlı ve yavaş sıkışma dalgaları oluşmuş ve ara kesitlerde mod değişimi meydana gelmiştir. Biz bu etkiyi, yansıma ve iletim katsayılarının hesaplanmasında, yavaş sıkışma dalgaları aracılığıyla bir enerji kayıp mekanizması olarak hesaba katmaktayız. Son olarak, yapay verilerden gözeneklilik ve geçirgenlik saptanmasında spektral oran yöntemini araştırmaktayız. Sönüm hesaplamalarına ek olarak, Biot teorisinin kullanılması, bizim, denizel çökellerden gözeneklilik ve geçirgenlik belirlememize imkân vermektedir.

Hız ve "anelasticity" için analitik ifadeler, zayıf çerçeve yaklaşımı ile bulunmaktadır. Frekans bağımlı hız ve "anelasticity" hesaplandığında, denizel çökellerin gözeneklilik ve geçirgenliği, önerilen zayıf çerçeve yaklaşımları ile saptanabilir.

We present numerical simulations of Vertical Seismic Profiles (VSP) of marine sediments. The theoretical seismograms, which are computed for vertically incident waves in flat layered poroelastic media, include the effects of dispersion and attenuation predicted by the Biot theory. According to Biot theory, fast and slow compressional waves are excited and there is mode conversion at the interfaces. We include this effect in the calculation of reflection and transmission coefficients as an energy loss mechanism through the slow compressional waves. Finally, we examine the spectral ratio method for determining porosity and permeability from synthetic data. In addition to attenuation calculations, the use of Biot theory enables us to determine the porosity and permeability of marine sediments. Analytical expressions for the velocity and anelasticity are found based on the weak frame approximation. Once the frequency-dependent velocity and anelasticity are calcu-

lated, the porosity and permeability of marine sediments can be determined by using the proposed weak frame approximations.

Deniz Sismik Çalışmaları ile İzmir Körfezi'nin Jeolojik Gelişiminin İncelenmesi / Investigation of Geological Evolution of İzmir Bay By Marine Seismic Surveys

Atilla ULUĞ* ve K. Erol İZDAR*

Orta Ege Denizi ile ilişkisi Karaburun Yarımadası tarafından morfolojik olarak kısmen kapatılmış olan İzmir Körfezi, doğu-batı yönünde asimetrik yapı gelişimi gösteren bir graben tarafından şekillendirilmiştir. Körfezin temelinde güney ve kuzeyinde, kuzeybatı-güneydoğu yönlü bir kuşakta yerleşmiş Üst Kretase yaşlı fliş, olistolit, kumtaşı ve en üstte de kireçtaşı ile tamamlanan bir istif ile sınırlanmış olduğu ve yine çevreye volkanik faaliyetler sonucu andezit ve bazalt türü kayaların da yerleşmiş olduğu yapılmış jeolojik araştırmalardan bilinmektedir.

Körfez içerisindeki jeolojik yapının belirlenmesi amacıyla muhtelif kesitler boyunca sismik çalışmalar yapılmıştır. 0.65 lt hacimli hava tabancasının enerji kaynağı olarak kullanıldığı araştırmalarda sismik kırılma verileri iki kanal sonobuoy-çifti vasıtasıyla; sıfır açılımlı (zero-offset) yansıma verileri ise de 10 elementli tekkanal hidrofon dizilimi ile alınmıştır. Sismik kayıtların grafik olarak kaydedilmesinin yanı sıra; veriler daha sonra yapılacak analog veri-işlem çalışmaları için aynı zamanda manyetik kasetlere de yüklenmiştir.

Sismik kırılma çalışmalarında karşılıklı atışlar yapılarak elde edilen yol-zaman grafiklerinden okunan zahiri hızlar ve kesiş zamanlarından (intercept time) hazırlanmış bir Fortran bilgisayar programı kullanılarak, katmanlara ait gerçek hızlar, eğim ve kalınlıklar saptanmıştır. Sismik kırılma verileri ile belirlenen katman kalınlık ve eğimleri aynı anda alınan sismik yansıma kesitleri ile de karşılaştırılmıştır.

Körfez tabanını oluşturan temelin güneye doğru eğimi ve asimetrik graben yapılaşması, sismik çalışmalar ile irdelenmiş ve Körfez için daha geçerli bir yapısal model ortaya konulmuştur.

İzmir Bay, which its connection is partly closed from the Middle Aegean Sea with Karaburun Peninsula morphologically, is shaped by an asymmetrically structured graben extending in the east-west direction. It is to be known from the geological survey that the basement rocks are made of Upper Cretaceous flysch, olistoliths, sandstones and limonstones at the top for both sides of the Bay striking in the direction of northwest-

* University of Miami, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, Geo-Acoustic Lab., 4600 Rickenbacker Causeway, Miami, FL 33149

* Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, S.S.K. Tesisleri, D Blok, Kat 2, Konak - İzmir

southeast. Andesitic and basaltic types volcanic rocks were also known to be placed after the volcanic activity in the region.

Seismic surveys were carried out along the various profiles for the determination of the geological structure in the Bay. 0.64 Hz airgun was used as a source for the surveys. Seismic refraction data were obtained with two channel sonobuoy-pair as well as zero-offset seismic reflection data using 10 element single channel hydrophone array. Besides the seismic data were recorded graphically on paper, they were also analogically recorded on magnetic tapes for further data processing purposes later on.

True layer velocities, thicknesses and slopes were calculated from the apparent layer velocities and intercept times which were read from the time-distance graphs obtained from the reverse shots, using the Fortran computer programs written specially for this purpose. The layer thicknesses and slopes which were obtained from the refraction studies were also compared with reflection data recorded simultaneously.

Southward dipping and asymmetric graben structure of the basement of the Bay, was investigated with seismic studies and a more profound and acceptable model was put forward.

YERALTISUYU VE MADEN ARAMALARI OTURUMU / GROUNDWATER AND MINING EXPLORATION SESSION

İstanbul Kumullarının Yeraltısuyu Varlığı / Groundwater Potential of İstanbul Dunes

Ahmet ERCAN*, Mehmet YILMAZER* ve
Turgut ÖZTAŞ*

İstanbul, Sarıyer, Kumköy, Kıztaşı kumulları üzerinde kurulacak toplu konutların altyapı projesi için yeraltı yapısı belirlenmiş ve yeraltısuyu varlığı araştırılmıştır. Bu amaçla 1.000.000 m²'lik alanda 139 noktada jeofizik yöntemle 200 metre derinliğe dek yeraltı elektrosu çekilmiştir. Ayrıca, çevredeki beslenme havzaları ve yer yapısıyla ilişkileri hidrojeolojik çalışmalarla bütünlenmiştir.

Yeraltı elektroları alanda yüzeyden 150 metre derinliğe değin altı tane katman olduğunu göstermiştir. Bunlar-

- * Yeraltı Aramacılık, Bilimsel Araştırma Kurulu, Maçka - İstanbul
- * İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Müh. Böl. Maçka - İstanbul

dan en üstteki kumullar serbest akifer niteliğinde olup, kalınlığının 0 ile 9 metre arasında değiştiği bulunmuştur. Kumul altında yatan kömür-kil-killi kum ardışımının taban derinliği 20 ile 140 metre arasında değişmektedir. Basıncılı akifer oluşturan bu düzey biri güneybatı Arı Çukuru (140 m), diğeri orta-kuzeyde Bilge Çukuru (75 m) olmak üzere iki yeraltı biriktirme ortamından oluşur. Her iki akiferde de egemen akış yönleri Kıztaşı Deresi havzasına doğrudur.

Kumulların suya doygunluğu % 36 ve su verimleri % 24 olduğunda iyi bir biriktirici özelliği içerirler. Bu havzalardaki sığ suları toplamak için Bilge çukurunda iki tane kil gövdeli bend önerilmiştir. İç kumulla doldurulup, üstü kil ile örtülecek bu bendlerin yüzey alanı 334.000 m² ve beklenen su miktarı 192.000 m³ olarak hesaplanmıştır. Bu ise 5000 kişilik bir köyün 257 günlük su gereksinmesine karşılık gelir. Böylelikle oluşturulacak toplam alanlarının düzlenmiş üzerinden yeşil park, eğlence ve spor yerleri olarak yararlanılabilir.

Determination of subsurface structure, to assist the bottom construction projects, and of groundwater existence are aims of the geoscientific research over the active Kıztaşı dune site along the sand beach of Kumköy, Sarıyer, İstanbul. For this purpose, geophysical investigation was conducted as electrical soundings and profilings with an interval of 100 and 10 meters, respectively at about 139 stations in 1.000.000 m² large area. In addition to these, hydrogeological studies were run to locate the groundwater basins and to determine collecting limits, in the vicinity, and their relation with underground structure, to integrate the information.

It was estimated that there take place about 6 geophysical layers, between surface and 150 meters depth. Overlying sand layer, with the resistivity of 1000-1500 Ohm-m, functions as being a free aquifer, with varying thickness of zero to nine meters over the underlying impermeable cyclic lignite-clay and sand clay triple layering group.

The underlying, second cyclic layer behaves as pressured aquifer, with estimated thickness of 10 to 30 meters and it is recognized by a Q-type sounding curves and with low resistivities, varying between 2 and 7 ohm-meters. Integrated interpretation indicates that groundwater accumulation takes place in two main basins. The one which is at the west side named as the Arı (Bee) basins has a maximum depth of 140 meters and the other, named as Bilge (Pedant) has a maximum depth of 75 meters. The basement morphology of the both, estimated to be declining towards the Kıztaşı stream on the south.

Surfacial sandy layer, with 36 % water saturation and 24 % water permissibility or productivity, can be counted to be as an important collector. In order to make use of this

properties, two surfacial reservoirs, one behind the another, are considered to be planned, in the Bilge basin. Such a reservoir, with clay body and filled with sand will have 334.000 m² surface which will be enable to collect meteoric water amounting about 192.000 m³. This volume of water is enough to meet 257 day-long water needs of about 5000 people, planned to be situated in the integrated houses planned in that area. Additional water supply could be obtained by drill-holes, will be penetrated into the pressured aquifer.

Surface of such reservoirs could be used as recreational and sport fields, if they are isolated by a clay layer.

Özdirenç-Etkisel Kutuplaştırma Yöntemleri İşbirliği ile Yeraltısuyu Aramaları / Underground Water Exploration by the Combination of the Resistivity and Induced Polarization Methods

M.A. KAYA*, A. KEÇELİ*,
A.E. TÜRKER* ve Z. KAMACI*

Bilindiği gibi, akım yoğunluğuna bağlı olarak non-lineer araştırmalar, şimdiye kadar, metalik mineral ayırımı için yapılmıştır. Bu çalışmada nonmetalik mineral ayırımı için bir araştırma yapılmıştır.

Keza bilindiği gibi, su aramalarında özdirenç yöntemi yaygın olarak kullanılmaktadır. Özdirenç düşük olan bazı jeolojik birimler, su taşıyan birimlerin anomalisine benzer anomaliler verdikleri zaman tek başına özdirenç yönteminin başarısı sınırlı olabilmektedir. Bu güçlüğü yenebilmek için çeşitli sahalarda özdirenç uygulamaları yanında etkiyel kutuplaştırma yöntemi uygulamaları yapılmıştır. Yapılan uygulamalarda uygun akım ve frekans bantları kullanılarak yeraltısuyu taşıyan jeolojik birimlerin daha belirgin anomalilerinin elde edilebildiği görülmüştür.

Numuneler üzerinde yapılan akım yoğunluğu araştırmaları, böylece arazide uygulanmaya çalışılmıştır.

Bu karakteristik anomalilerin akifer niteliğine göre örneğin kil-kum, çakıl ve kireçtaşı ortamlarına göre farklılığı tespit edilmiştir. Bu araştırma sonucuna dayanarak farklı yörelerde yapılan özdirenç-IP düşey elektrik sondajlarına göre önerilen mekanik sondajlardan debisi 25 lt/sn'den 70 lt/sn'ye kadar yeraltısuları elde edilebilmiştir.

İki yöntemin aynı anda çalışması hem kantitatif hem de kalitatif yorum getirdiğinden yeraltısının aydınlatılmasında büyük kolaylık sağladığı görülmüştür.

It is known that, up to now, nonlinear investigations depending on the current den-

sity have been made for discriminating metallic minerals. In this paper an investigation has been made for discriminating non-metallic minerals.

It is also known that the resistivity method is used widely for underground water exploration. When some geological structures with low resistivity give similar anomalies to those of structures having water. The success of the resistivity method only can be limited.

In order to overcome this difficulty, the induced polarization method and the resistivity method have been applied together for several area. In the application, it is shown that the anomalies of the geological structures with the underground water have been obtained clearly by using suitable current and frequency band. It is also shown that characteristics of anomalies differ depending on the properties of the aquifers such as sandy, conglomerate or karst media.

Thus, current density and frequency dependence investigations on the samples have been tried for exploration.

In different district, underground water with an in flux from 25 lt/sec to 70 lt/sec could be obtained from the proposed drill according to the results of this investigation.

It is noted that the use of the two methods together supplies a great easiness for solution of underground water problems because of quantitative and qualitative interpretation.

