

# JEOFİZİK

CİLT 4, SAYI 2/EYLÜL 1990

VOL. 4, NO. 2/SEPTEMBER 1990

Gömülü Nokta Bir Kaynağın Cevabının 2B Fourier  
Dönüşümüne Farklı Bir Yaklaşım  
*İsmet SİNCER ve Turan KAYIRAN*

Yığma Düzeni Ne Kadar Etkili?  
*M. Ali AK*

Sismik Yöntemlerle Mücadele Edilebilir Dinamik  
Zemin Taşıma Kapasitesi ve Oturmasının  
Saptanması  
*A. KEÇELİ*

Düşey Elektrik Sondajlarda İlişki Katsayısının  
Uygulanması  
*Rahmi PINAR ve Zafer AKÇİĞ*

Orta Nokta Yöntemi ile Jeolojik Kontaktların  
Gravite ve Manyetik Anomalilerinin Yorumu  
*İbrahim KARA*

Love ve Rayleigh Dalgalarının İstasyonlar Arası  
Ortam Tepki Fonksiyonlarından Anadolu ve  
Civarında Kabuk ve Üst-Manto Yapısının Belirlenmesi  
*İlhan OSMANŞAHİN ve Ömer ALPTEKİN*

A Different Approach to the 2D Fourier Transform  
of the Response of a Buried Impulsive Source  
*İsmet SİNCER and Turan KAYIRAN*

How Effective is the Stack-Array?  
*M. Ali AK*

The Determination of the Dynamic Permissible  
Bearing Capacity and Settlement By Means of the  
Seismic Method  
*A. KEÇELİ*

Application of the Correlation Coefficient to the  
Electrical Sounding  
*Rahmi PINAR and Zafer AKÇİĞ*

The Interpretation of Gravity and Magnetic Anomalies  
of Geological Contacts by Using Midpoint Method  
*İbrahim KARA*

Determination of Crust and Upper-Mantle Structure  
in Anatolia and its Neighborhood from Interstation  
Response Functions of Love and Rayleigh Waves  
*İlhan OSMANŞAHİN and Ömer ALPTEKİN*

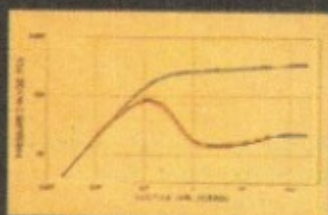


TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI  
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE



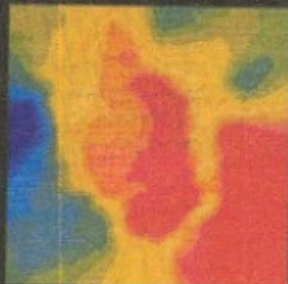
# A FULL RANGE OF EXPLORATION AND PRODUCTION SERVICES

▼ Reservoir pressure simulation

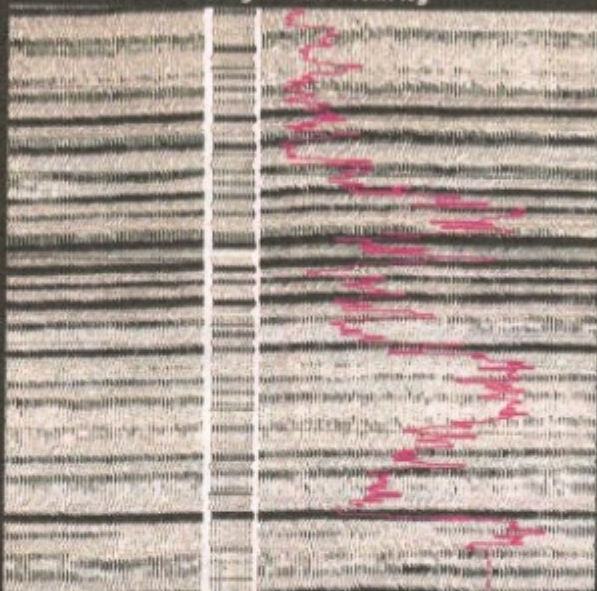


▲ Stratigraphic inversion

► Reservoir top mapped from a 3D block



▼ Seismic section incorporating a synthetic seismogram and a sonic log

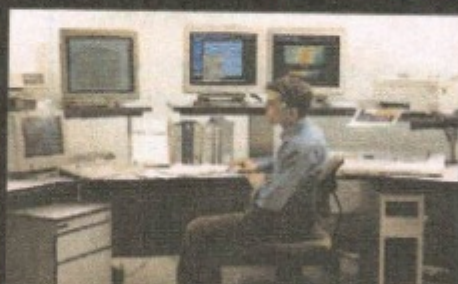


▼ Geological model



▲ Magnetic field reduced to the pole

◀ The INTEGRAL exploration and production workstation



## CGG's MULTI-DISCIPLINARY EXPERTISE

To contribute effectively to oil companies' E&P successes, leading service companies need to master many varied fields of geoscience. In order to meet these requirements, CGG has developed new techniques and services built upon its well established know-how:

- efficient airborne and surface geophysical surveying,
- quality 2D and 3D seismic data acquisition and processing,
- innovative borehole seismic and wireline logging techniques,
- integrated E&P workstation and data processing software,
- advanced reservoir consultancy services.

This unique multi-disciplinary mix

- focuses R&D activity and helps identify technology gaps,
- improves product-user matching and servicing quality,
- capitalizes on inter-disciplinary data dependency and management,
- integrates data acquisition, processing and interpretation.

From field data acquisition through to your final reservoir or prospect model, CGG provides precise, timely and cost-effective answers that help you maximize your return on E&P investment.

EXPLORATION AND PRODUCTION SERVICES 1, RUE LEON MIGAUD - 91341 MASSY CEDEX FRANCE





# ***Allgemeines Bohrunternehmen Wathlingen GmbH***

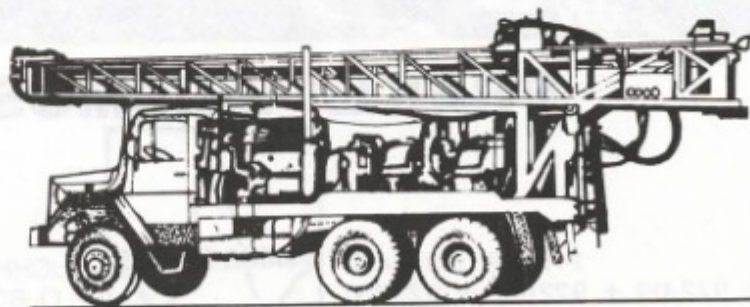
3101 WATHLINGEN POSTFACH 31, TELEFON: 051 44 - 3343

TELEX: 9 25 009 CEBRB - D. W. GERMANY

DRILLINGS FOR PROSPECTING - WATER - DEPTH GAUGE - CORE BORING -

BUILDING GROUND WATER DESCENDING - GEOPHYSICS AND SEISMIC

ÇANKAYA CAD. 23/2 ANKARA TEL: 125 91 98 - 136 34 63



ajans iletim 300503

# 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

**1879** yılında kurulan Chevron Corporation, günümüzde do-  
laysız olarak veya bağlı şirketleri  
aracılığı ile 96 ülkede etkinliğini  
sürdürmektedir.

Chevron Corporation'ın bir yan  
kuruluşu olan Chevron Overseas  
Petroleum Incorporated, Kuzey  
Amerika dışında, tüm dünyada  
Chevron'un arama ve üretim faa-  
liyetlerini yönetmekte ve yönlën-  
dirmektedir.

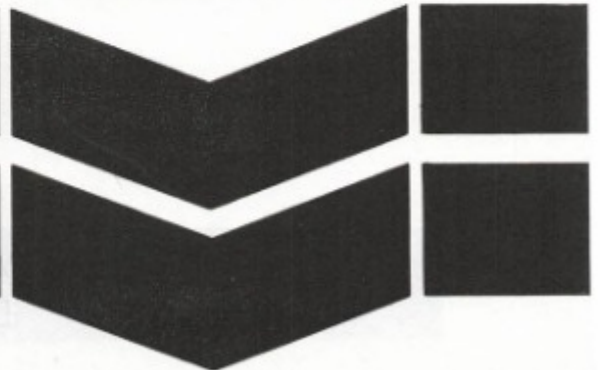
Chevron'un beş kıtaya yayılmış  
bürolarında 5000'i aşkın çalışanı  
bulunmaktadır. 1988 yılı petrol  
ve sıvı gaz üretiminde 361.000  
varil/gün olan brüt payımız, do-  
ğal gaz üretiminde ise 125 mil-  
yon ft<sup>3</sup>/gün'e ulaşmıştır.

Chevron, petrol arama çalışma-  
larını sürdürdüğü ülkeler arasına  
Türkiye'yi de katmaktan büyük  
onur duyar.

**CHEVRON  
INTERNATIONAL LIMITED  
(TURKEY)**

Cinnah Caddesi 102/6  
06690 Çankaya Ankara  
Tel: 140 66 01 Fax: 140 66 05  
Telex: 46 247

# Chevron



# MADEN TETKİK VE ARAMA GENEL MÜDÜRLÜĞÜ

ALANINDA EN ESKİ VE EN BÜYÜK KURULUŞ



# 56

## YILLIK

BİLGİ VE TECRÜBE BİRİKİMİ

JEOLOJİ VE JEOTEKNİK

HİRDOJEOLOJİ

JEOFİZİK

UZAKTAN ALGILAMA

MADEN ENDÜSTRİYEL  
VE ENERJİ HAMMADDE  
ETÜT VE ARAMA

JEOTERMAL

JEOMORFOLOJİ

SONDAJ

ANALİZ VE TEKNOLOJİ

YÖNTEM  
GELİŞTİRME

PROJE VE FİZİBİLİTE

PAZAR ETÜDÜ

MÜŞAVİRLİK

KONULARINDA

ÜLKEMİZ MADENCİLİĞİNİN  
HİZMETİNDEDİR

TEL:(90) - (4) 213 69 18  
(90) - (4) 222 51 12

TLX:42741 - mta - tr  
42040-mta-tr  
ANKARA

Fax: (90) - (4) - 222 82 78



# JEOFİZİK

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

## TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI

Adına Sahibi ve Sorumlu  
Yazı İşleri Müdürü  
Osman DEMİRAĞ

### YÖNETİM KURULU

Executive Committee

Osman DEMİRAĞ

A. Uğur GÖNÜLALAN

Caner KOÇYILDIRIM

Cemal KAYA

M. Ali AK

İmam ÇELİK

Cemil KAVUKÇU

### YAYIN KURULU

Publication Committee

A. Tuğrul BAŞOKUR

Nuran ERGİN

Sinan KAVUKÇU

Gönül KILIÇ

Arzu SEVİNÇ

## TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI

Mithatpaşa Cad. 45/15 P.K. 255

Kızılay - ANKARA - TÜRKİYE

Tel : (4) 135 13 79

### BASILDIĞI YER

MAYA Matbaacılık Yayıncılık Ltd. Şti.

Tel : 118 01 53 - 125 25 95 - Ankara

### DİZGİ

ARTI Ltd. Şti.

Tel : 118 63 80 Fax : 125 08 37 - Ankara

## YILDA İKİ KEZ MART VE EYLÜL AYLARINDA YAYINLANIR.

Published Twice a Year  
in March and September

CİLT 4, SAYI 2/EYLÜL 1990 VOL. 4, NO. 2/SEPTEMBER 1990

## İÇİNDEKİLER / CONTENTS

|                                                                                                                                                                                               |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| A DIFFERENT APPROACH TO THE 2D FOURIER<br>TRANSFORM OF THE RESPONSE OF A<br>BURIED IMPULSIVE SOURCE .....                                                                                     | 63  |
| Gömülü Nokta Bir Kaynağın Cevabının 2B Fourier<br>Dönüşümüne Farklı Bir Yaklaşım<br>İsmet SİNCER and Turan KAYIRAN                                                                            |     |
| HOW EFFECTIVE IS THE STACK-ARRAY? .....                                                                                                                                                       | 65  |
| Yığma Düzeni Ne Kadar Etkili?<br>M. Ali AK                                                                                                                                                    |     |
| SİSMİK YÖNTEMLERLE MÜSADE EDİLEBİLİR<br>DİNAMİK ZEMİN TAŞIMA KAPASİTESİ VE<br>OTURMASININ SAPTANMASI .....                                                                                    | 83  |
| The Determination of the Dynamic Permissible<br>Bearing Capacity and Settlement by Means<br>of the Seismic Method<br>A. KEÇELİ                                                                |     |
| DÜŞEY ELEKTRİK SONDAJLARDA İLİŞKİ<br>KATSAYISININ UYGULANMASI .....                                                                                                                           | 93  |
| Application of the Correlation Coefficient to the<br>Electrical Sounding<br>Rahmi PINAR ve Zafer AKÇİĞ                                                                                        |     |
| ORTA NOKTA YÖNTEMİ İLE JEOLJİK<br>KONTAKTLARIN GRAVİTE VE MANYETİK<br>ANOMALİLERİNİN YORUMU .....                                                                                             | 115 |
| The Interpretation of Gravity and Magnetic Anomalies<br>of Geological Contacts by Using Midpoint Method<br>İbrahim KARA                                                                       |     |
| LOVE VE RAYLEIGH DALGALARININ<br>İSTASYONLAR ARASI ORTAM TEPKİ<br>FONKSİYONLARINDAN ANADOLU VE<br>CİVARINDA KABUK VE ÜST-MANTO<br>YAPISININ BELİRLENMESİ .....                                | 123 |
| Determination of Crust and Upper-Mantle Structure in<br>Anatolia and its Neighborhood from Interstation<br>Response Functions of Love and Rayleigh Waves<br>İlhan OSMANŞAHİN ve Ömer ALPTEKİN |     |
| YAZI VERENLER .....                                                                                                                                                                           | 147 |
| ODA ÜYELERİ .....                                                                                                                                                                             | 148 |
| REKLAM VEREN FİRMALAR .....                                                                                                                                                                   | 149 |



# A DIFFERENT APPROACH TO THE 2D FOURIER TRANSFORM OF THE RESPONSE OF A BURIED IMPULSIVE SOURCE

## Gömülü Nokta Bir Kaynağın Cevabının 2B Fourier Dönüşümüne Farklı Bir Yaklaşım

İsmet SİNCER\* and Turan KAYIRAN\*\*

### ABSTRACT

This paper is focused on the 2D Fourier Transform of the response of receivers to a buried impulsive source. Such a transformation was analytically studied by Bolondi, Rocca and Savelli (1978). However, analytical solutions are not always found easily. Therefore, an alternative approach may be useful in handling these sort of problems. In this study, the 2D stationary phase approximation has been used as an approach to the same problem.

### ÖZET

Bu çalışmada gömülü bir nokta kaynağın yatay bir kayıt düzleminde oluşturduğu dalga alanının 2 boyutlu Fourier dönüşümü incelenmiştir. Söz konusu dönüşüm Bolondi, Rocca ve Savelli (1978) tarafından analitik olarak bulunmuştur. Oysa analitik çözümleri her zaman bulmak mümkün değildir. O nedenle bu çeşit problemlerin çözümünde farklı bir yaklaşım faydalı olabilir. Bu makalede durağan faz yaklaşımı kullanılarak söz konusu iki boyutlu Fourier dönüşümü elde edilmiştir.

### INTRODUCTION

In a study made by Bolondi, Rocca and Savelli (1978), the Fourier transform of the response of the receivers to a buried impulsive source was analytically calculated. It will be shown later that the same result can be obtained in terms of the phase spectrum of the response function, using the stationary phase approximation. First of all, it would be a nice idea to review what the authors did. The response of the receivers to a buried impulsive source is given by the following relationship.

$$R(x, t, z_0) = 0 \quad t < t/v$$

$$R(x, t, z_0) = \frac{v}{2\pi\sqrt{v^2 t^2 - x^2 - z_0^2}} \quad t > t/v$$

Where,  $r^2 = x^2 + z^2$  the distance between the source and receiver, and  $x, y, z, v, t$  are the coordinate of the receivers, the depth of the source, the constant velocity of the medium, the travel time, respectively.

$$\text{Noticing that } R(x, t, 0) = \frac{v}{2\pi\sqrt{v^2 t^2 - x^2}} \quad t > x/v$$

Its 2D Fourier transform follows:

$$R(k_x, w, 0) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{v}{2\pi\sqrt{v^2 t^2 - x^2}} e^{-i(k_x x + w t)} dx dt$$

letting

$$q = vt - x$$

$$p = vt + x$$

The Jacobian matrix will be

$$|J| = \begin{vmatrix} \frac{\partial x}{\partial q} & \frac{\partial x}{\partial p} \\ \frac{\partial t}{\partial q} & \frac{\partial t}{\partial p} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} -\frac{1}{2} & \frac{1}{2} \\ \frac{1}{2}v & \frac{1}{2}v \end{vmatrix}$$

\* TPAO, Müdafaa Cad. No: 22, Bakanlıklar-ANKARA

\*\* Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü, Beşevler-ANKARA

$$|J| = \frac{1}{2v}$$

$$R(k_x, w, 0) = \frac{1}{4\pi} \int_0^\infty \frac{1}{\sqrt{q}} e^{-iq/2(w/v - k_x)} dq \int_0^\infty \frac{1}{\sqrt{p}} e^{-ip/2(w/v - k_x)} dp$$

$$R(k_x, w, 0) = \frac{i}{\sqrt{w^2/v^2 - k_x^2}}$$

applying the backwards operator

$$M(k_x, w, 0) = e^{-i\pi(w^2/v^2 - k_x^2)^{1/2}}$$

$$R(k_x, w, z) = \frac{i}{\sqrt{w^2/v^2 - k_x^2}} e^{-i\pi(w^2/v^2 - k_x^2)^{1/2} z} \quad (1)$$

Equation (1) is the desired 2D Fourier transform.

### THEORY

As a different approach, the 2D Fourier transform of the response of the receivers to a buried impulsive source may be obtained using the stationary phase approximation.

To start with,

$$R(x, t, z) = \frac{v}{2\pi \sqrt{v^2 t^2 - x^2 - z^2}}$$

if the 2D Fourier transform is taken,

$$R(k_x, w, z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{v}{2\pi \sqrt{v^2 t^2 - x^2 - z^2}} e^{-i\omega t + i k_x x} dx dt \quad (2)$$

On the other hand, the Bessel function  $J_0(t)$  of the first kind and zero order can be written Papoulis (1962) as follows:

$$J_0(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{i k_x x}}{\sqrt{v^2 t^2 - x^2 - z_0^2}} dx = \int_{-\pi}^{\pi} \pi e^{i(v^2 t^2 - z_0^2)^{1/2} k_x \sin(B)} dB$$

Keeping in mind the 2D stationary phase algorithm Papoulis (1962) and then substituting the value of  $J_0(t)$  into equation (2) and letting  $G$  denote the total phase, one may take the derivatives of  $G$  with respect to  $X$  and  $B$  to obtain the extremum values of the function. If these values are inserted again into the phase function, the following result is obtained.

$$G = -\frac{w^2 z_0}{(w^2/v^2 - v^2 k_x^2)^{1/2}} + \left( \frac{-v^2 z_0 w^2}{(w^2/v^2 - v^2 k_x^2)^{3/2}} - z^2 \right) k_x + \pi/2$$

$$G = \frac{z_0(w^2 - v^2 k_x^2)}{(w^2/v^2 - v^2 k_x^2)^{3/2}} + \pi/2$$

$$G = -z_0(w^2/v^2 - v^2 k_x^2)^{1/2} + \pi/2 \quad (3)$$

The phase given by equation (3) is identical to the phase in equation (1).

### CONCLUSIONS

The 2D Fourier transform of the response of receivers to a buried impulsive source has been obtained using the 2D stationary phase approximation in terms of the phase spectrum. The result is identical to the conclusion arrived by Bolondi, Rocca and Savelli (1978). Therefore this is an alternate approach to the same purpose.

### REFERENCES

- Bolondi, G., Rocca, F. and Savelli, S. 1978, A frequency domain approach to two-dimensional migration, *Geophysical prospecting* 26.
- Papoulis, A. 1962, *The Fourier Integral and Its Applications*, McGraw-Hill, New York.

# HOW EFFECTIVE IS THE STACK-ARRAY?

## Yığma Düzeni Ne Kadar Etkili?

M. Ali AK\*

### ABSTRACT

Stack-array concept which has been introduced to the geophysical world by Anstey in 1986, led to long theoretical discussions among geophysicists. In contrary, very few real life examples were presented or published. This paper aims to fill the gap which exists on the practical side, by testing the efficiency of stack-array criterion on real land data.

A full fold test line has been shot in a good seismic quality area in South Turkey, with a 120 channel recording system. Every effort has been spent to acquire a very regular set of data with no misfires or dead traces. Stress has been put on applying the exact geometry of the geophone array and good coupling of the individual phones. Processing has been carried out to produce two different sections-one, using all the available data and the other, omitting every alternate shot to halve the fold. Same procedure was repeated after suppressing the signal partly by FK filtering, and so, reducing the S/N ratio of the shot records.

In this paper, the simple theory behind the spatial filter behaviour of the stacking geometry is discussed and the results of the field test is presented.

### ÖZET

Jeofizik dünyasına 1986 yılında Anstey tarafından kazandırılan Yığma-Düzeni kavramı, jeofizikçiler arasında uzun teorik tartışmalara yol açmıştır. Buna karşılık, gerçek dünyadan çok az sayıda örnek sunulmuş ya da yayınlanmıştır. Bu bildiri, yığma-düzeni kriterinin etkinliğini gerçek saha verileri üzerinde test ederek, pratik tarafta bulunan boşluğu doldurmayı amaçlamaktadır.

Türkiye'nin güneyinde, iyi sismik kaliteye sahip bir sahada, 120 kanallı kayıt sistemi ile, tam katlamalı bir test hattı atılmıştır. Hiçbir patlamayan kuyu ya da ölü iz içermeyen, çok düzenli bir veri seti toplamak üzere her türlü çaba sarfedilmiştir. Jeofon düzeninin tam geometrisinin uygulanması ve her bir jeofonun iyi kuplajı özellikle vurgulanmıştır. Biri, bütün eldeki veriyi kullanarak, diğeri ise, katlamayı yarıya indirmek üzere her iki atıştan birini ihmal ederek iki ayrı kesit elde edilmiştir. Aynı işlem, kayıtlardaki sinyal/gürültü oranını azaltmak üzere sinyali kısmen F-K filtresi ile bastırdıktan sonra tekrarlanmıştır.

Bu makalede, yığma geometrisinin uzaysal filtre davranışı arkasında yatan basit teori tartışılmış, ve saha testinin sonuçları sunulmuştur.

### INTRODUCTION

The term "stack-array" was first mentioned by Anstey (1986), and the simple theory behind this concept became subject to long and still ongoing discussions among our colleagues. But in contrary, very few real life examples were presented or published. Morse and Hildebrandt (1989) presented brute stack sections of real data, for testing the effectiveness of stack-array on low velocity ground-roll. My purpose in this paper is to give you an idea on how this compound spatial filter suppresses different types of coherent noise in different S/N ratio conditions, and what happens if the criterion is not satisfied. I will try to discuss those points by presenting the results of a field test.

### FIELD TEST

A five kilometers long test line was shot in Adana area, South Turkey, with a 120 channel recording system and with

symmetrical split recording geometry (Fig. 1). Group and shot intervals were 25 m, shots were placed halfway between the geophone stations and 2 kg of dynamite in a single 6 m deep hole made up the source. Four rows of six geophones with 4.16 m in-line spacing and 4.16 m stagger between rows were employed at each station so that a continuous, equally intervalled and equally weighted geophone lay out was achieved along the line. Every effort was spent to acquire a very regular set of data, with no misfires or dead traces. Stress was put on applying the exact geometry of geophone array and good coupling of the individual phones. In other words, all the requirements of the stack-array criterion were fulfilled in the field to the extent allowed by practical limits.

The acquired data was then processed to yield two different output sets-one, which made use of all the shot gathers recorded, and the other which used only half of them, by omitting every alternate shot and thus doubling the shot interval and halving the fold.

\* TPAO, Müdafaa Cad., No: 22, Ankara

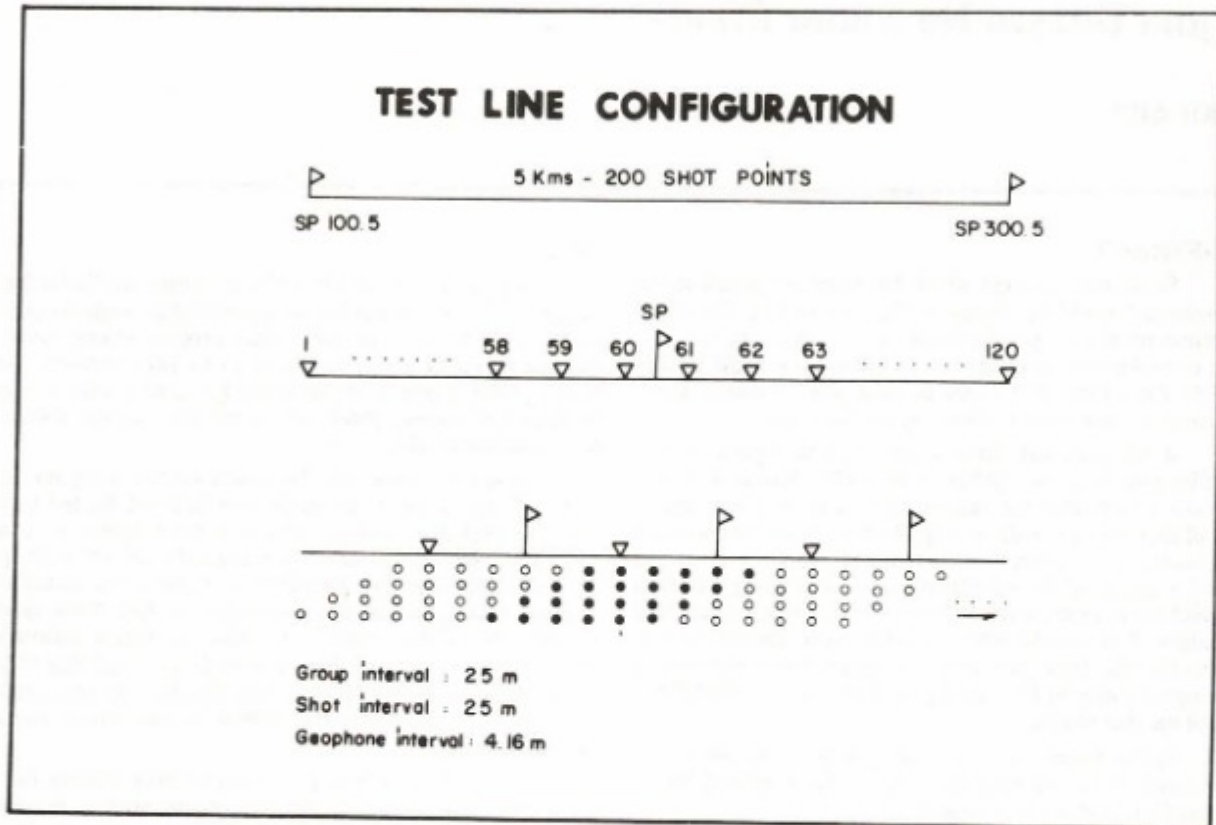


Fig. 1. Geometrical configuration of the field test.  
Şekil 1. Saha test düzeni.

Before going into comparisons of the results, I would like to review the basic principles of stack-array briefly and try to explain what was expected from these comparisons.

### STACK-ARRAY APPROACH

The upper part of Fig. 2 shows reflections from a common midpoint, formed by a symmetrical split recording geometry with shot interval equal to group interval and shots halfway between geophone stations. Solid lines show the forward reflected traces and dashed lines show the backward reflected ones. When these traces are put together side by side as a CMP gather, an equally intervalled and equally weighted linear array of traces is formed. Also note that the offset intervals become equal to the group interval.

We can easily compute its wavelength or wavenumber response to see how it acts on different wavelength coherent events, when the traces are stacked. Figure 3 shows the stacking response of a 120 channels 60 fold spread geometry with 25 m group and shot intervals, just as in the field test.

Remember that each trace in a CMP gather is the output of a geophone array. So, the wavenumber response of the geophone array must be superimposed on this stacking response. Figure 4 displays the response of the geophone array that we laid out along our test line. It had an effective length of 25 meters.

The total k domain stacking response is given in Fig. 5. Since the process of stacking will be applied after NMO correction, all the apparent signal wavelengths will hopefully be compressed to the vertical axis and they will pass without any attenuation. But all the other coherent noise waves will be

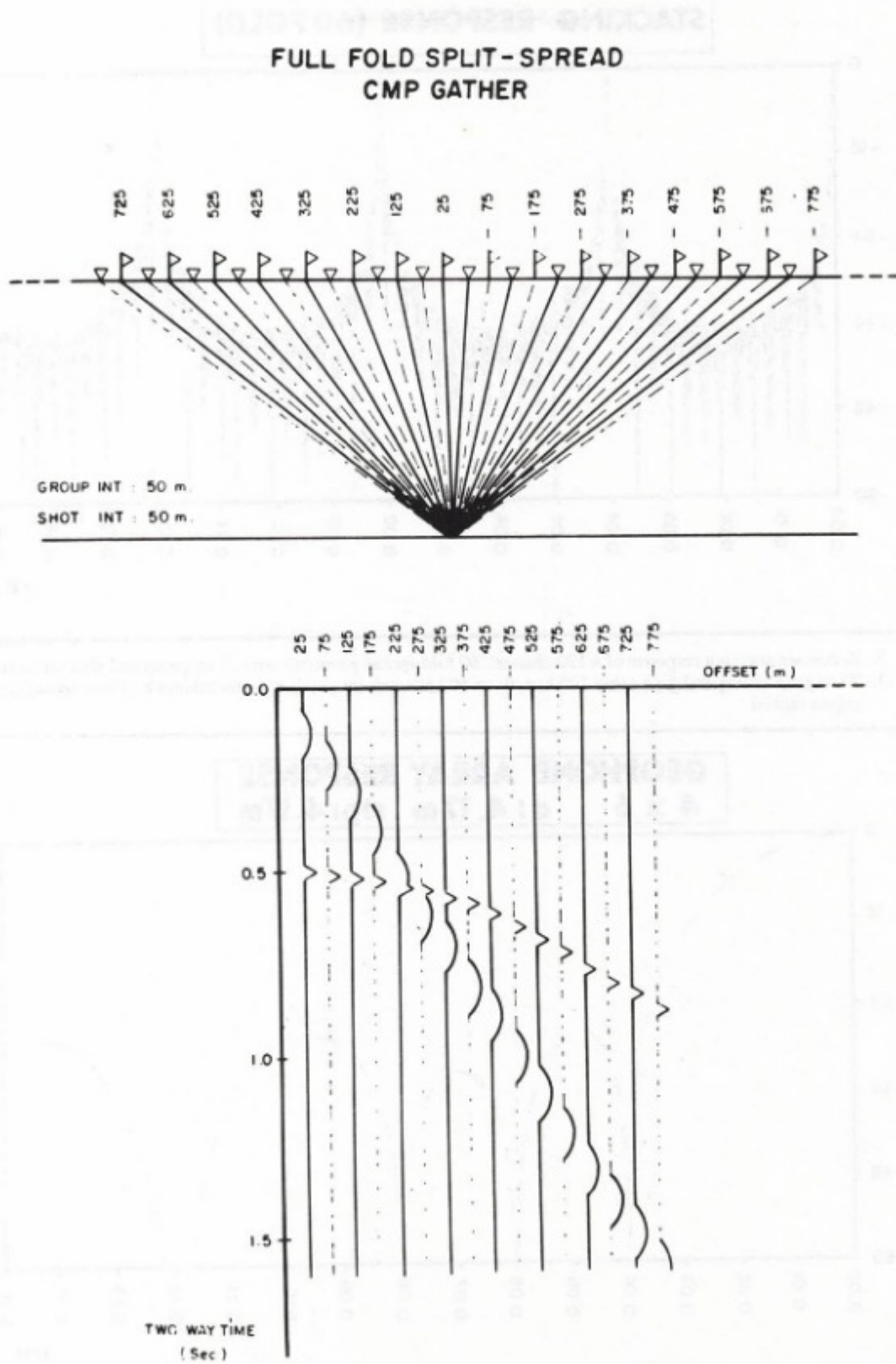


Fig. 2. Field and processing geometries of a full-fold CMP gather obtained by a symmetrical-split geophone spread.  
Şekil 2. İki taraflı simetrik jeofon yayılımı ile elde edilen bir Ortak Orta Nokta topluluğunun saha ve veri-işlem geometrileri.

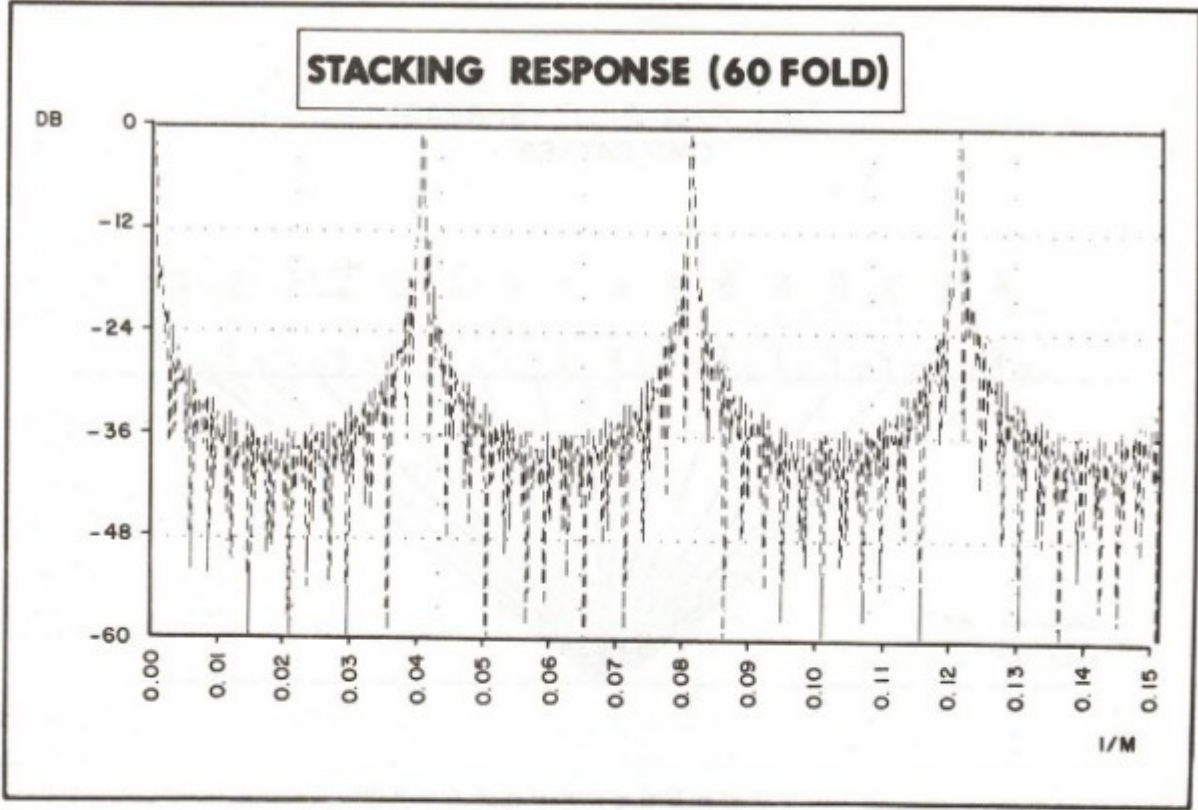


Fig. 3. K-domain stacking response of a 120 channel, 60 fold spread geometry with 25 m group and shot intervals.  
 Şekil 3. 25 m grup ve atış aralığına sahip 120 kanallı ve 60 katlamalı bir yayılım geometrisinin k (dalga sayısı) ortamı yığılma tepkisi.

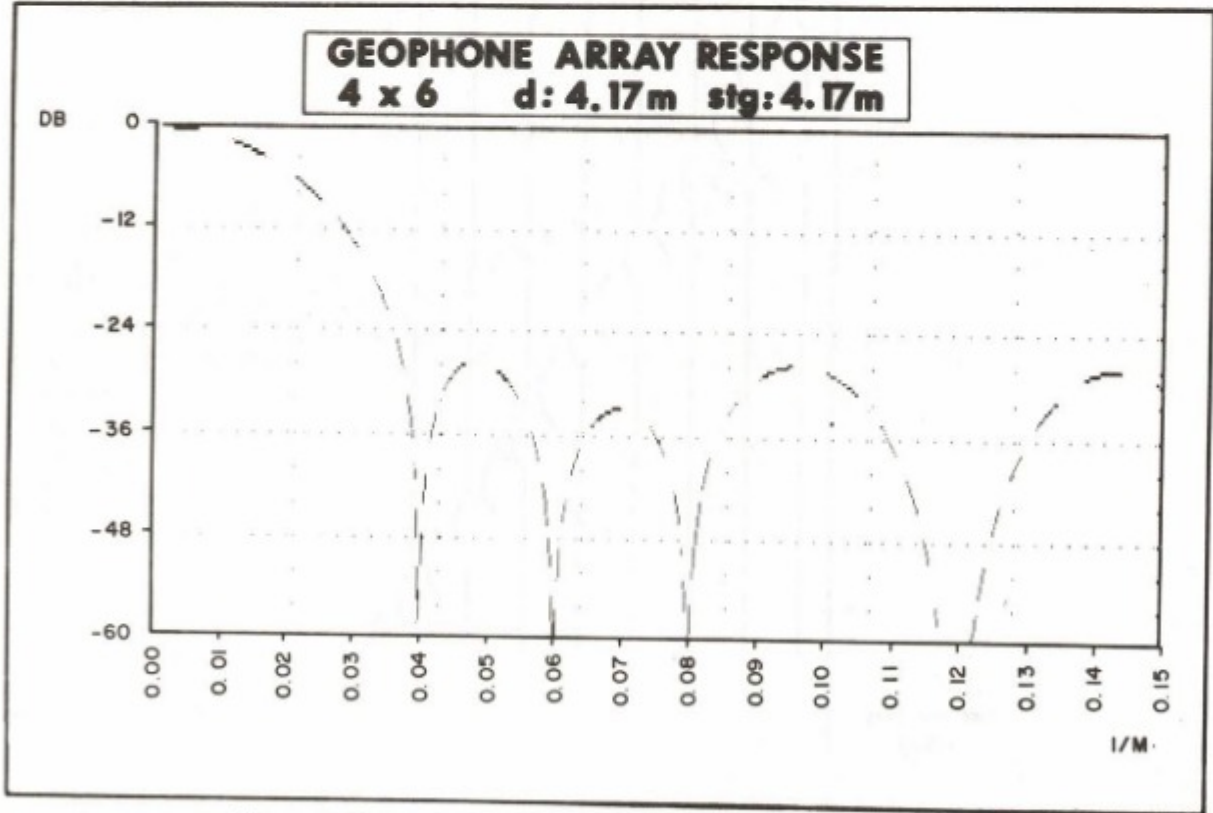


Fig. 4. K-domain response of the geophone array employed in the test line.  
 Şekil 4. Test hattında kullanılan jeofon düzeninin k ortamı tepkisi.

suppressed relatively.

This is the basic principle behind the stack-array approach (Anstey, 1986). If the method works properly, that means, any coherent noise will be suppressed by at least 30 dB, and with a fair S/N ratio in the records, we are not going to see any noise in the 60 fold stack section.

For a symmetrical split recording geometry, with shots in between geophone stations, if the shot interval is increased to be twice the group interval, then the CMP fold becomes reduced by two and the stacking array is no more equally intervalled as shown in the lower part of Fig. 6. In this case; we may expect more alias peaks in the wavenumber response of such an array.

Figure 7 shows how the 30 fold stacking array behaves to coherent events in the wavenumber domain, with recording geometry of the test line. Superimposing the geophone array response on to the stacking array response, we come up with the total k domain stacking response for our 30 fold output set, which is given in Fig. 8. As seen in the figure, this spatial filter will suppress some of the coherent noise events less than the others. So, we may expect some narrow band noise to leak into our 30 fold sections.

So far, it was the optimistic approach-we neglected the effects of NMO correction. While flattening the hyperbolic reflection events, NMO imposes two important effects on linear noise waves: velocity shift and wavelet stretch (Ongkiehong and Askin, 1988). These two factors depend on the velocity and frequency of the noise and the correction velocity. Additionally, the linearity of noise is disturbed if the correction velocity is time-variant. Therefore k domain NMO effects on the stack-array are not easily predictable. Nevertheless, we know that in the case of low velocity noise, these effects are negligible, but, the opposite is true for higher velocity coherent events.

Now, we have at least an idea about what is expected from the real data examples.

## TEST RESULTS

Figure 9 shows two characteristic shot records from the test line. Reflections in the noise cone are hardly visible. The velocity of ground-roll changes from 500 m/s to 750 m/s.

60 and 30 fold brute stack sections of the test line are given in Figures 10 and 11 respectively. No decon before stack is applied. The only notable difference is in the very shallow parts. This is most probably due to the fact that, the

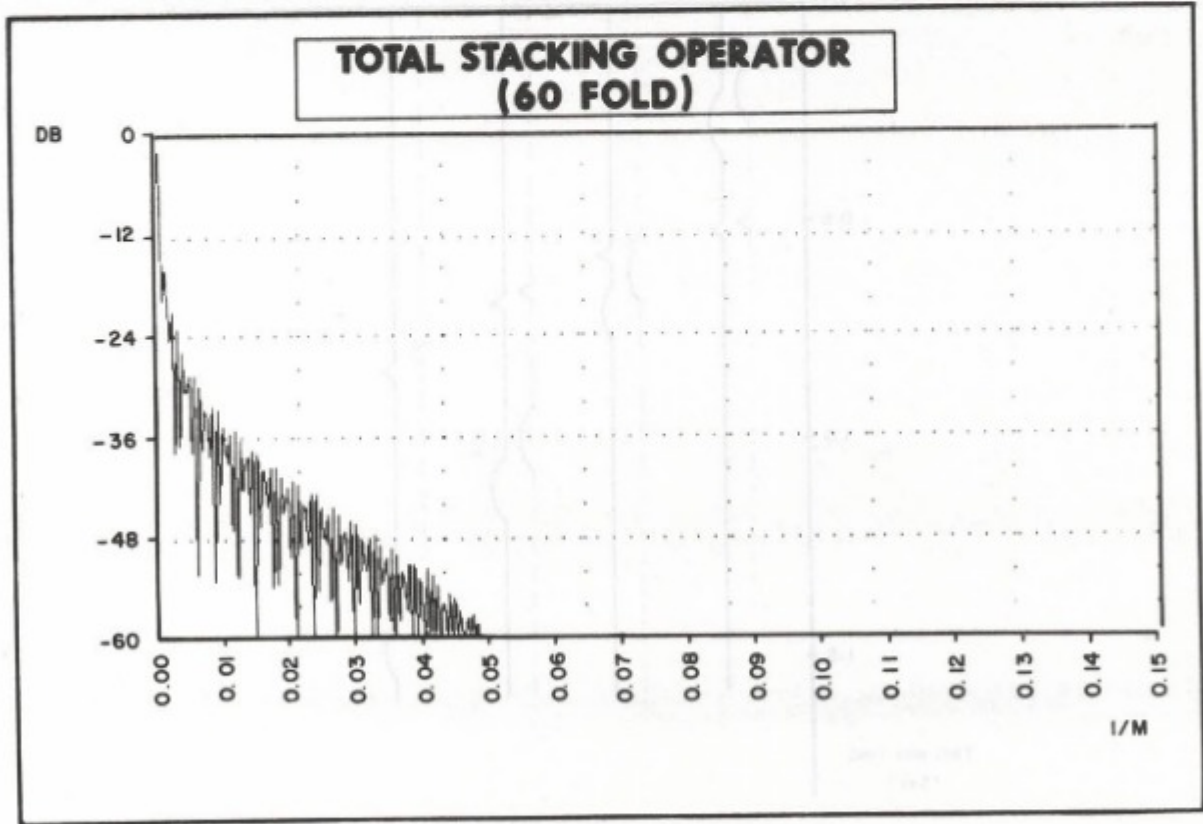


Fig. 5. Total stacking operator response obtained by adding the response curves of Figures 3 and 4.  
Şekil 5. Şekil 3 ve 4'teki tepki eğrilerinin toplanmasıyla elde edilen toplam yığıma işlemcisi tepkisi.

# HALF FOLD SPLIT-SPREAD CMP GATHER

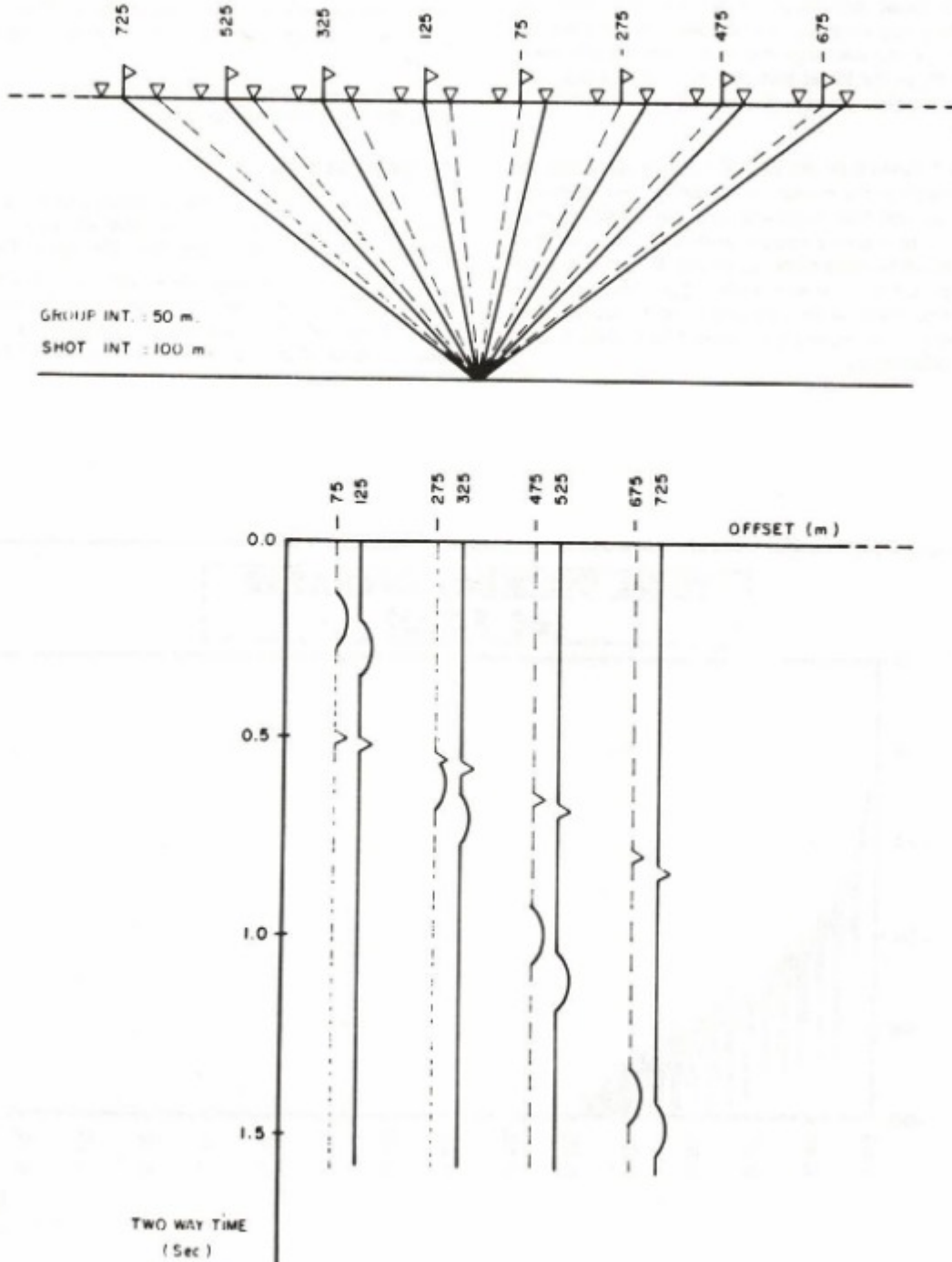


Fig. 6. Field and processing geometries of a half-fold CMP gather obtained by a symmetrical-split geophone spread.  
 Şekil 6. İki taraflı simetrik jeofon yayılımı ile elde edilen bir Ortak Orta Nokta topluluğunun saha ve veri-işlem geometrileri.

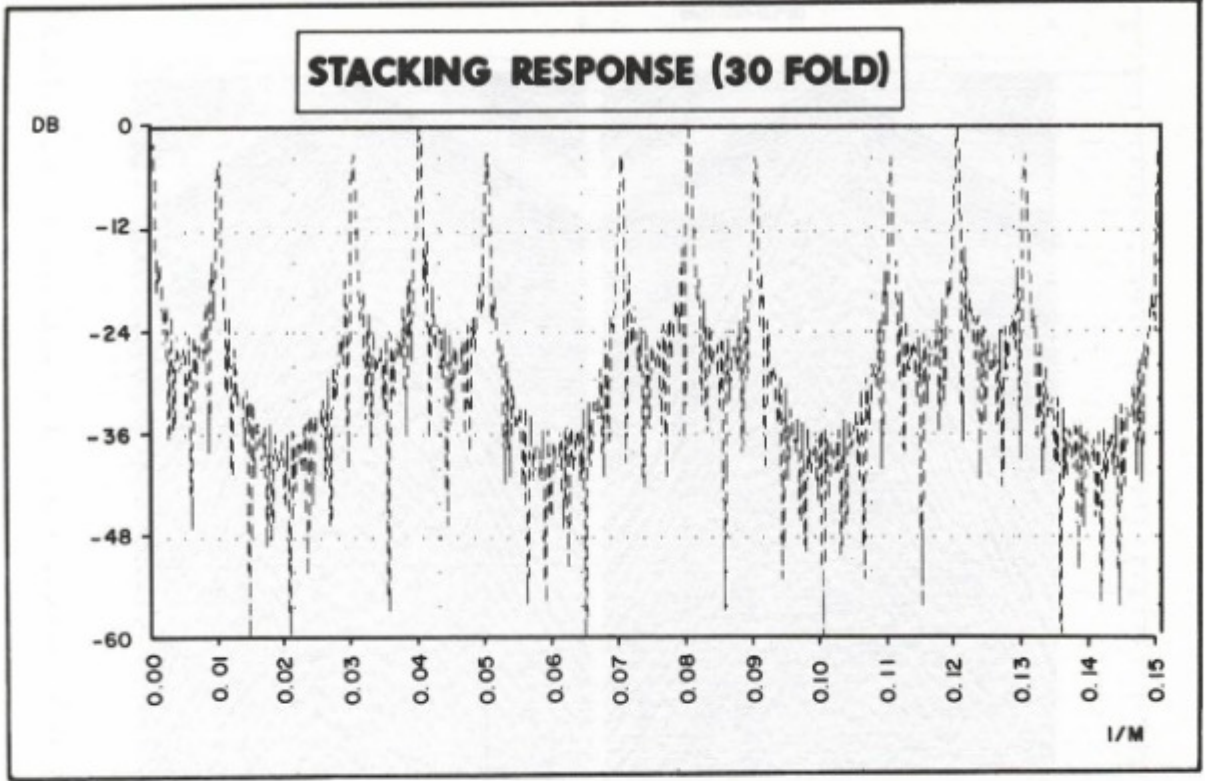


Fig. 7. K-domain stacking response of a 120 channel, 30 fold spread geometry with 25 m group and 50 m shot intervals.  
 Şekil 7. 25 m grup ve 50 m atış aralığına sahip 120 kanallı ve 30 katlamalı bir yayılım geometrisinin k ortamı yığılma tepkisi.

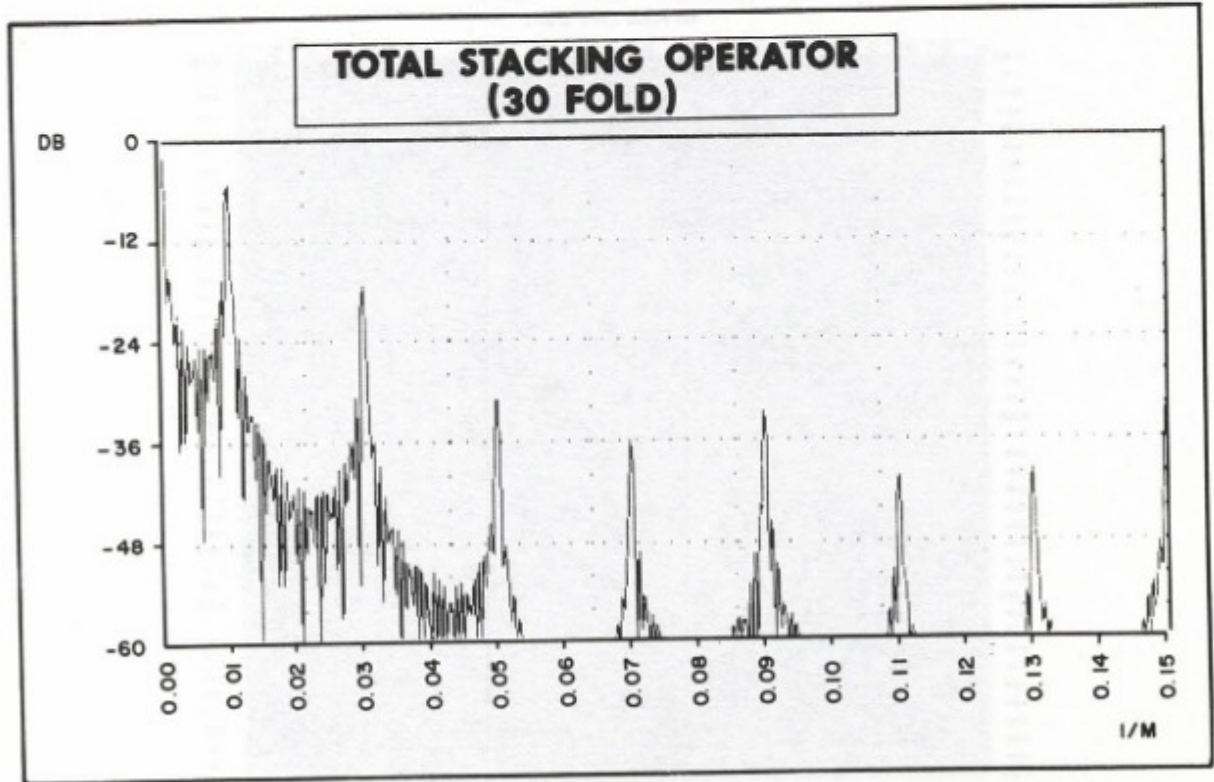


Fig. 8. Total stacking operator response obtained by adding the response curves of Figures 4 and 7.  
 Şekil 8. Şekil 4 ve 7'deki tepki eğrilerinin toplanmasıyla elde edilen toplam yığılma işlemcisi tepkisi.

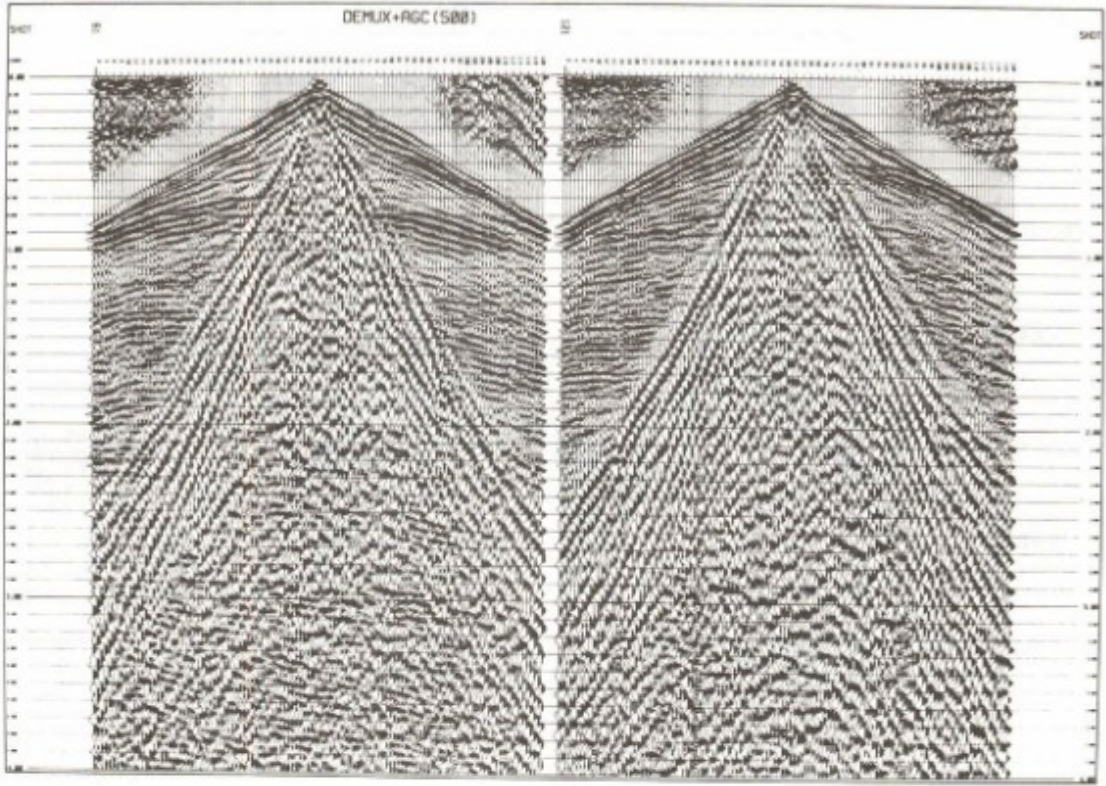


Fig. 9. Two characteristic shot records from the test line.  
 Şekil 9. Test hattına ait iki karakteristik atış kaydı.

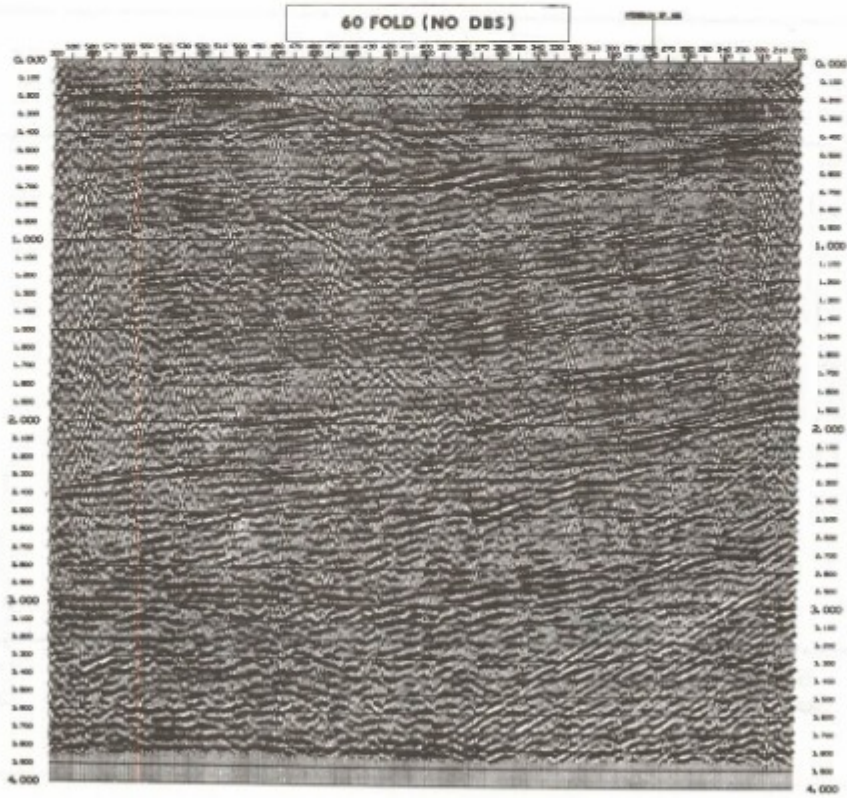


Fig. 10. 60 fold brute stack section of the test line.  
 Şekil 10. Test hattına ait 60 katlamalı ham yığıma kesiti.

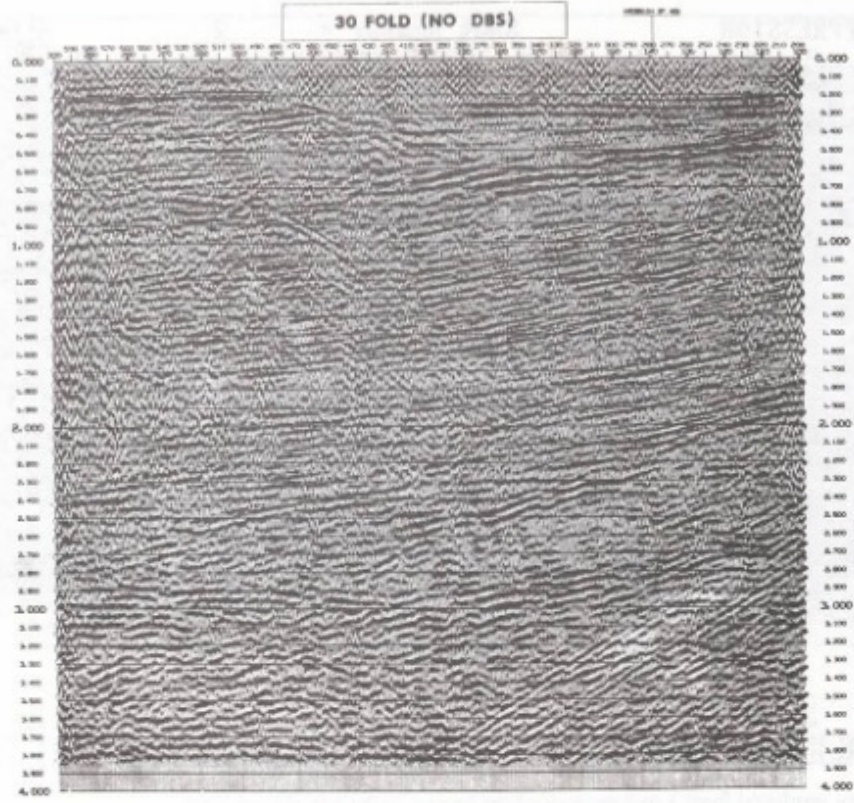


Fig. 11. 30 fold stack section of the test line.  
 Şekil 11. Test hattına ait 30 katlamalı ham yığma kesiti.

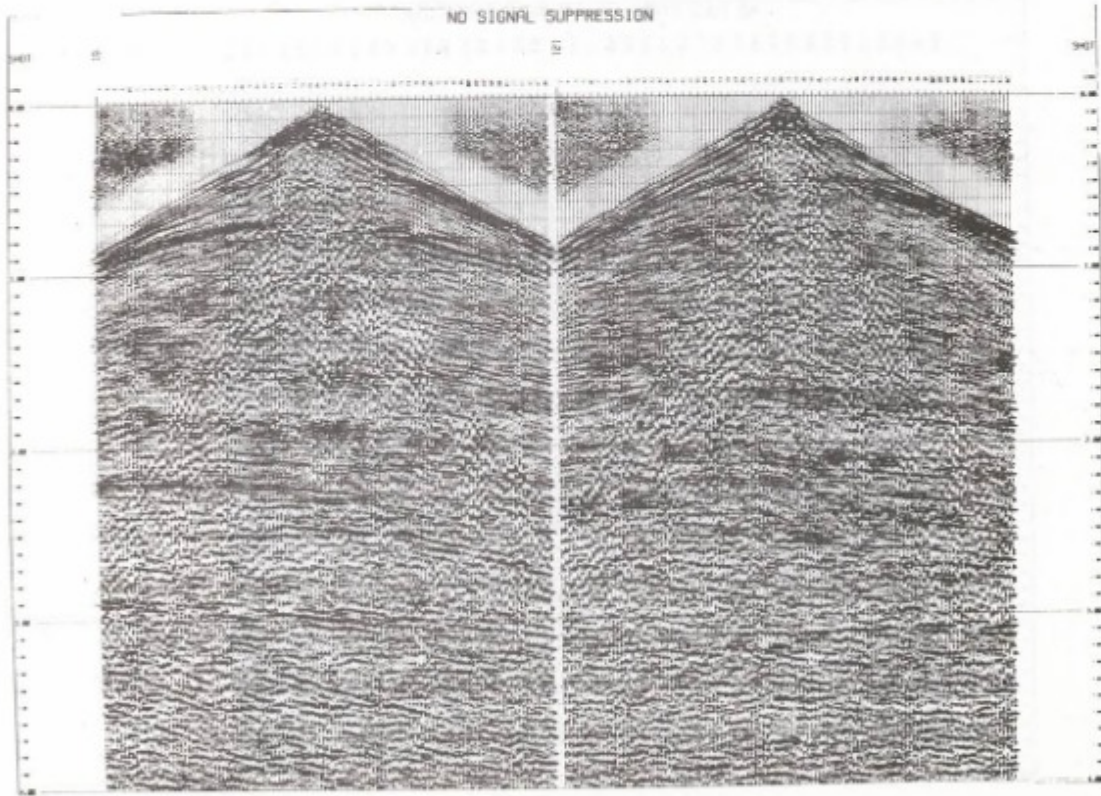


Fig. 12. Shot records of Figure 9 after spiking deconvolution.  
 Şekil 12. Şekil 9'daki atış kayıtlarına iğnecik dekonvolüsyonu uygulandıktan sonra.

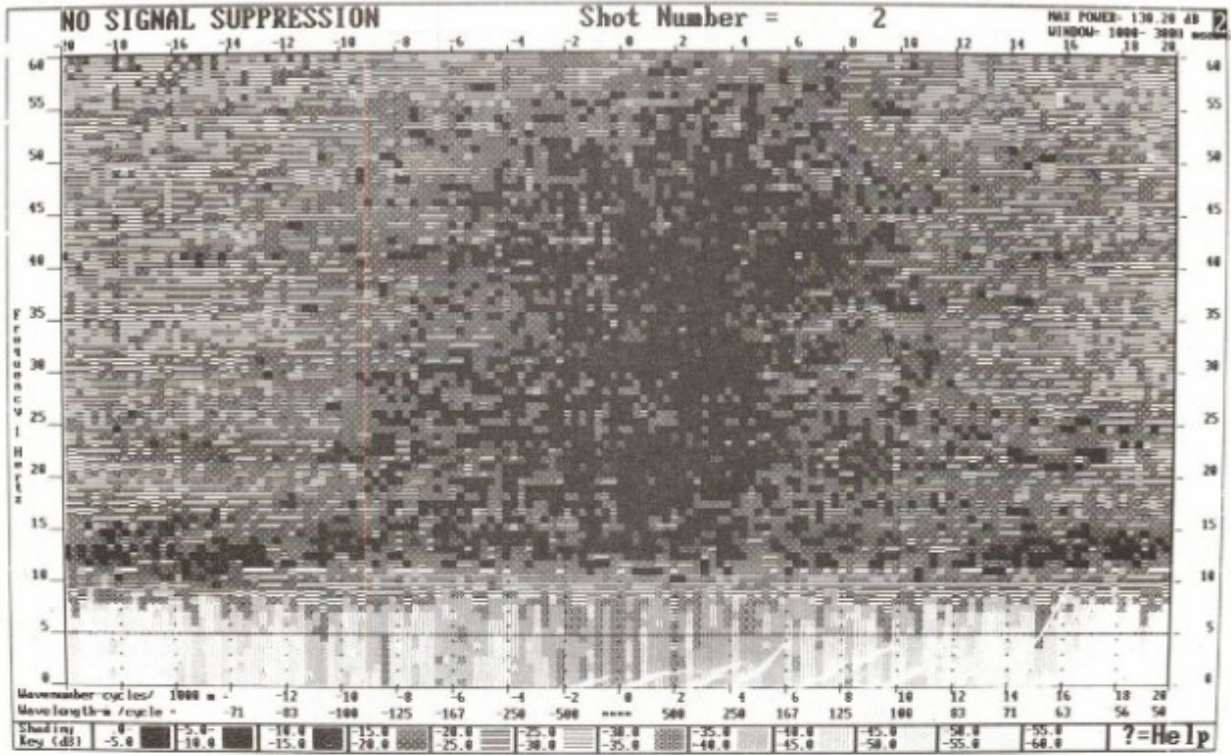


Fig. 13. F-K plot produced from 1 to 3 seconds of the record on the left of Figure 12.

Şekil 13. Şekil 12 de solda bulunan atış kaydının 1 ve 3 sn. ler arasındaki bölümünden elde edilen F-K spektrumu.

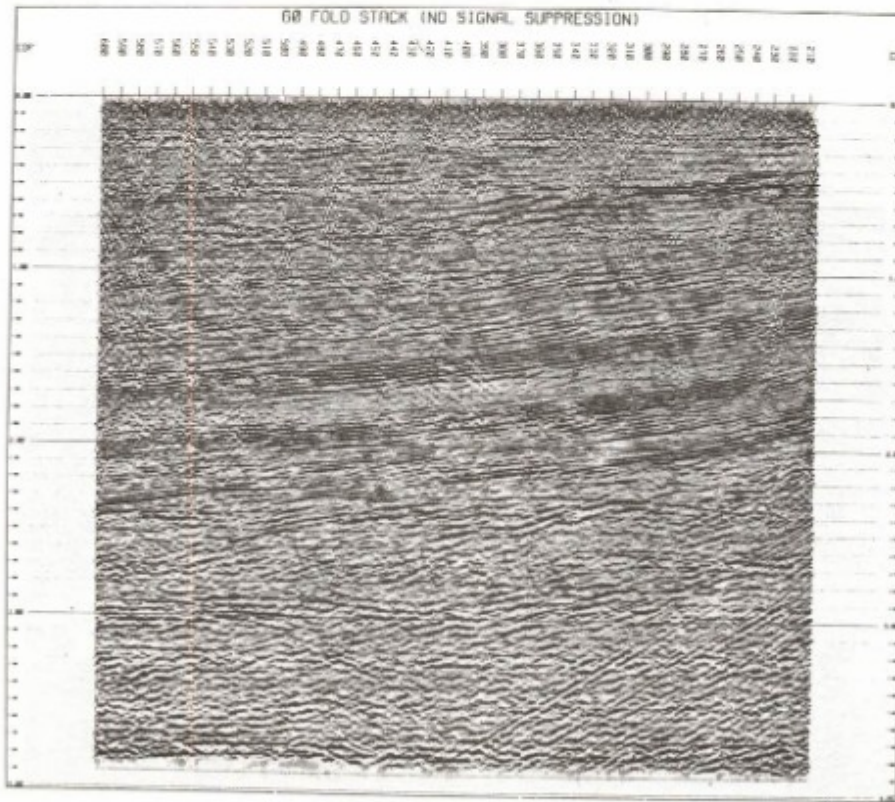


Fig. 14. 60 fold stack section of the test line with deconv before stack applied.

Şekil 14. Test hattının, yığıma öncesi dekonvolüsyon uygulanarak elde edilmiş 60 katlamalı kesiti.

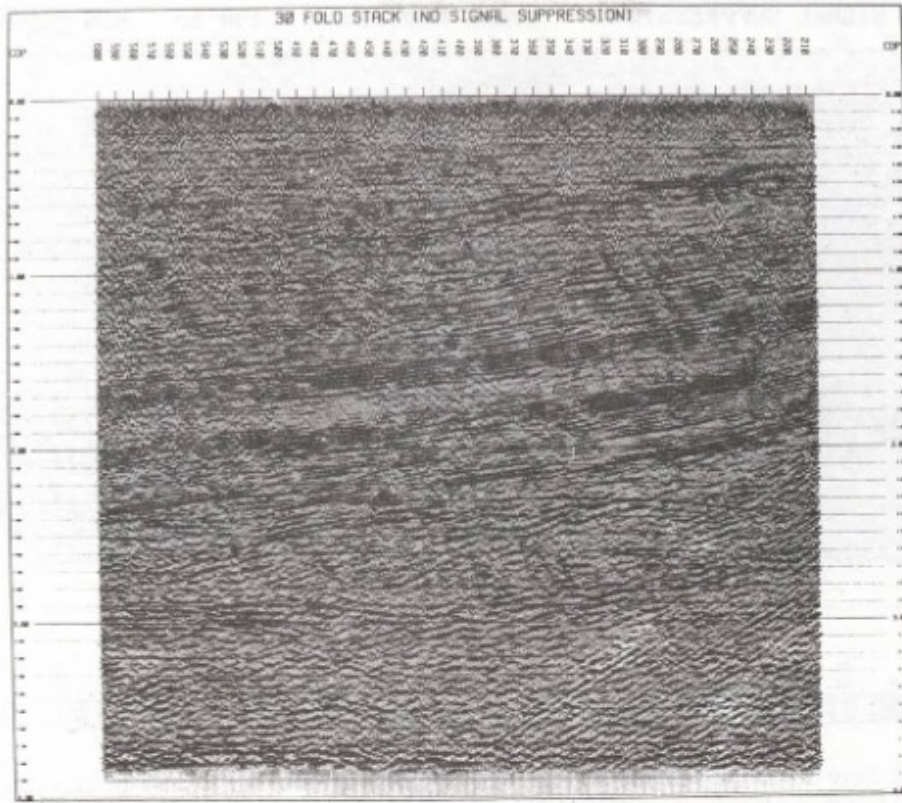


Fig. 15. 30 fold stack section of the test line with decon before stack applied.