Uşak-Banaz Jeotermal Sahasının Jeoelektrik Yöntemlerle Açıklanması / The Exploration of Uşak-Banaz Geothermal Area By Geoelectrical Methods

D. Ali KEÇELİ*, A. Ergün TÜRKER*
ve Züheyr KAMACI*

Şimdiye kadar çeşitli kurum ve kişilerce, Uşak-Banaz jeotermal sahasının yeraltı yapısı jeolojik birimleri fazla mostra vermediğinden yeterince aydınlatılmamıştır.

Söz konusu jeotermal sahasının yaklaşık olarak 10 km²'lik bir alanında sıcak su rezervuarını tespit etmek amacıyla jeoelektrik yöntemlerden özdirenç (Resistivity), etkiyel kutuplaştırma (IP, Induced Polarization) ve doğal gerilim (SP, Self Potential) uygulanmıştır.

İnceleme alanı çeşitli kalınlıklarda 600 metre derinliklere kadar kilitaşı-çakıtaşı, kireçtaşı ardalanmalarına sahip olması nedeniyle bu uygulamada, klasik çalışma ile elde edilemeyen anomaliler, ancak, uygun akım ve fre-

* Akdeniz Üniversitesi, Isparta Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü - Isparta

* Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü - Isparta

kans bandları kullanılarak elde edilebilmiştir. Bu anomalilerden geliştirilen yatay seviye ve düşey jeoelektrik haritalarında söz konusu sahanın yapısal durumu ve stratigrafisi aydınlatılabildiği gibi 150 metre ve 600 metre gibi farklı iki derinlikte iki rezervuar tespit edilebilmiştir. Sıcak su alınabilecek iki ayrı lokasyon ve bir maden suyu bölgesi tesbit edilmiştir. Bu tespitlere göre birinci derecede önemli olandan mekanik sondajla 140 metre derinlikte 55°C'de 15 lt/sn'lik ve 15 metreye artezyen yapan sıcak su elde edilmiştir.

Bütün bu çalışmalar, jeoelektrik yöntemlerin (özdirenç, etkişel kutuplaştırma ve doğal gerilim) korelasyonu ile sıcak su aramalarının daha sağlıklı ve hızlı olarak başarılı bir şekilde yapılabileceğini ortaya koymuştur.

Up to now, Underground structure of Uşak-Banaz geothermal area could not be cleared sufficiently by several sectors because geological units have not outcrops to much.

In order to determine a resevor, some geoelectric methods, such as resistivity, induced polarization and self potential, are applied for the mentioned geothermal area having 10 km-sq area.

In this application, anomalies, which is impossible to be gotten by conventional work, could be obtained only by using suitable current density and frequency band because geological stratification has the repetition of claystone, pebblestone and limestone with several thickness up to 600 meters depths. Structural and stratification of the mentioned area could be cleared and also the two resevoirs in interpretation of the improved anomalies from the horizontal and vertical geoelectric maps.

The hot water in 55°C and of 15 lt/sc has been obtained from the proposed drill. It has an artesian of 15 meters.

It is shown that this geothermic area, which can not be explained by geological studies, could be enlightened by the combination of the geophysical methods.

Siirt-Madenköy Bakır Yataındaki Jeofizik Uygulamalar / Application of Geophysical Techniques to the Siirt - Madenköy Copper Mine

A. Remzi ERDOĞAN*

Bitlis Masifi ile Arap levhasının kenar kıvrımları tektonik birimleri arasında yeralan Madenköy bakır yatağı Güneydoğu Anadolu ofiolit kuşağının spilitik kayaları içerisinde bulunmaktadır.

Çalışma alanındaki birimlerin sıralanışı şöyledir:

* MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etüdleri Dairesi Başkanlığı - Ankara

Bitlis metamorfikleri, maden kompleksi, spilitik lav, pillow lav, breş, çamurtaşı ve kırmızı killi kireçtaşı. Bunlar birbirine geçişli olarak bulunmaktadır. Bitlis metamorfikleri Maden kompleksi olarak adlandırdığımız birimlerin üzerine kuzeyden güneye itilerek bindirilmişlerdir. Bu bindirme sırasında flişlerde karışık kıvrımlar ve değişik doğrultulu faylar gelişmiştir.

1968 ve 1969 yıllarında yapılan jeokimya çalışmaları sonucunda sahanın bakır cevherleşmesi bakımından önemli olabileceği saptanmış ve jeofizik yöntemlerle araştırılması öngörülmüştür. 1969 yılında sahada SP metodu uygulanmış belirlenen geniş anomali zonları 1970 yılında IP çalışmaları ile desteklenmiştir. Sahada ilk sondajlı çalışmalar 1973 ve 1974 yıllarında gerçekleştirilmiştir. Sondajlı çalışmalar neticesinde cevherli zonun derinliğinin ve geometrisinin saptanması amacı ile 1975 ve 1976 yıllarında jeofizik çalışmalar sürdürülmüştür. Laboratuvar çalışmaları sırasında bakır cevherleşmesinin yanında demir cevherleşmesinin varlığı da saptanmış olup elektrik çalışmaları ile beraber manyetik çalışmalar da sürdürülmüştür. 1977 yılında tektonik yapının açıklanması amacıyla rezistivite yöntemi uygulanmıştır. Ayrıca 1977 yılında kuyu içi IP metodu uygulanarak cevher yayılımı hakkında bilgiler elde edilmiştir.

Yapılan jeofizik çalışmalarla Siirt-Madenköy sahasının cevher potansiyeli ortaya çıkarılmıştır.

Madenköy copper mine is occurred in the spililitic rocks of Southeastern Anatolian ophiolitic belts which extend between Bitlis metamorphics and tectonic units of Arabian Plate folds. The units in the study area from bottom to the top are following: Bitlis metamorphics, Maden Complex, spililitic lava, pillow lava, breccia, mudstone, red clay limestone intercalated from place to place. Bitlis metamorphics thrust over the Maden complex.

As a result of geochemical studies is 1968-69, it was understood that this field is very important for copper mineralization and application of some geophysical exploration methods for investigation of the mine has been suggested. In 1969, the S.P. method was used to detect anomaly zones and in 1970 same anomalies were confirmed using IP technique. The first drilling operations in this area were done in 1973 and 1974. At the end of drilling operations, in 1975-1976, the same geophysical exploration techniques were applied to determine depth and geometry of mineralization zone. Laboratory experiments have shown us that there has been iron mineralization with copper in the area, and for this reason the magnetic method was applied after electrical methods.

In 1977, to explain the tectonic structure of the area, the resistivity method has been applied. In addition to this work, downhole IP method was also used and some informations about mineralization were collected.

**Sismik Refleksiyon Profiliyle,
50-60 m Derinlikte 30 cm Kalınlığındaki
Kömür Tabakalarının Bulunması /
Detection of 30 cm-Thick Coals at
Depths of 50 and 60 m By Seismic
Reflection Profiling**

Ralph W. KNAPP* ve A. Ertan MÜFTÜOĞLU**

70 metre uzunluğundaki, 12 CDP'li yüksek ayrımlı sismik profili, her biri yaklaşık 30 cm kalınlığındaki iki kömür tabakasını oldukça bariz olarak tariflemektedir. Üst Pennsylvanian yaşlı Stranger Formasyonunun Tonganoxie Kumtaşı Üyesi içinde oluşan bu iki kömür tabakası üst ve alt Sibley kömürleridir. Profilden yaklaşık 150 m uzaklıkta açılmış bir kuyu, kömür tabakalarının birbirlerinden 10 m aralıkla ve Lawrence Formasyonunun 2 m kalınlığındaki bazal üyesi olan Haskell Kireçtaşının, 8 ve 18 m altında yer aldıklarını göstermektedir. Kuyu verilerinden elde edilen sentetik sismogramlarla, kömür olmadığı varsayılarak sentetik sismogramın modellenmesi, sismik kesitin yorumunu doğrulamaktadır.

Sismik profil, 2 m aralıklarla yerleştirilen, 100 Hz.lik jeofonlarla ve 220 Hz low-cut saha filtresi kullanılarak atılmıştır. Yüksek data kalitesi elde edilmesinde önemli bir faktörde kullanılan enerji kaynağıdır. Enerji kaynağı olarak .50 kalibrelik tüfek kullanılmıştır. Silah, yaklaşık namlunun yarısı açılan 80 cm'lik sıg kuyunun içinde kalmak üzere ateşlenmektedir. Kömür refleksiyonlarının etkin frekansı yaklaşık 400 Hz'dir.

A 70-m long 12-fold high-resolution seismic profile delineates quite clearly two coal beds of about 30 cm thickness each. The two beds are lower and upper Sibley coals which occur in the Tonganoxie Sandstone Member of the Stranger Formation, Upper Pennsylvanian. A cored drill-hole approximately 150 m from the profile shows the coals to be separated by about 10 m and to be about 8 and 18 m, respectively, beneath the Haskell Limestone which is the 2-m thick basal member of the Lawrence Formation. Synthetic Seismograms derived from the cored information and modelling the synthetic seismogram with the coal removed confirm the interpretation at the section.

The seismic profile was shot using 2-m centers, single 100 Hz geophones, and 220 Hz low-cut field (laydown) filters. An important factor in the high data quality was the use of a .50-caliber rifle source with the gun fired down a shallow auger hole with about half the barrel beneath the surface. Dominant frequency of the coal reflections is about 400 Hz.

* Kansas Geological Survey

** MTA, Jeofizik Etüdları Dairesi - Ankara

**Galeri Sismiğiyle Bir Maden Sahası
Etüdü / Survey of A Mining Area
Using In-Seam Seismic**

Francis THOMAS*

Lorraine kömür sahası, Fransa'nın kuzeydoğusunda, Fransız-Alman sınırının iki yanında uzanan Sarro-Lorraine baseninde yer almaktadır.

Kömür damarları yüzeyden 800 ve 1200 m derinlikleri arasında yer almaktadır. İşletmecilik normal olarak mekanize uzun ayak metodu ile (ayak uzunlukları 150-250 m) yapılmaktadır. Bu tür işletmecilikte önceden plan yapmak ve jeolojik olaylara göre uygun panellere bölünmeleri sağlamak çok önemlidir. Burada geliştirilen örnekte, kömür madeni içerisinde yapılan yüksek ayrımlı sismikle, ortalama atımları 1 m'den başlayan fayların nasıl bulunabileceğini, dolayısı ile madencilik şirketinin kömür yatağı hakkında az bilgiye sahip olması nedeniyle doğabilecek risklerin nasıl önlenilebileceği gösterilmiştir.

The Lorraine coal field, located in the north-eastern part of France, is part of the Sarro-Lorraine basin that extends on both sides of the Franco-German border.

The seams are located between 800 and 1200 meters below the surface, and mining is normally a long wall mechanized operation (faces of 150 to 250 m). For this type of operation it is very important to plan ahead and to optimize the division into panels according to the geological features. In the example developed here, we will see how high resolution seismic inside the coal mine (in-seam seismic) provides reliable prediction of faults with average throw (from 1 m), thus enabling the mining company to avoid risks due to poor knowledge of the deposit.

**ÇEŞİTLİ SİSMİK UYGULAMALAR
OTURUMU / VARIOUS SEISMIC
APPLICATIONS SESSION**

**Statik Saptanması - Mikroevrendeki
Sismik İşlem / Statics Determination
- The Seismic Process in
Microcosm**

M.A. HALL*

Kara sismik verilerinde statik düzeltmelerle ilgili sorunlar, tarih kadar eskidir. Yıllar boyu bu sorunları çöz-

* Compagnie Generale de Geophysique - Massy - France

* Horizon Exploration Limited, Horizon House, e, Azalea Drive, Swanley, Kent, BR8 8JR, England

mek için gösterilen ısrarlı çabalara rağmen, statikler hâlâ, kara sismik verilerinin kalitesini ve doğruluğunu etkileyen en ciddi problem olarak kalmaya devam etmektedir. Kısa süre önce, yüksek katlamalı CDP yöntemindeki veri bolluğunu ve yeni algoritmaları kullanan bilgisayar-rezidüel statik metodları, bazıları tarafından (şimdi bulunmaları zor olsa da) soruna çözüm getirmiş olarak kabul edilmiştir. Bir diğer büyük heyecan, refraksiyon statik algoritmalarının sahneye çıkmasıyla yaşanmıştır. Yine yalnızca kısmi, fakat daha tatminkâr, buna rağmen evrensel olmayan bir çözüm bulunmuştur. Böylece, bugün bile bütün bilgimize ve birçok algoritma ile hesaplama gücümüze rağmen, hâlâ statik anomalilerini delme, hatta daha da kötüsü bütün bir sahayı kaçırma durumları ile karşı karşıyayız.

Fakat işler bir hayli gelişmiş olup; veri işlem merkezinde ve sahada güçlü yeni algoritmalar kullanabilir ve belirli tedbirler alındığında, mantıklı bir başarı beklentisi içinde probleme isabetli bir çözüm bulabiliriz. Bize göre en tatminkâr cevap, şu veya bu ilaçta değil, en etkili çağdaş veri işlem imkânlarını kullanarak ve gereken verilerin doğru toplandığından ve yorumlandığından emin olarak yapılacak mantıklı ve akılcı planlamadır.