Şekil 15. Test hattının, yığma öncesi dekonvolüsyon uygulanarak elde edilmiş 30 katlamalı kesiti.

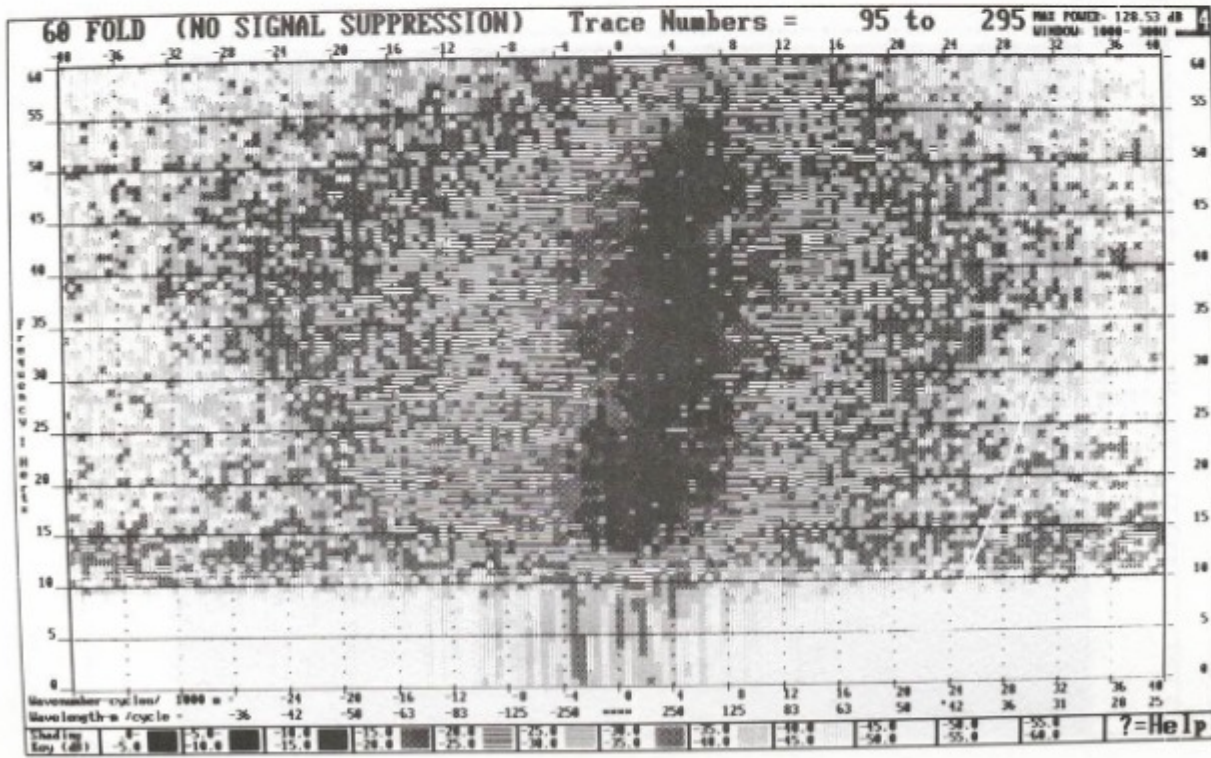


Fig. 16. F-K plot calculated from the central part (between traces 300 and 500, from 1 to 3 seconds) of the section of Figure-14.

Şekil 16. Şekil 14 teki kesitin orta bölümünden (300 ile 500 üçüncü izler arası, 1s den 3s ye kadar) hesaplanmış F-K spektrumu.

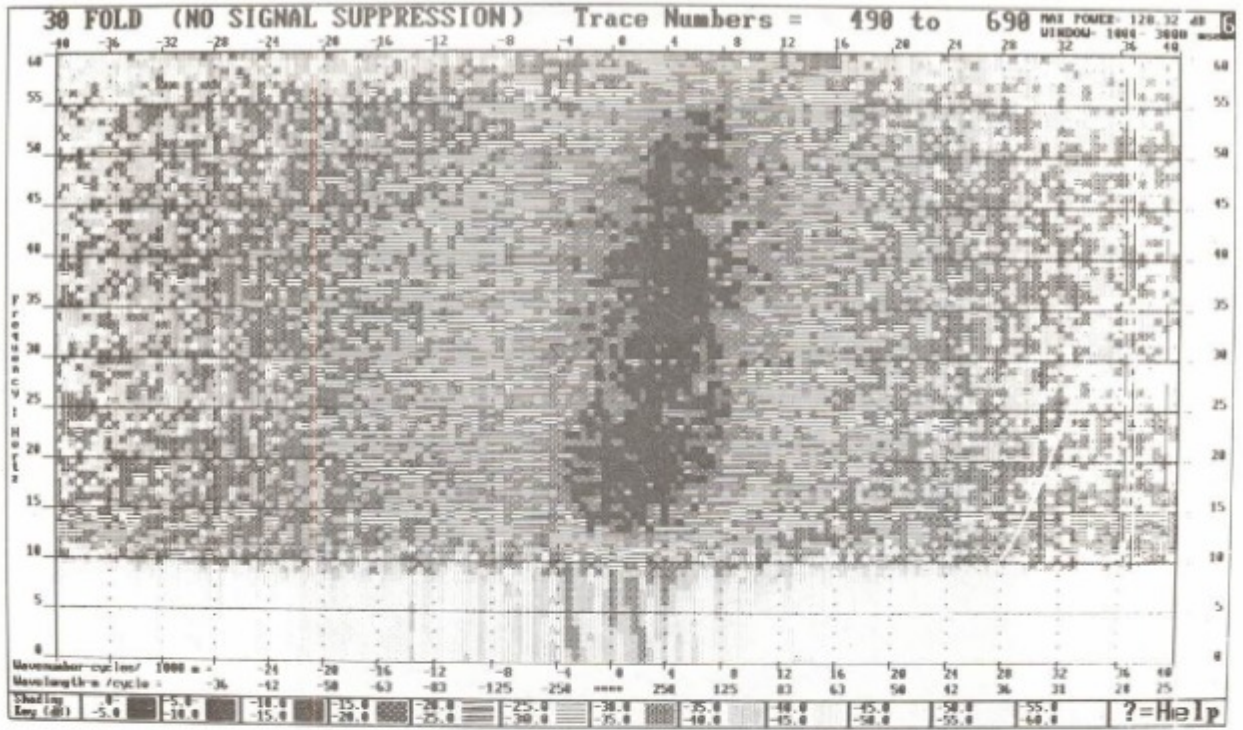


Fig. 17. F-K plot calculated from the middle part (between traces 300 and 500, from 1 to 3 seconds) of the section of Figure-15.  
 Şekil 17. Şekil 15 teki kesitin orta bölümünden (300 ile 500 üncü izler arası, 1s den 3s ye kadar) hesaplanmış F-K spektrumu.

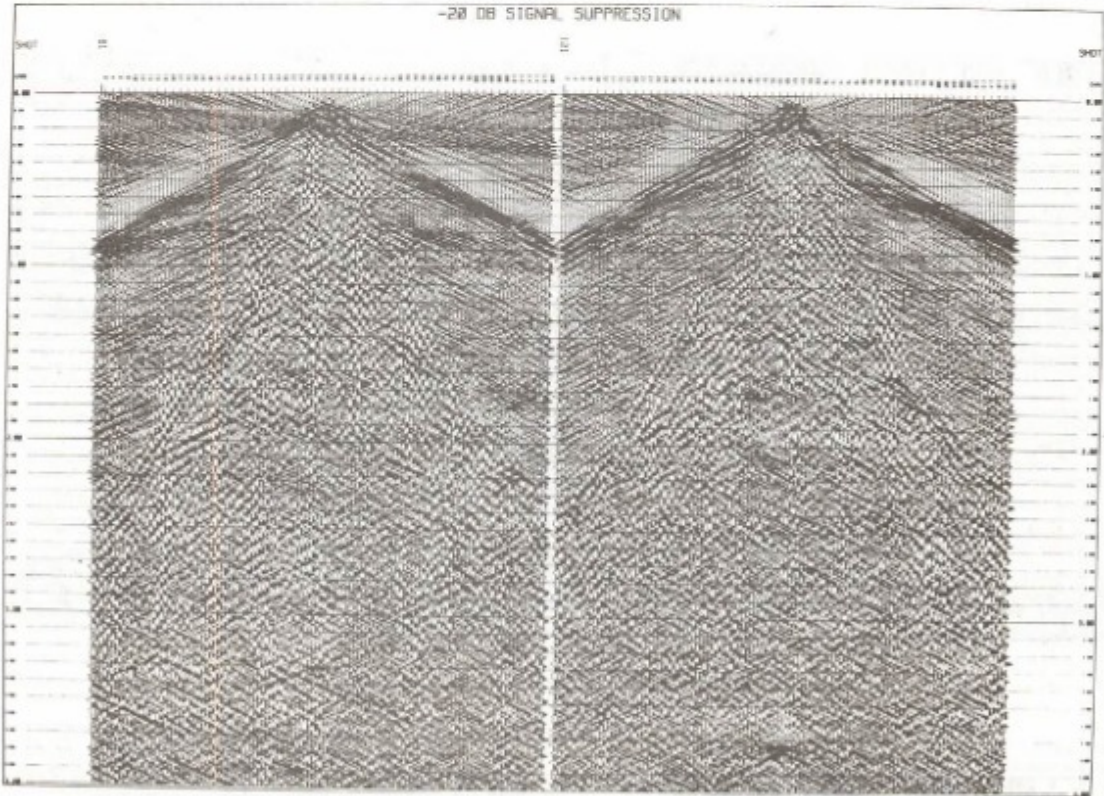


Fig. 18. Shot records of Figure-12 after -20 dB signal suppression.

Şekil 18. Şekil 12 deki atış kayıtlarının -20 dB sinyal bastırılmasından sonraki görünüşleri.

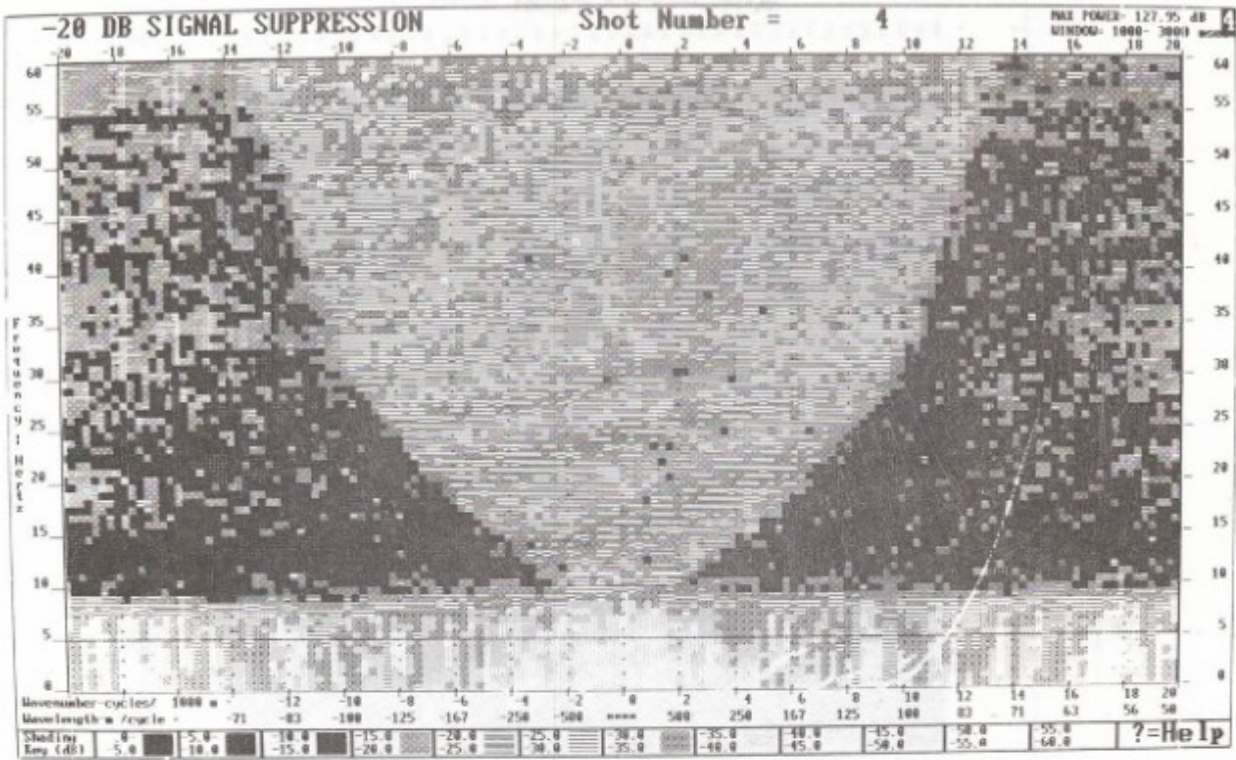


Fig. 19. F-K spectrum produced from the record on the left of Figure-18.  
Şekil 19. Şekil-18 in sol bölümündeki atış kaydının F-K spektrumu.

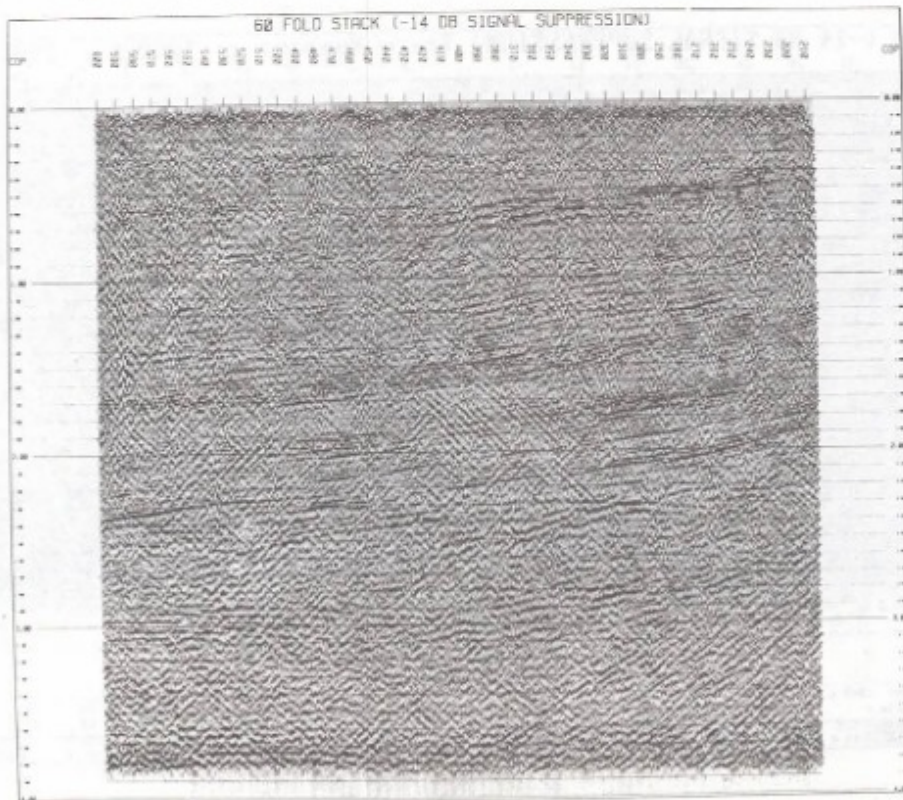


Fig. 20. 60 fold stack section produced from -14 dB signal suppressed shot records.  
Şekil 20. -14 dB sinyal bastırılmış atış kayıtlarından elde edilen 60 katlamalı yığma kesiti.

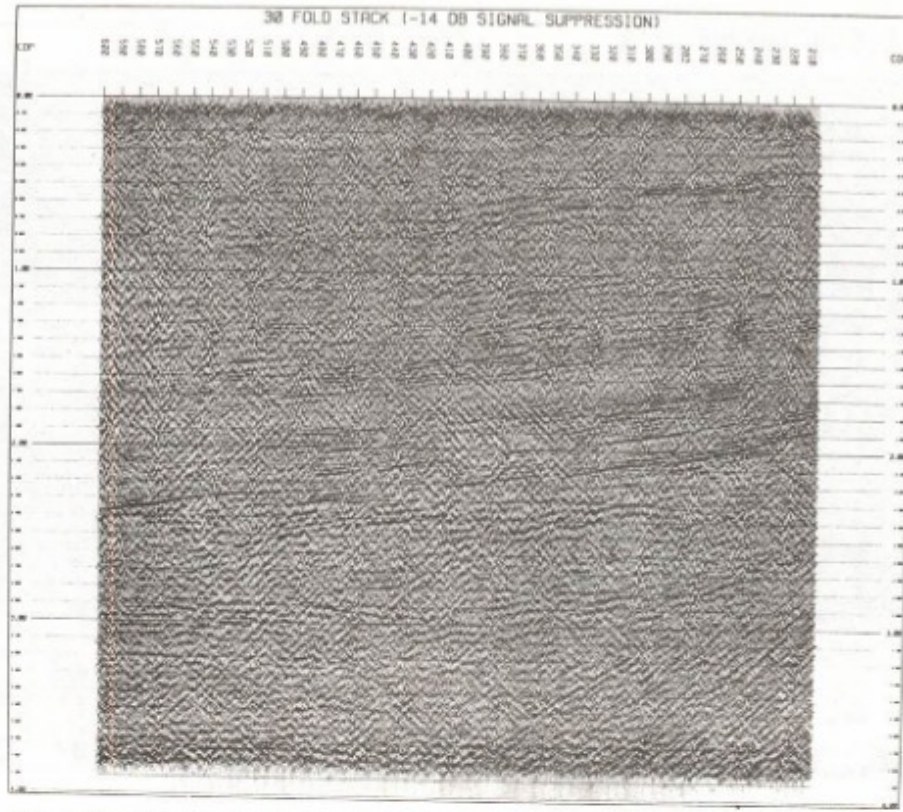


Fig. 21. 30 fold stack section produced from -14 dB signal suppressed shot records.  
 Şekil 21. -14 dB sinyal bastırılmış atış kayıtlarından elde edilen 30 katlamalı yığılma kesiti.

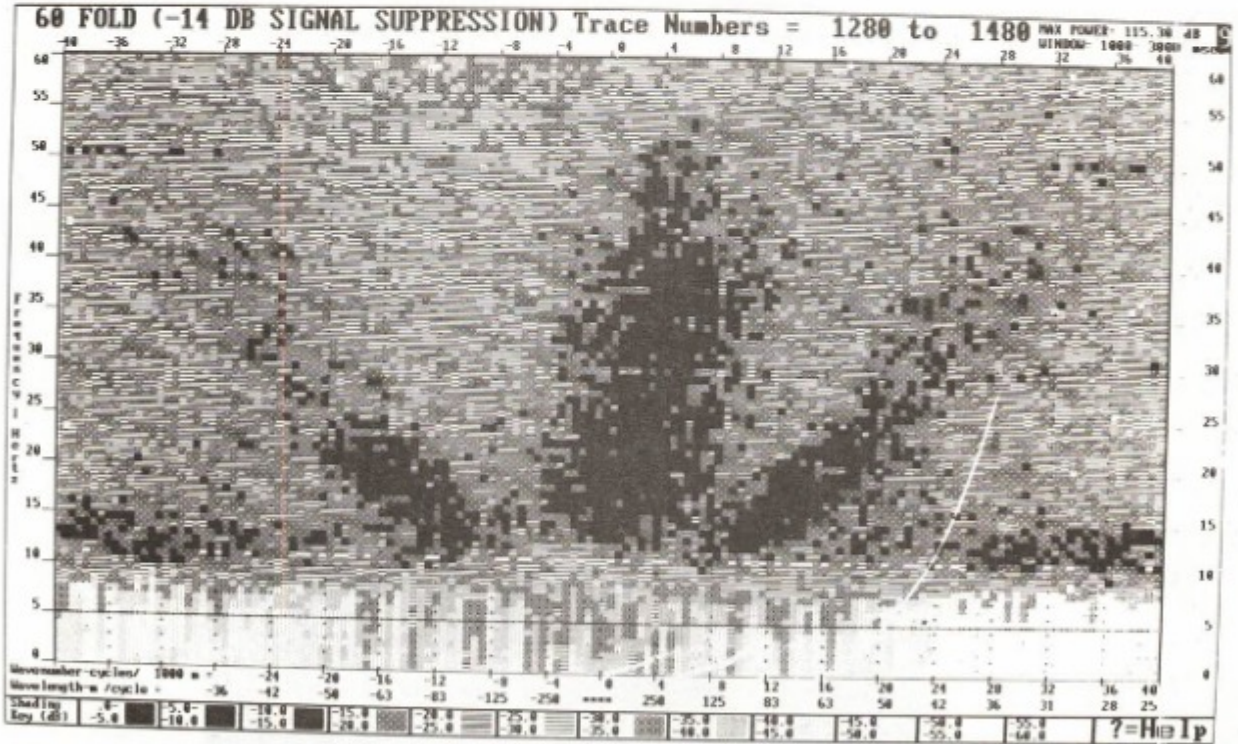


Fig. 22. F-K plot calculated from the section of Figure-20.  
 Şekil 22. Şekil-20 deki kesitten hesaplanan F-K spektrumu.

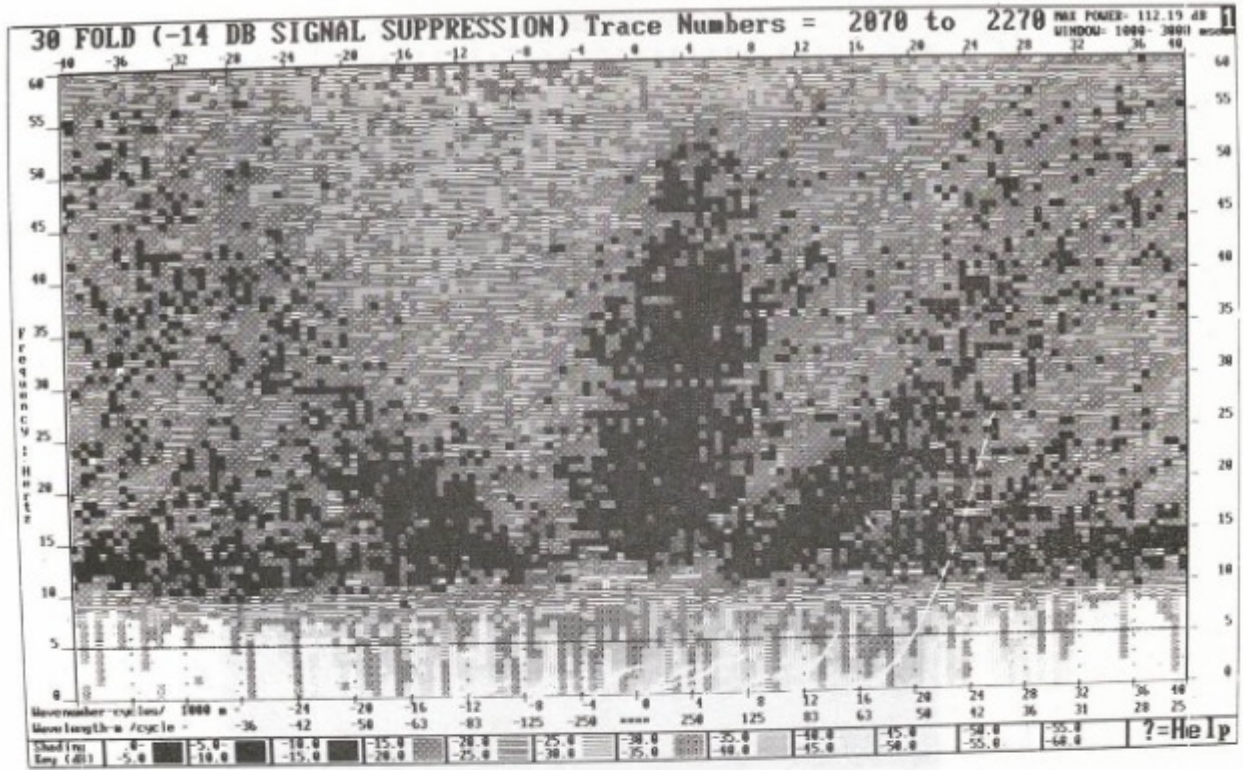


Fig. 23. F-K plot calculated from the section of Figure-21.  
Şekil 23. Şekil-21'deki kesitten hesaplanan F-K spektrumu.

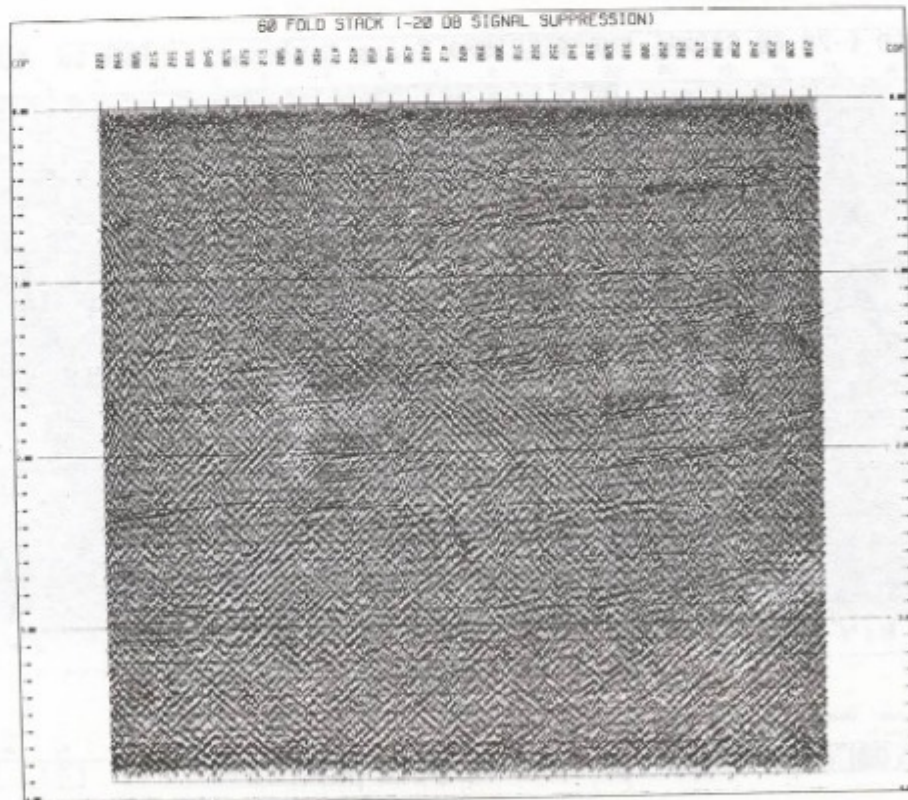


Fig. 24. 60 fold stack section produced from -20 dB signal suppressed shot records.  
Şekil 24. -20 dB sinyal bastırılmış atış kayıtlarından elde edilen 60 katlamalı yığıma kesiti.

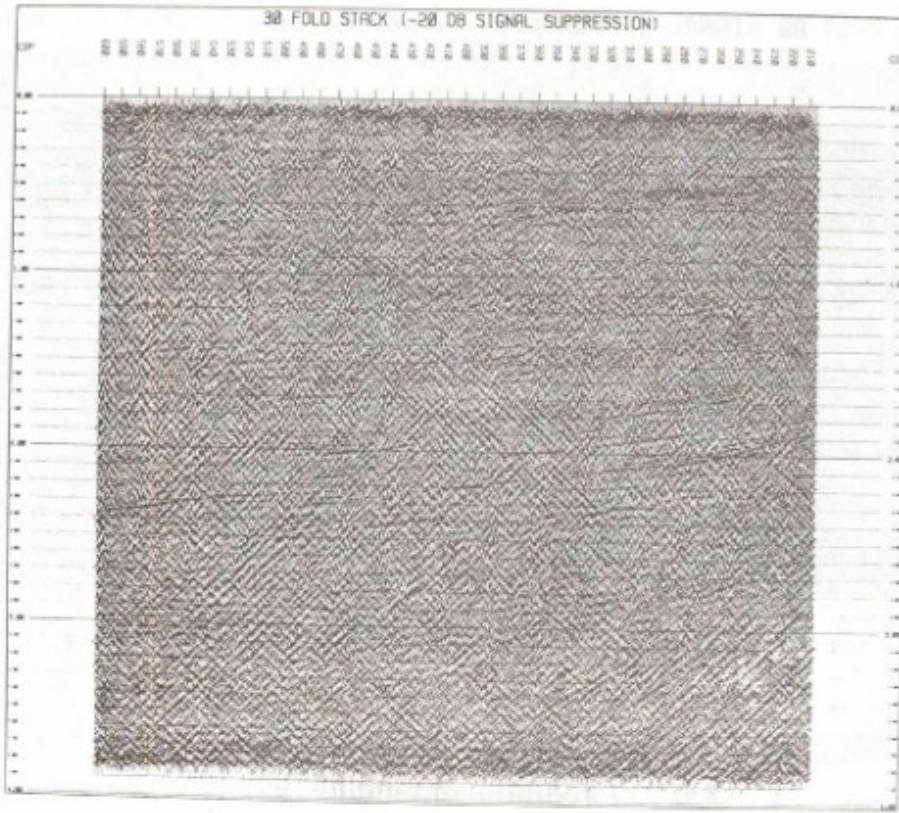


Fig. 25. 30 fold stack section produced from -20 dB signal suppressed shot records.

Şekil 25. -20 dB sinyal bastırılmış atış kayıtlarından elde edilen 30 katlamalı yığıma kesiti.

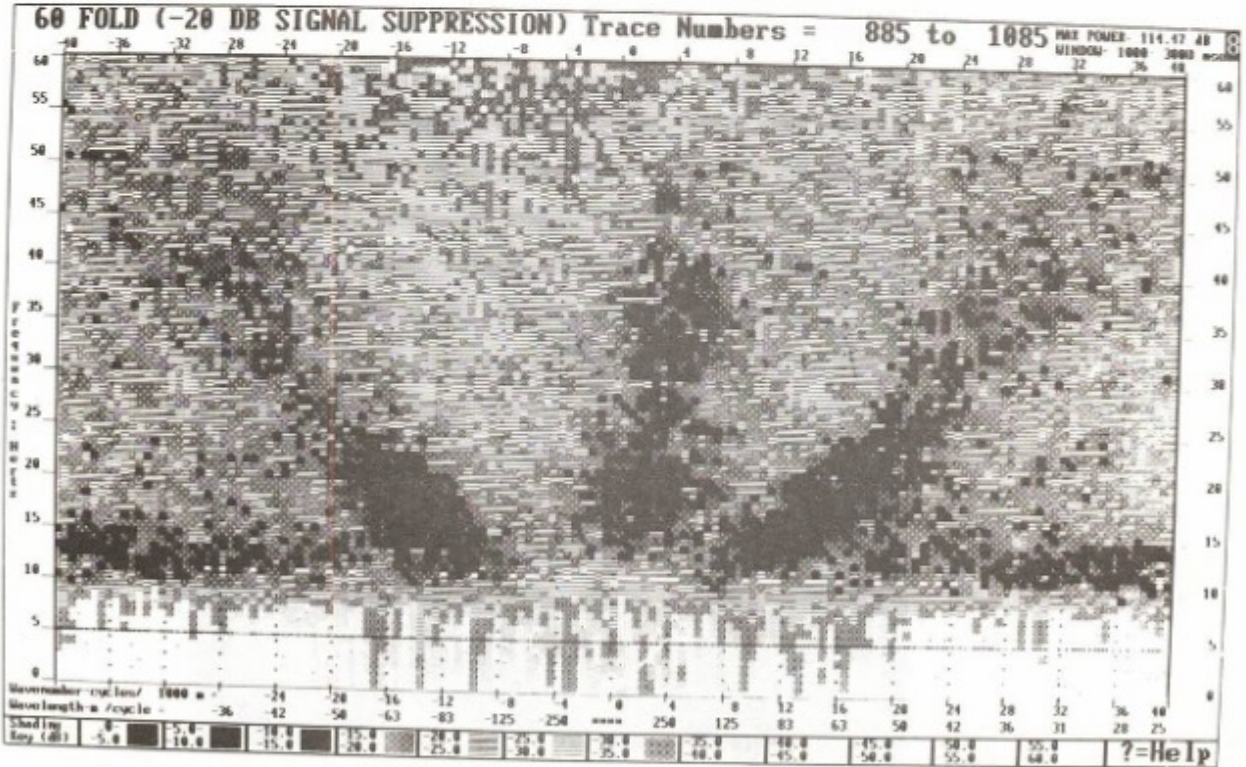


Fig. 26. F-K plot calculated from the section of Figure-24.

Şekil 26. Şekil-24 teki kesitten hesaplanan F-K spektrumu.

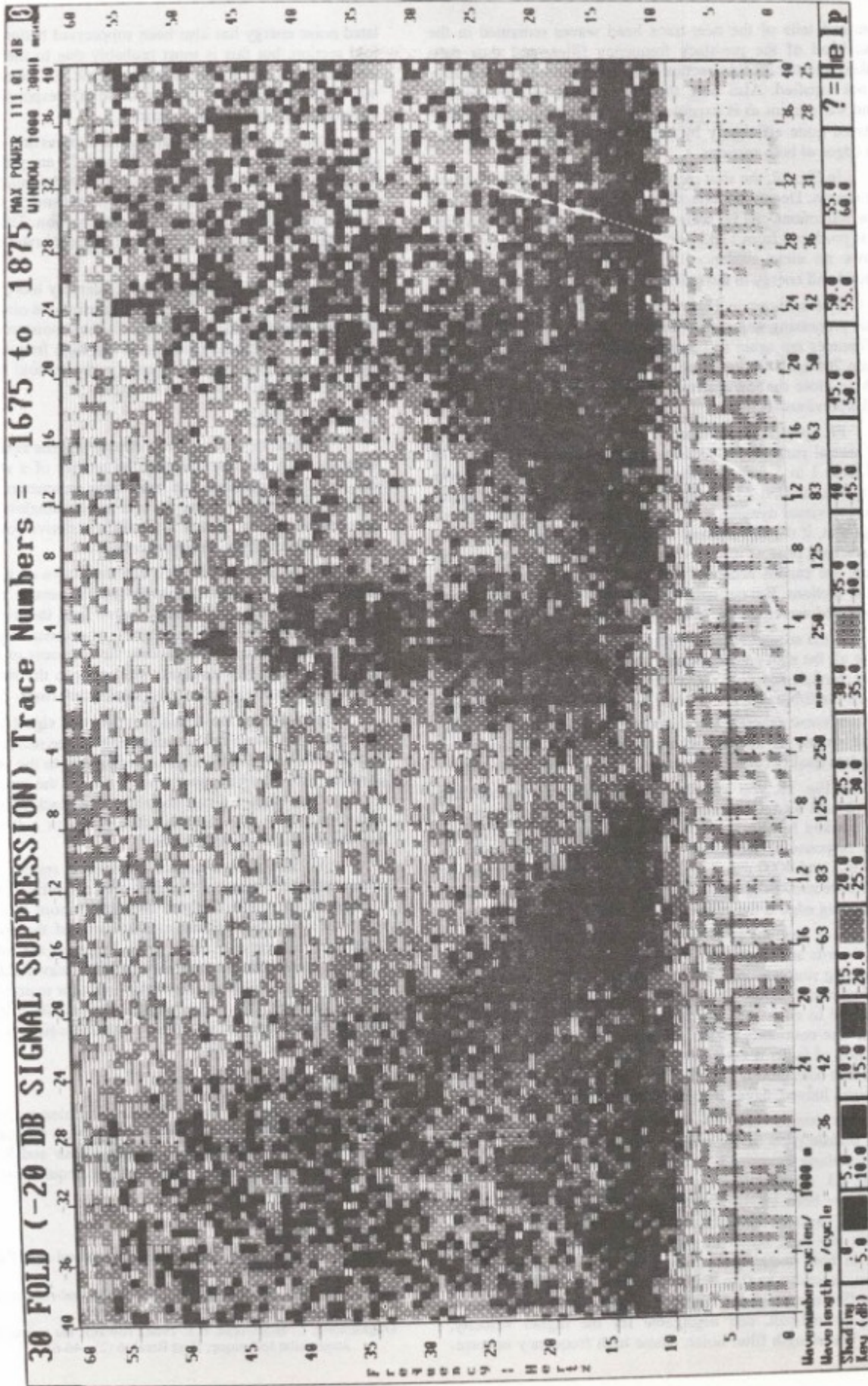


Fig. 27. F-K plot calculated from the section of Figure-25.  
Şekil 27. Şekil-25 teki kesitten hesaplanan F-K spektrumu.

unmuted tails of the near-trace head waves remained in the pass band of the pre-stack frequency filter, and thus they leaked into the 30 fold section where the stack-array criterion is not satisfied. Also note that they appear as very narrow band wave trains as is expected. Ground-roll seems to be suppressed quite efficiently by the frequency filter, except near the edges of both sections.

In Fig. 12, the shot records of Fig. 9 after deconvolution are shown. Decon has effectively suppressed ground-roll and now reflections can be seen easily. FK plot displayed in Fig. 13 is produced from 1 to 3 seconds of one of the records and it shows no clear evidence of coherent noise, except some ground-roll energy in the low frequency region.

The sections in Figures 14 and 15 are the outputs of basic processing sequence with decon before stack. The minor differences are again in the very shallow parts, especially between 200 and 400 milliseconds. But this time, the noise disturbing those shallow reflections is not as effective as the one in the previous sections.

FK spectrums of Figures 16 and 17 are calculated from the central parts of the sections, between traces 300 and 500 and from 1 to 3 seconds. There seems to be no evident noise energy in the first 25 dB portion of the dB scale which is almost the visual dynamic range. Comparing them, we can conclude that, if the S/N ratio of the shot records that are input to the stacking process is high, then satisfying the stack-array criterion, we cannot achieve considerable visual improvements on the sections. But nevertheless, we get a correctly and evenly sampled wavefield for further processing.

In the second stage of processing, we applied FK filtering to all the shot gathers before stack. We had two main purposes. First, to suppress signal down to a certain level and so reduce the S/N ratio, and second, to introduce higher velocity coherent noise generated by the steep cut-off of the filter. This would enable us to test the efficiency of the stack array in poor data quality conditions and on high velocity linear noise.

In Fig. 18, you can see how the shot records look like after -20 dB signal suppression. All the reflection events are now masked by the linear noise trains generated as the impulse response of the filter, with velocities ranging between 2000 m/s and 4000 m/s. Figure 19 shows the FK spectrum of the first record. Bright region in the middle is the reject band. Its bending edge is the reason for the ranging velocity noise.

Stack sections produced from -14 dB signal suppressed shot records are displayed in Figures 20 and 21. Same basic processing routines are applied, including DBS and two passes of residual statics. The masked reflections have now been recovered to enter into the dynamic range of the human eye again. The continuity of the reflectors are slightly better and detection of faults is easier in the 60 fold section. But it is obvious that both ground-roll and filter noise, with their apparent velocities halved, have leaked into both sections.

For comparison, FK plots again produced from the same middle parts of the sections are given in Figure 22 and 23. First thing to notice is that there is more noise on the plot of Fig. 23. Another point is that the stacking velocity functions have been chosen quite accurately, because the signal spectrum has not changed with the reduction of the fold. Also we can say that, signal in general, is the highest amplitude event in both sections. Overall noise attenuation in 60 fold section, seems to be 0 to 5 dB more than the 30 fold section. This difference is about 5 dB for the low velocity, short wavelength ground-roll, and negligible for the higher velocity, longer wavelength filter noise. Some high frequency uncorre-

lated noise energy has also been suppressed better on the full fold section, but this is most probably due to the number of traces stacked, not to the stack-array itself. So we can say that, mainly ground-roll and random noise are responsible for the difference between the two sections.

After an additional 6 dB signal suppression on the shot gathers, the sections in Figures 24 and 25 are produced. Although the overall picture does not seem to be much different, several horizons and faults that can be defined in the 60 fold section, are hard to trace in the 30 fold section. This is a good example of how a small difference in the S/N ratio effects visual perception.

FK plots of Figures 26 and 27 display more or less the same features as before. Signal to noise ratio is obviously less than one in both sections, but there is more noise energy in the plot of Fig. 27. Again, ground-roll and high frequency uncorrelated events are attenuated better in the 60 fold section, but the artificial filter noise looks the same.

## CONCLUSIONS

The question was, "How effective is the stack-array?". With so many factors effecting the quality of a seismic section, such as acquisition and processing parameters, field conditions, character of noise etc., it is meaningless to give a quantitative answer. But it is possible to derive some qualitative conclusions from the test presented.

First of all, stack-array is more effective on low velocity noise. Theory has been approved by the results of the test, where ground-roll is attenuated more than the high velocity filter noise. The responsibility of this phenomenon goes partly to NMO correction which distorts the evenness of the spatial filter more for high velocities, and partly to the side lobes of the wavenumber response of the stack-array itself.

Secondly, on the sections presented, signal to ground-roll differences were not as remarkable as the results of Morse and Hildebrandt (1989). This is mainly due to the prestack algorithms that suppress ground-roll before the stack-array is formed. Therefore we can conclude that stack-array is more effective in low S/N ratio conditions where a few decibels may be critical for interpretation.

And finally, as a general theoretical remark, it can be stated that stack-array is the only way of getting the full advantage of the CMP method. Deflecting from this criterion, will lead us to discriminate against some of the noise wavelengths, i.e. to suppress some noise less than the others. It is needless to say that an unevenly sampled wavefield, whether signal or noise, will be an unwanted input for many of the processing routines. So, even though a few decibels increase in the S/N ratio may not be critical in some cases, it is always wise to be on the safe side.

## ACKNOWLEDGEMENTS

I would like to thank Turkish Petroleum Corporation (TPAO) for permission to present and publish this paper. I am also grateful to my colleagues Serhan Çopur and Selçuk İravul, for their enthusiastic efforts during acquisition and processing of the test data.

## REFERENCES

- Anstey, N.A. 1986, Whatever happened to ground-roll, *The Leading Edge* 5 (3), 40-45.
- Morse, P.F. and Hildebrandt, G.F. 1989, Ground-roll suppression by the stack-array, *Geophysics* 54, 290-301.
- Ongkiehong, L. and Askin, H.J. 1988, Towards the universal seismic acquisition technique, *First Break* 6 (2), 46-63.

# SİSMİK YÖNTEMLERLE MÜSADE EDİLEBİLİR DİNAMİK ZEMİN TAŞIMA KAPASİTESİ VE OTURMASININ SAPTANMASI

## The Determination of the Dynamic Permissible Bearing Capacity and Settlement By Means of the Seismic Method

A. KEÇELİ\*

### ABSTRACT

In geotechnical engineering, the static bearing capacity and settlement of shallow foundations have been extensively studied and reported in the literature. It is seen that a fundamental definition of the dynamic bearing capacity has not yet been found and that recent developments in the modern methods of settlement analyses have been based on the elastic theory.

For the calculation of the dynamic bearing value or of settlement of foundations, the geostatic stress  $q$  is defined as

$$q = \frac{dVT}{4}, \text{ where } d \text{ is the density, } V \text{ is the velocity and } T$$

is the predominant period. In this investigation, starting from this point of view, the dynamic ultimate bearing capacity and permissible load have been determined as the percent values of the compressional and shear waves acoustic impedance, respectively. It is shown that the values obtained from the seismic methods for various foundations are in agreement to those of conventional methods. As a results of application, a table for the bearing capacity values obtained from the various foundation has been presented. It is also shown that, assuming geostatic stress as a load on the foundation, the settlements in vertical direction can be determined by means of seismic method.

The method developed in this investigation helps a better understanding of the behaviour of soils subjected to dynamic loading conditions.

### ÖZET

Jeoteknik mühendisliğinde müsaade edilebilir statik zemin taşıma kapasitesi ve oturması geniş bir şekilde incelendiği literatürden bilinmektedir. Dinamik kapasite ise henüz ayrıntılı olarak incelenmemiştir. Yeni gelişmeler, özellikle oturma hesaplarında elastik kurama dayandırılmaktadır.

Zeminlerin dinamik parametrelerini saptamada verilen bir derinlikte taneler arasındaki etkin düşey basıncın bilinmesi gerekmektedir. Bu araştırmada, bu görüş noktasından hareket ederek zeminlerin müsaade edilebilir ve nihai taşıma kapasitelerinin sırasıyla boyuna ve enine sismik dalga empedanslarının yüzde değerleriyle ifade edilebileceği gösterilmiştir. Çeşitli zeminler için sismik yöntemle elde edilen değerlerin klasik yöntemlerle elde edilenlerle uyum içinde olduğu görülmüştür. Zeminlerin özelliklerine ve türlerine göre bir çizelge geliştirilmiştir. Keza sismik yöntemle çeşitli zeminlerin oturmalarının da saptanabileceği gösterilmiştir.

Sismik yöntemle geliştirilen bu tekniğin zeminlerin dinamik yük altında maruz kalacakları davranış özelliklerinin tanınmasına daha çok yardım edeceği sonucuna varılmıştır.

### GİRİŞ

Jeoteknik Mühendisliği bilim dalı, özetle inşaat, jeoloji ve jeofizik mühendislerinin ortak uğraşı alanı olan zemin, temel ve toprak işleri bilim dalı olarak tanımlanabilir.

Bir jeolojik yapı üzerine veya içine bir mühendislik yapısı yapıldığı zaman, bu iki yapı arasındaki fiziksel ilişkiden dolayı jeolojik denge bozulur. Bu iki yapı arasında normal koşullarda bir denge kurulsu bile, yapay veya heyelan, deprem

\* Akdeniz Üniversitesi, Isparta Mühendislik Fakültesi, ISPARTA

gibi doğal afetin etkisi altında bu denge yine bozulabilir. Jeoteknik hizmetler, söz konusu bu iki dengenin sürekli olması, yani bir afetin oluşmaması için gerekli önlemleri ve önerileri sağlar. Ayrıca günümüzde inşaat çeşitlerinin ve özelliklerinin çoğalmasında doğada bulunan çeşitli kütelerin inşaatla kullanılması ve yeni yapı malzemesi yapılmasını zorunlu kılmıştır. Gerekli doğal kaynakların arama işlemleri jeoteknik hizmetler alanına girmektedir. Jeoteknik hizmetler bir projenin zaman ve finansman miktarlarında önemli kazançlar sağlar.

Yeryüzünde ve içinde, çeşitli büyüklükte ve nitelikte inşaat yapan mühendis, yapacağı işi projelendirmek için inşaat yapacağı bölgenin özelliklerini bilmek ister. Bu özelliklerin çoğu yeraltındaki kütelerin litolojisine, jeolojik yapısına, yeraltı suyu durumuna, jeolojik yüke ve diğer faktörlere bağlıdır.

Yakın zamana kadar mühendisler inşaat yapacağı zeminde rastlayacağı kütelerin niteliklerini gözle, gelenek ve görenekle veya deneysel bağlantılarla saptarlar ve bunlara göre de temel sistemlerini seçerlerdi. Son yıllarda, yüksek ve çeşitli basınçta sahip büyük inşaatların artması, temel zemin ile temel sistemi arasında daha uygun bir bağlantının kurulmasını zorlamıştır. Bu nedenle elastik teoriye dayanan modern teknikler geliştirilmiştir.

Bugün bazı mühendislik yapılarında görülen kaymalar, yıklamalar, farklı oturmalar, çatlamalar yapı ile zemin arasında bir bağdaşmanın kurulmadığını, zemin özelliklerinin iyice anlaşılmadan inşaatın yapıldığını göstermektedir. Bu gibi zararlı olaylar yüzey ve yeraltı jeolojisi ile uğraşan mühendislerle inşaat projelerini hazırlayan mühendisler arasında bir bağın kurulmamış olduğunu gösterir. Yeraltı mühendisliği işlerinde çalışan bu meslek grupları arasında bir işbirliğinin kurulması için zeminin niteliklerinin ve niceliklerinin, jeoloji ve jeofizik mühendisleri tarafından sayısal olarak saptanması, inşaat ve diğer mühendislerin de bunları proje çalışmalarında kullanmaları gerekir. Bunun için, örneğin; temelin kil, kum, kalker veya granit olduğunu söylemek jeolog için yeter gibi görülse de, bu gibi deyimlerle proje çizimi mümkün olmaz ve dolayısı ile inşaatçı için pek büyük bir anlam taşımaz. Halbuki, kilin cinsi, jeolojik oluşumu, yataklanma şekli, tane büyüklüğü, içsel sürtünme direnci, konsolidasyon derecesi, su emmesi, tabaka kalınlığı, dikey ve yatay değişimi, maruz kaldığı jeolojik yük, elastik ve viskoelastik özellikleri hakkında sayısal bilgilerin projelendirmede kullanılması ve proje tipine etkilerinin ortaya konması çok önemli yararlar sağlayacaktır.

Kütelerin çeşitli özelliklerinin sayısal tanımlamaları için, son yıllarda jeoteknik mühendislik alanında birçok teknik ve yöntem uygulanmaya başlamıştır. Bu yöntemlerin başlıcası elastisite teorisine dayanan sismik yöntemlerdir. Uygulanan bu yöntem ve tekniklerin kullanımı gelişmiş ülkelerde ağırlık kazanmıştır.

Jeoteknik mühendisliği yukarıda belirtildiği gibi başta inşaat mühendisleri olmak üzere zemin probleminin türüne göre jeoloji veya jeofizik mühendislerini ilgilendirir. Jeoteknik mühendisliği birçok arazi ve laboratuvar yöntemleri kullanır. Her yöntemin zemin türüne bağlı olarak çeşitli sınırlamaları bulunmaktadır. Arazi ve laboratuvar yöntemleri hem statik ve hem de dinamik basınçlarla yapılabilmektedir. Arazi ve laboratuvar yöntemlerinin zeminin mühendislik özelliklerini saptamada birbirine göre üstünlükleri ve zayıf yanları vardır. Bu konudaki genel eğilim arazi yöntemlerinin laboratuvar yöntemlerinden üç üstün yanının olmasıdır. Keza dinamik yöntemlerde mühendislik yapılarının hasarına neden olan kuvvetin dinamik olması, zeminin mühendislik özelliklerinin dinamik kuvvetler altında incelenmesinin daha yaygın olarak Japonya'da ve A.B.D.'de San Andreas fayının yer aldığı Kaliforniya eyaletinde zemin etütlerinde yoğun bir şekilde kullanılır.

maktadır. Bilindiği gibi Japonya'da ve Kaliforniya'da zemin deformasyonu ve deprem hasarlarında can kaybı olmamaktadır. Bunun nedeni ise, zemin etütlerinde klasik yöntemler yanında modern dinamik yöntemlerden özellikle sismik yöntemlerin kullanılmasıdır. Sismik yöntemler geniş bir bilgi birikimi ve deneyim gerektirdiğinden jeofizik mühendislerinin dışındaki mühendisler bu yöntemi gereği gibi kullanamamaktadır. Son yıllarda gerek elektronik alanında ve gerekse bilgisayar alanında önemli gelişmeler sağlandığından sismik yöntemlerin zemin etütlerinde kullanımı son on yılda yaygınlaşmıştır.

Yeraltının belirli bir noktasını tanımak için en gerçekçi olan yöntem mekanik sondajla yer içinden numune alma ve numunelerin laboratuvar deneyleri ile jeolojik ve mekanik özelliklerinin saptanmasıdır. Ancak, mekanik sondajın ve yeraltı katmanlarının özelliklerinin düşey ve yatay yönlerdeki değişim sınırlarına, boşluk ve kırıklara rastlama ihtimalinin az oluşu ve taneli zeminlerden numune alımındaki güçlükler sebebiyle sondaj adedinin artırılması sonucu önemli zaman ve finansman kayıpları ortaya çıkmaktadır. Zaman ve finansman kazancı sağlamak, mekanik sondaj sayısını azaltmak ve mekanik sondaja yön vermek amacıyla jeoloji ve jeofizik mühendisliği etütlerine ihtiyaç duyulur. Jeolojik etütler ile yeryüzünden görülebilen mostralara dayanarak yeraltı hakkında bir yorum getirebiliriz. Jeolojik etütlerden elde edilen yeryüzü haritalarının derinliğe doğru jeolojik birimlerin değişimlerini izlemek ve bu birimlerin mühendislik özelliklerini ortaya koymak amacıyla jeoteknik amaçlı jeofizik mühendisliği etütleri yapılır.

Zemin ve mühendislik yapısı arasındaki fiziksel denge nin stabil kalması, yani herhangi bir hasarın oluşmaması için bir inşaat mühendisinin ihtiyacı olan en önemli parametreler başta zemin emniyet gerilmesi ve zemin oturması olmak üzere, bunun yanında yeraltının yapısal durumunun bilinmesi ve diğer mühendislik özelliklerini yansıtan elastik parametrelerdir.

Jeoteknik hizmetlerin gelişmiş ülkelerdeki uygulaması şu şekilde olmaktadır: Bölgesel ve yerel olmak üzere iki aşamalı yapılmaktadır. Bölgesel jeoteknik çalışmalar daha ziyade belediyelerin hizmet alanına girmektedir. Bu amaçla belediyeler beldelerinin jeoteknik haritalarını yaptırmakta ve il imar plânlarının gelişmelerini jeoteknik haritalara dayandırmaktadırlar. Şöyle ki; mühendislik yapılarının projelerinin kontrolü ve inşaat ruhsatının verilmesi, yeşil alanların, önemli yapıların ve yeni yerleşim yerleri zemin özellikleri dikkate alınarak tesbit edilmektedir. Zorunlu olmadıkça sağlam bir zemin bölgesi yeşil alan, dolgu zemin önemli yapı veya yerleşim bölgesi yapılmamaktadır.

Bu çalışmada, jeoteknik mühendisliğinin zemin sorunlarının çözümünde kullanılan jeofizik mühendisliği yöntemlerinden dinamik bir yöntem olan sismik yöntemlerle zemin emniyet gerilmesi ve zemin oturmalarının saptanması için bilinen yöntemler tartışılarak yeni bir yöntem ortaya koymaya çalışılmıştır.

## TAŞIMA GÜCÜ HAKKINDA GENEL BİLGİLER

Her temel, birbirinden bağımsız olarak iki koşulu sağlamalıdır (Kumbasan 1974).

1. Temelin göçmeye karşı yeterli bir güvenliği bulunmalıdır (taşımaya gücü şartı - bearing capacity).
2. Doğması muhtemel maksimum toplam ve farklı oturmalar kabul edilebilecek değerleri geçmemelidir (oturma şartı - settlement).

Bu iki koşulu sağlayan basınç, zemin (temel) emniyet gerilmesidir (permissible bearing capacity). Bu şartlardan birincisinin önemi açıktır. Zira temelin göçmesi üst yapının tamamen veya kısmen yıkılmasına neden olur.

Zeminlerin taşıma gücü bir denge (stability) sorunu olup, çökme olmadan zeminin taşıyabileceği yüküdür. Yeterli büyüklükteki bir yük altında temel, artan bir hızla zeminin içine batarak çökebilir. Temel zeminin üst yüzü sömel çevresinde kabarr. Zeminlerin taşıma gücü zeminin mukavemet karakteristiklerine bağlı olmakla beraber uygulanan yükün miktarına ve dağılımına da bağlıdır. Genelde zemin gerilmesi iki şekilde olur.

(1) Yük altındaki zemin, konsolidasyon nedeniyle çok fazla oturma yapar. Bu tip gerilme zeminin en olağan yenilme cinsidir. Zeminin üzerindeki yapıda eğilme, çökme gibi hasarlar oluşur. Bu zemine yavaş yavaş artan bir  $P$  yükü uygulanırsa, gerilme deformasyon eğrisine benzer yük-oturma eğrisi elde edilir.  $P$  yükü kritik değeri geçerse oturmalar hızla artar. Bu yük-oturma eğrisinin eğriliğinin maksimum olduğu nokta çökme noktasıdır.

(2) Makaslama gerilmesi: Bu tip gerilme seyrek olmakla birlikte, oluştuğu zaman zemine oturan yapıyı tamamen tahrip eder. Bu tip yenilme de zeminin yatay olarak yanlara doğru hareketi söz konusudur. Böyle bir göçme birkaç evrede oluşur. Önce temel altındaki zemin aşağıya doğru itilerek dış yarlarda kabarmalar olur. İkinci evrede temel sınırları boyunca çatlaklar oluşur. Üçüncü evrede temel altında oluşan kayma, temeli aşağıya ve dışarıya doğru harekete zorlar. Son evrede ise sürekli kayma yüzeyi ortaya çıkar. Bu durumda, temel aşağıya iner ve devrilir. Temel etrafındaki zemin iyice kabarr. Böyle temel çökmelerine sık sık rastlanılmakla beraber bu durumda yapı tamamen yıkılır.

Taşıma gücü terimi ile temelin çökmeden taşıyabileceği maksimum taban basıncı nitelendirilmektedir ve birimi ( $\text{kg/cm}^2$ ) veya ( $\text{t/m}^2$ ) olarak tanımlanır.

Temellerin taşıma gücü, zeminin birim hacim ağırlığı, kayma mukavemeti ve deformasyon karakteristikleri gibi mekanik özelliklerine, zeminin ilk gerilme durumuna, hidrolik ve yapısal şartlarına, temelin büyüklük, derinlik, şekil, taban pü-

rüzlülüğü ve taşıdığı yük değeri gibi geometrik ve fizik şartlarına ve inşa metoduna dayanmaktadır.

Nihai taşıma gücü terimi,  $q_u$ , zeminin plastik makaslanma yenilmesine uğradığı birim yük miktarı için kullanılmaktadır. Nihai taşıma gücünü formüle ederken gözönüne alınan hususlar; temel elemanın şekli ve boyutları, temel derinliği ve temelin oturduğu zemin özellikleridir.

Emniyetli taşıma gücü veya zemin emniyet gerilmesi başka bir deyişle müsaade edilebilir taşıma gücü (permissible bearing capacity)  $q_s$  ise, nihai taşıma gücünün  $G_s$  gibi bir emniyet faktörüne (safety factor) veya güvenlik katsayısına bölünmesi sonucunda bulunan taşıma gücüdür.

$$q_s = \frac{q_u}{G_s} \quad (1)$$

Emniyet  $G_s$  faktörü boyutsuz bir rakamdır ve minimum 1,5-4,5 arasında değerler alır. Zemin emniyet gerilmesi uygulayıcı mühendis için oturmalar, zaman etkenleri ve zeminin heterojenliği gibi faktörler ortadan kaldırdığı varsayılır (Myslivec 1978).

$q_u$  ile gösterilen taşıma gücünün temel alanı  $A$  ile çarpılması

$$Q_u = A \cdot q_u$$

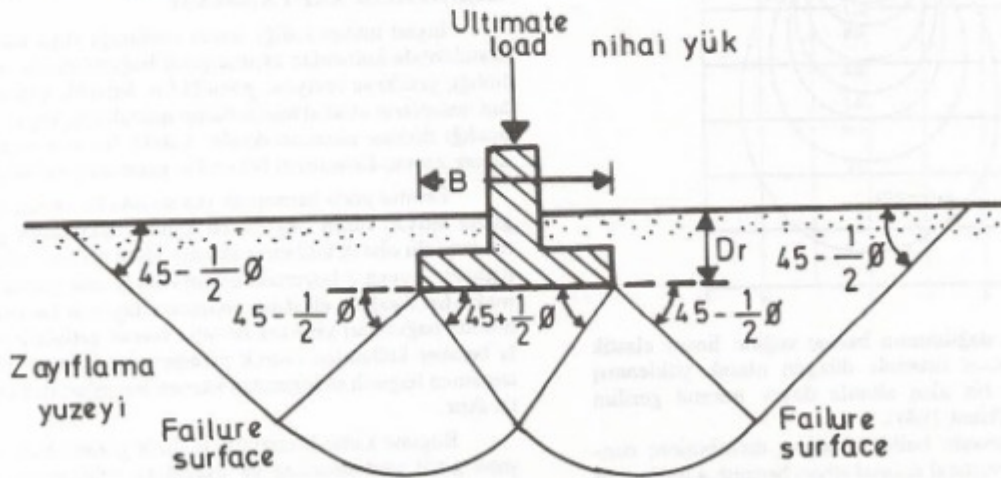
temelin göçmeden taşıyabileceği maksimum yükü verir.

Net taşıma gücü, yani taban seviyesine göçme olmadan konulabilecek basınçtan o seviyedeki mevcut zemin basıncının çıkartılmasıdır.

Şekil (1)'deki sığ temellerin statik nihai taşıma gücünün hesabı için araştırmacılar tarafından muhtelif formüller verilmiştir. Bunlar arasında bugün en çok kullanılan Terzaghi'nin verdiği formüldür. Terzaghi'nin deneysel olarak elde ettiği statik taşıma gücü genel formülü şöyledir:

$$q_u = cN_c S_c h_c + qN_q S_q H_q + \frac{1}{2} dN_d D_d h_d \quad (2)$$

Yukarıdaki denklemde birinci terim kohezyon, ikinci terim sürüşarj ve son terim içsel sürtünmedir. Burada;  $q_u$ ; temelin birim alanındaki statik nihai yük,  $d$ ; yoğunluk ( $\text{kg/cm}^3$ ),  $c$ ; zemin



Şekil 1. Mütemadi sığ temellerin statik nihai taşıma gücü (Das 1983).  
Fig. 1. Static ultimate bearing capacity of continuous shallow foundations (after Das 1983).

kohezyonu ( $\text{kg/cm}^2$ ),  $d'$  temel altındaki zeminin etkin birim ağırlığı ( $\text{kg/cm}^2\text{sn}^2$ ),  $q$ ;  $hH_f$  sürüşarj yükü ( $\text{kg/cm}^2$ ),  $H_f$ ; temel derinliği (m),  $B$ ; temel genişliği,  $N_c$ ,  $N_q$ ,  $N_d$ ; zeminde, içsel sürtünme açısının fonksiyonu olan taşıma kapasitesi faktörleridir,  $S_c$ ,  $S_q$ ,  $S_d$ ; temel şekli faktörleri,  $h_c$ ,  $h_q$ ,  $h_d$ ; derinlik faktörleridir. Bir örnek vermek gerekirse, kumlarda  $c = 0$ ,  $N_c = 0$ , suya doygun killerde  $\phi = 0$ ,  $N = 0$  dır. Buna göre yukarıdaki denklemde sadeleştirmeye gidilebilmektedir. Birçok araştırmacı tarafından yukarıdaki faktörler çeşitli şekillerde tanımlanmıştır.

Bu şekilde elde edilen parametreler statik parametreler olarak adlandırılır. Dinamik yöntemlerle elde edilenler ise dinamik parametreler olarak adlandırılırlar.

$\Phi_{dy}$  nihai dinamik taşıma gücü, literatürde

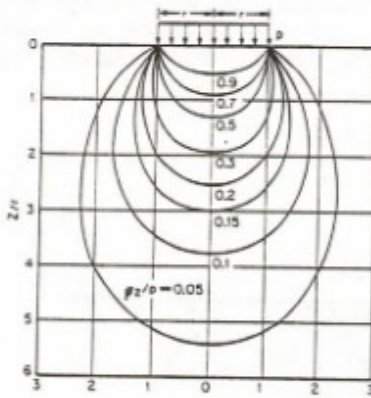
$$\Phi_{dy} = \Phi - 2^\circ \quad (3)$$

değeri kullanılarak tahmin edilmeye çalışıldığı görülmektedir (Das 1983).

Zemin emniyet gerilmesi aşağıdaki şekillerden biri veya birkaçıyla birlikte belirlenir (Türker 1988).

1. Deneyim kazanma ve bunlarla ilgili tablolar.
2. Yükleme deneyi.
3. Taşıma gücü ve oturmaların laboratuvar deneylerinden hesaplanması.
4. Standart penetrasyon deneyi (SPT) ve konik penetrasyon deneyi (KPT).
5.  $V_s$  enine dalga hızı ve  $V_p$  boyuna dalga hızından deneysel bağıntıyla taşıma gücünün saptanması.

Dünyanın çeşitli yerlerindeki mühendisler zaman zaman bu konudaki deneyimlerini yayınlamaktadırlar. Zemin emniyet gerilmesinin saptanmasında en kolay yol çizelgelerin kullanılmasıdır. Fakat bu çizelgelerde yalnız zemin cinsleri verilmeyle yetinilmiş ve zeminin özellikleri belirtilmemiştir. En önemlisi yapının boyutlarının ve ağırlığının çizelgelere konulmamasıdır. Sonuç olarak çizelgelerden alınan değerler emniyetli bir geril-



Şekil 2. Gerilim dağılımının basınç soğanı lineer elastik yarı sonsuz ortamda düzgün olarak yüklenmiş dairesel bir alan altında düşey normal gerilim eğrileri (Hunt 1984).

Fig. 2. The "pressure bulb" of stress distribution: contours of vertical normal stress beneath a uniformly loaded circular area on a linear elastic half space (after Hunt 1984).

me ve ekonomik bir temel boyutu vermemektedir. Zemin emniyet gerilmesinin hesaplanması bir kirişin veya döşemenin hesabı kadar önemlidir. Böyle bir durumda yalnız deyimlere dayan-

mak mühendisi hataya düşürebilir. Yine de New York, Berlin gibi büyük kentlerde jeoteknik bilgi birikimi, güvenilir çizelgeler olarak görülmektedir. Çizelge 1'de verilen zemin emniyet gerilmeleri bu tür yapı kılavuzlarından derlenmiştir (Önalp 1982 ve Acatay 1976). Su altındaki taneli zeminler için, Çizelge 1'de verilen  $q_u$  değerlerinin % (40-60)'ının kullanılması veya başka bir deyişle güvenlik sayısı  $G_u$  in değinilen oranda artırılması önerilmektedir (Çizelge 1 ve 2'ye bakınız).

Çizelge 1. Zemin Mekanikliği çalışmalarına göre çeşitli zeminlerin zemin emniyet gerilmesi (Acatay 1970).

Table 1. Permissible bearing capacity, according to soil mechanics for various ground (after Acatay 1970).

| Jeolojik Formasyon                                                     | $q_u$ ( $\text{kg/cm}^2$ ) |
|------------------------------------------------------------------------|----------------------------|
| Masif kaya, granit, diyorit, gnays gibi iyi durumda (volkanik kayalar) | 100                        |
| İyi durumda metamorfik kayalar                                         | 40                         |
| Tortul kayalar, silt taşı, kireçtaşı, kumtaşı ve çakıltası             | 15                         |
| Yumuşak ve çatlaklı ana kaya                                           | 10                         |
| Çok iyi sıkışmış veya kısmen çimentolaşmış çakıllar, kumlar            | 10                         |
| Sıkışmış çakıl, kum-çakıl karışımları                                  | 6                          |
| Sıkışmış çakıl, kaba kum                                               | 4                          |
| Kaba kum, gevşek kum çakıl karışımları                                 | 3                          |
| Sıkı halde ince kum                                                    | 2                          |
| Gevşek ince kum                                                        | 2                          |
| Sıkı kil                                                               | 4                          |
| Orta sıklıkta kil                                                      | 2.5                        |
| Orta yumuşaklıkta kil                                                  | 1.5                        |
| Dolgu malzemesi, organik zeminler, turba ve diğer kötü zeminler        | 0                          |

## SİSMİK YÖNTEMLER İLE ZEMİN EMNİYET GERİLMESİ SAPTANMASI

İnşaat mühendisliği zemin mekaniği veya temel inşaatı konularında kullanılan taşıma gücü bağıntılarında; tabaka kalınlığı, yeraltı su seviyesi, gömülü fay, kırıklık, çatlaklık, yapıların etüd alanının bütün noktalarını kapsayıp kapsamadığı dikkate alınmamaktadır. Çünkü her noktadan numune almak zaman-finanstan bakımdan ekonomik değildir.

Taşıma gücü hesabında yukarıdaki hususları içeren bilgilere ihtiyaç vardır. Ayrıca bu konulardaki klasik yöntemler tek boyutlu olarak kullanılmaktadır. Halbuki son yıllardaki gelişmeler 2 veya 3 boyutlu oturmaları elastik kuramla açıklamaktadır. Aşağıda elastisite teorisine dayanan taşıma gücü ve oturma bağıntıları yine tek boyutlu olarak geliştirilmiş olmakla beraber kullanılan sismik parametreler kayacın litolojisine tamamen bağımlı olduğundan istenen hususları daha iyi yansıttacaktır.

Bugüne kadar literatürde jeofizik yöntemlerle zemin taşıma gücü saptanmasına ait aşağıdaki çalışmalara rastlanılmaktadır.

Japonya'daki zemin etüdlerinde dünya çapında tanınmış OYO firması tarafından geliştirilen ve kullanılan zemin taşıma gücü anlamındaki serbest basınç direnci  $q_u$  ile enine sismik dalga hızı  $V_s$  arasındaki deneysel olarak geliştirilen bağıntı, Imai'ya (1976) göre;

$$V_s = 138.3 q_u^{0.417} \quad (4)$$

olarak verilmektedir.

Ayrıca benzer şekilde yine deneysel olarak serbest basınç direnci  $q_u$  ile,  $V_p$  boyuna sismik dalga arasında, (Imai 1976) tarafından,

$$q_u = 10 V_p^3 \quad (5)$$

bağıntısı verilmektedir. Yine  $q_u$  taşıma gücünden zemin emniyet gerilmesi bu bağıntılardan yukarıdaki gibi elde edilmektedir. Bu bağıntılarda  $V$ 'nin birimi km/s olarak kullanılmaktadır.

Diğer yöntemde ise; Çizelge 2'de verilen zemin sınıflamasında sismik hızlara karşılık gelen serbest basınç dirençlerinden, zemin emniyet gerilmesi tahminle saptanmaya çalışılmaktadır. Keza (Bracinac, 1978) akustik empedans ile zemin sınıflaması yapmıştır.

Şimdiye kadar, inşaat (jeoteknik) mühendisliğinde zemin emniyet gerilmesi, yapılan deneysel koşullar ve ondan geliştirilen deneysel bağıntılara bağlı olarak elde edilmektedir.

Gerek OYO firmasının kalın alüvyon tabakaları için yukarıdaki geliştirdiği ve gerekse Çizelge 2'den yararlanılarak zemin taşıma gücünün tahmini çoğu kez sağlıklı sonuç veremeyeceği yani genelleştirilemeyeceği, kayaçların çeşitli sismik değerlerinden hemen kolaylıkla anlaşılabilir. Örneğin: Çizelge 1'den de anlaşılacağı üzere masif volkanik kayaların zemin emniyet gerilmesi değeri  $q_u = 100 \text{ kg/cm}^2$  civarında elde

edilmesi gerekirken, böyle ortamların  $V_p$  boyuna dalga hızlarının  $5 \text{ km/s}$  civarında olabileceği biliniyor, anılan bağıntıların çok sağlam ve çok gevşek zeminler için uygun sonuçlar veremeyeceği açıkça görülebilir. Ayrıca birimi de uygun değildir.

Bugün, hâlâ uygulamada en yaygın olarak kullanılan bağıntılar yine deneysel olan Terzaghi ve onun bağıntısından geliştirilenlerdir. Bu bakımdan giriş bölümünde açıklandığı üzere zemin emniyet gerilmesi saptanması yanında zemin altının yapısal özelliğini de yansıtabilecek bir yöntem ihtiyacı duyulmaktadır.