Bu makale, başarı kazanmak için böyle bir stratejiyi tanımlamaktadır. Bunu yaparken, statik düzeltme işlemine, minyatür bir sismik arama işlemi gözüyle bakılmasını önermektedir. Böylece çalışma yönteminin saptanmasıyla, veri toplama, veri işlem ve en önemlisi de genellikle ihmal edilen yorumla ilgilenilmektedir. Arazide ve merkezde uygulanacak yöntemlere ve bu yöntemlerle işlenen verilere ait örnekler gösterilmiştir. Sonuç olarak strateji ve bu strateji ile karşılaşılabilecek tuzaklar açıkça özetlenmiş, gerekli önlemlerin alınmasının önemi vurgulanmıştır.

The problems associated with static corrections for land seismic data are literally as old as the hills. Nonetheless, despite repeated attempts over the years to solve the problem, statics still remain as generally the most serious problem affecting land seismic data quality and veracity. Not so long ago computer generated residual statics using the redundancy available in modern high fold CDP recording and new algorithms were thought, at least by a few (though they are hard to find now), to have laid the problem to rest. Another great note of excitement was struck with the arrival of refraction statics algorithms on the scene. Again only a partial, albeit more satisfactory solution had been found-which furthermore was not universally applicable. So even today with all our knowledge and a lot of algorithms and computing power we are still perfectly capable of drilling statics anomalies or, possibly even worse, missing fields entirely.

However things have improved a lot, we can use powerful new algorithms in the processing centre, and in the field, and make a very determined stab at solving the problem

with a reasonable expectation of success; provided certain steps are taken. The most satisfactory answer, at least to my knowledge, does not lie in this or that panacea but in a logical and rational plan seeking to use all the modern processing tools to best effect and ensuring that all the data they need is gathered and interpreted correctly.

This paper defines such a strategy for achieving success. In doing so it proposes the statics determination process as the seismic exploration process in miniature. Thus it deals with survey design, data acquisition and processing and, very importantly, interpretation a step too often neglected. Various examples are shown of the kinds of tools available in the field and centre, and of data worked in this fashion. In conclusion the strategy is clearly laid down with many of the pitfalls outlined and the importance of taking the necessary steps stressed.

Sismik Verilerin Denkleştirilmesi - Değişik Kaynak, Alıcı ve Kayıt Sistemlerinin Veri Üzerindeki Etkilerinin Giderilmesi / Matching of Seismic Data - Compensation of Influence From Different Types of Sources, Receivers and Recording Systems

G. WAGENBRETH*

Tüm sismik kaynak, alıcı ve kayıt sistemleri kendilerine özgü genlik ve faz özelliklerine sahiptirler. Bu durum, değişik özelliklerle kaydedilmiş sismik verilerin özenle işlenmesini gerektirir. Eğer faz özelliklerindeki değişiklikler göz önüne alınmazsa, yığılma kesitlerinde faz hataları oluşur. Böylece, çözümleme gücü azalır ve sismik yorum güçleşir.

Geçiş zonu veri işlemi bu tip özel işlenmeye tipik bir örnektir. Faz hatalarından kaçınmak için, her kaynak-alıcı kombinasyonu ayrı olarak yığılma kesitine dönüştürülür ve daha sonra bu alt kesitlerden bir referans kesiti oluşturulur. Alt kesitlerle referans kesiti arasındaki faz kaymaları belirlenerek giderilir. Böylece alt kesitler birbirine uyumlu hale getirilerek birleştirilir.

Belirlenen faz kaymalarının tek tek sismik izlere uygulanmasıyla elde edilecek yığılma kesiti, açılım düzeltmesi için yapılan hız analizini tekrarlamak üzere, rezidüel statik düzeltmelerin hesaplanması için, referans kesiti olarak kabul edilebilir.

All seismic sources, receivers and recording systems have specific characteristics in both amplitude and phase. This fact demands that seismic data which are recorded with dif-

* PRAKLA-SEISMOS AG, Buchholzerstr. 100 D-3000 Hannover

ferent characteristics be specially treated. If the different phase characteristics are not taken into account phase errors will occur in the stacked section and the resolution will deteriorate and seismic interpretation will become more difficult.

Transition zone processing is a typical example for such special processing. In order to avoid phase errors every source-receiver combination has to be stacked separately and subsequently a reference section is defined from the resulting substacks. The individual phase shifts between the substacks and the reference section can then be determined and applied accordingly. This procedure equalizes the substacks which can then be stacked together.

After applying the individual phase shifts to the individual traces the resulting stacked section can be regarded as a reference stack for calculating residual static corrections, which can be used for repeating the velocity analyses for the NMO corrections.

Değiştirilmiş Gardner Statik Düzeltme Tekniği / Modified Gardner Static Correction Technique

Tahir HELVACI*, Ali GURAY* ve Arvind PATEL*

Saha statiklerini elde etmek için sismik yansıma dalgalarının yorumuna ait matematiksel kuram ayrıntılarıyla verilmektedir. L.W. Gardner tarafından 1939 yılında önerilen, gecikme zamanı tekniğinin değiştirilmesi yöntemi açıklanmaktadır.

İleriye ve geriye doğru atışların ilk kırılma zamanlarını seçim tekniği tartışılmakta ve saha verisi ile hesaplanmış veriyi bağdaştırma yönteminin ana hatlarına değinilmektedir.

İlk kırılmalardan statiklerin hesaplanması mikrobilgisayarlarda yapılmaktadır.

Tekniğin etkinliği, kuramsal örneklerin ve saha örneklerinin gösterimiyle açıklanmaktadır.

The mathematical theory for the interpretation of seismic reflection waves to obtain the field statics is detailed. The method for the modification of the delay time technique, proposed by L.W. Gardner, 1939 has been explained.

The techniques of first-break picking of the forward and reversed shooting are discussed. The method of tying field data to computed data is outlined.

* GSI Ankara, Nenehatun Caddesi 103, G.O.P. - Ankara - Turkey

Computation of statics from first breaks is carried out on desk computers.

The effectiveness of the techniques is illustrated by showing theoretical and field examples.

Dönüşmüş Dalgalarla S Dalgası Polarizasyon Çalışması / Shear Wave Polarization Study Using Converted Waves

Robert GAROTTA* ve Pierre MARECHAL**

1986 yılında Houston'da yapılan 56. SEG Kurultayında, S dalgası polarizasyonu üzerine sunulmuş çok sayıda bildiri iki ana sonucu ortaya koymuştur:

— Enine anizotropi, bir genel doğal olay olup artık dikkate alınmalıdır. Ölçümler için 3 bileşenli kayıt gereklidir.

— Enine anizotropi litolojik karakteri yansıttığı için, sismik arama aracı olarak kullanılabilir.

Bugüne kadar yapılmış çalışmalar ve sunulmuş örneklerin çoğu polarize kaynaklarla elde edilmiştir. Bazı hallerde 90°'de polarize edilmiş iki kaynak kullanılmış olup, bu durum enine anizotropi çalışmalarında kesin başarı yolu olabilir.

Bu bildiride, dönüşmüş dalgaların her ne kadar yalnızca ışınal yönde polarizasyon verdiklerine inanılsa da, bu amaçla kullanılabilecekleri gösterilmiştir. Daha ekonomik olarak veri toplanması, statik düzeltme sorunlarının daha pratik ve güvenilir olarak çözümlenebilmesi bu metodun avantajlarındandır. Fakat metodun en önemli avantajı bu dalgaların yayılım geometrisinin arkasında yatmaktadır. Bu geometri, anizotropide yatay yöndeki değişimlerin çalışılmasında en güvenilir araçlardan birini sağlar.

Bazı hallerde sismik hatların konumu (ana anizotropi yönüne paralel) ek sıkıntılar yaratabilir. Fakat bunlarda dikkate alınabilir ve sonuç olarak dönüşmüş dalga metodunun avantajları bu metodu daha uygun kılar.

The numerous papers presented on shear wave polarization during the 56th annual SEG Convention in 1986 in Houston established two main conclusions:

— Transverse anisotropy is a general phenomenon, which cannot be ignored anymore, requiring 3-component recording.

— Transverse anisotropy reflects lithological characters and thus enters the family of seismic exploration tools.

Up to now most of the studies and examples presented were acquired with successfully, although they are supposed to provide polarization in the radial direction only. Some

* Compagnie Générale de Géophysique - Massy - France

** CGG Geophysics Canada Ltd. - Calgary - Canada

of the advantages of this method are more economical acquisition costs and a much more practical and reliable solution to static corrections.

But the main advantage resides in the geometry of propagation of converted waves which provides a more accurate tool for the study of lateral variations in anisotropy.

In some instances the orientation of the seismic line (parallel to the main direction of anisotropy) could create extra constraints, but they can also be taken into account and finally the advantage remains in favour of the converted wave method.

Boyuna ve Dönüşmüş Dalgaların Bir Gaz Kumundaki Yanıtlarının Karşılaştırılması / Comparison of Responses of Compressional and Converted Waves On A Gas Sand

R. GAROTTA* ve P.Y. GRANGER*

Boyuna ve dönüşmüş dalgaların elde edilmeleri ve prosesleri, çok iyi refleksiyon veren bir karbonat tabakası üzerindeki kum/şeyl ortamı için yapılmıştır.

Bir derinlik modelinden Zoeppritz denklemleri yardımıyla elde edilen teorik yanıt, gerçek data ile karşılaştırılmış ve uygun benzerlikte olduğu görülmüştür.

P ve P/SV modlarının yanıtları aşağıdaki yönlerden karşılaştırılmışlardır:

- Gaz kumunda amplitüd-geliş açısı ilişkisi
- Gaz kumu boyunca amplitüdün azalması
- Frekans spektrumu

Frekans spektrumunda gözlenebilen bazı olası çift kırılma indekslerine karşın, bu özel durum için iki bileşenli datanın kullanılabileceği gözlenmektedir.

Compressional and converted wave acquisition and processing have been performed in a sand/shale environment above a carbonate layer providing a good reflection marker.

The theoretical responses derived from a depth model through Zoeppritz equations are compared to actual data, showing reasonable agreement.

The responses of the P mode and of the P/SV mode are compared on the following points:

- Amplitude versus incidence angle on gas sand
- Amplitude decay through the gas sand
- Frequency spectra.

Despite some possible birefringence indices, which can be observed on the frequency

spectra, it seems that two-component data can be used in this particular case.

Siğ-Su Akustik Yayılmında Scholte Sismik Arayüzey Dalgalarının Rolü / The Role of Scholte Seismic Interface Waves in Shallow-Water Acoustic Propagation

Hassan Bekir ALI* ve Craig FISHER*

Denizde sesin yayılımı genellikle deniz tabanının bir dereceye kadar etkileşimi ile birlikte olur.

Derin suda, veya yüksek frekanslar için, bu karşılıklı etkiyi bir refleksiyon olarak, veya belki de akustik enerji saçılması olarak görmek yeterli olmaktadır. Bununla beraber, siğ sularda, veya çok düşük frekanslar (VLF) için, deniz tabanı, yayılma ortamının bir parçası olmaktadır. Bu durumda, oluşmaları tabanın shear özelliklerine bağlı olan sismik arayüzey dalgaları, özgün olarak sudan kaynaklanan enerjinin yatay yayılımını artırmada önemli bir etkilendirler.

Bu makalenin amacı, sayısal modelleme ve deneysel sonuçları kullanarak, siğ suda, çok düşük frekanslı akustik yayımda Scholte (Stoneley) arayüzey dalgalarının oynadığı rolü gözden geçirmektir. Sismik arayüzey dalgalarının ilgili özelliklerinin tanımlanmasının ardından, SAFARI Hızlı Saha Programı hesaplamaları kullanılarak, çeşitli frekans aralıkları için yayımdaki taban shear etkisi gösterilmiştir. Özellikle, shear etkisinin hesaba katılmasıyla çok düşük frekanslı yayılım güçlenirken, daha yüksek frekanslı yayılımın azaldığı vurgulanmıştır. Bu etkilerin gözlenmesinin aynı zamanda kaynak ve alıcının tabana yakınlığına bağlı olduğu tartışılmıştır. Deniz Kuvvetleri Okyanus Araştırma ve Geliştirme Merkezi tarafından güç jeoakustik özelliklerine sahip sahalarda yürütülen son deneylere ait ölçüm sonuçları verilmiştir. "Scholte" dalgalarının hem patlama sonucu elde edilen alıcı kayıtlarında, hem de doğal kaynaklı arka plan gürültülerinde varolduğuna dair belirtiler sunulmuştur.

The propagation of sound in the sea is generally accompanied by some degree of interaction with the seafloor. In deep water, or for high frequencies, it is often sufficient to view the interaction as one of reflection or perhaps scattering of acoustic energy. However, in shallow water, or for very low frequencies (VLF), the sea floor becomes an integral part of the propagation medium. In this case seismic interface waves, which are dependent for their existence on the shear properties of the bottom, provide a significant means of

* Compagnie Générale de Géophysique - Massy - France

* Naval Ocean Research and Development Activity, NSTL, MS 39529-5004, USA

enhancing horizontal propagation or originaly waterborne energy.

The purpose of this paper is to review the role of Scholte (Stoneley) interface waves in VLF acoustic propagation in shallow water, using both numerical modelling and experimental results. Following a description of the relevant properties of seismic interface waves, the effect of bottom shear on propagation for several frequency ranges is demonstrated using calculations of the SAFARI Fast Field Program. In particular, it is shown that whereas the inclusion of shear enhances VLF propagation, it degrades higher frequency propagation. The observation of these effects is dependent upon the proximity to the bottom of the source and receiver; this is also discussed. Examples are given of measured results from recent experiments conducted by the Naval Ocean Research and Development Activity in areas with markedly different geoacoustic properties. Evidence is provided for the presence of Scholte waves both in the explosion-generated sensor responses and in the natural ambient noise of the background.

SİSMİK VERİ İŞLEM OTURUMU II / SEISMIC DATA PROCESSING SESSION II

Elastik Dalga Fazlarının Çapraz Çarpım Yöntemiyle Belirlenmesi / Definition of Elastic Wave Phases Using Gross Product Technique

Can Ali ERGİN* ve Mithat Fırat ÖZER*

Elastik dalgalar yayınımları esnasında yer içerisinde karşılaştıkları çeşitli süreksizliklerde kırılır, yansır ve polarizasyonları değişerek mod dönüşümlerine uğrarlar. Bu dalgalara ilişkin pek çok fazlar başta çevresel gürültü olmak üzere, istenmeyen fazlar, alet büyütmesi ve benzeri nedenlerle kayıtlardan kolayca seçilemezler. Uygulamada sıkça rastlanan bu gibi durumlarda sinyal-gürültü oranının yükseltilerek sismogramların iyileştirilmesi yoluna gidilir. Bu iyileştirme sinyal ve gürültünün hız ve frekans bantlarının farklı olduğu durumlarda amaca uygun olarak seçilecek bir frekans ortamı süzgeç ile kolayca yapılır. Ancak sinyal ve gürültünün hız ve frekans bantlarının aynı olduğu durumlarda bu tür yöntemlerle sinyal-gürültü ayırımı olanaksızlaşır. Böyle bir durumda hız ve frekans özelliklerinin dışındaki bir özellikten yararlanılmaktadır.

Bu çalışmada elastik cisim dalgalarının polarizasyon özelliklerinden yararlanarak bu dalgalara ait fazların

ayırımına çalışılmıştır. Bunun için yer hareketinin düşey ve radyal bileşenlerinin zaman-ortalama çapraz-çarpımları ve bunların orijinal sinyalin düşey yatay bileşen çarpımları kullanılmıştır. Önce sinyal + gürültüden oluşan basit bir model üzerinde yöntemin ayırım gücü araştırılmış ve yöntem için en önemli parametre olan integrasyon aralığının seçim kriterleri belirlenmeye çalışılmıştır. Daha sonra yöntem nükleer patlatma, yakın ve uzak alan deprem verilerine çeşitli integrasyon aralıkları için uygulanmıştır. Gürültü ve benzeri gibi etkenlerle sismogram üzerinde belirgin olarak görülemeyen fazların çarpaz çarpım yöntemiyle belirgin hale getirilebileceği saptanmıştır. Özellikle, S dalgası polarizasyonunun doğrusal olduğu uzak alan verileri için çapraz çarpımın çok etkin bir yöntem olduğu anlaşılmaktadır.

Elastic waves are subject to refraction, reflection and mode conversions at discontinuities during their propagation through the Earth. These phase changes could not be easily identified on seismograms due to some effects; local noise, unexpected interferences, etc. To remove this difficulty we have to try to increase the signal and the noise are quite different filtering process will be sufficient. But if those ranges are very close to each other filtering will not be able to increase the signal to noise ratio. In such cases we have to try some other techniques independent of velocity and frequency.

We have studied polarization properties of elastic body waves and tried to determine the phases. The time average cross product of vertical and radial components, and vertical and horizontal components have been used for this purpose. The resolving power of the technique was firstly tested on a simple model consisted of signal and noise. The integration time which is a very efficient parameter of the technique has been determined to obtain a better resolution. Then the cross product technique has been applied to the nuclear explosion, near and far field earthquake data. After cross product process some phases which could not be seen on the original seismograms have become clear. Specially for linearly polarized far field shear waves, cross product technique could be applied successfully.

Açılım-Genlik İlişkisi ve Bir Uygulama / Offset-Amplitude Relation and An Application

Mustafa Ali ERGİN*

Petrol krizinden sonra, petrol ve doğal gaz aramaları önceye nazaran daha önem kazanmıştır.

* K.T.Ü. Jeofizik Müh. Böl. - Trabzon

* TPAO, Arama Grubu - Ankara

Parlak benek (Bright Spot) tekniği kullanılarak birçok kuyu delinmiş ve başarı oranı artırılmıştır. Mamafih birçok parlak benek anomalileri doğal gaz birikimleri tarafından meydana getirilmemişlerdir. Bu anomaliler gazsız, çok yüksek veya çok düşük hızlı tabakalar tarafından meydana getirilmişlerdir.

Son zamanlarda, Açılım-genlik ilişkisini kullanarak gazla ilişkili anomali ile gazla ilişkili olmayan anomaliyi ayıran bir metod geliştirilmiştir.

Bu sunum bu tip bir ilişki ve onun veri işlem önemini konu alacaktır. İlave olarak, Trakya baseninin çok iyi bilinen gaz sahasından bir uygulama verilecektir.

After petroleum crisis, Petroleum and natural gas exploration has become very important then before.

Using "Bright Spot" technique many wells have been drilled and success ratio has been increased. However, many "Bright Spot" anomalies are not caused by natural gas accumulation. They were caused by nongaseous or abnormally high or low velocity layers.

Recently, a method have been developed to distinguish between gas-related anomalies and non-gas related anomalies by using offset-amplitude relation.

This representation deals with this type of relation and it's data processing importance. In addition an application will be given from a well known gas area of Thrace basin.

Wigner Dağılımı Yardımıyla Gurup Hızlarının Bulunması / Analysis of Group Velocity Using Wigner Distribution

S. ERGİNTAV*, M. AKTAR* ve N. CANİTEZ**

Dispersiv sinyaller, frekans içeriğinin zamana bağlı olarak değiştiği sinyal türleridir. Bu değişimi izlemek için en uygun yol, sinyalin zaman ve frekans düzleminde haritalanmasıdır. Zaman-frekans analizi olarak adlandırılan bu tür incelemelerde kullanılan alışılmış yöntemler, genelde verinin dar zaman aralıklarında durağan varsayılabilirliğini öngörür. Örnek olarak, kısa zaman aralıklarında durağan varsayılabilirliğini öngörür. Örnek olarak, kısa zaman aralıklarında hesaplanan Fourier dönüşümü (Short Time Fourier Transform-STFT) gösterilebilir. Verinin kısa zaman aralıkları içinde durağan varsayılabilirliği yaklaşımının frekans seçilebilirliğini olumsuz önde etkileyeceği açıktır. Bu çalışmada, durağanlık varsayımı gerektirmeyen, Wigner dağılımı ele alınmıştır.

Bu yöntemin bir uygulama örneği olarak, dispersiv

sinyallerin grup hızlarının frekansa bağlı olarak değişimleri ele alınmıştır. Bu çalışmada Wigner dağılımının kuamsal yapısı incelenmiş, yapay ve gerçek veriler üzerinde yapılan incelemeler sonunda dispersiv karakterin daha belirgin biçimde ortaya çıkabildiği sonucuna ulaşılmıştır. Ayrıca Wigner dağılımının bilinen diğer yöntemlere (Ardışık Süzgeçleme, v.b.) oranla çok daha yüksek bir duyarlık sağladığı görülmüştür. Buna bağlı olarak, Wigner dağılımı ile sağlanan sağlıklı grup hızlarının evrik çözümleriyle ortamın çok daha duyarlı biçimde modellenilebileceği anlaşılmaktadır. Yöntem frekans içeriği zaman içinde değişen her türlü jeofizik sinyale uygulanabilir.

One of the most important problems in the geophysical data processing is the nonstationarity of the recorded signal. One class of nonstationary signal is described by the ones where the "frequency content" changes in time. In such circumstances, the usual approach is to describe the signal in a joint time-frequency representation.

The methods used so far are based on the assumption that the signals are stationary on a short time basis. Short Time Fourier Transform (STFT) is one of such popular time-frequency signal representations. However, the use of short time interval in turn reduces the frequency resolution.

A candidate for the time-frequency characterization of a signal which overcomes the dispersive type of nonstationarity is the Wigner distribution.

The Wigner distribution of a harmonic signal with constant frequency was shown to have a contribution at this frequency only. However, the Wigner distribution of a "Chirp Signal" gives a contribution only at the instantaneous frequency. Based on this result, a new method is proposed to analyze surface waves which are dispersive in character.

Using synthetic and actual data, the proposed approach is examined in detail from the application point of view.

It is observed that the dispersive character of the signal best reflected in the time-frequency domain by the use of Wigner distribution.

Asimtotik Dalga Yöntemleri / Asymptotic Wave Methods

Mustafa MURATHANOĞLU*

Asimtotik dalga yöntemleri olarak bilinen "Gaussian Beam" ve "Paraxial ray method" yapay sismogramların

* TÜBİTAK-TBAE, Yer Bilimleri Bölümü, Gebze - Kocaeli

** İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeofizik Bölümü - İstanbul

* TPAO Arama Grubu - Ankara

eldesinde ve dalga alanlarının dönüşümünde (inversion) yaygın olarak kullanılmaktadır (Cerveny et. all, 1977, 1982, Cerveny and Hron 1980, Beydoun and Ben-Menahen 1985, Keho 1986, Beydoun and Keho 1987). Her iki yöntemde alışlagelmiş iki noktalı ışın izleme (two-point ray tracing) yerine herhangi bir noktadaki dalga alanını, o noktaya en yakın iz (paraxial ray method) veya izlerden (Gaussian beam) elde eder.

Bu çalışmada, her iki yönteminde çeşitli uygulamaları verilmiş, süreksizliklerde (caustics) davranışları incelenmiş ve doğrulukları ve bilgisayar zamanları irdelenmiştir. Tek bir iz kullanması yüzünden "Paraxial ray method", "Gaussinn beam"e göre daha az bilgisayar zamanı harcamaktadır. Fakat gerekli bilgisayar zamanı, istenilen doğrulukla orantılı olarak değişmektedir.

The asymptotic wave methods known as Gaussian beam and paraxial ray methods have an extensive application in obtaining synthetic seismograms and in inverting of wave fields (Cerveny et. all, 1977, 1982, Cerveny and Hron 1980, Beydoun and Ben-Menahem 1985, Keho 1986, Beydoun and Keho, 1987). None of these method requires two-point ray tracing (tracing a ray between source and receiver) but use nearby ray (paraxial ray methods) or nearby traces (Gaussian beam).

Here different application of both methods are given. Gaussian beam at caustics is examined. Accuracy and computational efficiency of methods are compared. Paraxial ray method computationally is more effective than Gaussian beam, but a trade-off exist between accuracy and computational efficiency.

Atıştan Kaynaklanan Bant Sınırlı Gürültülerin Bastırılması / Attenuation of Shot Generated Band Limited Noise

Edip BAYSAL* ve Turhan TANER**

Saha kayıtlarında atıştan kaynaklanan yüzey dalgaları (ground roll) ve hava dalgası (air wave) gibi frekans bantları sınırlı çeşitli gürültüler gözlenir. Genelde bu tür gürültülerin frekans bantları sinyalin frekans bantına göre daha dardır ve kayıtların belli bölgelerinde bulunurlar. Bu tür gürültüler sinyal analizi sırasında analiz penceresi içine girdiklerinde dalgacık saptanmasını etkileyerek sonuçların kötüleşmesini sağlarlar. Sinyal analizinden önce bu tür gürültülerin mümkün olduğunca bastırılması gerekir.

Kayıtlar, biri bant geçirimli diğeri bant geçirimsiz iki ayrı süzgeçten geçirilerek iki birleşene ayrılır. Bant geçirimli süzgecin geçirim bantı bastırılmak istenen gürültünün frekans bantı olarak seçilir. Bant geçirimsiz süzgecin spektrumu, bir eksi bant-geçirimli süzgeç spektrumu olarak belirlenir. Böylece her iki süzgeç toplandığında iğnecik fonksiyonu elde edilecektir. Dolayısıyla da kayıdın iki bileşeninin basit toplamı kaydın kendisini verecektir. İki bileşeninde zarf fonksiyonları hesaplanabilir. Yuvarlatılmış zarf fonksiyonlarının oranı ise gürültü seviyesi açısından iyi ve kötü kayıt bölgelerini belirler. Sadece kötü kayıt bölgelerinde yalnız birinci bileşenin genlikleri azaltılır. Böylece kötü bölgelerdeki sinyal-gürültü oranı, iyi bölgelerdeki sinyal-gürültü oranına yaklaştırılmış olur. Son adım olarak iki bileşen toplanır ve sinyal-gürültü oranı artırılmış kayıt elde edilir.

Yöntem bazı saha kayıtlarına uygulanmıştır. Sonuçlar yöntemin amacına ulaştığını vurgulamaktadır.

There are several types of shot generated noise on the field records that are band limited such as ground roll or air wave. In general, these types of noise trains have narrow frequency bands compared to the signal and they contaminate only some portions of the records. During signal processing, if they fall in the analysis window, they affect the estimation of the signal hence the results. Therefore, prior to signal processing these types of noises should be attenuated whenever possible.