## DİNAMİK TAŞIMA GÜCÜ VE ZEMİN EMNİYET GERİLMESİ PARAMETRELERİNİN SAPTANMASI

Son yıllarda inşaat (jeoteknik) mühendisliği literatüründe zemin taşıma gücü ve zemin oturumalarının saptanmasında, (Das 1983) ve (Lee 1983)'de görüleceği gibi, elastik teorisinin modern metodlar olarak kullanılmaya başlanıldığına rastlanılmaktadır. Söz konusu literatürlerde temeli taşıyan elastik ortamın homojen, izotrop ve yarı sonsuz olduğu kabul edilmektedir. Genelde toprak zeminin davranışı elastik özellikteki kaya zemininkinden farketmektedir. Ancak bu, küçük deformasyonlar için toprak zemin de makul bir yaklaşıklıkla elastik zemin gibi kabul edilebilmektedir. Esasen dinamik yöntemlerden olan sismik yöntemlerin uygulanmasında tüm zeminler için aynı kabul yapılmakta olduğu bilinmektedir. Zaten sismik titreşimlerin küçük genlikli olup küçük deformasyonlar yarat-

Çizelge 2. Zemin türlerine göre zemin özellikleri.  
Table 2. Ground properties according to various ground.

|                                                                                                                                                             | $N_{sp}$             | $D_r$          | $q_u$                  | $V_s$              |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------|----------------|------------------------|--------------------|
|                                                                                                                                                             | Standart penetrasyon | Relatif sıklık | Serbest basınç direnci | Kayma Dalgası hızı |
|                                                                                                                                                             | Adet                 | %              | kg/cm <sup>2</sup>     | m/san              |
| I                                                                                                                                                           |                      |                |                        |                    |
| a) Masif volkanik kayaçlar ve derinlik kayaçları, ayrışmamış sağlam metamorfik kayaçlar, çok sert çimentolu tortul kayaçlar                                 | —                    | —              | —                      | —                  |
| b) Çok sıkı, kum, çakıl                                                                                                                                     | —                    | —              | —                      | 700                |
| c) Çok sert kil                                                                                                                                             | 50                   | 85 - 100       | —                      | —                  |
|                                                                                                                                                             | 32                   | —              | 40                     | —                  |
| II                                                                                                                                                          |                      |                |                        |                    |
| a) Tuf ve aglomera gibi gevşek magmatik kayaçlar, süreksizlik düzlemleri bulunan ayrışmış çimentolu tortul kayaçlar                                         | —                    | —              | —                      | 400 - 700          |
| b) Sıkı kum, çakıl                                                                                                                                          | —                    | —              | —                      | —                  |
| c) Sert kil                                                                                                                                                 | 30 - 50              | 65 - 85        | —                      | —                  |
|                                                                                                                                                             | 16 - 32              | —              | 2.0 - 4.0              | —                  |
| III                                                                                                                                                         |                      |                |                        |                    |
| a) Yumuşak süreksizlik düzlemleri bulunan çok ayrışmış metamorfik kayaçlar ve çimentolu tortul kayaçlar                                                     | —                    | —              | —                      | 200 - 400          |
| b) Orta sıklıkta kum, çakıl                                                                                                                                 | —                    | —              | —                      | —                  |
| c) Katı kil, siltli kil                                                                                                                                     | 10 - 30              | 35 - 65        | —                      | —                  |
|                                                                                                                                                             | 8 - 16               | —              | 1.0 - 2.0              | —                  |
| IV                                                                                                                                                          |                      |                |                        |                    |
| a) Yeraltı su seviyesinin yüksek olduğu yumuşak ve kalın alüvyon tabakaları, bataklık tipi veya çamur dipli deniz doldurulması ile oluşan zeminler ve dolgu | —                    | —              | —                      | 200                |
| b) Gevşek kum                                                                                                                                               | 0 - 10               | 35             | —                      | —                  |
| c) Yumuşak kil, siltli                                                                                                                                      | 0 - 8                | —              | 1.0                    | —                  |

tağı bilinmektedir.

İnşaat (jeoteknik) mühendisliğinde kullanılan (2) numaralı denklemde verilen statik taşıma gücü deneysel bağıntısının görüleceği üzere sürşarj terimi basitçe

$$q = d H_f \quad (6)$$

(kg/cm<sup>2</sup>) olarak verilmektedir. Bu bağıntıdaki  $H_f$ 'yi bu araştırmada temel derinliğinden farklı olarak ele alacak olursak, şöyle ki; temellerin oturma hesabında örneğin: bir binadan dolayı artan yükten ileri gelen zemin sıkışması daha ziyade temel altındaki aktif zon içinde meydana gelmektedir. Bu durum Şekil 1'in incelenmesi ile kolayca anlaşılacaktır. Aktif zon, veya aktif derinlik,  $h_a$ , temelin derinliğine, genişliğine, zeminin sıkışabilirliğine ve yük hacmine bağlıdır.  $h_a$ , birim alanlı bir temelde örneğin zemin emniyet gerilmesi 80 kg/cm<sup>2</sup> bir yükü yüklenen granit gibi sağlam zeminlerde, 1 kg/cm<sup>2</sup> yükü yüklenen gevşek kil zemininkinden daha büyük olacaktır. Aktif derinlik, pratik olarak, yüklenen yükün yaklaşık olarak 0.3 katı değer aldığı derinlik olarak kabul edilmektedir (Myslivec 1978). Aktif derinliğin üç katı derinlikte, temellerin basınç soğanı yani temel altındaki derinliklerde yük dağılım prensibine göre, yüklenen yükün hemen sıfırlandığı kabul edilir.

Zemin içindeki yük dağılımı Boussinesq teoremine göre yeryüzündeki  $P_0$  yüküne bağlı olarak  $h$  derinliğindeki  $P_h$  değeri  $N$ , temel sistemine ait şekil faktörü olmak üzere

$$P_h = \frac{P_0}{h} N \quad (7)$$

bağıntısıyla verilir (Kumbasar 1977).

Şekil 2'de görülen bir zemin modelinin A noktasındaki jeostatik yük,  $P_h$

$$P_h = \int_0^h d g dh = d g h \quad (8)$$

olarak verilir. Burada  $g$  yerçekimi ivmesidir. Söz konusu modelde  $h$  derinliğini yeryüzündeki 0 noktasında birim alana konan  $P_0$  yükünün basınç veya yük dağılımının sıfır olduğu derinlik olarak kabul edersek, aynı modelde A noktasından hareketle yeryüzündeki bir 0 noktasındaki  $P_0$  yükünü,

$$P_0 = \int_{-h}^0 d g dh = d g h \quad (9)$$

entegrasyonuyla elde edebiliriz. Sonuç olarak basınç soğanının sıfır olduğu  $h$  derinliğindeki  $P_h$  jeostatik yük ile zeminin yeryüzünde birim alanına konabilecek  $P_0$  yükü aynı değerde olduğu görülür. Yani;

$$P_h = P_0 \quad (10)$$

dır.

Bu durumda zeminin taşıma gücü  $q_u$ 'yu basınç soğanının sıfır olduğu derinlik  $h$ 'ya göre

$$q_u = d h \quad (11)$$

olarak yazabiliriz. Burada  $h$  derinliğini bilinen

$$T = \frac{4h}{V} \quad (12)$$

bağıntısından

$$h = \frac{TV}{4}$$

olarak elde edilip,  $q_u$ 'yu, (13) bağıntısını (11) bağıntısında yerine koyarak

$$q_u = \frac{TVd}{4} \quad (14)$$

elde edebiliriz. Burada  $T$  zemin hakim titreşim periyodu ve  $V$  sismik hızdır. Buradaki  $h$ , zemindeki bir tabaka kalınlığı olabileceği gibi zeminin yeryüzüne konan yükün basınç soğanının sıfır olduğu derinlik de olabilir, her iki durum için de (12) bağıntısı geçerli olmalıdır. Çünkü (12) bağıntısı bir ucu sabit, diğer ucu serbest olan kısa bir çubuğun hakim titreşim periyoduna eş değer bir ifadedir. Aksi takdirde (12) bağıntısında  $h$  nin sonsuz değeri için,  $T$  sonsuz değerler alır ki, bu mümkün değildir. Bu bakımdan, bir mühendislik yapısının basınç soğanı derinliği söz konusu bağıntı için uygun olmaktadır. Ancak ideal koşul, zemindeki üst tabaka kalınlığı ile basınç soğanı derinliğinin aynı olmasıdır.

(13) bağıntısında yoğunluk  $d$  (gr/cm<sup>3</sup>) ve sismik hız  $V$  (m/s) ise, birim ayarlaması ile

$$q_u = \frac{dVT}{40} \quad (15)$$

$q_u$  (kg/cm<sup>2</sup>) olarak elde edilir.

Kayaçların  $V_s$  boyuna ve  $V_p$  enine sismik dalga hızları yaklaşık olarak  $G_s$  güvenlik sayısı nisbetinde bir orana sahip olduğu görülür. Şöyle ki; PRAKLA (1986) firmasının raporunda  $V_p/V_s$  oranlarının ne şekilde değiştiği detaylı bir şekilde verilmiştir. Bu rapordaki bilgilere ayrıca (Tatham 1982 ve Wilkens 1984) araştırmalarına göre  $V_p/V_s$  oranı, kayaçların mineral bileşimine, dokuyu teşkil eden tanelerin büyüklüğüne ve dağılımına, gözenekliliğine, gözenek suyunun cins ve miktarına, sıkışabilirliğine, çimentolama derecesine, ortam hacmine ve sonuç olarak jeolojik geçmişi ile kayacın yaşına önemli bir şekilde bağlıdır. Keza Phillips (1989) etkin basıncın (jeostatik) kum taşlarındaki gözenek ve kil miktarlarının artmasıyla azaldığını,  $V_p/V_s$  oranıyla ters orantılı olarak değiştiğini deneysel olarak göstermiştir. Özetle kayaç litolojisine bağlı olan  $V_p/V_s$  oranı yaklaşık olarak  $G_s$  güvenlik faktörü gibi (1.3-8) arasında değerler alır. Yani, verilen bir ortam için güvenlik katsayısının hemen hemen iki katı değerler alır.  $V_p/V_s$  oranının değerlerini güvenlik sayısı olarak kullandığımızda zemin taşıma gücünün

$$q_u = \frac{dV_pT}{40} \quad (\text{kg/cm}^2) \quad (16)$$

zemin emniyet gerilmesinin

$$q_u = \frac{dV_sT}{40} \quad (\text{kg/cm}^2) \quad (17)$$

olarak elde edilebileceğini Türker ve Keçeli (1988)'de göstermişlerdir.

(16) ve (17) numaralı bağıntılarda basınç soğanı derinliğinin  $T$  titreşim periyodunun saptanması çok önemlidir ve zordur. Bununla beraber,  $T$  değeri aşağıdaki yol izlenerek saptanabilir:

İnşaat (Jeoteknik) mühendisliğinde en sağlam kayaca göre kayaç sınıflaması yapılır. Örneğin; mühendislik sismolojisinde de deprem şiddet artış katsayısı yine en sağlam kayaca göre karşılaştırmalı olarak değerlendirilir (Bracinac, 1978). Bu görüş noktasından hareket ederek ve Çizelge 1'deki en sağlam kayacın zemin emniyet gerilmesini  $q_u = 100$  kg/cm<sup>2</sup>, yoğunluğunu  $d = 3$  gr/cm<sup>3</sup> ve sismik hızını  $V_s = 3300$  m/s olarak alıp (16) bağıntısında yerine koyarsak

$$q_s = 100 \cdot \frac{3 \cdot 10^{-3} \cdot 3300 \cdot 10^2 \cdot T}{40}$$

den zemin hakim titreşim periyodu

$$T = 0,4 \text{ sn}$$

olarak elde edilir. (12) ve (18) bağıntılarından elde edilen  $T = 0,4 \text{ sn}$  değerine göre,  $h = 20 \text{ m}$  kalınlıklı,  $V_s = 200 \text{ m/sn}$  sismik hızlı bir alüvyon ortamı ile  $h = 330 \text{ m}$  kalınlıklı,  $V_s = 3300 \text{ m/sn}$  sismik hızlı bir sağlam kayanın zemin hakim titreşim periyodları aynı fakat üzerine konabilecek yük farklı olması gerekmektedir. Gerçekten de basınç soğanı derinlikleri sağlam zemine fazla yük konması ile fazla, zayıf zemine az yük konması ile az olacağı, Boussinesq teoreminden hemen anlaşılır.  $T = 0,4 \text{ sn}$  için (12) bağıntısından elde edilen derinlikler yukarıda verilen örnekteki gevşek zeminler için  $h = 20 \text{ m}$ , sağlam zeminler için  $h = 330 \text{ m}$  olması  $P_h$  nın sıfır olacağı derinliklerdir. Pratikte mühendislik yapıları için (0-50) metreler arası ile ilgilenilmesinin sebebi yukarıda anlatıldığı gibi yeryüzüne konan yüklerin üçte bir değerini aldığı aktif derinlikler (0-50) metreler arasına düşmesi nedeniyle.

$T = 0,4 \text{ sn}$  değeri (15) ve (16) nolu bağıntılarda yerine konursa, zemin taşıma gücü ve zemin emniyet gerilmesi bağıntıları sırasıyla

$$q_s = \frac{d V_p}{100} \quad (19)$$

$$q_s = \frac{d V_s}{100}$$

( $\text{kg/cm}^2$ ) olarak elde edilir.

$V_s$  in saptanamadığı durumlarda  $q_s$ ,  $G_s$  değerine bölünmesiyle  $q_s$  elde edilebilir. (19) numaralı bağıntıya göre saptanmış zemin emniyet gerilmesi değerleri Çizelge 3'a da verilmiştir. Kayaçların en yüksek enine dalga hız değeri  $V_s = 4000 \text{ m/s}$  olması durumunda  $T = 0,33 \text{ s}$  elde edilir. Buna göre düzenlenmiş Çizelge, 3b'de verilmiştir. Her iki çizelgedeki  $q_s$  değerleri biri diğerinden yüzde yirmi civarında fark etmektedir. Proje mühendisinin emniyetli tarafı seçmesi bakımından Çizelge 3b'nin kullanımı daha güvenlidir. Çizelge 1'deki değerlerle Çizelge 3b'deki değerlerin karşılaştırılması Çizelge 4'de verilmiştir. Bu çizelgelerin incelenmesinden elde edilen parametre değerlerinin hemen hemen aynı olduğu kolayca anlaşılabılır.

(19) bağıntısında herhangi bir zemin kayacının  $q_s$  taşıma değeri sadece yoğunluk ve sismik hızına bağlı olduğu görülmektedir. Kayacın katman olarak kalınlığının etkisi görülmektedir. Bu bağıntılarda görülen yoğunluk ve hızın çarpımı, sismikte bilindiği gibi akustik empedans olarak adlandırılır (Telford 1976). Şu halde dinamik taşıma gücü ve dinamik zemin emniyet gerilmesi parametreleri  $d$  ( $\text{gr/cm}^3$ ) ve  $V$  ( $\text{m/sn}$ ) birimlerinde kullanılması koşulu ile boyuna ve enine sismik dalgaların akustik empedanslarının yüzdesi olarak tanımlanabilmektedir.

Bu geliştirilen bağıntılardan (2) numaralı bağıntıda görülen zemin kohezyonu ve içsel sürtünme terimlerinin özellikleri açık bir şekilde görülmez. Ancak sismik hız ve yoğunluğun çarpımı olan akustik empedans da kayaçların litolojisine yani yukarıda anılan özelliklere bağlı olduğundan ve bu özelliklerde kohezyon ve içsel sürtünmeyi belirlediğinden dolayı olarak anılan özellikleri yani içsel sürtünmeyi ve kohezyonu içerir.

Sürşarj terimi temel derinliği ile ilgili olup geliştirilen bağıntıya eklenebilir, yalnız temel şeklini geliştirilen bağıntı bu haliyle tanımlayamaz. Esasen inşaat (jeoteknik) mühendisliğinde güvenli bir zemin emniyet gerilmesi saptandıktan sonra temel şekline göre bilâhare değerlendirmeler yapılabilmektedir (Önalp 1982). Bu bakımdan bu husus büyük bir noksanlık göstermemektedir. Ayrıca, etüd edilen zeminin yeraltı suyu seviyesi içinde olduğu zaman (19) bağıntısından elde edilecek değerler taşıma gücü bölümünde de bahsedildiği gibi yine yüzde (40-60) oranındaki değerleri kullanılmalıdır.

Bir sismik çalışmada zeminin yapısal özelliğinin aydınlatılması ve elastik parametrelerinin saptanması yanında inşaat mühendisinin en çok gereksinim duyduğu zemin emniyet gerilmesi parametresinin ucuz ve kısa zamanda verilebilmesi yazar tarafından geliştirilen bu yöntemin özellikle jeoteknik haritaların hazırlanmasında önemini açıkça ortaya koymaktadır.

## ZEMİN OTURMASI

İnşaat (jeoteknik) mühendisliğinde zemin oturmaları aşağıda verilen üç şekilde oluştuğu bilinmektedir.

### 1- Ani Oturma

Bu oturma, zeminde hacim değişmesi (suya doygun zeminlerde su muhtevası değişmesi) olmadan meydana gelen oturmadır. Bu oturma elastisite teorisinde elastik, izotrop ve homojen ortamlar için çıkartılmış formüllerle hesaplanır. Pratikte çok defa ihmal edilir.

### 2- Konsolidasyon Oturması

Bu oturma yük altında killi siltli ve kumlu taneli zemin içindeki suyun dışarı atılması ile meydana gelen düşey doğrultudaki deformasyondur.

Bu oturmada  $H$  sıkışan tabaka kalınlığını,  $\Delta P$ , kalınlığı  $H$  olan tabaka boyunca ortalama basınç artışını ve  $M_v$  hacimsel sıkışma katsayısını,  $E$  elastisite modülünü gösterirse düşey deformasyon miktarı yani oturma miktarı  $\Delta H$  veya  $S$

$$S = \Delta H = M_v \Delta P H$$

veya

$$S = \Delta H = \Delta P \frac{H}{E} \quad (20)$$

olarak verilir (Hunt 1984 ve Kumbasar 1977).

### 3- Plastik Oturma

Plastik oturma iyi olarak projelendirilmiş temellerde gerilme artışlarının taşıma gücünün çok altında düşünülerek hesaba alınmaz.

Pratikte kullanılan gerçek oturma miktarları hesaplanan değerlerin 1/2 ilâ 3/4 civarında olmaktadır (Myslivec 1978). Esasen Cassagrand Oedometer yöntemiyle yapılan bu deneylerde elastisite modüllerinin saptanmasının güçlüğünden söz edilmektedir. Halbuki bugün gelişen teknoloji sayesinde zeminin elastisite modülleri yerinde (in-situ) ölçülerle kolaylıkla saptanabildiği malumdur. Nitekim son yıllarda oturma analizlerindeki modern teknikler elastisite teorisine dayandırılmaktadır (Lee 1983).

## SİSMİK YÖNTEMLERLE ZEMİN OTURMALARININ SAPTANMASI

Yukarıda statik zemin emniyet gerilmesindeki gibi zemin oturmaları (settlement) için inşaat (jeoteknik) mühendisliği yöntemi genelde laboratuvar çalışmaları ile yürütülmektedir. Ancak örselenmemiş numune alımı ve doğal koşulların yerine getirilmesindeki güçlükler nedeniyle özellikle kohez-

yonsuz taneli zeminlerde sınırlı kalmaktadır. Yerinde numune almadan doğal koşullarda muhtemel oturmaların saptanması pratikte çok önemli olması gerekir. Bunun için, yukarıdaki zemin dinamik parametrelerinin geliştirildiği görüş noktasından hareketle sismik yöntemlerle zemin oturmaları aşağıdaki gibi saptanabilir.

Temellerin taşıma veya oturma değerlerinin hesabı için herhangi bir derinlikte zemin taneleri arasındaki etkin düzey basıncı bilmek gerekir. Jeostatik basınç olarak da adlandırabileceğimiz etkin basınç,  $P_h$ , (8) numaralı bağıntıda verilmiştir.

Zemin oturmalarında zemindeki mühendislik yapısı yüzünün düşey olarak etkidiği gözönüne alınarak hesaplamalar yapılır. Jeostatik basınçta da yanal bir basıncın olmadığı durumda (8) numaralı bağıntıdaki basınç etkin derinlikte düşey basınç olarak ele alınabilir. Bu basınç değeri Jaeger (1979) tarafından Hook Kanunu'na göre düşey boyuttaki  $S_z$  deformasyonunu

$$S_z = \frac{P_h}{E} = \frac{dgh}{E} \quad (21)$$

olarak verilmektedir. Burada E young modülü olup,  $S_z$ , düşey eksen boyunca hacimsel boyuna deformasyonu, başka bir

Çizelge 3a. Sismik hızlardan elde edilen dinamik zemin emniyet gerilmeleri (T = 0.4 sn için)  
Table 3a. Dynamic bearing capacities obtained from seismic velocities (for T = 0.4 second)

| ZEMİN CİNSİ     | Boyuna dalga hızı<br>$V_p$ (m/sn) | Enine dalga hızı<br>$V_s$ (m/sn) | Elastisite modülü<br>E (kg/cm <sup>2</sup> ) | Yoğunluk<br>(gr/cm <sup>3</sup> ) | Taşıma gücü<br>$q_u = \frac{dV_p}{100}$ | Zemin emniyet gerilmesi<br>$q_s = \frac{dV_s}{100}$<br>(Kg/cm <sup>2</sup> ) |
|-----------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|
| Gabro           | 4500 - 6450                       | 2250 - 3420                      | 364500 - 1068014                             | 2.7 - 3.5                         | 123.5 - 225.8                           | 60.7 - 119.7                                                                 |
| Bazalt          | 4500 - 6400                       | 2250 - 3200                      | 364500 - 901120                              | 2.7 - 3.3                         | 121.5 - 211.2                           | 60.7 - 105.6                                                                 |
| Diyorit         | 4500 - 5760                       | 2250 - 3060                      | 367200 - 729830                              | 2.72 - 2.99                       | 122.4 - 172.2                           | 61.2 - 91.5                                                                  |
| Granit          | 3300 - 5640                       | 1750 - 2870                      | 199732 - 613493                              | 2.5 - 2.81                        | 82.5 - 158.4                            | 43.7 - 80.6                                                                  |
| Şist            | 3200 - 5200                       | 1454 - 2363                      | 139015 - 443647                              | 2.4 - 2.9                         | 76.8 - 150.8                            | 34.9 - 68.5                                                                  |
| Kireçtaşı       | 1200 - 5970                       | 600 - 2880                       | 16704 - 648656                               | 1.74 - 2.9                        | 20.8 - 173.1                            | 10.4 - 83.5                                                                  |
| Çamurtaşı       | 600 - 1900                        | 300 - 700                        | 3840 - 33433                                 | 1.6 - 2.4                         | 9.6 - 45.6                              | 4.8 - 16.8                                                                   |
| Sel çakılı      | 900 - 2200                        | 250 - 600                        | 3281 - 23123                                 | 1.8 - 2.2                         | 16.2 - 48.4                             | 4.5 - 13.2                                                                   |
| Çakıl, kuru kum | 500 - 1000                        | 200 - 300                        | 1573 - 6005                                  | 1.4 - 2.3                         | 7 - 23                                  | 2.8 - 6.9                                                                    |
| Gevşek kum      | 600 - 1800                        | 150 - 500                        | 858 - 13123                                  | 1.3 - 1.8                         | 7.8 - 32.4                              | 1.9 - 9                                                                      |
| Alüvyon çakılı  | 400 - 1900                        | 100 - 430                        | 440 - 13073                                  | 1.5 - 2.4                         | 6 - 45.6                                | 1.5 - 10.3                                                                   |
| Sel kili        | 500 - 1800                        | 100 - 350                        | 384 - 6528                                   | 1.3 - 1.8                         | 6.5 - 32.4                              | 1.3 - 6.3                                                                    |
| Balçık zemin    | 100 - 600                         | 50 - 200                         | 80 - 2070                                    | 1.2 - 1.8                         | 1.2 - 10.8                              | 0.6 - 3.6                                                                    |
| Alüvyon kili    | 300 - 600                         | 70 - 130                         | 201 - 997                                    | 1.4 - 2                           | 4.2 - 12                                | 0.98 - 2.6                                                                   |

Çizelge 3b. Sismik hızlardan elde edilen dinamik zemin emniyet gerilmeleri (T = 0.33 sn için)  
Table 3b. Dynamic bearing capacities obtained from seismic velocities (T = 0.33 second)

| ZEMİN CİNSİ     | Boyuna dalga hızı<br>$V_p$ (m/sn) | Enine dalga hızı<br>$V_s$ (m/sn) | Elastisite modülü<br>E (kg/cm <sup>2</sup> ) | Yoğunluk<br>(gr/cm <sup>3</sup> ) | Taşıma gücü<br>$q_u = \frac{dV_p}{100}$<br>(kg/cm <sup>2</sup> ) | Zemin emniyet gerilmesi<br>$q_s = \frac{dV_s}{100}$<br>(Kg/cm <sup>2</sup> ) |
|-----------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|
| Gabro           | 4500 - 6450                       | 2250 - 3420                      | 364500 - 1068014                             | 2.7 - 3.5                         | 101 - 188.5                                                      | 50.7 - 100                                                                   |
| Bazalt          | 4500 - 6400                       | 2250 - 3200                      | 364500 - 901120                              | 2.7 - 3.3                         | 101 - 176                                                        | 50.7 - 88                                                                    |
| Diyorit         | 4500 - 5760                       | 2250 - 3060                      | 367200 - 729830                              | 2.72 - 2.99                       | 101 - 134.6                                                      | 50.7 - 74                                                                    |
| Granit          | 3300 - 5640                       | 1750 - 2870                      | 199732 - 613493                              | 2.5 - 2.81                        | 70 - 132                                                         | 36.5 - 67                                                                    |
| Şist            | 3200 - 5200                       | 1454 - 2363                      | 139015 - 443647                              | 2.4 - 2.9                         | 64 - 126                                                         | 29 - 57                                                                      |
| Kireçtaşı       | 1200 - 5970                       | 600 - 2880                       | 16704 - 648656                               | 1.74 - 2.9                        | 17 - 145                                                         | 87 - 69.7                                                                    |
| Çamurtaşı       | 600 - 1900                        | 300 - 700                        | 3840 - 33433                                 | 1.6 - 2.4                         | 8 - 38                                                           | 4 - 14                                                                       |
| Sel Çakılı      | 900 - 2200                        | 250 - 600                        | 3281 - 23123                                 | 1.8 - 2.2                         | 13 - 40                                                          | 3.8 - 11                                                                     |
| Çakıl, kuru kum | 500 - 1000                        | 200 - 300                        | 1573 - 6005                                  | 1.4 - 2.3                         | 6 - 19                                                           | 2.3 - 5.8                                                                    |
| Gevşek kum      | 600 - 1800                        | 150 - 500                        | 858 - 13123                                  | 1.3 - 1.8                         | 6.5 - 27                                                         | 1.6 - 7.5                                                                    |
| Alüvyon Çakılı  | 400 - 1900                        | 100 - 430                        | 440 - 13073                                  | 1.5 - 2.4                         | 5 - 38                                                           | 1.3 - 8.6                                                                    |
| Sel kili        | 500 - 1800                        | 100 - 350                        | 384 - 6528                                   | 1.3 - 1.28                        | 5 - 15                                                           | 1 - 5                                                                        |
| Balçık zemin    | 100 - 600                         | 50 - 200                         | 80 - 2070                                    | 1.2 - 1.8                         | 35 - 10                                                          | 0.8 - 2                                                                      |
| Alüvyon kili    | 300 - 600                         | 70 - 130                         | 201 - 997                                    | 1.4 - 2                           | 1 - 9                                                            | 0.5 - 3                                                                      |

Çizelge 4. Statik ve dinamik zemin emniyet gerilmesi değerlerinin karşılaştırılması

Table 4. Comparison of static and dynamic permissible bearing capacities

| Jeolojik Formasyon                                                    | Statik<br>$q_s$ (kg/cm <sup>2</sup> ) | $\frac{d V_s}{100}$<br>(kg/cm <sup>2</sup> ) |
|-----------------------------------------------------------------------|---------------------------------------|----------------------------------------------|
| Masif kaya, granit, diyorit gnays gibi iyi durumda (volkanik kayalar) | 100                                   | 50 - 100                                     |
| İyi durumda metamorfik kayalar                                        | 40                                    | 35 - 90                                      |
| Tortul kayalar, silt taşı, kireçtaşı, kumtaşı ve çakıltası            | 15                                    | 12 - 70                                      |
| Yumuşak ve çatlaklı ana kaya                                          | 10                                    | 5 - 40                                       |
| Çok iyi sıkışmış veya kısmen çimentolaşmış çakıllar, kumlar           | 10                                    | 5 - 30                                       |
| Sıkışmış çakıl, kum-çakıl karışımları                                 | 6                                     | 2 - 13                                       |
| Sıkışmış çakıl, kaba kum                                              | 4                                     | 2 - 13                                       |
| Kaba kum, gevşek kum çakıl karışımları, sıkı halde ince kum           | 3                                     | 2 - 9                                        |
| Gevşek ince kum                                                       | 2                                     | 2 - 9                                        |
| Sıkı kil                                                              | 4                                     | 1 - 6                                        |
| Orta sıklıktaki kil                                                   | 2.5                                   | 1 - 6                                        |
| Orta yumuşaklıkta kil                                                 | 1.5                                   | 1 - 6                                        |
| Dolgu malzemesi, organik zeminler turba ve diğer kötü zeminler        | 0                                     | 0                                            |

deyişle birim uzunlukta oturmayı göstermektedir.

Pratikte young modülü birimi kg/cm<sup>2</sup> olarak ifade edilir. Bu nedenle hız cinsinde hesaplamalarda  $g$  değerine bölünür. Buna göre birim deformasyon

$$S_s = \frac{d h}{E'} = \frac{d g h}{E'} = \frac{d h}{E} = \frac{q_u}{E} \quad (22)$$

olarak tanımlanabilir.

Zeminlerin taşıma gücü bahsinde tanımlandığı üzere, mühendislik yapılarının temelleri için  $q_u$  taşıma gücü değeri düşey istikametteki jeostatik bir basınç gibi dengede bulunduğu kabul edilen bir zemine mühendislik yapısı nedeniyle bir  $q_u$  zemin emniyet gerilmesi değeri olarak bir yük ilavesi söz konusu olduğundan iki yükün toplanması gerekir. Bu duruma göre (19) numaralı bağıntı (22) numaralı bağıntıda yerine korsa düşey istikametteki boyuna birim deformasyon, yani oturma,

$$S_s = \frac{q_u + q_s}{E} = \frac{q_{top}}{E} \quad (23)$$

$$= \left( \frac{d V_p}{100} + \frac{d V_s}{100} \right) / E \quad (24)$$

olarak yazılabilir. Belirli bir derinlik içindeki çok sayıda tabakaların toplam oturması ise;

$$S_{top} = \sum_{i=1}^{n-1} S_{s_i} \cdot H_i = \sum_{i=1}^{n-1} \frac{q_i \cdot H_i}{E_i} \quad (25)$$

olarak elde edilir. Burada  $i$  tabaka sayısını göstermektedir (Çizelge 5a'ya bakınız). Eğer zemin nihai oturmaya ulaşmış ise o zaman (24) denkleminin sadece ikinci terimini oturma hesabında kullanmak gerekecektir (Çizelge 5b'ye bakınız).

Çizelge 3'den  $q_u$ ,  $q_s$  ve  $E$  değerleri alınarak yaklaşık 10 m derinlikteki etkin derinlik için oturma hesabı örnekleri Çizelge 5a, Çizelge 5b'de görülmektedir. Bu değerler çizelgede görülen her bir zemin cinsi 10 metre kalınlıkta olduğu kabul yapılarak hesaplanmış olup, klasik yöntemle hesaplananlarla uyum içindedir.

Mühendislik yapılarının yüklerinin sonucu, oluşan basınç bu ortamın içinde temel alanına dağılacığından zeminin toplam oturmalarının hesaplamasında, İnşaat (jeoteknik) mühendisliğinin zeminde belirli noktaların oturma hesabına daya-

Çizelge 5a. Sismik hızlardan elde edilen çeşitli zeminlerin muhtemel oturma miktarları.

Table 5a. Possible settlement values obtained from seismic velocities for various ground.

| ZEMİN CİNSİ     | Toplam oturma $S_T = S_z H$ cm. |                  |
|-----------------|---------------------------------|------------------|
|                 | H = 10 m.                       | H = 25 m.        |
| Alüvyon kili    | 25.8 - 14. (cm)                 | 64.4 - 36.3 (cm) |
| Balçık zemin    | 22.5 - 7                        | 56.2 - 32.3      |
| Sel kili        | 20.3 - 6                        | 50.7 - 23.1      |
| Alüvyon çakılı  | 17.0 - 4.2                      | 42.6 - 10.6      |
| Gevşek kum      | 11.3 - 3.1                      | 28.2 - 7.8       |
| Çakıl, kuru kum | 6.2 - 4.9                       | 15.5 - 12.4      |
| Sel çakılı      | 6.3 - 2.6                       | 15.7 - 6.6       |
| Çamurtaşı       | 3.7 - 1.8                       | 9.3 - 4.6        |
| Kireçtaşı       | 1.8 - 0.4                       | 4.6 - 0.98       |
| Şist            | 0.8 - 0.5                       | 2 - 1.2          |
| Granit          | 0.6 - 0.4                       | 1.6 - 0.97       |
| Diyorit         | 0.5 - 0.4                       | 1.2 - 0.9        |
| Bazalt          | 0.5 - 0.3                       | 1.2 - 0.8        |
| Gabro           | 0.5 - 0.3                       | 1.2 - 0.8        |

Çizelge 5b. Sismik hızlardan elde edilen çeşitli zeminlerin muhtemel oturma miktarları

Table 5b. Possible settlement values obtained from seismic velocities for various ground

| ZEMİN CİNSİ     | Toplam oturma $S_T = S_z H$ cm. |               |
|-----------------|---------------------------------|---------------|
|                 | H = 10 m.                       | H = 25 m.     |
| Alüvyon kili    | 5 - 2.6 cm                      | 12.5 - 6.5 cm |
| Balçık zemin    | 7.5 - 1.7                       | 18.8 - 4.3    |
| Sel kili        | 3.4 - 1                         | 8.5 - 2.5     |
| Alüvyon çakılı  | 3.4 - 0.8                       | 8.5 - 2       |
| Gevşek kum      | 2.2 - 0.7                       | 5.5 - 1.8     |
| Çakıl, kuru kum | 1.8 - 1                         | 4.5 - 2.5     |
| Sel çakılı      | 1.4 - 0.6                       | 3.5 - 1.5     |
| Çamurtaşı       | 1.3 - 0.5                       | 3.3 - 1.3     |
| Kireçtaşı       | 0.6 - 0.1                       | 1.5 - 0.3     |
| Şist            | 0.3 - 0.2                       | 0.8 - 0.5     |
| Granit          | 0.2 - 0.1                       | 0.5 - 0.3     |
| Diyorit         | 0.2 - 0.1                       | 0.5 - 0.3     |
| Bazalt          | 0.2 - 0.1                       | 0.5 - 0.3     |
| Gabro           | 0.2 - 0.1                       | 0.5 - 0.3     |

nan klasik laboratuvar yöntemleri temel ortamının tüm fiziksel özelliklerini yansıtamaz. Halbuki jeofizik mühendisliğinin yerinde (in-situ) ölçülerinden ortamın toplam etki değerleri ölçüldüğünden yerinde ölçülerinden saptanacak zemin oturması hesaplamalarının daha isabetli ve sağlıklı olması gerekir. Bu da geliştirilen "sismik yöntemlerle zemin oturmalarının hesaplanması yöntemi"nin önemini açıkça ortaya koymaktadır.

## ARAZİ UYGULAMALARI

Geliştirilen yöntemin arazi uygulaması sonuçları, esasında, çeşitli jeolojik birimler için araziden elde edilip literatürde verilen Çizelge 3'deki sismik hız değerlerine göre saptanan zemin emniyet gerilmesi ve zemin oturması değerlerini içeren Çizelge 1'in 4 ve 5 ile karşılaştırmasından hemen görülebilir.

Mamafih yirminin üzerindeki arazi uygulamalarında burada birkaç tane çarpıcı örnek vermek yerinde olacaktır.