To attack the problem, records may be separated into two components, one being the result of a band-pass filter application where the second component is the result of a band-stop filter. The frequency band for the band-pass filter is selected as the frequency band of the noise which will be attenuated. The spectrum of the second filter is then chosen as one minus the spectrum of the first filter, thus summation of the two filters will result in a spike. Therefore, a simple summation of the two components of the shot record should yield the original record itself. Having the two components, their envelopes may be calculated. The ratio of the smoothed envelopes will define the good and bad record areas in terms of noise levels. After defining the bad areas, the amplitude level of the first component may be scaled down within them only. The scale factor is chosen such that the amplitude ratio of the components in bad areas will be similar to the ratio of these components in areas of good data quality. Last step will be the summation of the two components yielding the signal to noise ratio enhanced record.

This technique is applied to some real data examples. The results show the method to be satisfactory.

* TPAO Veri İşlem Merkezi - Ankara

** Seismic Research Corp., Houston USA

Düşey Dipol Yöntemi ile Yatay Yayılımlı Gürültülerin Bastırılması / Suppression of Horizontal Noise By Vertical Dipole Method

Atilla SEFÜNÇ*

Yansımalı sismik yöntemin en önemli sorunlarından biri olan yatay yayılımlı gürültülerin söndürülebilmesi için sahada kullanılan uzun kaynak ve alıcı düzenleri, günümüzde de yaygınlığını korumaktadır. Ancak bu düzenlerin özellikle uzak açılımlı izlerde yüksek frekanslı sinyallerin bileşenlerinin söndürülmesine yol açtığı bilinmektedir.

Düşey dipol yöntemi, yüzeye ve açılan az derin (yaklaşık 1m) bir kuyunun dibine yerleştirilen iki jeofonun çıkışlarının birbirinden çıkarılması esasına dayanmaktadır. Yatay yönde yayılan gürültüler iki alıcıyı yaklaşık olarak aynı faz ve aynı genlikle etkileyeceğinden, çıkarma işleminden sonra bastırılmış olacaktır. Derinden gelen yansıma sinyalleri ise, yüzeydeki daha serbest jeofonda daha büyük partikül hızına neden olurken, kuyu dibindeki jeofonun çıkışı, görece olarak daha küçük olacak, iki çıkış ters polariteli olarak toplandığında, S/N oranı önemli ölçüde artacaktır.

Özellikle yüzey dalgalarının baskın olduğu sahalarda, bu soruna çözüm getirebilecek olan yöntem, yansıma sinyalleri için bir yüksek geçişli süzgeç gibi davranmaktadır. Bu sunuda, yöntemin Yavuzeli sahasında denenmesiyle elde edilen sonuçlar irdelenecektir.

Long source and receiver arrays have been widely used to suppress horizontally propagating noise which is one of the most challenging problems of reflection seismology. But it is also well known that these long arrays attenuate high frequency signal components, especially at for offset traces.

Vertical dipole method is based on subtracting the outputs of two single geophones, one of which is located on the surface while the other at the bottom of a shallow (approx 1m) hole. Horizontally propagating noise will cause an equal amplitude particle motion which is in phase at both geophones. However, vertically emerging reflection signal, will generate a bigger amplitude output at the geophone located on the free surface, than the one at the bottom of the hole. So, subtracting the two outputs will result in an enhanced S/N ratio.

The method, which can be regarded as a solution to the problem of effective ground-roll, also acts as a high-pass filter due to the slight phase difference it imposes for near vertical reflections. In this paper, a test

study carried on in Yavuzeli area will be presented and the results will be discussed.

SİSMİK YORUM VE YER KABUĞU JEOFİZİĞİ OTURUMU / SEISMIC INTERPRETATION AND EARTH'S CRUST GEOPHYSICS SESSION

Gaziantep Yöresinde Genç Wrench Fay Tektoniği / Recent Wrench Fault Tectonics in the Gaziantep Area

Taner BAŞKURT*, A. Ersin US*
ve Ertuğrul ERCAN*

Gaziantep yöresinde sismik kesitlerde çok genç tektoniğe ait terslenmiş faylanmalar ve bunlara bağlı olarak terslenmiş yapı sistemleri gözlenmektedir. Bu olgu yörede wrench fay tektoniğinin varlığını düşündürmüştür.

Yörede doğu batı yönünde uzanan Karadağ ve Suvarlı yapılarını kuzey güney yönünde kesen sismik kesitler bu yapıların birer wrench fay olduğunu açık şekilde ortaya koymaktadır.

Doğu Anadolu Fay sisteminin bir parçası olan sağ atımlı bu antitetik faylar, olmaları icab eden yerden 40° doğuda bulunmaktadır.

Bu gözlem, dönme noktası Narlı kuzeyinde olmak üzere Gaziantep Bloğunun, Bozova Fayı boyunca saat yelkovanının tersi yönünde güneydoğuya doğru 40°'lik dönme (rotasyon) yaptığını göstermektedir.

Hassa Grabeni'nin de bu dönme esnasında açıldığı düşünülmektedir. Yörede gözlenen genç bazalt örtüsünde bu dönmeyle paralel olarak açılan Hassa Grabeni'ni sınırlandıran faylar boyunca çıkıp bölgeye yayıldığı düşünülmektedir.

Seismic sections indicate that inverse faulting and inversion structure assemblages belonging to recent events exist in the Gaziantep area. Such tectonic style in the area is an indication of wrench-fault type tectonics. Furthermore, seismic sections which cross the Karadağ and Suvarlı Structures in the area in a north-south direction clearly show such fault systems.

These fault systems, because of a 40° counter clock-wise rotation to the southeast have been displaced further to the east instead of being in the right place in the left lateral East Anatolian strike-slip fault system. They form right lateral antythetic faults of the East Anatolian fault system.

Such observations indicate that the Gaziantep block has rotated 40° counter-clockwise along the Bozova fault to the southeast,

* TPAO Arama Grubu - Ankara

* TPAO, Arama Grubu - Ankara

point of rotation being on the north of Narlı. It is thought that Hassa Graben has open-up along the Bozova Fault during this rotation. It is also thought that the basaltic cover in the area may have been extruded along the faults bordering the Hassa Graben.

Güneydoğu Anadolu Miyosen Bindirme Kuşağı Önündeki Zonun Petrol Potansiyeli / Petroleum Potential of the Frontal Zone of the Miocene Thrust Belt of Southeast Turkey

Craig S. DAVIS* ve Doğan PERİNCEK**

Çalışma sahası Miyosen bindirme kuşağının ana cephesinin güneyi boyunca uzanmaktadır. Saha KB-GD yönlü Miyosen yaşlı bir seri antiklinal yapılarıyla kesilmektedir. Bu yapıların çoğu, bir veya iki ana bindirme fayı ile ilgili olup, bu faylarla sınırlanmışlardır.

Sıkışma sonucu oluşan yapılar ek olarak, çalışma sahasının batı kısmında, Mestriştiyen-Kampaniyen öncesi, esnası ve sonrası çökellerinde normal faylanmalar gözlenir. Mestriştiyen-Kampaniyen sonrası sıkışma fayları muhtemelen gevşemenin sonucu oluşmuşlardır. Bundan dolayı, sahanın yapısal gelişimi, çalışma sahasındaki üç ayrı yapısal trendin etkileri neticesinde oluşmuştur. Yöresel stratigrafik birimler Paleozoikten Miyosene kadar uzanmakta ve bazı yerel Kuaterner bazalt ve alüvyon çökellerinde içermektedir.

Bu çalışmanın özünü, sahanın birincil petrol potansiyelini oluşturan, Üst Kratese (Mestriştiyen Kampaniyen) yaşlı, Beloka, Kiradag, Garzan ve Alt Germav/Sinan formasyonları teşkil etmektedir. İlave olarak Senomaniyen-Turoniyen yaşlı Mardin formasyonundanda petrol ve gaz üretilmektedir.

Bu bildiride, rejyonel yapısal gelişim, Mestriştiyen-Kampaniyen serilerinin ana hatlarıyla stratigrafisi verilmekte ve sahada bir özel 2D sismik yorum projesi sunulmaktadır. Bu proje jeolojinin değinilen özelliklerini ve prospektif yapıların özel örneklerini göstermektedir.

The area of study lies directly south of the main front of the Miocene thrust belt, and is crossed by a series of anticlinal structures of Miocene age which trend northwest-southeast. Many of the anticlinal structures are associated with one or two major thrust faults that border the anticlinal structures.

In addition to the compressional features, the western part of the study area shows pre-, syn-, and post-Maastrichtian-Campanian deposition normal faulting. The post-compressional faults are probably relaxation features. Therefore, the structural development

of the region has resulted in three superimposed structural trends in the study area.

The local stratigraphic sequence ranges from the Paleozoic through the Miocene with some localized Quaternary basalts and alluvial deposits.

The primary petroleum potential of the area and the emphasis of this paper is the Upper Cretaceous Maastrichtian-Campanian sequences, including the Beloka, Kiradag, Garzan, and Lower Germav/Sinan formations. Additionally the Mardin formation of Cenomanian-Turonian age is an oil and gas producing horizon.

This paper presents the regional structural development, gross stratigraphy of the Maastrichtian Campanian, and a specific 2D seismic interpretation project in the area which illustrates these aspects of geology as well as specific examples of prospective structures.

Adıyaman Wrench Fay Sistemi / Adıyaman Wrench Fault System

Taner BAŞKURT*, Tuncer TARDU* ve Ahmet TOSUNKARA*

Sol atımlı yakınsak Adıyaman Wrench Fay Sistemi, GD Anadolu'da Adıyaman-Kahta arasındaki sismik kesitlerde son derece açık olarak gözlenen bir tektonik sistemdir.

Bilindiği gibi, GD Anadolu'da Üst Kretase'den günümüze kadar olan devrede iki ana tektonik faz kaydedilmiş olup her iki fazda da tetik mekanizmasını kompresif etkiler oluşturmuştur.

Bu tektonik fazlardan ikincisi olan Miyosen ve sonrası hareketleri genç birimleri etkilediğinden gerek saha, gerekse uzay fotoları ve yeraltı verileri yardımıyla yapılan sismik yorumlardan kolayca tesbit edilebilmişlerdir.

Çalışma ve araştırma konusu olan Adıyaman Wrench Fay Sistemi, sismik yorum esasına dayanan, saha, yeraltı ve uzay fotoları verileriyle de kontrol edilerek sonuçlandırılmış bir tektonik model çalışmasıdır.

Özellikle Kampaniyen-Alt Mestriştiyen periyodunda kuzeyden güneye doğru Kastel havzasını bindirme ve şariyalarla istila eden Koçali ve Karadut allokon birliklerinin çok büyük boyutlara varan itilmelerine ve sürüklenmelerine neden olan kompresif hareketler, bu bindirme kuşaklarının hemen önünde makaslama zonlarının oluşmasına neden olmuştur. Sol atımlı yakınsak Adıyaman Wrench Fay Sistemi bu makaslama zonlarından biri olup Kampaniyen-Mestriştiyen ve belki de biraz daha eski yaşlıdır. Bu sistemin oluşturduğu "en echelon" yapıları Adıyaman, Çemberlitaş, Bölükayla, vb. güneye doğru itilmeye devam eden Koçali ve Karadut birliklerine birer doğal sınır oluşturmuştur.

* Landmark Graphics U.K. Ltd., Menlo Park House, 4 Addiscombe Rd., Croydon, Surrey CRO 5TT, England

** TPAO, Arama Grubu-Ankara

* TPAO Arama Grubu-Ankara

Miosen ve sonrası tektonik fazı veya fazlarında da yanal atımı giderek artan Adıyaman Wrench Fay Sistemi, Alidağ, Çukurtaş ve Karakuş gibi pozitif "flower" yapılarını oluşturmuştur. Dudere ve Karahöyük kuyuları bu sistemdeki ayrılmalara bağlı yapı trendlerinde açılmıştır. Kuzey ve Güney Kahta ile Çalgan yapılarını sınırlayan faylar bu sistemin antitetik faylarını ve Mansur fayı da yeni sistemin sentetik fayını oluşturmaktadır.

Bilindiği gibi; çalışma alanını içeren sahadaki "en echelon" Güney Adıyaman, Adıyaman, Çemberlitaş ve Bölükyayla yapılarından petrol üretilmektedir.

The Left Lateral Convergent Adıyaman Wrench Fault System is a tectonic model that can very clearly be observed on the seismic sections of that part of Southeast Anatolia in between Adıyaman and Kahta.

It is widely known that two main tectonic phases could be noted in Southeast Anatolia during a period between Upper Cretaceous and present, and that compressive stresses have been the prevailing trigger-mechanism in both phases.

The Miocene and Post-Miocene orogenic movements which constitute the second and hence younger tectonic phase affect the younger strata making it possible to easily observe by means of seismic interpretations backed by field and remote sensing observations as well as subsurface data.

The Adıyaman Wrench Fault System making up our study and investigation area is a tectonic model study based on seismic interpretation incorporating field and subsurface data together with the landsat photos.

The compressive movements, resulting in the large scale thrusting of the Koçali and Karadut allochthonous units which have invaded the Kastel Basın southwards in forms of thrusts especially during Upper Campanian-Lower Maastrichtian times, have formed shear zones close to the frontiers of these thrusts. The very fault zone called the left lateral convergent Adıyaman Wrench Fault System has formed during Campanian-Lower Maastrichtian or sometime earlier. Some of the en echelon structures generated by means of this shear zone have formed a natural barrier for the Upper Cretaceous allochthonous units still being pushed southwards in forms of thrusts. The most important ones of these en echelon forms are the Adıyaman, Çemberlitaş and Bölükyayla structures.

The Adıyaman Wrench Fault System, the lateral throw of which has continually increased during the Miocene and Post-Miocene tectonic phase or phases, has generated positive flower structures like those of Alidağ, Çukurtaş and Karakuş. The Dudere and Karahöyük wells have been drilled on structural trends related with the splays of this system. The faults bordering the north and south Kah-

ta and Çalgan structures make up the antithetic faults while the Mansur fault constitutes the synthetic fault of this system.

Oil production is achieved from en echelon structures like S. Adıyaman, Adıyaman, Çemberlitaş and Bölükyayla within the limits of the investigated area.

Kuzey Norveç Kıta Kenarında Yerkabuğunun Derin Sismik Modellemesi / A Case History of a Deep Crustal Survey on the Norwegian Continental Margin, Northern Norway

Bumin ERGENEKON*

Bu çalışma, Kuzey Norveç'te Lofoten adalarının güneybatı ucunda 1977 ve 1983 senelerinde gerçekleştirilen refraksiyon ölçümleri üzerine temellendirilmiştir. Ölçümler Belçikalı, Alman ve Norveçli araştırma kurumlarınınca müşterek olarak gerçekleştirilmiştir. BLUE NORMA adıyla anılan sismik hat GD-KB doğrultusunda uzanır ve tamamı 600 km'dir. Ancak çalışmada kullanılan veriler bu hattın 322 km'lik denizel bölümünden alınmıştır.

Refraksiyon verilerinin yanısıra, yardımcı yansıma profilleri de dahil edilerek yeraltının iki boyutlu ön bir sismik modeli oluşturulmuştur. Daha sonra bu modele 'ray-tracing' yöntemi uygulanarak nihai bir yapısal modele ulaşılmıştır.

Sismik hat boyunca oluşturulan modelde, sedimanlar ve dağılımı, granitik ve okyanus tipi temel ile Moho ve hemen üstündeki tabansal katman ve en nihayet kıta tipi kabuktan okyanus tipi kabuğa geçiş ele alınmıştır.

Büyük bir tektonik hareketliliğin parçası olarak Grönland ile Norveç arasındaki yerkabuğu önce gerilim ve 'rifting' sürecinden geçmiş ve bunu takiben kıtasal açılım 58 milyon sene önce gelmiştir.

Refraksiyon verileri temel alınarak yapı modelinde yapılan iteratif düzeltmelerle, şelf ve 'slope' bölgeleri altında kıtasal kabuğun gerilime maruz kaldığı sismik huzlardan ve arayüzey geometrisinden saptanmıştır.

Okyanus kabuğunun, tipik global tabakalanmaya uygun bir tarzda 2, 3A ve 3B sismik katmanlarından oluştuğu gözlenmiştir.

Ayrıca, sonuçlar şelf bölgesinin altında, Moho'nun hemen üstünde, derin bir tabansal geçiş katmanının varlığını ortaya çıkarmıştır.

Kıtasal kabuktan okyanus kabuğuna nerede ve nasıl geçildiği bir süredir bilim adamlarını meşgul etmiş ve meraklarını uyandırmıştır. Norveç Kıta Kenarında, bu yanal geçişin lokalize edilmesi hususu, gerek modelleme sonuçları ve gerekse bu konuda çalışmalar yapmış yazarların görüşlerinin ışığı altında tartışılacaktır.

This work is based mainly on refraction recordings from the combined geophysical surveys carried out in 1977 and 1983 to the

* Oğuzlar Sok. No: 50 Yenimahalle-Ankara

southwest of Lofoten, northern Norway. The surveys were realised by a joint effort of several international research institutions from Belgium, Germany and Norway.

The measurements took place along the so-called BLUE NORMA traverse. This traverse strikes SE-NW and is 600 km in length. However, here, only the data from a 322 km portion of this line have been utilised.

The main objective with this work is to establish a final 2D seismic structure model of the subsurface. Beside refraction, supplementary reflection has also been used for preliminary construction of seismic boundaries. To the proposed model has then been applied ray-tracing.

The model deals with the sedimentary section and its distribution as well as the granitic and oceanic basement, deep crust, crust-mantle boundary and finally the crustal transition from continent to ocean.

The Norwegian Continental Margin is a rifted passive margin. It has undergone crustal stretching and rifting prior to spreading and matured after the continental break-up. Opening of the Norwegian Sea occurred 58 Ma.

Results show that the regions below the shelf and slope demonstrate signs of crustal attenuation in the granitic basement. Oceanic crust seaward shows sections of layer 2, 3A and 3B.

A transitional basal layer, directly above the Moho discontinuity, exists below the shelf.

The ocean-continent transition has long been an interesting and yet challenging subject for scientists.

The location of such a contact, on the Norwegian Continental Margin between the continental and oceanic crusts, will be discussed on the basis of previous works by several authors and the results of the modelling.

Derin Kabuksal Refleksiyon Sismiği-Veri Toplama ve Sonuçlar / Deep Crustal Reflection Seismics - Data Acquisition and Results

G. FROMM*

1980'lerde arızın kıtasal kabuğunun sismik araştırması için dünya çapında büyük çabalar gösterilmiştir. Uluslararası koordineli bir proje olan Avrupa Jeotraversi (EGT), Avrupada başlatılmış olup, İskandinavya Kalkanından Orta Avrupa üzerinden Akdenize uzanmaktadır. Bununla birlikte, Almanya'daki DEKORP programı örneği

* PRAKLA-SEISMOS AG, Buchholzerstr. 100
D-3000 Hannover

gibi, ulusal programlar aktivitelerin odak noktalarını oluşturmakta olup, burada bu konu tartışılacaktır. İlk olarak 16 yıl önce planlanan bu program çerçevesinde, 1984 yılından bu yana, dik açı ortamında sismik refleksiyon etüdleri ile birlikte geniş açı ve genişleyen serim etüdleri de, refraksiyon etüdleri kadar uygulanmıştır. 1987 eylülünden bu yana hazırlık sondaj çalışmaları devam etmekte olan, ikinci süper derin kuyu için, olası iki lokasyonu detaylı inceleme amacı ile iki etüd yapılmıştır. Kuyu 1989 yılı sonunda başlayacak olup, son derinliği 14 km. olacak şekilde planlanmıştır.

Etüdlerin amacı, planlanan etüdün gridi, Prakla-Seismos tarafından yürütülen Vibroseis ve dinamitli sismik çalışmalar için saha parametreleri tartışılacaktır. Gelişme aşamaları ile kullanılan araçlar, yakın gelecek için beklenen umutlar ile birlikte sunulacaktır. Veri-İşlem çalışmaları Clausthal-Zellerfeld Üniversitesince yürütülmektedir. Burada 1984'den 1986 yılına kadar elde edilen sonuçlar gösterilecek olup, bunlar jeolojik yorumu içeren sismik bilgiler üzerinde odaklanmıştır. Son olarak süper derin kıtasal kuyunun (KTB) yerinde sürdürülen aktivitelerin bir özeti verilecektir.

In the 1980s increased efforts were put worldwide into the seismic investigation of the earth's continental crust. An internationally coordinated project, the European Geotraverse (EGT), has been initiated in Europe and runs from the Scandinavian Shield via Central Europe to the Mediterranean Sea. The national programs, however, form the focal points of the activities, for example the DEKORP program in Germany, which is the topic under discussion here. Within the program, which has been planned initially for 16 years, seismic reflection surveys in the steep angle domain have been carried out since 1984 together with wide angle and expanding spread surveys as well as refraction surveying. Two surveys were carried out to investigate in detail two possible locations for the second super-deep well, for which preparatory drilling has been underway since September 1987. The well itself will be started at the end of 1989 with a planned final depth of 14 km.

The aim of the surveys, the planned survey grid and the field parameters for explosive seismic work and VIBROSEIS surveying, both performed by PRAKLA-SEISMOS, will be discussed. The equipment used together with the development stages will be presented alongside the prospects for the near future. Data processing lies in the hands of the University of Clausthal-Zellerfeld. Results -from 1984 to 1986- will be shown focussing on the seismic information including geological interpretation. Finally a review will be made about the current activities at the site of the super-deep Continental Deep Well (KTB).

YAZI VERENLER

ÖZDOĞAN YILMAZ

1949 yılında Ardahan'da doğdu. Lisans öğrenimini 1970 yılında Missouri-Rolla Üniversitesi'nde tamamladı. Yüksek lisansını 1972 yılında, doktorasını da 1979 yılında Stanford Üniversitesi'nde tamamladı. TPAO Sismik Veri İşlem'de, Stanford Üniversitesi "Stanford Exploration Project Group"da ve Western Geophysical Company'de çalışmalarda bulundu. Halen Londra'da Western Geophysical Company'de araştırma ve teknik koordinasyonla ilgili çalışmalar yapmaktadır.



MUSTAFA ERGÜN

1948 yılında Manisa'da doğdu. 1971 yılında Bristol Üniversitesi'nden lisans, 1973 yılında Leeds Üniversitesi'nden yüksek lisans ve Leicester Üniversitesi'nden de Jeofizik doktorasını aldı. 1977-80 yılları arasında MTA'da çalıştı. 1980 yılında da Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi'ne öğretim görevlisi olarak atandı. 1987 yılında doçent oldu. Halen DEÜ, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi ve Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'nde öğretim üyesi olarak çalışmaktadır.



M. ALİ AK

1953 yılında İstanbul'da doğdu. 1978 yılında I.Ü.F.F. Jeofizik Yüksek Mühendisliği bölümünden mezun oldu. Aynı yıl kısa bir süre MTA Manyetik Servisinde çalıştıktan sonra TPAO'ya geçen M. Ali Ak, burada sırasıyla sismolog, sismik ekip şefi ve sismik baş jeofizikçisi olarak görev aldı. Halen, 1986 yılında atandığı Jeofizik Müdürlüğü'nde, sismik saha ekiplerinin denetimi, kalite kontrol ve veri toplama tekniklerinin geliştirilmesinden sorumlu başjeofizikçi olarak çalışmakta olup, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, SEG üyesi ve IAGC için şirket temsilcisidir.



YILDIZ ALTINOK

1953'de İstanbul'da doğdu. 1976 yılında İstanbul Üniversitesi Jeofizik Bölümünü bitirdi. 1977-1979 yılları arasında Maden Tetkik Arama Enstitüsü'nde jeofizikçi olarak görev yaptı. 1979 yılında İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi'nde göreve başlayarak sismoloji ile ilgili konularda çalışmalar yaptı. 1985 yılında doktora çalışmasını bitirdi. Halen İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde çalışmaktadır.



COŞKUN SARI

1957 yılında İzmir'de doğdu. 1980 yılında Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden mezun oldu. Yüksek Lisansını, DEÜ Fen Bilimleri Enstitüsü'nde 1983 yılında tamamladı ve aynı kurumda doktora çalışmalara başladı. Halen DEÜ Mühendislik-Mimarlık Fakültesi'nde araştırma görevlisi olarak çalışmakta olup, araştırmalarını Alman Hükümeti burslusu olarak Almanya'da sürdürmektedir.



MEHMET TAHİR SEVÜKTEKİN

Mehmet Tahir Sevüktekin, 31 Temmuz 1948 tarihinde Devrek'te doğdu. 1968 yılında Kabataş Erkek Lisesi'ni bitiren M. Tahir aynı yıl I.Ü. Fen Fakültesi Jeofizik Bölümü'ne girdi. 1972 Haziran'da Lisans ve 1975 Haziran'da Jeofizik Yüksek Mühendisliği dereceleri aldı. Aynı yıl TPAO Arama Grubu'nda jeofizikçi olarak çalışmaya başladı. Bu kuruluş adına master öğrenimi için 1979 yılında USA'ya gitti. Teksas A&M Üniversitesi'nden, 1983 yılı sonunda M.S. derecesini alarak yurda döndü. Halen TPAO'da Kıdemli Jeofizikçi olarak çalışmaktadır.



ODA'DAN HABERLER

ODAMIZIN 2. GENEL KURULU YAPILDI

Odamızın 2. Olağan Genel Kurulu 27.02.1988 tarihinde Ankara'da TPAO Konferans Salonu'nda yapılmıştır.

Marmara Bölge Temsilciliği Yürütme Kurulu ve İstanbul'daki bazı üyelerimizin de katılımı ile dinamik ve üretken bir Genel Kurul yaşanmıştır.

1. Dönem Oda Başkanı'nun açılışını yaptığı Genel Kurul'un Divan Başkanlığına Osman DEMİRAĞ, Başkan Yardımcılığına Musa KAYNAK ve Yazman Üyeliklere Mehmet YILDIRIM ile Hüseyin KULAKLI seçildiler.

Başkanlık Divanı'nın oluşturulması ve saygı duruşundan sonra gündem, komisyonların seçimi maddesi, açılış konuşmaları maddesinin önüne alınarak kabul edildi.

Daha sonra komisyonların seçimlerine geçildi.

Bütçe Komisyonuna İbrahim ÖNDER, Mürüvvet BAYRAK ve Selçuk İRAVUL, Yönetmelikler Komisyonuna ise Cihangir ERGENE, Oğuz GÜNDOĞDU, Oğuz ÖZEL, Cemal KAYA ve Engin ARAL seçildiler.