Isparta ili Çimento Fabrikası (Gölaş II) kalın alüvyon sahası üzerine inşa edilmesi projelendirilmiştir. Bu sahanın zemin etüdü önce sismik yöntemle yapılmış ve zemin emniyet gerilmesi  $q_u = 1,5 \text{ kg/cm}^2$  ve zeminin 30 metre derinlik için oturması 20 cm saptanmıştır. Daha önceden  $q_u = 2,5 \text{ kg/cm}^2$  ye göre projelendirilmiş olan fabrika sahası bu çelişki nedeniyle bilâhare Boğaziçi Üniversitesi'nden inşaat bölümü jeoteknik grubuna etüd ettirilmiştir. Yapılan standart penetrasyon deneyiyle de  $q_u = 1,5 \text{ kg/cm}^2$  elde edilmiştir. Keza bitişikteki birinci fabrika temelinde 18 cm'lik bir oturma görülmüştür. Ayrıca, belki de en önemlisi, uygulama sonuçlarının tutarlılığına güven sonucu olacak ki, İller Bankası 5. Bölge Müdürlüğü Isparka (Eğirdir) atıksu arıtma tesisleri zemin etüdünü ve zemin emniyet gerilmesi parametresinin saptanmasını jeofizik yöntemlerle yapılmasını istemiştir. Yapılan etüd sonucu  $q_u = 1,6 \text{ kg/cm}^2$  elde edilmiş ve temel sistemin projelendirilmesi buna göre devam ettirilmektedir.

## SONUÇLAR

Zemin Mekaniği yöntemleri ile elde edilen zemin emniyet gerilmesi değerleri yeraltı yapısal özelliklerini tam olarak aydınlatamadığından her ikisini aynı zamanda yapacak bir yöntemin daha yararlı olacağı şüphesizdir. Bu bakımdan sismik yöntemlerle zemin emniyet gerilmesi ve yeraltı yapısal özelliklerinin aynı zamanda saptanabilmesi inşaat (jeoteknik) mühendisliğinde çok önemlidir.

Bu çalışmada geliştirilen yöntemden elde edilen zemin emniyet gerilmesi çizelge değerleri her iki yöntemde de uyum içinde olduğu görülmüştür. Ayrıca toplam oturmalarında aynı zamanda sismik yöntemle büyük bir yaklaşıklıkla saptanabileceği gösterilmiştir. Klasik olan statik yöntemle, geliştirilen dinamik yöntemin arazi uygulamalarında da uyum içinde olduğu görülmüştür. Geliştirilen dinamik yöntem bazı zemin türlerine göre sınırlı olmayıp her türlü zemine uygulanabilmesi bakımından öncekilere nazaran önemli bir üstünlük göstermektedir.

Jeoteknik haritalar hazırlanırken geniş alanların zemin emniyet gerilmelerinin ve muhtemel oturmaların saptanması

yanında yeraltı yapısal özelliklerinin de aydınlatılması zaman ve finansman bakımından jeofizik (sismik) yöntemler daha avantajlı bir duruma gelmektedir.

Geliştirilen yöntemin jeofizik mühendisleri tarafından kullanılmasıyla yeni bir çalışma alanı yaratılmış yani jeofizik mühendisliğine yeni bir boyut kazandırılmış ve inşaat mühendisleri ile jeofizik mühendisleri arasında daha geniş çaplı bir diyalog kurulması sağlanmış bulunmaktadır.

## KAYNAKLAR

- Acatay A., Özkan O. 1970, Zemin Mekaniği.
- Bracinaç Z., Jangi M., 1978, Engineering - Geological Maps of Seismic Regions Y. (Cartes Géotechniques des Régions Sismiques) Bulletin of the International Association of Engineering Geology N.18, 27 - 32.
- Das M. Braja 1983, Fundamentals of Soil Dynamics. Elsevier, London.
- Dobrin M.B. 1974, Introduction of Geophysical Prospecting.
- Hunt E.R. 1984, Geotechnical Engineering Investigation Manual, McGraw-Hill Book Company, London.
- Jaeger T.C. and Cook N.G.W. 1979, Fundamentals of Rock Mechanics, Chapman and Hall, Third Edition, London.
- Imai T. and Yoshimura M. 1976, The Relation of Mechanical Properties of Soils to P and S Wave Velocities for Soil Ground in Japan, URANA RESEARCH INSTITUTE, OYO corp.
- Imai T., Fumoto H. and Yokoto, K. 1976, P and S Wave Velocities in Subsurface of Ground in Jaan, URANA RESEARCH INSTITUTE, OYO corp.
- Kanai K. 1984, Engineering Seismology, ISEE Lecture Note International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute, Ministry of Construction, Tokyo.
- Kovacs W.D., and Holtz R.D. 1981, An Introduction to Geotechnical Engineering, Prentice-Hall Civil Engineering and Engineering Mechanics Series.
- Kumbasar V. ve Kip F. 1977, Zemin Mekaniği Problemleri, Çağlayan Kitabevi, İstanbul.
- Mooney M.H. 1973, Handbook of Engineering Geophysics Report, Bison Instruments, Inc.
- Mylivec A. and Kysela Z. 1978, The Bearing Capacity of Building Foundations, Developments in Geotechnical Engineering 21.
- Önalp A. 1983, İnşaat Mühendislerine Jeoteknik Bilgisi, Cilt (I-II), K.T.Ü., Trabzon.
- Özaydın K. 1982, Zemin Dinamiği, Deprem Mühendisliği Türk Milli Yayınları, No. 1.
- Phillips D.E. Han D.H. and Zoback M.D. 1989, Empirical relationships among seismic velocity, effective pressure, porosity, and clay content in sandstone, Geophysics 54, 82-89.
- Prakla-Seismos AG. 1986, Buchholzer str. 100 P.O.B. 510530 D-3000 Hannover 51.
- Salvadura A.P.S. 1979, Elastic Analysis of Soil Foundation Interaction, Developments in Geotechnical Engineering Vol. 17, Elsevier, London.
- Tatham R.H. 1982,  $V_p/V_s$  and lithology: Geophysics 47, 336-344.
- Telford W.W. Geldart L.P., Sheriff R.E. and Keys D.A. 1981, Applied Geophysics, Cambridge University Press.
- Türker E. 1988, Sismik Yöntemlerle Zemin Taşıma Gücünün Saptanması, Doktora Tezi, A.Ü. Isparta Mühendislik Fakültesi.
- Wilkins R., Simmons G. and Caruso L. 1984, The ratio  $V_p/V_s$  as a discriminant of composition for silicious limestones, Geophysics 49, 1850-1860.

# DÜŞEY ELEKTRİK SONDAJLARDA İLİŞKİ KATSAYISININ UYGULANMASI

## Application of the Correlation Coefficient to the Electrical Sounding

Rahmi PINAR\* ve Zafer AKÇIĞ\*

### ÖZET

Bu çalışmada; düşey elektrik sondaj noktaları arasındaki benzer yapıların gruplandırılması için Habberjam (1976, 1979) tarafından geliştirilen, benzerlik parametresinin saptanmasındaki kriterlerin, fiziksel anlamının ne olduğu ve jeolojik yapılarla uyumu veya uyumsuzluğu tartışılmıştır. Ayrıca, aynı işlemin benzerlik parametreleri yerine ilişki parametreleri kullanılarak yapıldığında elde edilen sonuçların kuramsal model ve jeolojik yapılardaki uyumu araştırılmıştır. Bu amaç doğrultusunda, oluşturulan kuramsal elektrik ortam modellerine Habberjam (1976) yöntemi uygulanarak benzerlik parametresi yardımıyla benzer ortamlar saptanmaya çalışılmıştır. Ancak elde edilen sonuçlar incelendiğinde; uygulamada "C" katsayısının seçimindeki kriter eksikliği nedeni ile yöntemin her yapıda aynı sonucu vermediği ve bazen benzer ortamlarda da farklı "C" katsayılarının elde edildiği gözlenmiştir. Bu çelişkiyi gidermek için aynı işlem, benzerlik parametresi yerine fiziksel olarak daha anlamlı olan ve istatistikte yaygın olarak kullanılan ilişki katsayısının uygulanması ile elde edilmiştir. Elde edilen sonuçlar incelendiğinde, ilişki katsayılarının çok daha anlamlı ve iyi sonuç verdiği gözlenmiştir. Ayrıca ilişki katsayısının değişik uygulamaları (kayan pencere, ilişkilendirme, vb.) yardımıyla, iki katmanlı ortamlarda katmanları ayırmada ve değişik derinliklerdeki yatay süreksizliklerin saptanmasında oldukça başarılı sonuçlar elde edildiği görülmüştür.

Model veriler üzerinde gerçekleştirilen başarılı uygulamalar sonucu yöntem gerçek arazi verileri üzerinde de uygulanmıştır. Yapılan uygulamalar sonucu yöntemin; gerek benzer ortamların ayrılmasında gerek iki katmanlı ortamlarda katman ayrımlılığında gerekse jeolojik olarak gözlenmiş yanal süreksizliklerin saptanmasında oldukça başarılı ve duyarlı sonuçlar verdiği saptanmıştır.

### ABSTRACT

In this study, the physical sence of the criteria in determining the likeness parameter developed by Habberjam (1976, 1979) with a view to grouping similar bodies between vertical electrical sounding points, has been discussed as well as how fit these criteria for geological structures. With the same view, by applying Habberjam method to the theoretic electric domain models formed, we tired to determine similar domains through likeness parameter. However, when we examined the results we observed that the method didn't give the same results in each structure; due to the lack of criteria in choosing the "C" coefficient in application and it was also observed that the "C" coefficient sometimes differed even in similar domains. Because of this contradiction, the same procedure was tired by using correlation coefficient that are more reasonable and commonly used in statistic, as a consequence of which the correlation coefficients were observed to have given much better results. Moreover, by using various applications of correlation coefficients (such as moving window, correlation etc..) many successful results were obtained in separating the layers in two-layer domains and determining horizontal discontinuity in various depths.

Owing to the successful applications on theoretical data, the same method was applied on field data, and it was proved to be rather successful since (as) it gave precise results both in separation of similar domains and determination of layers in two-layer domains in addition two the determination of horizontal discontinuity, geologically observed.

\* D.E.Ü. Müh. Mim. Fak., Jeoloji Müh. Böl., Bornova-İZMİR

## GİRİŞ

Kayaçların yatay ya da düşey yöndeki elektriksel iletkenliklerinden yararlanarak jeolojik yapının ortaya konması elektrik yöntemlerinin uygulanmasındaki temel amaçtır.

Bu amaç doğrultusunda arazide gerçekleştirilen ölçümler sonucu elde edilen görünür öz direnç değerleri, çeşitli değerlendirme yöntemleri (abak çakıştırma, modelleme vb.) yardımıyla değerlendirilerek, ortamdaki katmanlara ilişkin kalınlık ve öz direnç parametreleri saptanır. Saptanan bu parametrelerden yararlanarak ortama ilişkin kuramsal jeolojik model ortaya konur.

Ancak, araziden elde edilen verilerin yukarıda değinilen yöntemler kullanılarak yorumlamadan önce, bu tür bir değerlendirme yöntemi uygulanarak, en baştaki düşey elektrik sondaj (DES) eğrilerinin gruplandırılması araştırmacıya oldukça büyük kolaylıklar sağlayacaktır.

Habberjam (1976), bu noktadan hareketle aynı dizilim sistemlerini (Wenner  $\alpha$ ,  $\beta$  ve kare dizilimleri) kullanılarak yapılan elektrik sondajları, logaritmik değişimlerin temelindeki ilişki yardımıyla karşılaştırması ve " $A_{ij}$ " ile gösterilen benzerlik parametresini geliştirmiştir.

Çakır (1984), benzerlik parametresini İzmir-Seferihisar yöresine ait öz direnç düşey elektrik sondaj verilerine uygulamıştır. Aynı yöntemi Kutlu (1987), Aydın-Germencik jeotermal alanına ait öz direnç derinlik sondajı verilerine uygulayarak, sondaj noktaları arasında karşılaştırma işlemini gerçekleştirmiştir.

Habberjam (1979) da çalışmasını biraz daha ilerleterek aynı dizilim türlerinin çeşitli jeolojik yapılarındaki davranışlarını inceleyerek benzerlik parametresine ait sınırlamaları vermiştir.

Bu çalışmada ise Habberjam (1979) un uyguladığı kare ve Wenner dizilimleri yerine Schlumberger dizilimi kullanılmıştır. Söz konusu yöntem model veriler üzerinde denenecek benzer ortamların ayrılmasına çalışılmıştır. Elde edilen sonuçlar irdelendiğinde, yöntemin her yapıda olumlu sonuç vermediği ve bazen benzer ortamlarında farklı yorumlandığı gözlenmiştir. İkinci adımda, aynı işlem model verilerde, fiziksel olarak daha anlamlı olan ilişki katsayısı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Elde edilen sonuçlar karşılaştırıldığında, ilişki katsayısı uygulamasının daha başarılı sonuçlar verdiği gözlenmiştir. Bu yöntem uygulanırken göz önüne alınması gereken en önemli noktalardan biri, açılım doğrultularının süreksizlik sınırlarını kesmesinden kaynaklanacak sorunların önüne geçebilmek için, açılım doğrultularının süreksizlik sınırlarına koşut olması gerektiğidir. Başka bir deyişle öz direnç açılımları hep aynı ortamda kalmak zorundadır.

Geliştirilen yöntemin başarısı bu şekilde kanıtlandıktan sonra değişik uygulamalara geçilmiştir. İlk adımda, belirli bir derinlik penceresi kullanılarak değişik derinliklerdeki öz direnç değerlerinin karşılaştırılması yapılarak yanal süreksizliklerin saptanmasına çalışılmıştır. İkinci adımda ise derinlik penceresi aynı bir DES eğrisi üzerinde kaydırılarak, katmanlı yapılarda katman kalınlıklarının saptanmasına çalışılmıştır. Uygulamanın son adımında ise yöntem gerçek arazi verilerine uygulanmıştır. Öncelikle jeolojik olarak saptanan bir fayın yeri bu yöntem yardımıyla jeofizik verilerle de saptanarak arazi verilerinde de kolaylıkla uygulanabilirliği gösterilmiştir.

## YÖNTEMLER

Bu bölümde önce benzer yapıların karşılaştırılması için geliştirilmiş benzerlik parametresi yöntemine, daha sonra bu çalışma içeriğinde geliştirilen ilişki katsayısı ve kıyaslama penceresi yöntemlerine sırasıyla değinilecektir.

## Benzerlik Parametresi

Arazide ölçülen görünür öz direnç değerlerinin elektrod açılım aralığına bağlı olarak değişimi, jeolojik yapı hakkında bilgi edinmemize yardımcı olur. Uygulamada yaygın olarak kullanılan dizilim türleri ile yapılan öz direnç ölçümlerinde (Schlumberger, Wenner, Kare vb.) logaritmik ölçekleme kullanımı uygun bir kriter olarak kabul edilmiş ve öz dirençteki değişim oranının, öz direnç büyüklüğünden etkilenmesinin önüne geçilmiştir. Böylece aynı dizilim sistemi kullanılarak gerçekleştirilen düşey elektrik sondaj (DES) verileri logaritmik değişimlerin temelindeki bu ilişki yardımıyla kıyaslanabilir (Şekil 1).

Logaritmik değişimlerin temelindeki ilişki,  $A_{ij}$  ile simgelenen "benzerlik parametresi" yardımıyla aşağıdaki bağıntı ile verilir (Habberjam, 1976).

$$A_{ij} = \frac{1}{n+1} \sum_{k=0}^n [\log_{10} \rho_a(k, i) - \log_{10} \rho_a(k, j)]^2 \quad (1)$$

Bu bağıntıda;  $\rho_a(k, i)$ ; i sondajının r'inci açılımındaki ve  $\rho_a(k, j)$ ; j sondajının r'inci açılımındaki öz direnç değeridir.

$A_{ij}$  ile simgelenen benzerlik parametresinin temel özellikleri ise:

1. i ve j sondaj eğrileri, hem şekil hem de büyüklük yönünden aynı ise logaritmalarının farkı sıfırdır ( $A_{ij} = 0$ ). Yani her iki ortam tam olarak benzerdir.
2. Düşük öz dirençli ortamlardaki iki DES eğrisine ait  $A_{ij}$  nin değişim oranı, yüksek öz dirençli ortamlardaki iki DES eğrisine ait  $A_{ij}$  ile aynı olacaktır. Yani düşük öz direnç ve yüksek öz direnç seviyelerindeki benzerlik farkı olmayacaktır.
3. Eğer ortamlar hem yüksek hem de düşük öz direnç seviyeleri içeriyorsa, diğer bir deyişle ortamlar karışık ise benzerlik farkı olacaktır, şeklinde tanımlanmaktadır.

Benzerlik parametresini uygulayabilmek için iki boyutlu bir yapı üzerinde saptanan DES noktaları göz önüne alınır (Şekil 2b). Örnek olarak alınan şekil göz önüne alındığında bazı benzer yerlerin varolduğu açıkça görülmektedir. Benzerlik parametresi yardımıyla bu benzer yerlerin ayırtılabilmesi için DES noktalarının karşılaştırılması gerekir. Bu karşılaştırma işleminin yapılabilmesi için araziden (veya modelden) elde edilen DES verilerinden yararlanılarak  $A_{ij}$  profilleri (i sabit) oluşturulur (Şekil 2a). Oluşturulan bu profiller üzerinde sabit bir C düzeyi saptanır. C düzeyinin sağlıklı olarak saptanabilmesi için inceleme alanının jeolojisi iyi bilinmelidir. Ayrıca bir sabit olan C'nin, olabildiğince küçük seçilmesi gerekir (uygulamada bu düzey 0.01 veya 0.03 olarak alınmaktadır). Sonuçta  $A_{ij} < C$  koşuluna uygun noktaların benzer olduğu kabul edilir (Habberjam, 1976).

## İlişki (Korelasyon) Katsayısı

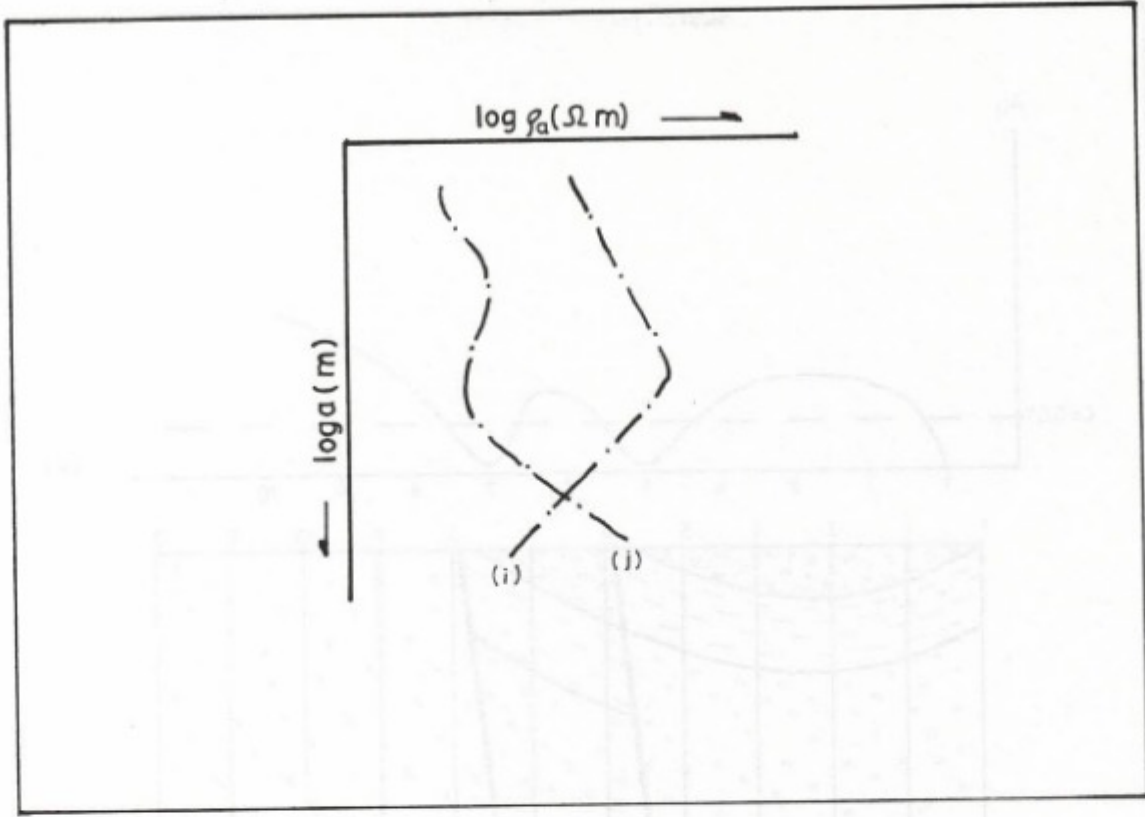
İstatistikte yaygın olarak kullanılan ilişki katsayısı; iki sondaj eğrisi (i ve j) arasında ortak değişiminin (otokovaryans), sondaj eğrilerinin herbirinin standart sapmalarının çarpımına oranı olarak tanımlanır ve

$$R_{ij} = \frac{K_{ij}}{\sigma_i \sigma_j} \quad (2)$$

bağıntısı ile verilir.

Bu bağıntıda;  $K_{ij}$ , i ve j sondaj arasındaki ortak değişimi,  $\sigma_i$  ve  $\sigma_j$  ise i ve j sondaj eğrilerinin standart sapmalarını, göstermektedir.

(2) bağıntısında  $K_{ij}$  ile simgelenen ortak değişim; i ve j sondaj eğrilerinin ortalamaları çevresinde beraberce gösterdik-



Şekil 1. İki sondaj eğrisinin karşılaştırılmasının log-log olarak gösterilmesi (Habberjam 1976).  
Fig. 1. Log-log representation for comparison of two soundings (after Habberjam 1976).

leri değişimin bir ölçüsüdür ve her bir sondaj eğrisinin ortalamadan olan farklarının toplamı olarak tanımlanır.

$$K_{ij} = \sum_{k=1}^N [\rho_a(k, i) - \bar{\rho}_a(i)] [\rho_a(k, j) - \bar{\rho}_a(j)] \quad (3)$$

Burada;  $\rho_a(i)$  ve  $\rho_a(j)$ ,  $i$  ve  $j$  sondaj eğrilerinin aritmetik ortalamalarını göstermektedir. Ancak (3) bağıntısı hesaplamada oldukça uzun işlemleri gerektirdiğinden, uygulamada hesaplama açısından daha kolaylık sağlayan aşağıdaki bağıntı kullanılır.

$$K_{ij} = \frac{1}{N-1} \left[ \sum_{k=1}^N [\rho_a(k, i), \rho_a(k, j)] - \frac{\sum_{k=1}^N \rho_a(k, i) \sum_{k=1}^N \rho_a(k, j)}{N} \right] \quad (4)$$

(2) bağıntısı ile tanımlanan ilişki katsayısı ölçü birimlerine bağlı değildir ve boyutsuzdur. İlişki katsayısının değeri -1 ile +1 arasında değişir. +1 değeri iki sondaj eğrisi arasında tam (% 100) bir ilişkinin bulunduğunu, sıfır değeri ise iki eğri arasında hiçbir ilişkinin bulunmadığını gösterir. İlişki katsayısının -1 (- % 100) olması ise iki değişken arasında ters bir ilişkinin varlığını gösterir. Yani öz direnç veya kalınlıklardan birinin değeri küçülürken, diğerinin büyümesi anlamına gelir. Ancak bu çalışmada böyle bir durumla karşılaşmamak için uygulamada kullanılan model yapı kalınlıkları sabit seçilmiştir.

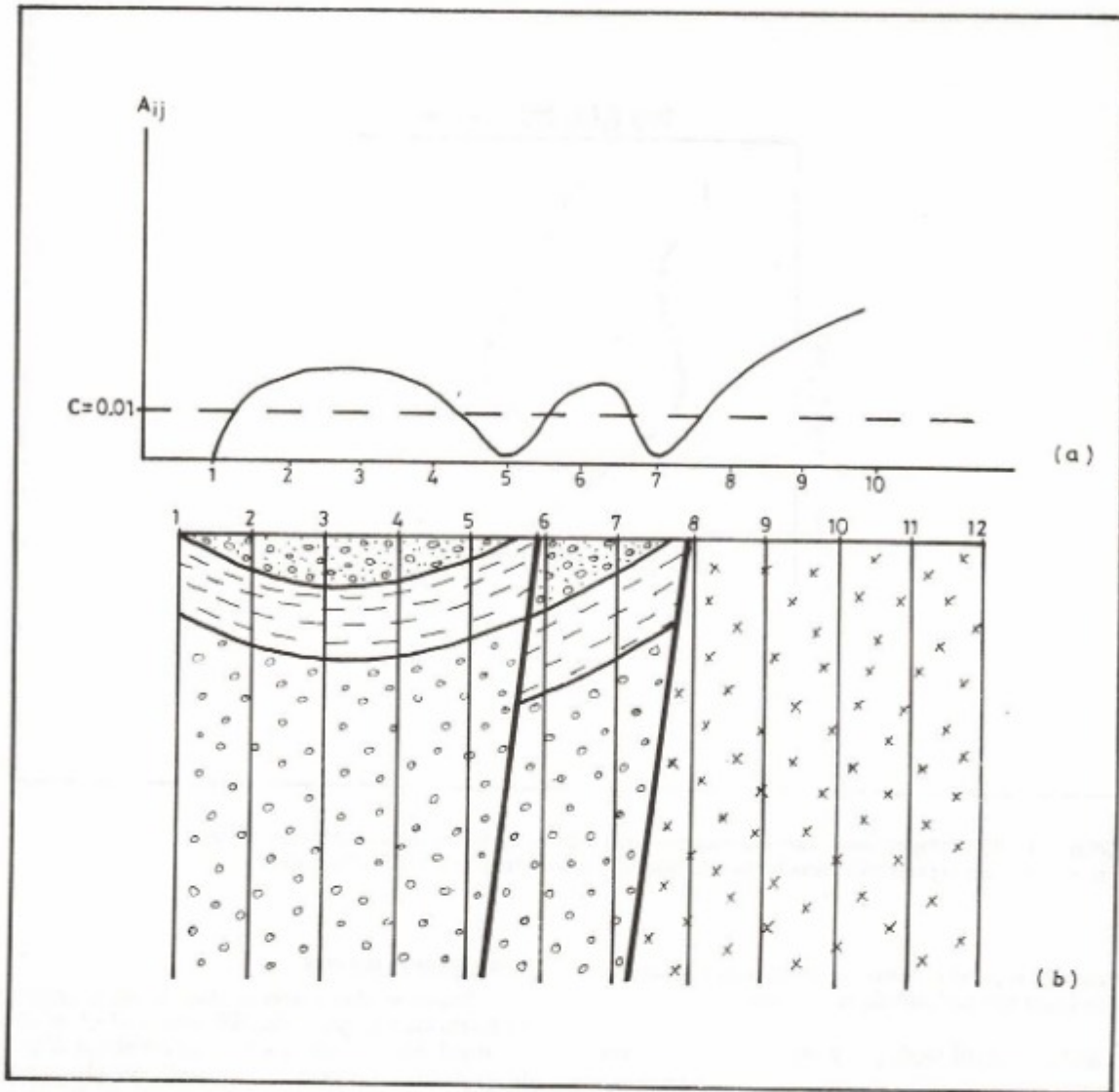
### Kıyaslama Penceresi

Benzerlik parametresi ve ilişki katsayısı uygulamaları, bir alanda yapılan aynı kotlu DES'ler arasında, tüm derinlikler için uygulanabildiği gibi, seçilen belli derinlik aralığındaki öz direnç değerleri arasında da yapılabilir. Burada gerçekleştirilen işlem bir derinlik pencerelemesi işlemidir. Bu işlem içeriğinde seçilen derinlik aralığı, kıyaslama penceresi olarak isimlendirilir. Bu derinlikler derinlere doğru değiştirilerek de çeşitli DES noktaları (örneğin  $i$  ve  $j$  sondajları) arasında, değişik derinliklerdeki uyumlu ve uyumsuz kesimler ayırt edilebilir.

Kıyaslama penceresi, ilişki sınamasında çeşitli DES'ler arasında uygulanabildiği gibi, aynı bir DES üzerinde uygulanarak tabaka kalınlıklarının saptanmasında da kullanılabilir. Bu işlemin gerçekleştirilebilmesi için ise birinci katmanın kalınlığının yaklaşık olarak bilinmesi, DES eğrisinin eşit aralıklarla örneklenmesi ve pencere olarak birinci katmanın kalınlığını geçmemesi gerekir. Bu koşullar çerçevesinde saptanan pencere, içindeki değerler değişmemek koşulu ile aynı bir DES eğrisi üzerinde kaydırılarak, ilişki sınaması işlemi gerçekleştirilir. Böylece DES eğrisi üzerinde karşılaştırma işlemi yapılarak, düşey yöndeki değişimler incelenerek tabaka kalınlıkları saptanabilir.

### UYGULAMA

Bu çalışmada içeriğinde uygulama iki aşamada gerçekleştirilmiştir. Birinci aşamada, değinilen yöntemler, oluşturulan değişik kuramsal model yapılarından elde edilen, DES eğrileri üzerinde uygulanarak yöntemlerin başarı ve başarısızlıkları araştırılmıştır. İkinci aşamada ise ilişki katsayısı yöntemi uy-



Şekil 2. Yapıya benzerlik parametresi uygulanması (a), jeolojik profil (b) (Habberjam 1976).

Fig. 2. Application of the likeness parameter to the geological section (a), geological section (b) (after Habberjam 1976).

gulasması Kuşadası yöresinden alınmış gerçek arazi verileri üzerinde denenmiş elde edilen sonuçların jeolojik yapıyla karşılaştırması yapılmıştır.

### Model Uygulamaları

Model çalışma uygulamalarında, yatay katmanlanma sunan üç değişik tür model oluşturulmuştur (Şekil 3, 6 ve 9). Modeller düşeyde yatay katmanlanma, yatayda ise süreksizlikler içermektedir. Bu çalışmadaki amaç, yatay süreksizliklerin saptanmasıdır. Dolayısı ile yatay süreksizliklerin etkisinden kurtulmak için öz direnç açılımları süreksizlik sınırlarına koşut seçilmiştir. Modeller üzerindeki DES noktalarına ait kuramsal görünür öz direnç değerleri Ghosh (1970) yaklaşımı kullanılarak bilgisayar yardımıyla hesaplanmıştır. Hesaplama kulları model parametreleri ise ait oldukları modeller üzerinde verilmektedir.

Hesaplanan bu değerler, (1) ve (2) bağıntılarından yararlanarak oluşturulan bilgisayar programında giriş verisi ola-

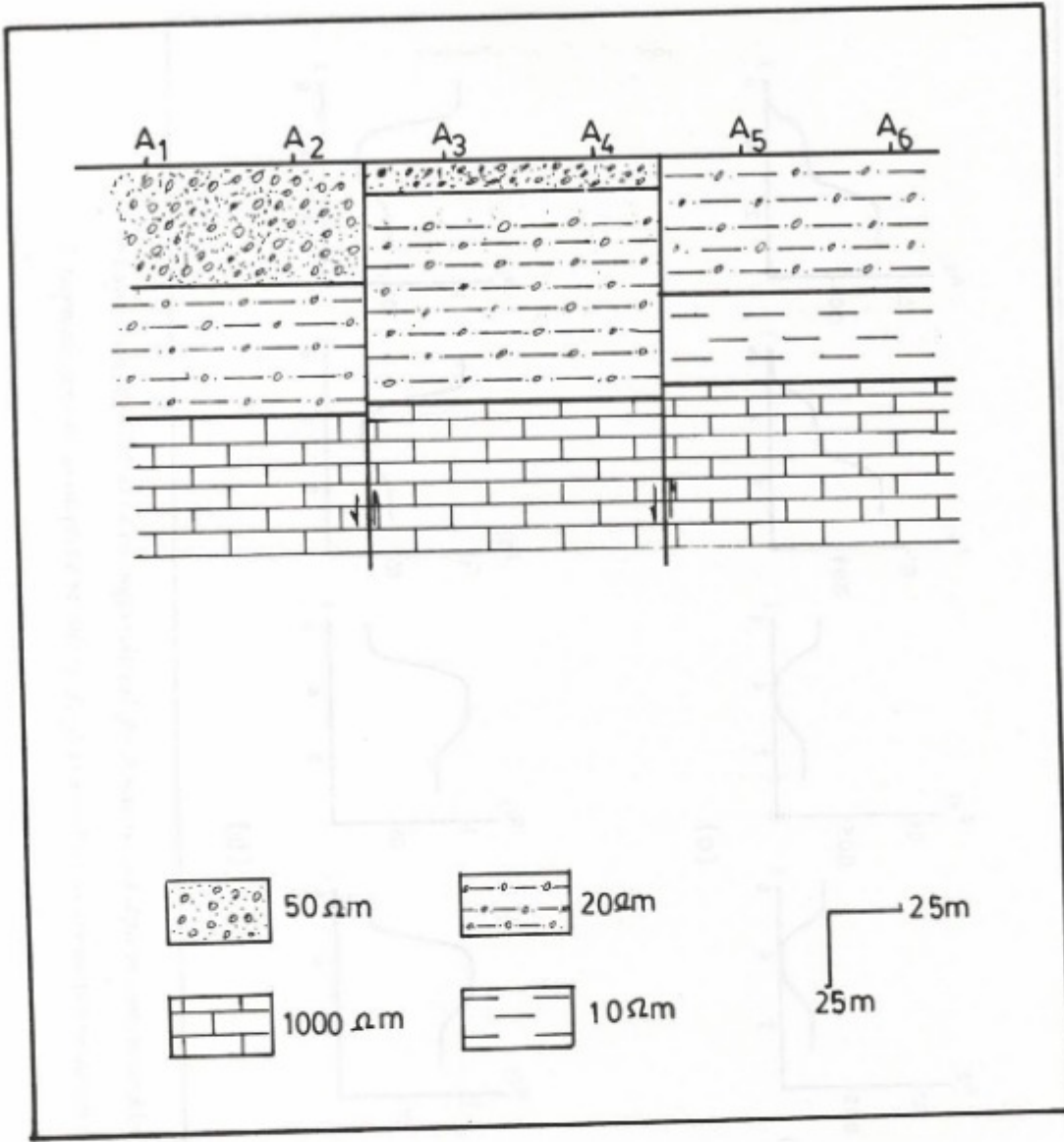
rak kullanılarak, izleyen bölümlerde ayrıntılı olarak değinilecek değişik uygulamalar gerçekleştirilmiştir.

### Benzerlik Parametresi ve İlişki Katsayısı Uygulaması

Uygulamanın ilk adımında Şekil 3'te görülen yatay katmanlı modelden elde edilen veriler üzerinde, benzerlik parametresi ve ilişki katsayısı uygulaması, tüm derinlikler (1 - 120 m) için gerçekleştirilmiştir (Şekil 4).

Şekil 4 ve benzer diğer şekillerde düşey eksen ( $A_{ij}$  ve  $R_{ij}$ ), karşılaştırılmanın yapıldığı (i noktası) DES'na ait benzerlik parametresi veya ilişki katsayısıdır. Yatay eksen (j) ise bu karşılaştırmanın yapıldığı her bir DES gözlem nokta numarasıdır.

Elde edilen sonuçlar incelendiğinde, benzerlik parametresi uygulamasında 1 ile 2, 3 ile 4 ve 5 ile 6 nolu DES'ların birbirine benzediği görülmektedir. Buna karşın oluşturulan modelden de izlenebileceği gibi 1 ile 2 ve 3 ile 4 nolu DES'lar arasında gözlenen genel benzerlik, benzerlik parametresi uy-



Şekil 3. A<sub>1</sub>-A<sub>6</sub> kesidine ait yatay katmanlı model yapı.  
Fig. 3. The structure model of the horizontal layers on A<sub>1</sub>-A<sub>6</sub> profile.

gulasında C kriterinin (= 0.01) seçiminden dolayı izlenmemektedir.

İlişki katsayısı uygulamasında ise 1 ve 2, 3 ve 4, 5 ve 6 nolu DES lar arasında tam bir ilişkinin (% 100) varlığı gözlenmekte ayrıca, 1 ve 2 ile 3 ve 4 nolu DES larda gözlenen belirli bir orandaki uyumu varlığı ilişki uygulamaları sonuçlarından da izlenmektedir.