Açılış konuşması Oda Başkanı Mehmet ATEŞ tarafından yapıldıktan sonra TMMOB Yönetim Kurulu Başkanı Teoman ALPTÜRK genelde ülke ve çalışanların sorunlarına ilişkin olarak TMMOB politika ve ilkelerini içeren konuşmasını yaptı.

1. Dönem Çalışma Raporu ve Denetleme Raporları okunarak tartışmaya açıldı. Tartışmalarda söz alan üyeler, bu dönemde gözlemledikleri eksiklikleri dile getiren konuşmalar yaptılar ve genel olarak Oda'nın ülkeyi ve meslek alanını ilgilendiren politik olgularda aktivitesini sürdürmesini, işsizlik ve istihdam sorunlarına daha büyük ölçekte yaklaşılmasını, mevcut yasalarda jeofizik uygulamaların gerektiği düzeyde yer alması için yapılan çalışmaların yoğunlaştırılmasını vurguladılar.

1. Dönem Yönetim Kurulu'nun oy birliği ile aklanmasını takiben Komisyon raporlarının okunmasına geçildi. Temsilcilikler Yönetmeliği'nin bazı maddelerine eklemeler yapılması önerildi. Bu doğrultuda her maddesi tek tek oylanarak Yönetmelik oy çokluğu ile kabul edildi.

"Serbest Mühendislik Müşavirlik" ve "Asgari Ücret" Yönetmelikleri TMMOB'de yayınlanmak üzere olduğu gerekçesi ile, Genel Kurul'da görüşülmemesi doğrultusundaki Komisyon önerisi kabul edildi.

Bütçe Komisyonu, 1. Dönem Yönetim Kurulu'nca hazırlanan bütçe taslağının onaylanmasını Genel Kurul'a önerdi. 1988-1989 yıllarını kapsayan bütçe taslağı oybirliği ile onaylanırken ödentiler aşağıdaki şekilde kabul edildi.

	1988 Yılı	1989 Yılı
Oye Kayıt Ücreti	2.000.-TL.	3.000.-TL.
Kimlik Belgesi	1.000.-TL.	1.500.-TL.
Kimlik Yenileme	2.500.-TL.	3.500.-TL.
Oye Aidatları	700.-TL/ay	1.000.-TL/ay

Gündemin dilek ve öneriler bölümünde, İstanbul'da Şube açılması önerisi kabul edilmedi. Marmara Bölge Temsilciliği'nin kurulması ve bu temsilcilikte görevlendirilecek bir sekreterin Oda Kadro Cetveli'ne eklenmesi oy çokluğu ile kabul edildi. Ayrıca yeni dönemde meslek alanını ilgilendiren yasalar ve düzenleyici yönetmeliklerine ilişkin komisyonların oluşturularak aktif çalışmaların yapılması önerildi.

Gündemin yeni dönem Oda Organ Adayları'nın saptanması bölümünde adayların belirlenmesini takiben Divan Başkanı'nın seçimlerin yapılacağı yer ve tarihi açıklamasıyla sona erdi.

28.02.1988 Pazar günü Oda Merkezi'nde yapılan seçim sonucunda, Oda'mızın yeni organ üyeleri şu şekilde oluştu.

Yönetim Kurulu (Asil)

- 1- Mehmet Bedii ATEŞ
- 2- M. Ali AK
- 3- Çetin TOK
- 4- Yavuz DİLBAZ
- 5- Erden ERCAN
- 6- Hamit KARAHACIOĞLU
- 7- Cüneyt ŞAPÇIOĞLU

Yönetim Kurulu (Yedek)

- 1- Cemal KAYA
- 2- Asım ÖZMEN
- 3- Mehmet ALTINTAŞ
- 4- Atilla SEFÜNÇ
- 5- Oğuz ÖZEL
- 6- Erhan İÇÖZ
- 7- Erkök AKGÜN

Denetleme Kurulu (Asil)

- 1- Mustafa DEMİRHAN
- 2- Altan İÇERLER
- 3- Aysel ÖZER

Denetleme Kurulu (Yedek)

- 1- Erdoğan ŞENGEC
- 2- Fikret ÖZKAZANÇ
- 3- H. İbrahim KARAT

Onur Kurulu (Asil)

- 1- Muharrem TÜRKASLAN
- 2- Savcı SÜLÜN
- 3- İbrahim AYDIN
- 4- Raşit OSMANÇAVUŞOĞLU
- 5- Cihangir ERGENE

Onur Kurulu (Yedek)

- 1- Yılmaz SAKALLIOĞLU
- 2- Cemal KAPLANGI
- 3- Mehmet YILDIRIM
- 4- İSMET SINCER
- 5- Hikmet BORAGAN

TMMOB Yönetim Kurulu

- 1- Osman DEMİRAĞ
- 2- Musa KAYNAK
- 3- Mehmet BOYBEYİ

TMMOB Yüksek

Onur Kurulu

- 1- Dr. Ahmet Tuğrul BAŞOKUR

TMMOB Yüksek

Denetleme Kurulu

- 1- Tamer GÜRSOY

Ayrıca TMMOB Genel Kurulu için 12 asil, 12 yedek olmak üzere 24 delege seçildi.

Yeni seçilen 2. Dönem Oda Yönetim Kurulu 1.3.1988 tarihindeki ilk toplantısında görev bölümünü aşağıdaki gibi yaparak, çalışmalarını başlatmıştır.

Başkan	: Mehmet Bedii ATEŞ
II. Başkan	: M. Ali AK
Yazman	: Çetin TOK
Sayman	: Hamit KARAHACIOĞLU
Üye	: Yavuz DİLBAZ
Üye	: Erden ERCAN
Üye	: Cüneyt ŞAPCIOĞLU

II. DÖNEM ODA ÇALIŞMALARI

Yönetim Kurulu'muz, öncelikle 2. Genel Kurul'da gündeme getirilen öneri ve dilekleri titizlikle inceliyerek çalışmalarını başlatmıştır.

Bu kapsam içinde;

- Meslek alanımızı ilgilendiren Yasalar ve düzenleyici Yönetmeliklerine ilişkin uzman komisyonların oluşturulması konusunda ön çalışmalar yapılmaktadır.
- Odamızın süreli bilimsel yayını olan "JEOFİZİK" dergisinin bu üçüncü sayısı sizlere ulaştığında, 10. Türkiye Jeofizik Bilimsel ve Teknik Kurultayı gerçekleştiriliyor olacaktır. Mart 1988 ayı Kurultay hazırlıkları ile yoğun bir ay olmaktadır.

- Üyelerimiz ile Oda Organları arasında yakın bir bilgi iletişimi bağının kurulması amacıyla, Oda çalışmalarını ile ilgili haberleri, üyelerimizin değişik konularda incelemeleri veya özgün görüşlerini içeren yazılarını yeralacağı bir haber bülteninin önümüzdeki aylarda çıkarılması planlanmaktadır.
- Kurultayımızı takiben başlatılacak Danışma Kurulu toplantıları ile Odamızın 2. Dönem Çalışma Programı oluşturulacaktır.

Çalışmalarımızın eleştirisi, sizlerin uyarısı anlamında Yönetim Kurulu'na yön verecektir.

Saygılarımızla,
YÖNETİM KURULU

ODALARDAN HABERLER

Imperial College öğretim üyelerinden Prof. Dr. A.R. BURKIN tarafından yazılan ve Doç. Dr. M. Tefvik UTİNE tarafından dilimize "Hidrometalurjik Süreçlerin Kimyası" adıyla çevirilen bu kitapta Hidrometalurjinin 3 birim süreci olan a) Çözeltiye alma, b) Çözelti arıtımı, c) Çözeltiden geri kazanma aşamaları ayrı ayrı incelenerek çeşitli mühendislik uygulamalarına temel olacak bilimsel genellemelere varmaktadır. Kitap TMMOB Maden Mühendisleri Odası yayınları arasında çıkmıştır.

ODA ÜYELERİ

SİCİL NO	ADI SOYADI		
527	Can KARAVUL	572	Mustafa KARAGÖZ
528	Nuri GEYİK	573	Selçuk SIPAHIOĞLU
529	Taner TEOMAN	574	Mehmet TUNA
530	Mehmet BALKI	575	Yıldırım ÇETİN
531	Hülya YAHŞI	576	Ali DİLLİ
532	Birsen YILMAZER	577	Murat AKBAŞ
533	Mehmet YILMAZER	578	Kadriye ÇELİK
534	Hamdi SİLAHÇI	579	Mualla AYATA
535	Aydan ÖZGÜN	580	Cemal KAYA
536	B. Oğuz KILIÇ	581	Halis N. BAŞAR
537	Saim YURDAKUL	582	Erden ERDOĞAN
538	K. Kemal İLHAN	583	Hakan CAN
539	M. Murat DEREBAY	584	Kani EKİNCİ
540	M. Remzi HEZER	585	Özcan ONBAŞI
541	M. Selçuk NAZILLI	586	Osman ŞANLI
542	Önder TEKELİ	587	Adnan YILLI
543	A. Osman İNCESULU	588	O. Metin İLKİŞİK
544	Mecit KÜPÜCÜ	589	Gönül KILIÇ
545	Erhan CAN	590	Haldun BİNGÖL
546	Ali Haydar TANDOĞAN	591	Osman TAVTAY
547	Salih KARAKISA	592	Saim GÜL
548	İ. Zafer ÖÇÜTCÜ	593	Yücel ERBAŞ
549	Berkant ECEVİTOĞLU	594	Ali ACAR
550	Adnan MUMCUOĞLU	595	Hasan GÜMÜŞ
551	Ahmet M. İŞİKARA	596	Serpil BAYRAKÇI
552	R. Hakan BEYAZ	597	Cem SÖKMENER
553	Milazim KOÇTÜRK	598	H. Şafak YILMAZ
554	Bilgehan AKKARTAL	599	Tamer ARICAN
555	Cemal ÖZALP	600	Tuncer SAYLAM
556	F. İpek BARUT	601	Seman YAZIRLIOĞLU
557	Filiz İSLAMOĞLU	602	Sefer GÜL
558	Mahmut TÜRKÖZ	603	Mete KEÇECİ
559	Ahmet AKGÜL	604	Fatih YORGUNCU
560	F. Şükran KANBUR	605	Oktay YURDATAPAN
561	Hakan ALPAY	606	Ö. Fikri BAŞLAMIŞLI
562	T. Fikret AKSU	607	Tuğba Ö. DİNÇEL
563	R. Gaye ATILGAN	608	A. İhsan BÜÇKÜN
564	Orhan Can OĞUZ	609	Kemal AKTAŞ
565	Uğur AKIN	610	Muzaffer SANVER
566	Remzi DİRİCANLI	611	Seyhun PÜSKÜLCÜ
567	Veysel PIŞKIN	612	Zühal DÜZGİT
568	Meral BİNGÖL	613	Ö. Faruk SINANMIŞ
569	Turgay ÖĞÜT	614	Handan H. TÖRÜNER
570	Temur YAŞAR	615	A. Ertan MÜFTÜOĞLU
571	Adem GENCER	616	H. Serdar KORKMAZ

Madeni hayatınıza katan banka ETİBANK



"Bor Üretir."



"Alüminyum Üretir."



"Krom Üretir."



"Etiper Üretir."



"Bakır Üretir."



"Kükürt Üretir."

ETİBANK ÜRÜNLERİ

Alümin	Ulaçık	Antimon
Alüminyum Hidrat	Soroks	Bakır
Alüminyum Sülfat	Penciköy	Zincir
Alüminyum Kükür	Borik Asit	Karşı
Alüminyum Profil	Sodyum Perborat	Bart
Alüminyum Levha	Krom	Görüşölme Pili
Alüminyum Folyo	Fenokrom	Etiper Pano
Büyük Bakır	Fenoksilayon	Mermer Fırın
Bakır Pili	Şekil Kuvvetli	Kükür
Kolaylık	Mançet	
Tekel	Oks	

Yarım yüzyıldır ülkemizin
madenlerini günışığına
çıkarak dünyaya ulaştıran
Etibank, tasarruflarınızı
kârlı yatırımlara dönüştüren,
size daha çok kazandıran
bankadır.



ETİBANK
"güçlü kuruluş, güçlü bankacılık"

GEOSAN JEOFİZİK ve ELEKTRONİK CİHAZLARI

GEOSAN "SIGNAL ENHANCEMENT"
SİSMOGRAF

GEOSAN "SIGNAL AVERAGE"
REZİSTİVİTE CİHAZI

GEOSAN İP CİHAZI

GEOSAN DC ve AC REZİSTİVİTE
CİHAZLARI

GÜÇ KAYNAĞI

DIGITAL PANELMETER'LER

DATA RECORDER

GEOSAN GECİMELİ ATEŞLEME
CİHAZI

ve dilediğinize uygun özel tasarımlar

LÜTFEN BİLGİ İSTEYİNİZ



GEOSAN

DOĞAL KAYNAKLAR ve HAMMADDELER SAN. ve TİC. A.Ş.

Büyükdere Cad. No: 27/7

Şişli, İstanbul

80260

Tlf : 141 36 06

- 140 60 84

Tlx : 25240 botx tr (398)



YERALTI ARAMACILIK Underground Exploration Inc.

*Jeofizik *Jeoloji *Jeoteknik *Jeomekanik *Jeomorfoloji

ZEMİN

ES-KARAYOLU GÜZERGAHI İMAR PLANI
FENERBAHÇE-KADIKÖY ATIK SU TÜNELİ
TOPLU KONUT ZEMİN VE YERSARSINTISI
ENDÜSTRİ KOMPLEKSİ YERALTI ÖZELLİKLERİ
BEYLİK DÜZÜ YERKAYMALARI
ANTALYA YAT LİMANI ŞEV DURAYLILIĞI
KEMERKÖY BARAJLARI YERSEÇİMİ
GÖKOVA TERMİK SANTRALİ ZEMİNİ
BÜYÜK-KÜÇÜK ÇEKMECE YERLEŞİM PLANLAMASI
HARAMİDERE YERDURAYLILIĞI
KÜÇÜKÇEKMECE KENTİÇİ YERKAYMALARI
KARTAL TOPLU YERLEŞİM ALANLARI
FLORYA YERKAYMALARI VE İMAR DURUMU
İSTANBUL DOĞAL GAZ AĞI

MADEN

SİVAS ALTIN
GÜREKDERE BAKIR
İSTANBUL YAPI MALZEMELERİ
KARABEY LİNYİT
ÇANAKKALE DEMİR
KALKIM KÖMÜR
AHİLER ÇİNKÖ
AFŞİN-ELBİSTAN KURŞUN
İNEGÖL ANTIMUAN
TRAKYA KÖMÜRLERİ

* WEIDLE PLAN
* TORNIO INC.
* İSTANBUL BEL.
* İKİTELLİ, İST.
* ŞEREF KOOP.
* ENKA HOLDİNG
* ENKA HOLDİNG
* TEK
* BAKIRKÖY BEL.
* İSTANBUL BEL.
* BELEDİYE
* S.S. İST. İŞ. KOOP.
* PARS A.Ş.
* ALARKO

* MİDYAT
* ALTIN A.Ş.
* MİDYAT
* AKSEL A.Ş.
* AKGÜL A.Ş.
* AKGÜL A.Ş.
* ALTIN A.Ş.
* TANBAY LMD.
* BAYRAMOĞLU A.Ş.
* İHSAN

SU

DOKUMA FAB. SANAYİ SUYU
ULUDAĞ MADEN SUYU
SULTAN MEMBA SUYU
TEMİZLENME SUYU
AQUARIUS TURİSTİK TES.
MUZ BAHÇELERİ SULAMA
TABAKHANE YIKAMA SUYU
İNŞAAT HARÇ SUYU
DİLEK JEOTERMAL SUYU
GÜZELÇAMLI ISINMA SUYU
ÇİFTLİK SUYU
KUMULALTI YERALTI SUYU
ATATÜRK SAN. SİTESİ SUYU
TOP HOTEL
KARSTİK SULAMA SULARI
HALIÇ TUZLULUK

* DOKUSAN
* ERBAK-ULUDAĞ
* SULTANSUYU A.Ş.
* SADİ GÜRCELİK
* VİTUR
* ALANYA
* UŞAK TABAKHANE
* BİRLİK A.Ş.
* KALAMAKİ LMD.
* BATI İNŞ. A.Ş.
* KOZA İNŞ.
* İTÜ YAPI KOOP.
* S.S. ATATÜRK S.S.
* TOP A.Ş.
* ALANYA
* VERDİ A.Ş.

ARKEOLOJİ-PETROL

MEHMETDERE PETROL
BATI TOROSLAR PETROL
ARKEOLOJİK KALINTI

* HUFFCO
* TPAO
* TEKİRDAĞ

TEKNOMAD

madencilik mühendislik ve ticaret a.ş.

Maden Yatakları için :

- Jeolojik etüd
- Maden arama ve rezerv geliştirme programları

Maden İşletme ve Zenginleştirme Tesisleri için:

- Ön Etüdler
- Temel Mühendislik
- Detay Mühendislik
- Satınalma
- Saha Mühendisliği
- Organizasyon
- Maliyet Kontrol Sistemi
- Eğitim
- Proje Yönetimi

For Mineral Deposits:

- Geological studies
- Exploration programmes and reserve development studies

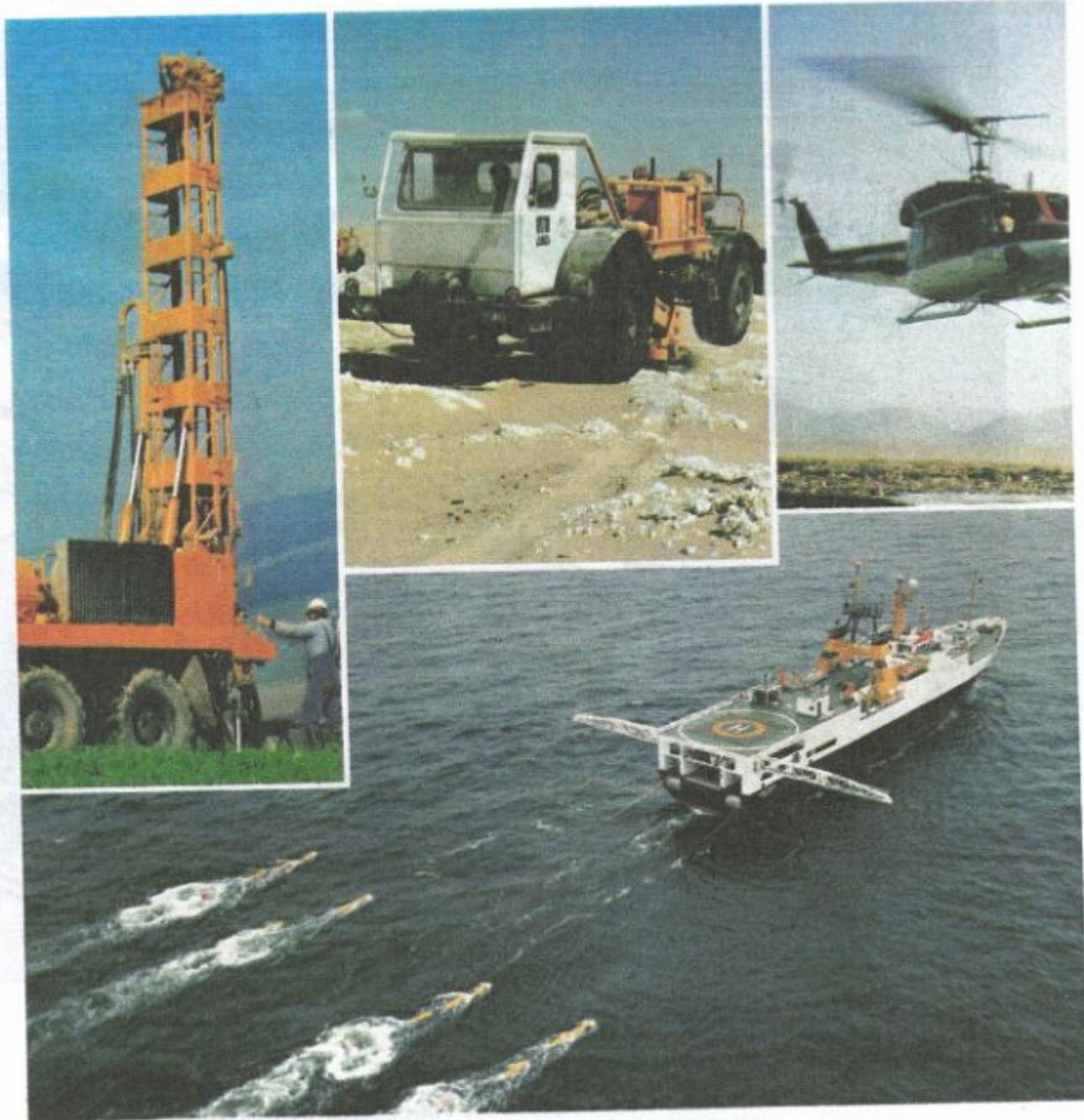
For Mine and Mill Operations :

- Inspection
- Basic Engineering
- Detailed Engineering
- Purchasing
- Site Engineering
- Organization
- Cost Control System
- Training
- Project Management

Gazi Mustafa Kemal Bulvarı 31/15 Demirtepe-Ankara Tel: 230 76 26 - 230 78 48 Tlx: 44 495 tkd tr.

EXPLORATION

IN SEARCH OF TOMORROW'S ENERGY



PRAKLA-SEISMOS AG

PHONE: 511/6420
TELEX: 922419 + 922847 + 923250
TELEFAX: 6476860



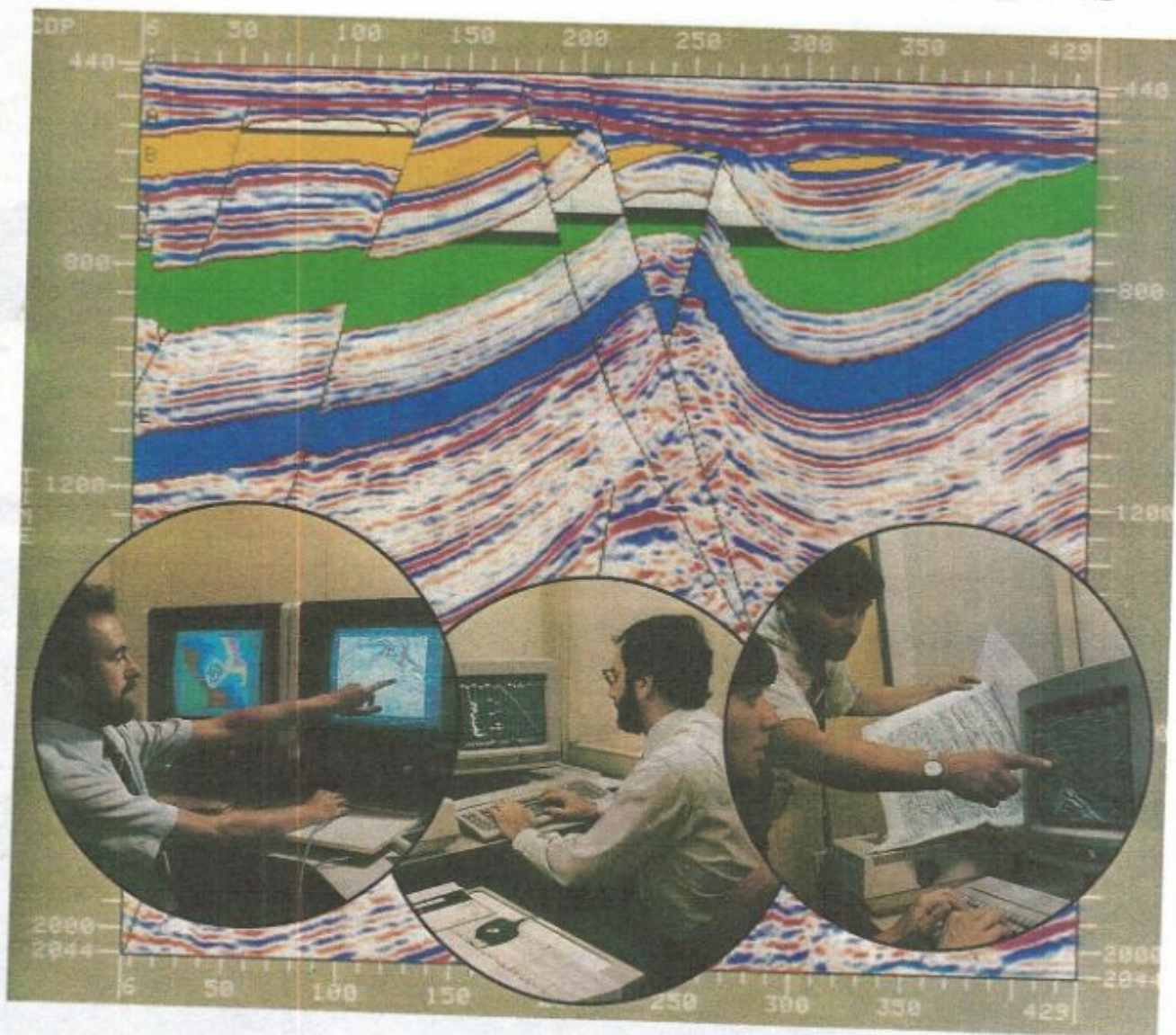
BUCHHOLZER STR. 100
P. O. BOX 510530
D-3000 HANNOVER 51

FEDERAL REPUBLIC OF GERMANY



GSI's MICRO-TIMAP IV™

A MULTI-PURPOSE SYSTEM OFFERING
THE TOOLS FOR BETTER DRILLING
AND DEVELOPMENT DECISIONS



THIS FULLY INTEGRATED STAND-ALONE SYSTEM SUPPORTS:

- INTERACTIVE INTERPRETATION.
- PC-BASED WELL LOG AND VSP PROCESSING AND SEISMIC ANALYSIS PACKAGES.
- SEISMIC PROCESSING AND ANALYSIS SUPPORT.
- SOFTWARE DEVELOPMENT TOOLS FOR CLIENT EXTENSION OF BASIC SOFTWARE PACKAGES.

THE SYSTEM IS BUILT ON GSI'S STANDARD TIPEX™ SEISMIC PROCESSING AND SIDIS™ INTERACTIVE SYSTEM SOFTWARE CAPABILITIES COMPLEMENTED BY A RANGE OF PC-BASED GEOPHYSICAL AIDS.