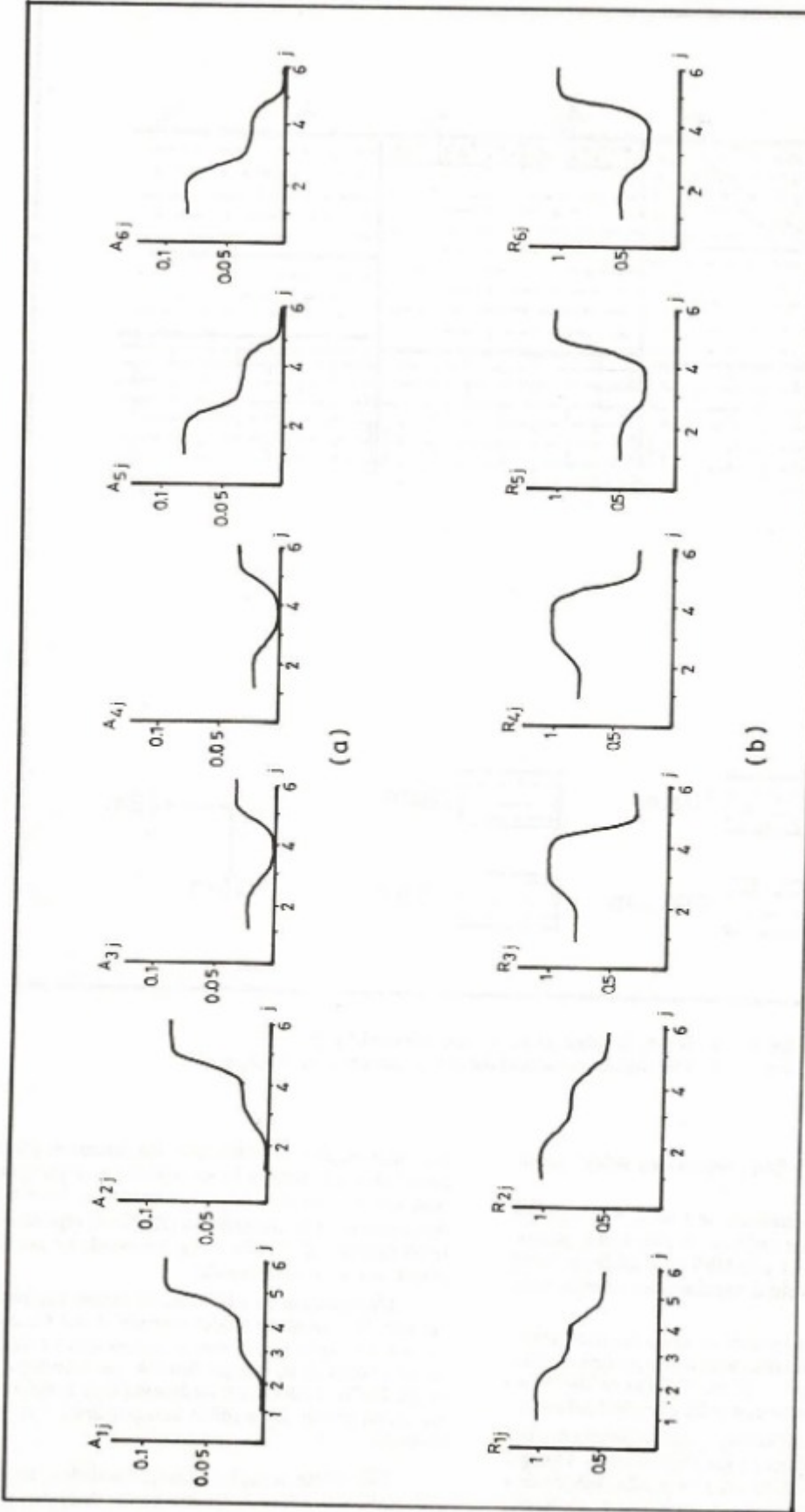
Uygulamanın ikinci adımında ise ilişki katsayısı yöntemi, Şekil 3 teki model verilerine, kıyaslama penceresi yardımıyla değişik derinlikler için (1-20 m, 20-70 m ve 70-120 m) uygulanmıştır. Elde edilen sonuçlar Şekil 5 te görülmektedir.

Şekil incelendiğinde sonuçların genelde başarılı olması na karşın bazı ilginç noktalarla da karşılaşılmaktadır. Örneğin ilk pencere uygulamasında (1-20 m), 1 ve 2 nolu DES lar ile 5 ve 6 nolu DES lar arasında tam bir uyumun varlığı görülmektedir. Oysa gerçekte bu iki DES nokta gruplarının altında fark-

lı jeolojik yapılar bulunmaktadır. Bu durum ise, jeolojik yapıların farklı (öz dirençler farklı) olmasına karşın aynı tip öz direnç eğresi sunmaları ile açıklanmaktadır. Benzer yorumlar, ikinci derinlik penceresi için de (20-70 m) yapılabilir. Son derinlik penceresi (70-120 m) uygulamasında ise elde edilen sonuçlar tam bir uyum içindedir.

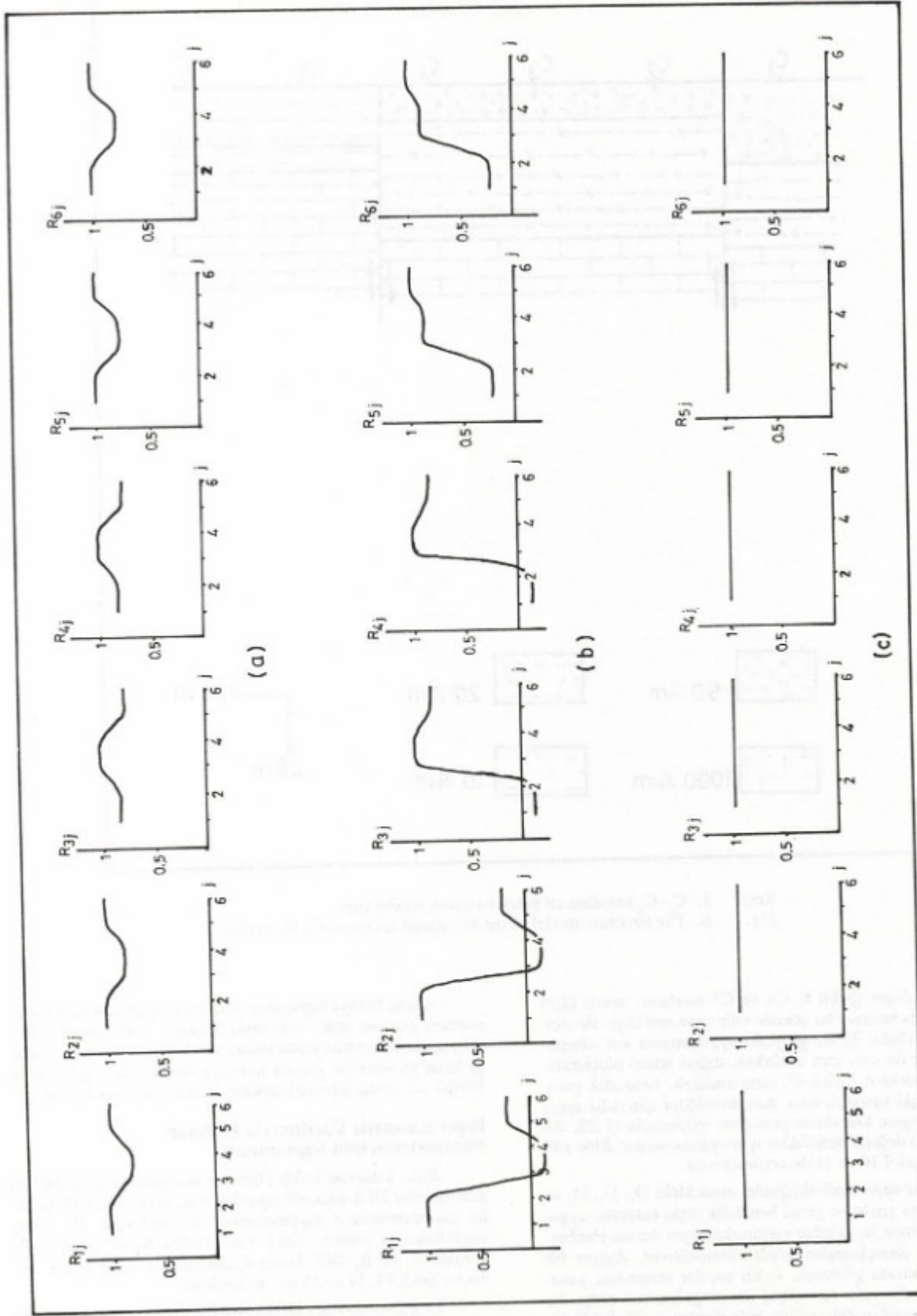
Uygulamanın bu adımında, bir önceki uygulamaya benzer şekilde oluşturulan model üzerinde (Şekil 6), sırasıyla önce tüm derinlikler için benzerlik parametresi ve ilişki katsayısı, daha sonra da üç değişik derinlik için kıyaslama penceresi (1-20, 20-70 ve 70-120 m) yardımıyla ilişki katsayısının konumu araştırılmıştır. Elde edilen sonuçlar Şekil 7 ve 8 de verilmektedir.

Elde edilen sonuçların incelenmesinden, bir önceki uygulamada elde edilen bulgulara benzer bulguların burada da elde edildiğini söylemek olanaklıdır. Ayrıca burada gözlenen

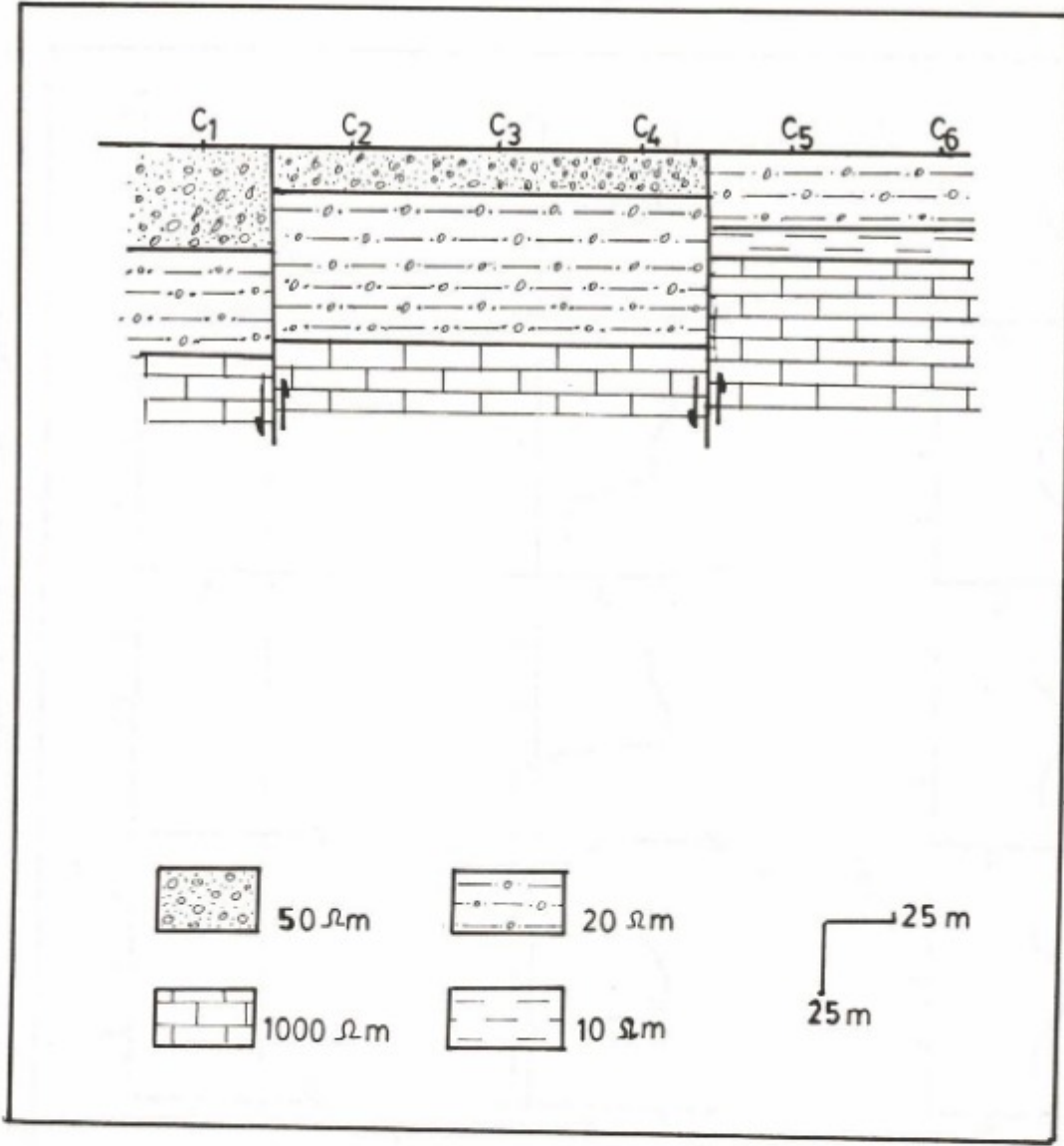


Şekil 4. Tüm derinlikler için benzerlik parametresi ve ilişki katsayısının  $A_1-A_6$  kesidine uygulanması (a. benzerlik parametresi b. ilişki katsayısı).

Fig. 4. Application of the likeness parameter and correlation coefficient to  $A_1-A_6$  profile for all depths (a. likeness parameter b. correlation coefficient).



Şekil 5. Kıyaslama penceresinin  $A_j-A_0$  kesidine uygulaması (a.  $1 < h < 20$  m, b.  $20 < h < 70$  m, c.  $70 < h < 120$  m).  
 Fig. 5. Application of the comparison window to  $A_j-A_0$  profile (a.  $1 < h < 20$  m, b.  $20 < h < 70$  m, c.  $70 < h < 120$  m).



Şekil 6.  $C_1$ - $C_6$  kesidine ait yatay katmanlı model yapı.  
Fig. 6. The structure model of the horizontal layers on  $C_1$ - $C_6$  profile.

yanal süreksizliğin (Şekil 6,  $C_4$  ve  $C_5$  noktaları arası) ilişki uygulamasında belirgin bir şekilde sıfır veya ters ilişki ile simgelenmesidir (Şekil 7). Bu gruptaki uygulamanın son adımında ise değişik tür eğri (biri azalırken, diğeri artan) oluşturabilecek bir modelden (Şekil 9) yararlanılarak, benzerlik parametresi ve ilişki katsayısı önce tüm derinlikler için daha sonra da ilişki katsayısı, kıyaslama penceresi yardımıyla (1-20, 20-70, 70-120 m) değişik derinlikler için uygulanmıştır. Elde edilen sonuçlar Şekil 10 ve 11'de verilmektedir.

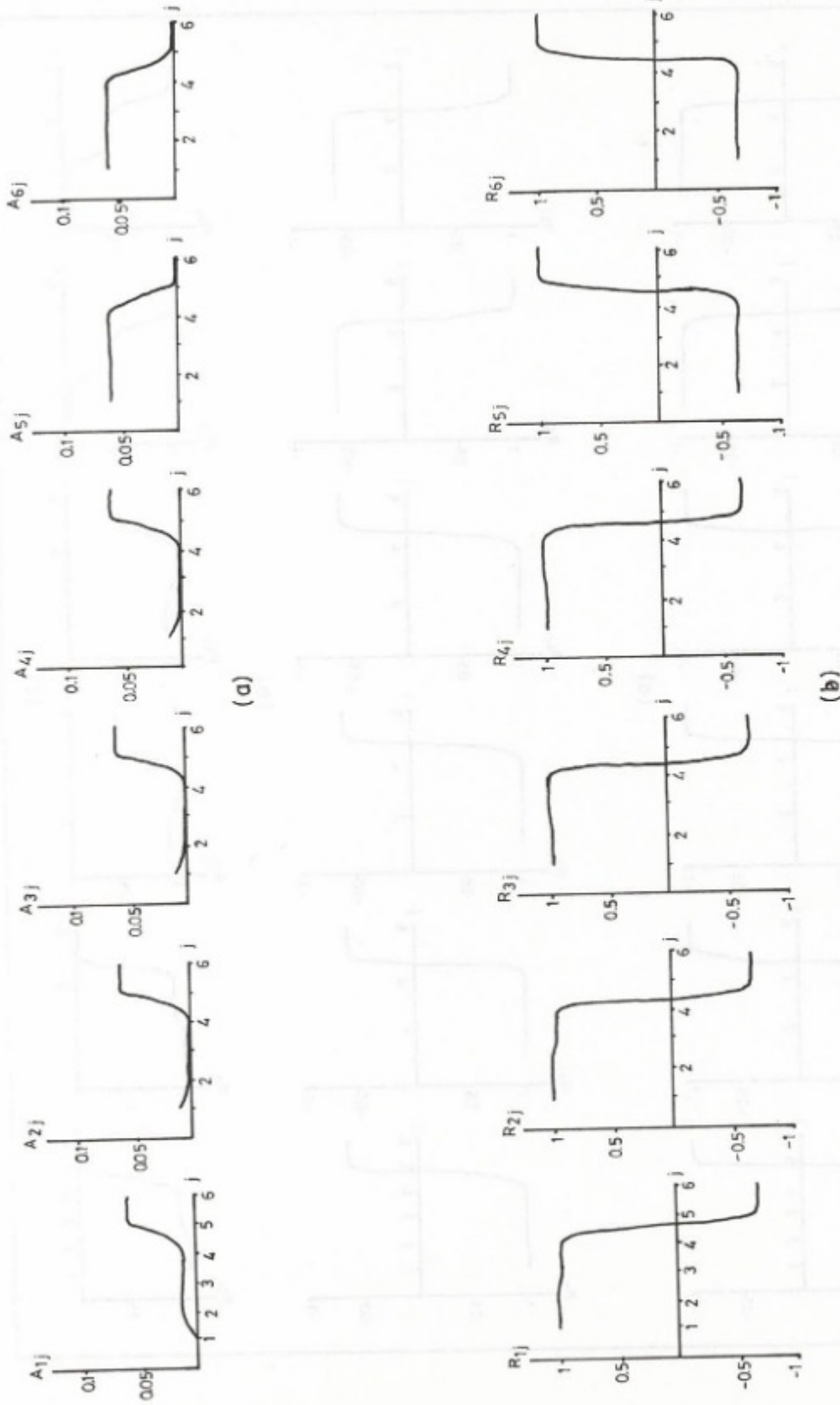
Bulgular değerlendirildiğinde, modeldeki  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$  ve  $D_4$  noktalarında gözlenen genel benzerlik ilişki katsayısı uygulamasında belirgin bir şekilde saptanırken aynı durum Habberjam yöntemi sonuçlarından gözlenmemektedir. Ayrıca bir önceki uygulamada gözlenen, farklı yapılar arasındaki yanal süreksizliğin sıfır veya ters ilişki ile simgelenmesi olayı, bu model sonuçlarından elde edilen bulgulardan da (Şekil 9,  $D_4$  ve  $D_5$  arası) belirgin bir şekilde gözlenmektedir.

Ancak buraya değin elde edilen sonuçlarda gözardı edilmemesi gereken nokta ise, ilişki katsayısı yönteminin, farklı tür yapılar arasındaki yanal süreksizlikleri saptamada gösterdiği başarıyı, aynı tür yapılar içindeki süreksizliklerin (örneğin Neojen içi faydalanmalar) saptanmasında göstermediğidir.

#### İlişki Katsayısı Yardımıyla Katman Parametrelerinin Saptanması

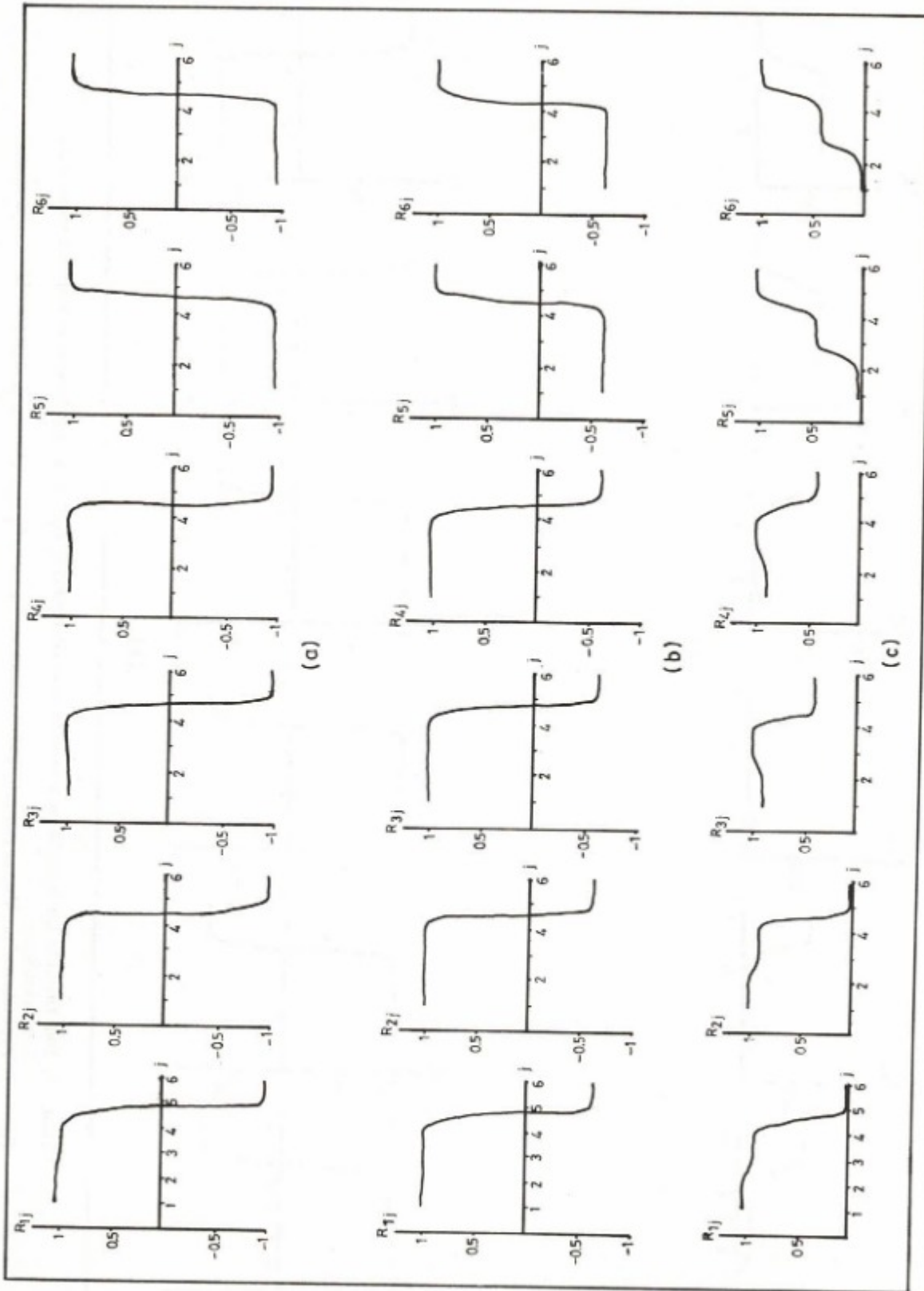
İlişki katsayısı farklı DES lar arasında uygulanabildiği gibi aynı bir DES üzerinde uygulanarak, katmanlara ait kalınlık parametrelerinin saptanmasında kullanılabilir. Bu amaç doğrultusunda yöntem, Şekil 3 te görülen  $A_3$  ve Şekil 12 de görülen  $B_3$  ve  $B_6$  DES larına uygulanmıştır. Elde edilen sonuçlar Şekil 13, 14 ve 15 de verilmektedir.

Uygulamada önce DES eğrileri eşit aralıklarla örneklenmiştir. Eşit aralıklarla örneklenen eğriler üzerinde uygulanacak kayan pencere boyu 15 m ve kayma miktarı ise 10 m ola-

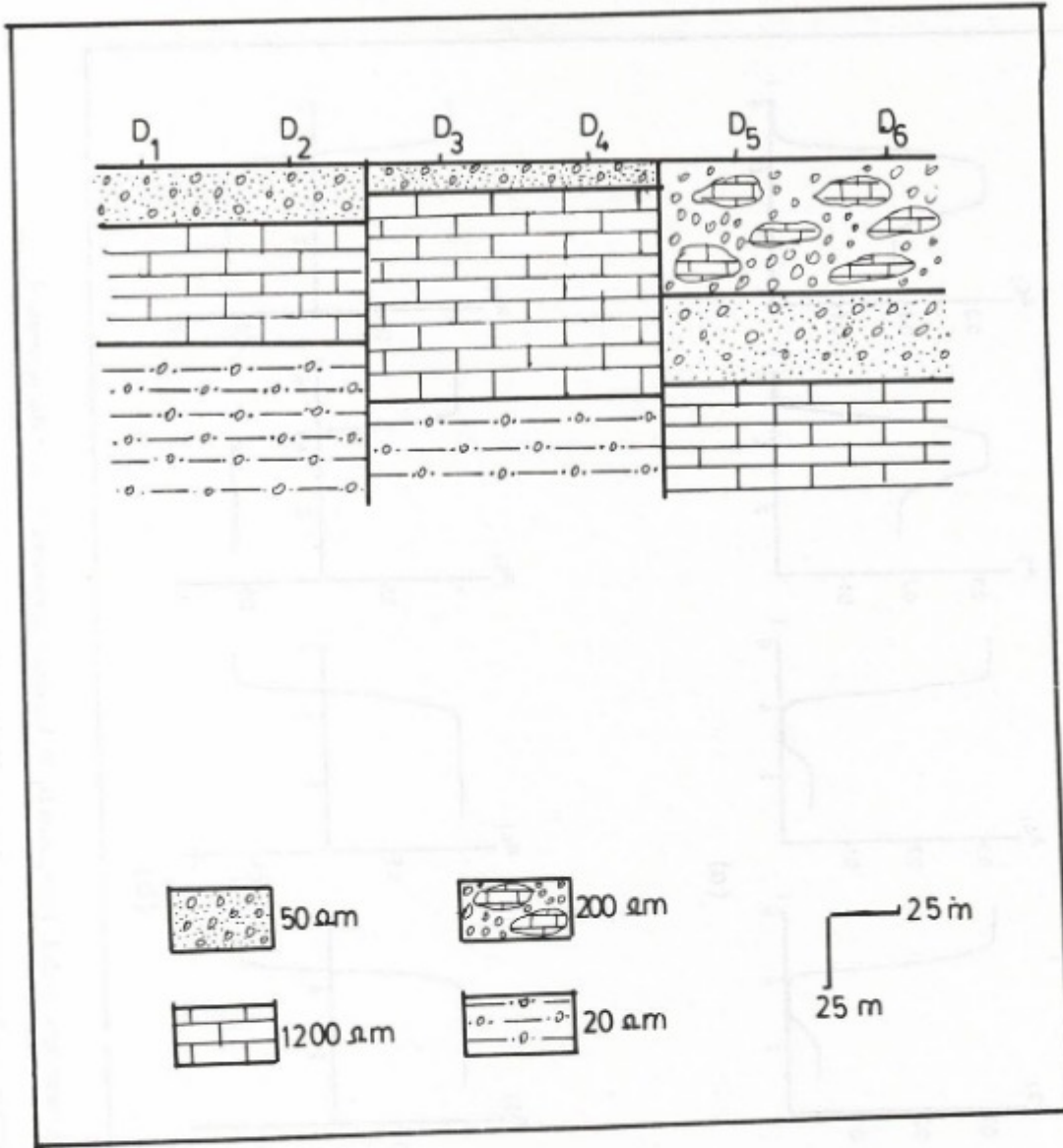


Şekil 7. Tüm derinlikler için benzerlik parametresi ve ilişki katsayısının  $C_1-C_6$  kesidine uygulanması (a. benzerlik parametresi, b. ilişki katsayısı).

Fig. 7. Application of the likeness parameter and correlation coefficient to  $C_1-C_6$  profile for all depths (a. likeness parameter, b. correlation coefficient).



Şekil 8. Kıyaslama penceresinin  $C_1-C_6$  kesidine uygulanması (a.  $1 < h < 20$  m, b.  $20 < h < 70$  m, c.  $70 < h < 120$  m).  
 Fig. 8. Application of the comparison window to  $C_1-C_6$  profile (a.  $1 < h < 20$  m, b.  $20 < h < 70$  m, c.  $70 < h < 120$  m).



Şekil 9.  $D_1$ - $D_6$  kesidine ait yatay katmanlı model yapı.  
Fig. 9. The structure model of horizontal layers on  $D_1$ - $D_6$  profile.

rak seçilmiştir.  $A_3$  noktasında yapılan ilk uygulamadan elde edilen derinlik 70 m dir (Şekil 13). Bu değer ise üçüncü katmana kadar olan derinliği simgelemektedir (bkz. Şek. 13). Yüzeyle örtüsüne ait kalınlığın gözlenememesi ise, seçilen kıyaslama penceresinin boyunun, katman kalınlığından büyük olması ve daha önce de değinildiği gibi ilişki sinamasına giren değerlerin aynı tür öz direnç eğrisi sunmaları ile açıklanmaktadır. Benzer tarz yorumlamalar diğer uygulamalar için de (Şekil 14 ve 15) aynen geçerlidir.

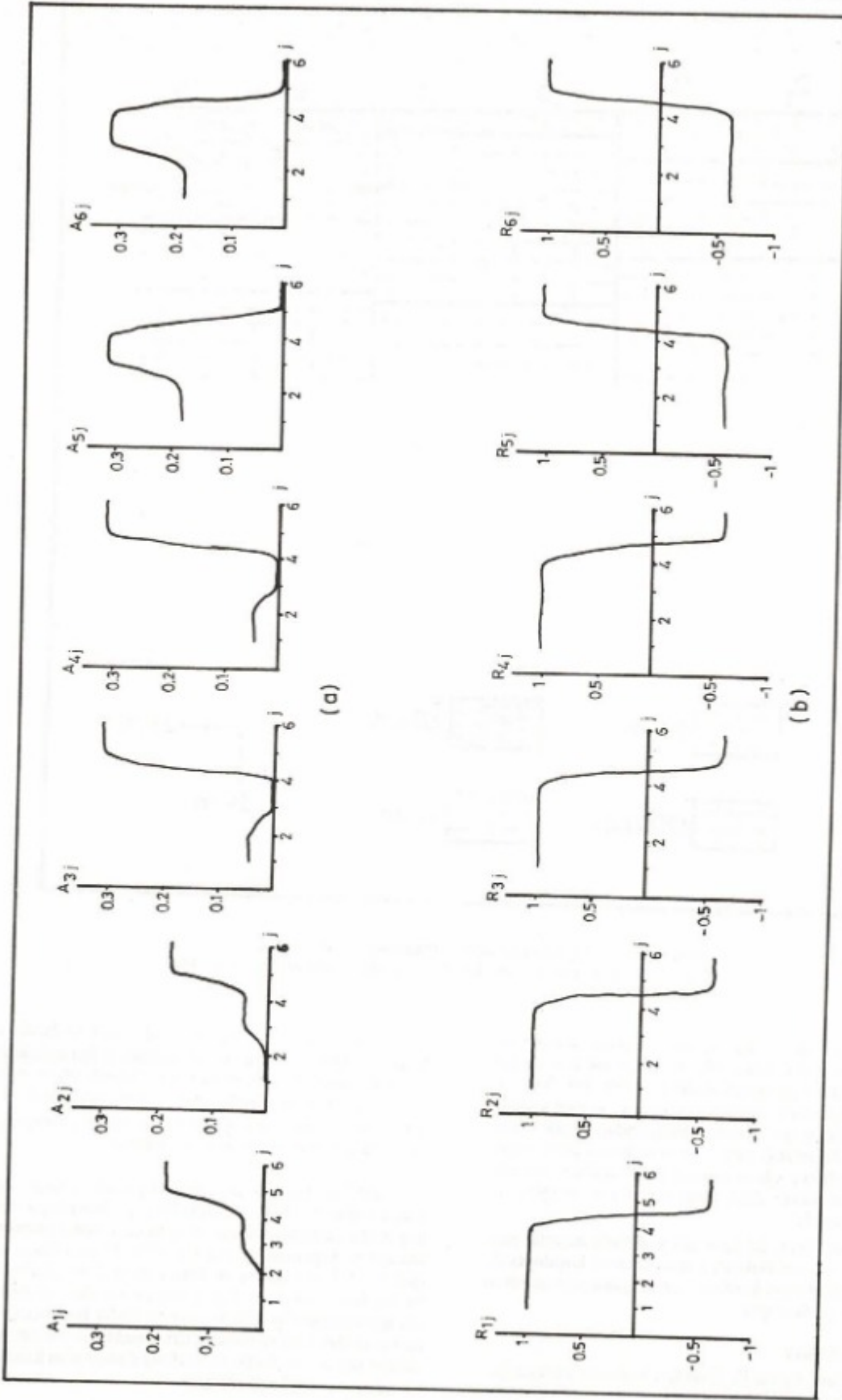
Sonuçta yöntemin, iki katmanlı yapılarda derinlik penceresinin birinci katman sınırları içinde kalması koşuluyla iki katmanlı yapılarda; birinci katmanın kalınlığının saptanmasında başarılı oldu görülmüştür.

#### Arazi Uygulamaları

Çalışma alanı Aydın İli Kuşadası İlçesinin kuzeydoğusunda yer alan Mağriboğlu yöresindedir.

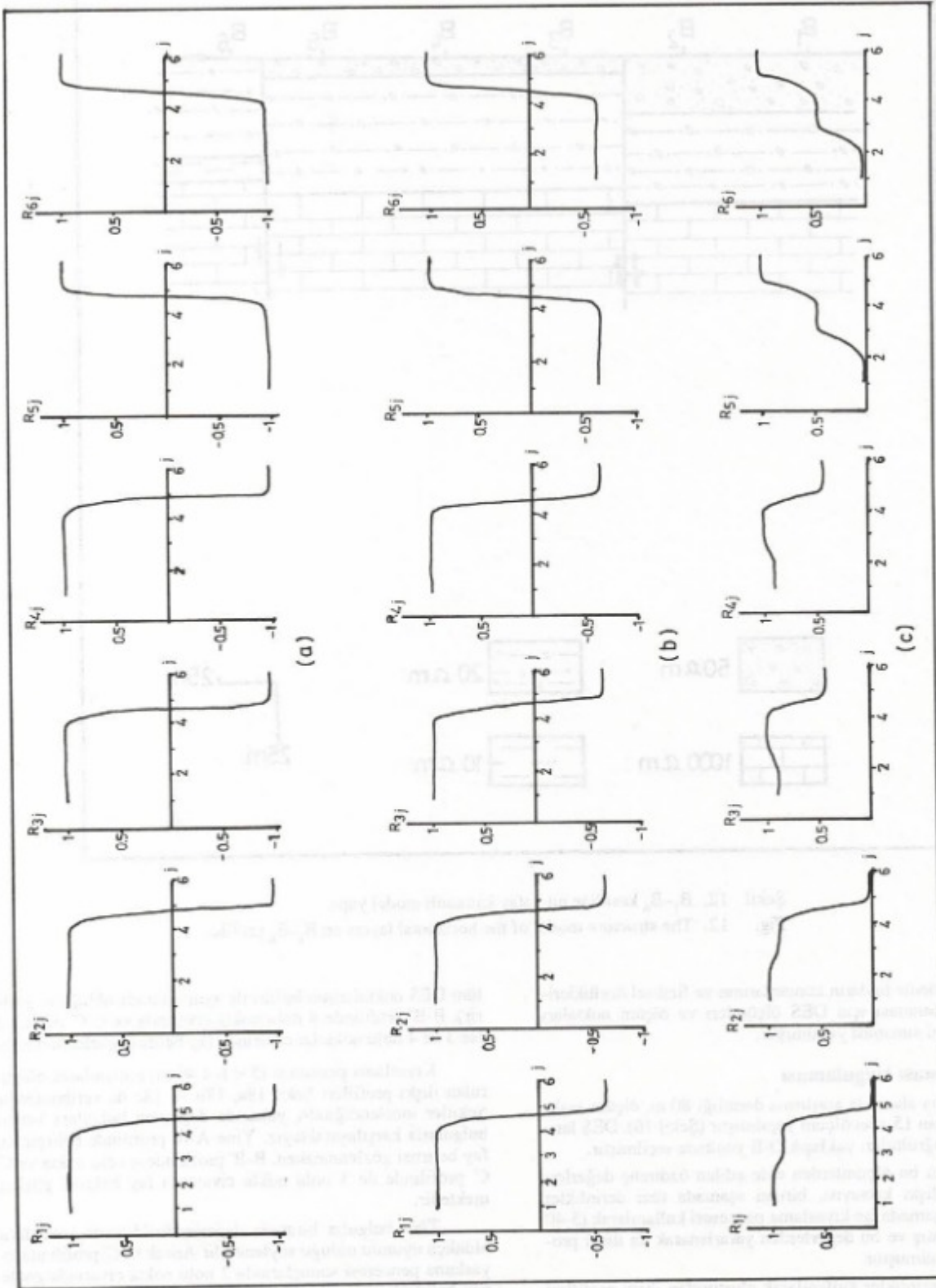
Yörenin genel stratigrafik istifi incelendiğinde, en altta Menderes Metamorfikleri'ne ait mermerler bulunmaktadır. Topografik olarak 300-400 m'ye varan yükselti sunan mermerler, kuvvetli kristalleşme ve deformasyon sonucu çatlaklı ve kırıklı bir yapıya sahiptirler. Mermerlerin üzerine, Neojen yaşlı birimlerin aşılma uyumsuz olarak oturmuştur.

Alanda yapılan jeolojik çalışmalar sonucu, doğu-batı yönlü yaklaşık 50-70 m atımlı bir fay saptanmıştır. Fayın güney bloğu düşmüş ve düşen bloğun üstü Neojen serileri ile örtülmüştür. Saptanan bu ana fay  $87^{\circ}$ - $74^{\circ}$  ile güneye eğimlidir (Şekil 16). Saptanan bu ana faya paralel, 250 m kuzeyde ikinci bir fay bulunmaktadır. Faylar boyunca ezilme ve kırılma zonları gözlenmektedir. Söz konusu bu faylar boyunca çeşitli yerlerden denize tatlı su boşalmaları olmaktadır. Alanda su içeren yapılar olarak, bu faylar ve faylarla ilişkili olan kırıklar ve kırık sistemleri düşünülmektedir.

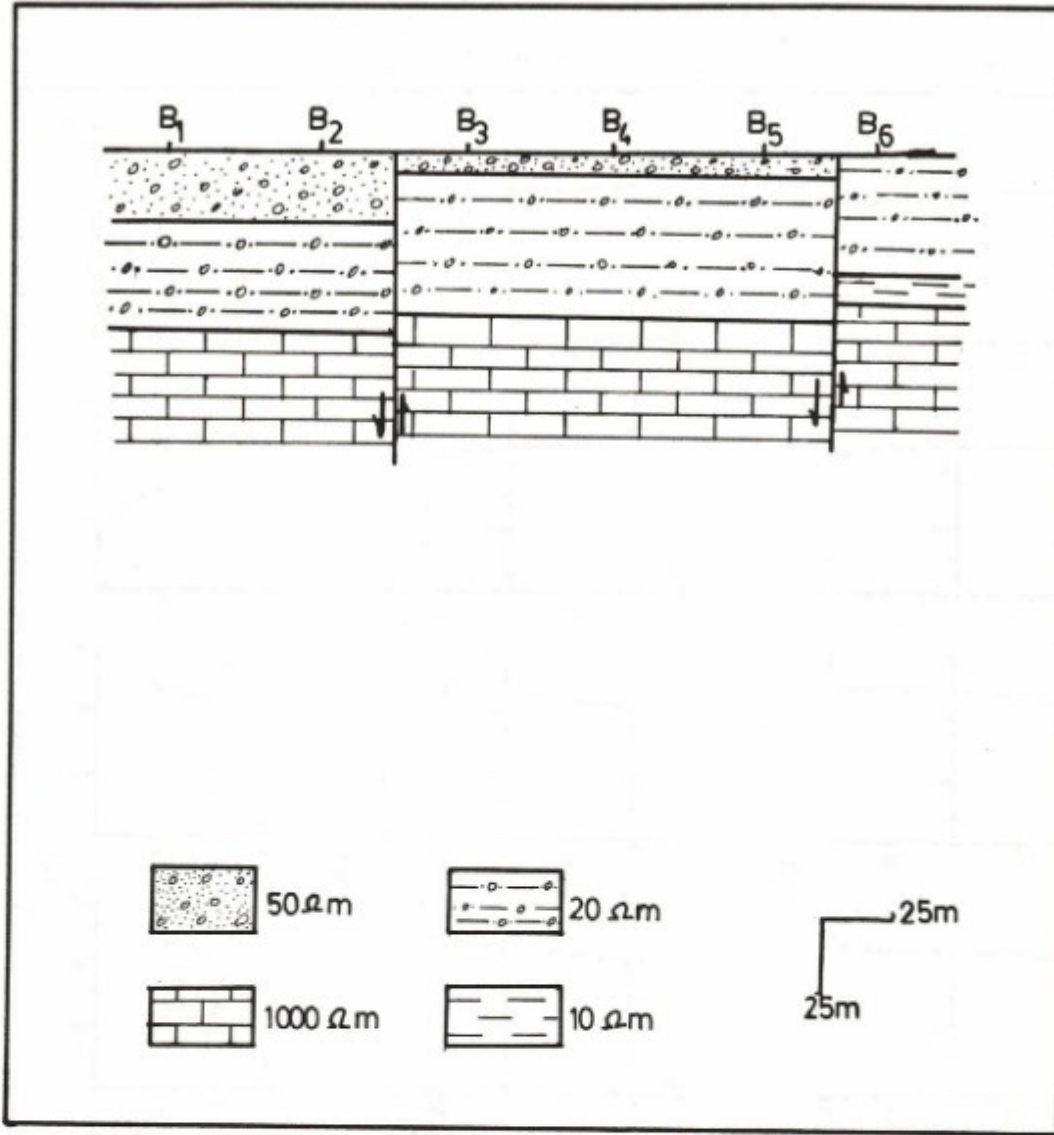


Şekil 10. Tüm derinlikler için benzerlik parametresi ve ilişki katsayısının  $D_1-D_6$  kesidine uygulaması (a. benzerlik parametresi, b. ilişki katsayısı).

Fig. 10. Application of the likeness parameter and correlation coefficient to  $D_1-D_6$  profile for all depths (a. likeness parameter, b. correlation coefficient).



Şekil 11. Kıyaslama penceresinin  $D_1-D_6$  kesidine uygulanması (a.  $1 < h < 20$  m, b.  $20 < h < 70$  m, c.  $70 < h < 120$  m).  
Fig. 11. Application of the comparison window to  $D_1-D_6$  profile (a.  $1 < h < 20$  m, b.  $20 < h < 70$  m, c.  $70 < h < 120$  m).



Şekil 12. B<sub>1</sub>-B<sub>6</sub> kesidine ait yatay katmanlı model yapı.

Fig. 12. The structure model of the horizontal layers on B<sub>1</sub>-B<sub>6</sub> profile.

Bu nedenle fayların konumlarının ve fiziksel özelliklerinin ortaya konması için DES ölçümleri ve ölçüm noktaları arasında ilişki sinaması yapılmıştır.

#### İlişki Sinaması Uygulaması

Çalışma alanında araştırma derinliği 80 m, ölçüm aralığı 40 ar m olan 15 adet ölçüm yapılmıştır (Şekil 16). DES larının açılım doğrultuları yaklaşık D-B yönünde seçilmiştir.

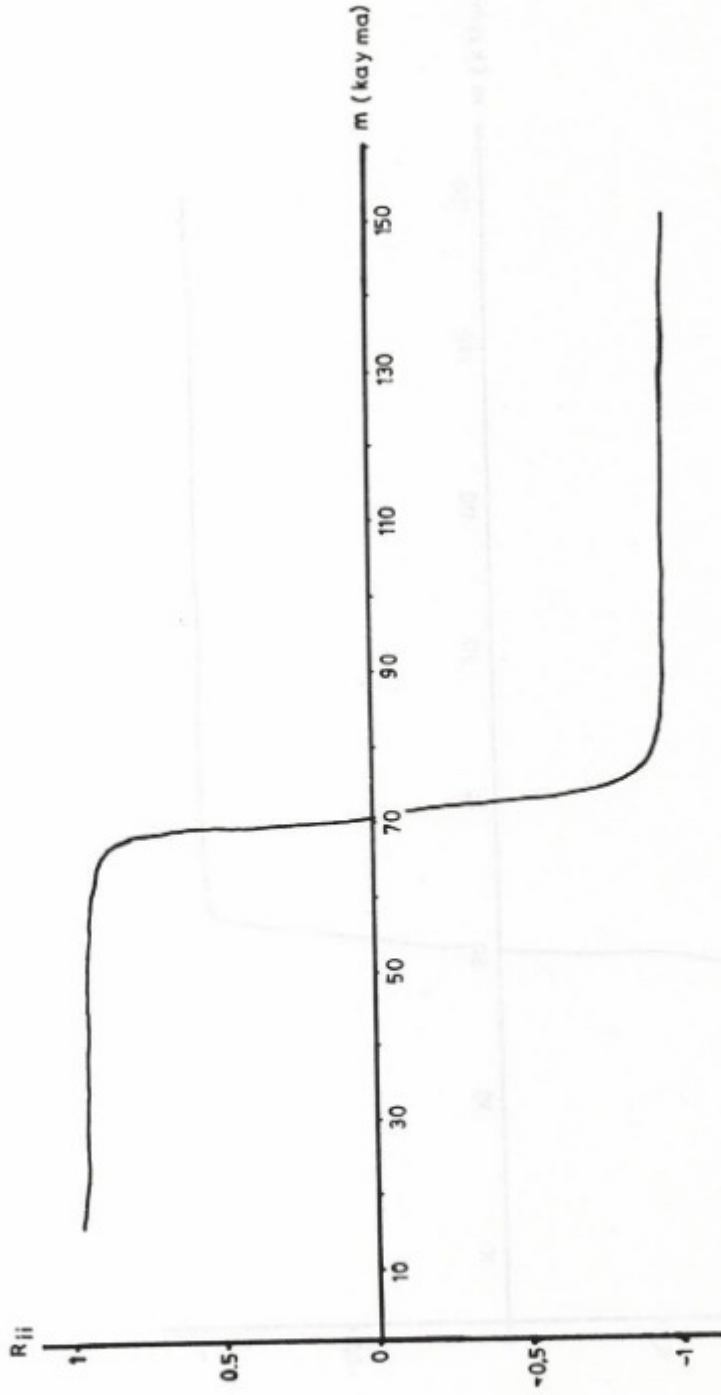
Yapılan bu ölçümlerden elde edilen öz direnç değerleri yardımıyla ilişki katsayısı, birinci aşamada tüm derinlikler için, ikinci aşamada ise kıyaslama penceresi kullanılarak (5-40 m) hesaplanmış ve bu değerlerden yararlanarak da ilişki profilleri oluşturulmuştur.

Tüm derinlikler kullanılarak oluşturulan ilişki profilleri Şekil 17a, 17b ve 17c de görülmektedir. Şekiller incelendiğinde A-A' profilinde, hiçbir fay belirtisi gözlenmezken (kesidi oluşturan tüm DES noktalarına ait ilişki katsayısının 1 olması,

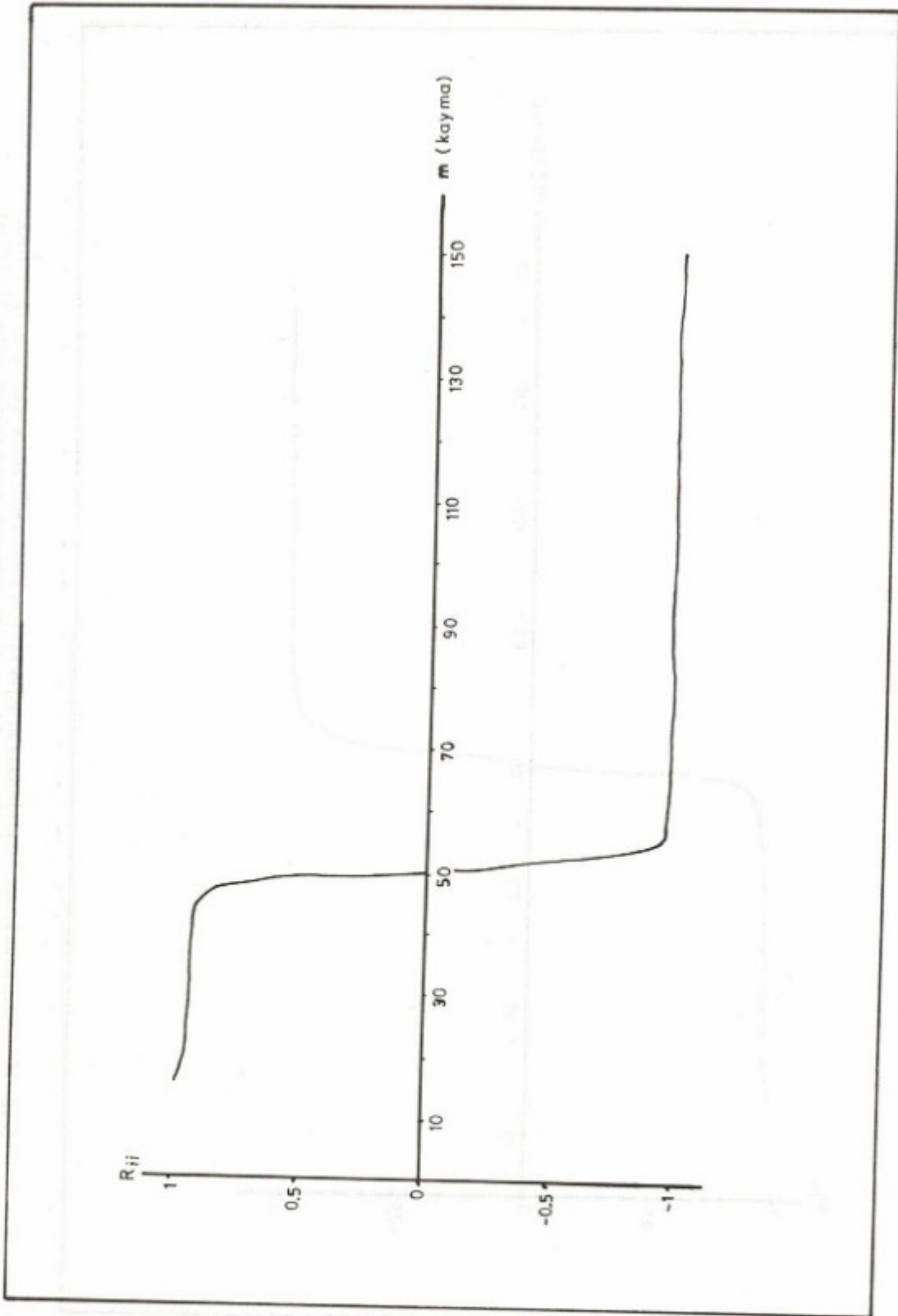
tüm DES noktalarının birbiri ile aynı ortamda olduğunu gösterir), B-B' profilinde 4 nolu nokta civarında ve C-C' porfilinde ise 3 ve 4 nolu noktalar civarında fay belirtisi gözlenmektedir.

Kıyaslama penceresi (5 < h < 40 m) kullanılarak oluşturulan ilişki profilleri Şekil 18a, 18b ve 18c de verilmektedir. Şekiller incelendiğinde, yukarıda değinilen bulgulara benzer bulgularla karşılaşmaktayız. Yine A-A' profilinde belirgin bir fay belirtisi gözlenmezken, B-B' profilinde 4 nolu nokta ve C-C' profilinde de 3 nolu nokta civarında fay belirtisi gözlenmektedir.

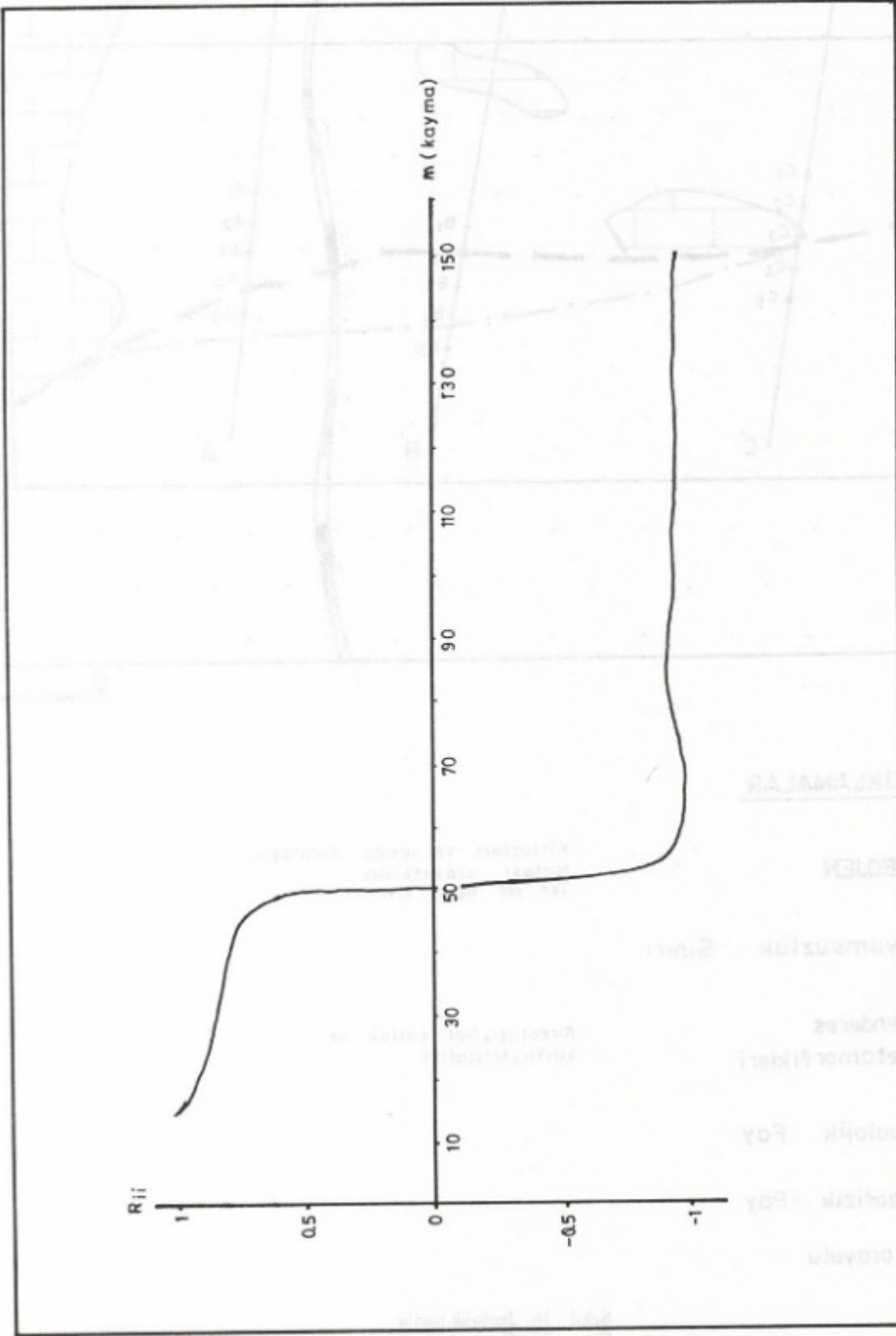
Tüm bulgular birarada değerlendirildiğinde sonuçların oldukça uyumlu olduğu söylenebilir. Ancak C-C' profilinde kıyaslama penceresi sonuçlarında 3 nolu nokta civarında gözlenen belirtiye, tüm derinlikler için yapılan uygulamada 3 ve 4 nolu noktalar arasında rastlanmaktadır. Sonuçta elde edilen bulgulardan yararlanılarak saptanan fayın konumu Şekil 16'da görülmektedir. Şekilden de izlenebileceği gibi, jeolojik olarak



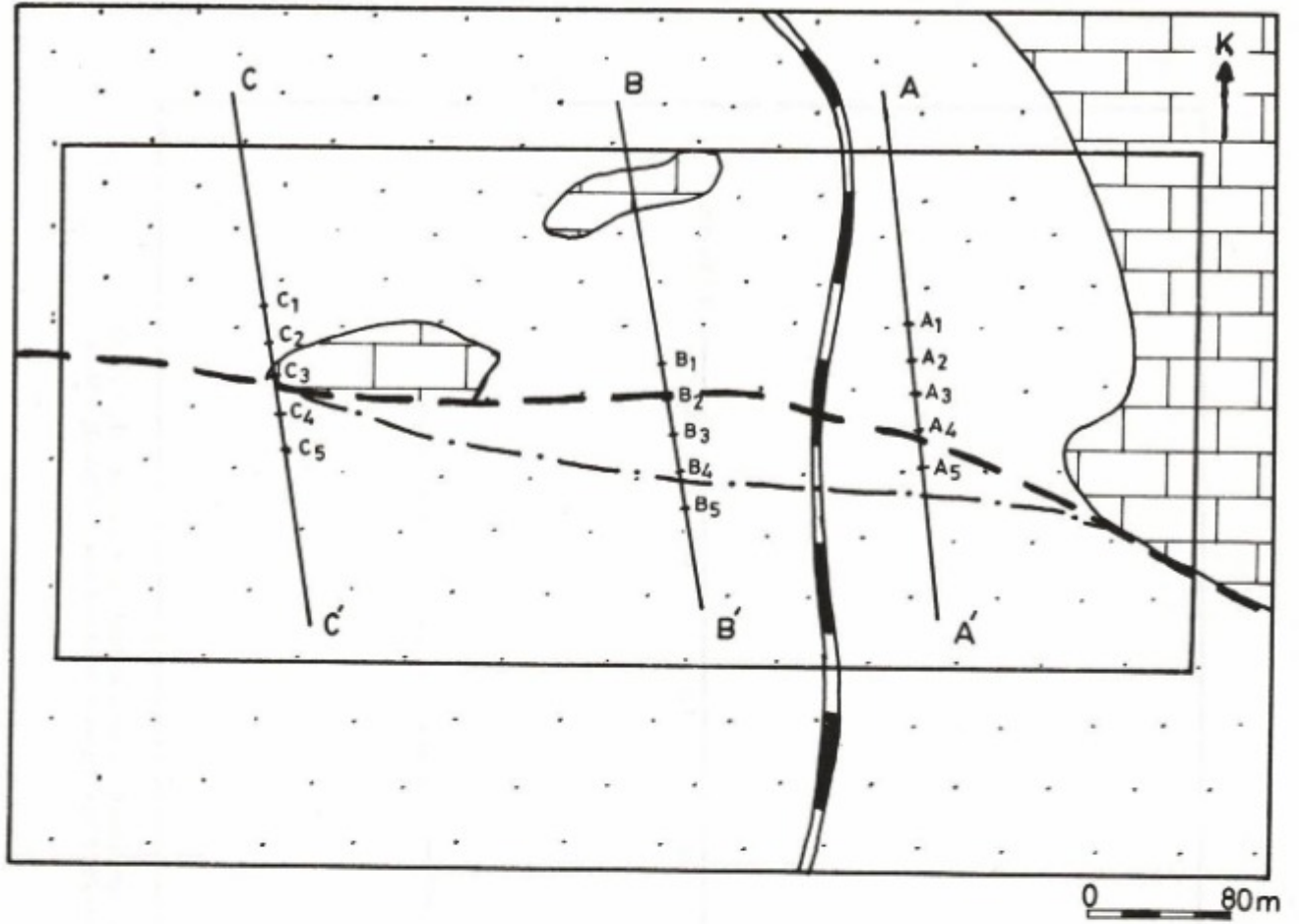
Şekil 13.  $A_3$  DES na ait katman kalınlıklarının korelasyon katsayısı yöntemi kullanılarak belirlenmesi ( $h_1 = 70$  m).  
 Fig. 13. Determination of the layer's thickness of  $A_3$  sounding by using correlation coefficient method ( $h_1 = 70$  m).



Şekil 14.  $B_3$  DES na ait katman kalınlıklarının korelasyon katsayısı yöntemi kullanılarak belirlenmesi ( $h_1 = 50$  m)  
 Fig. 14. Determination of the layer's thickness of  $B_3$  sounding by using correlation coefficient method ( $h_1 = 50$  m).



Şekil 15. B<sub>0</sub> DES na ait katman kalınlıklarının korelasyon katsayısı yöntemi kullanılarak belirlenmesi ( $h_1 = 50$  m).  
Fig. 15. Determination of the layer's thickness B<sub>0</sub> sounding by using correlation coefficient method, ( $h_1 = 50$  m).



### AÇIKLAMALAR

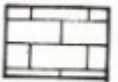


NEOJEN

Kiltaşları ve arada Kumtaşı-  
Miltası arakatkıları  
Yer yer açık kıvrımlı



Uyumsuzluk Sınırı



Menderes  
Metamorfikleri

Kireçtaşı, bol çatlak ve  
kırıklı, kristalize



Jeolojik Fay

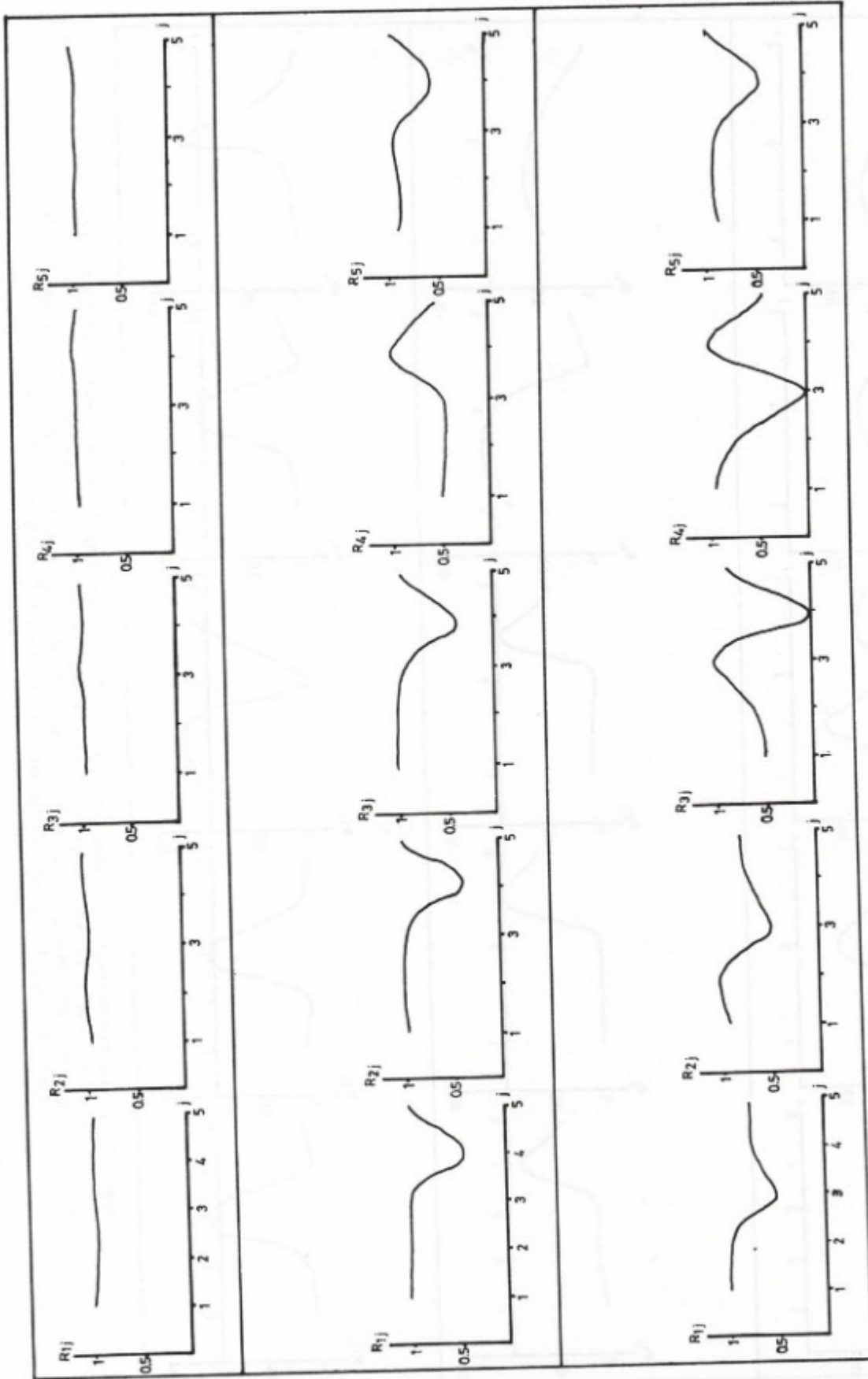


Jeofizik Fay



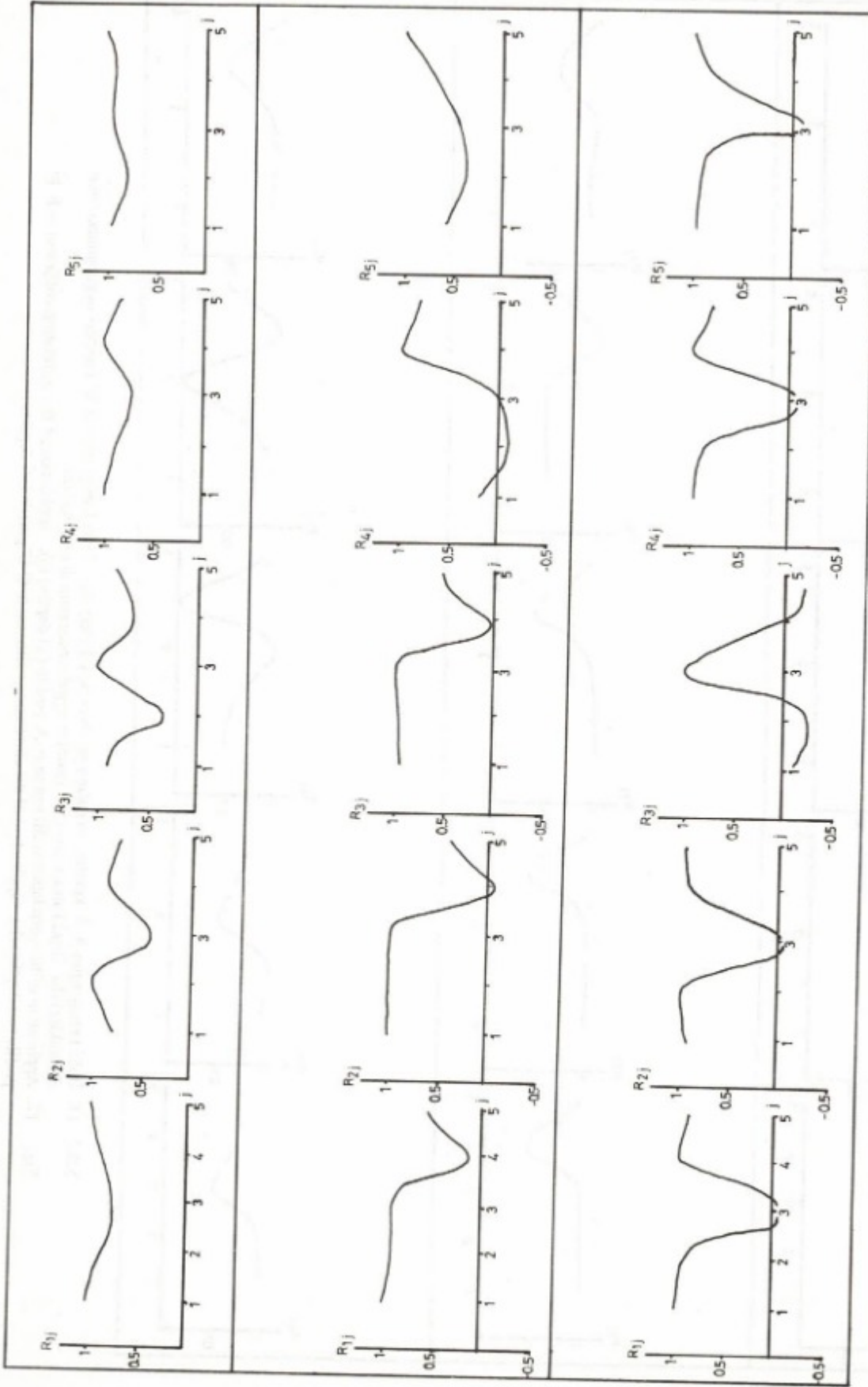
Karayolu

Şekil 16. Jeolojik harita.  
Fig. 16. Geological map.



Şekil 17. İlişki katsayısının A-A' kesidine uygulanması (tüm derinlikler) (a), ilişki katsayısının B-B' kesidine uygulanması (tüm derinlikler) (b) ilişki katsayısının C-C' kesidine uygulanması (tüm derinlikler) (c).

Fig. 17. Application of the correlation coefficient to A-A' profile (all depths) (a), application of the correlation coefficient to B-B' profile (all depths) (b), application of the correlation coefficient to C-C' profile (all depths) (c).



Şekil 18. Kıyaslama penceresinin A-A' kesidine uygulanması ( $5 < h < 40$  m) (a), kıyaslama penceresinin B-B' kesidine uygulanması ( $5 < h < 40$  m) (b), kıyaslama penceresinin C-C' kesidine uygulanması ( $5 < h < 40$  m) (c).

Fig. 18. Application of the comparison window to A-A' profile ( $5 < h < 40$  m) (a), application of the comparison window to B-B' profile ( $5 < h < 40$  m) (b), application of the comparison window to C-C' profile ( $5 < h < 40$  m) (c).

saptanan fay, jeofizik verilerden saptanan fay ile oldukça iyi uyum göstermektedir.

## SONUÇLAR

Yapılan bu çalışma sonucu elde edilen bulgular aşağıda sırasıyla verilmektedir;

- 1) Benzerlik parametrelerinin saptanmasında çok önemli olan C katsayısının (Habberjam'ın önerdiği) seçiminde kriterler belirsizdir.
- 2) Değişik uygulamalar sonucu elde edilen bulgular, istatistiksel bir yaklaşım olan ilişki parametresi kullanmanın, benzerlik parametresine göre daha anlamlı olduğu görülmüştür.
- 3) Gerek tüm derinlikler, gerekse değişik derinlik pencereleri kullanılarak yapılan ilişki uygulamaları sonucu, yanal süreksizlik sınırları başarılı bir şekilde saptanmıştır.
- 4) Süreksizlik sınırlarının saptanmasında, gözardı edilmemesi gereken nokta ise yöntemin aynı tür yapılar içindeki süreksizlikleri (Neojen içi faylanmalar gibi) saptamada aynı başarıyı gösteremediğidir.
- 5) Derinlik penceresinin, aynı sondaj eğrisi üzerinde kaydırılarak uygulanması sonucu, iki katmanlı yapılarda birinci katmanın kalınlığı belirlenebilmektedir.
- 6) Yöntemin, üç veya daha fazla katmanlı yapılarda uygulanması ise bazı sorunlar taşımaktadır. Bu nedenle sorun-

ları giderici yeni çalışmaların yapılması gereklidir.

7) Yöntem gerçek arazi verilerine uygulanarak oldukça başarılı sonuçlar elde edilmiştir. Arazide jeolojik olarak gözlenmiş fayın, yöntemin uygulanması sonucunda biraz daha güneyden geçtiği saptanmıştır.

Tüm bulgular birarada değerlendirildiğinde; ilişki katsayısı yönteminin, benzerlik parametresi yöntemine göre fiziksel olarak daha anlamlı ve doğru sonuçlar verdiği ve katman kalınlıkları ile süreksizliklerin saptanmasında başarıyla uygulanabileceği sonuçlarına ulaşılmıştır.

## KAYNAKLAR

- Çakır, E. 1984, İzmir-Seferihisar Alanında Gravite ve Özdirenc Çalışmaları, D.E.Ü. bitirme çalışması, İzmir.
- Ghosh, D.P. 1970, The application of linear filter Theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements, *Geophysical Prospecting* 19, 192-217.
- Habberjam, G.M. 1976, The comparison of sounding result and their interpretation in the absence of borehole control, *Geoeexploration* 14, 215-228.
- Habberjam, G.M. 1979, Apparent resistivity observations and the use of square array techniques, *Geoeexploration Monographs* 1, 9, 46-66.
- Koefed, D. 1979, Geosounding Principles. 1. Resistivity sounding measurements, Vol. 14A in *Methods in Geochemistry and Geophysics*, Elsevier, Amsterdam.
- Kutlu, M.A. 1987, Aydın-Germencik Jeotermal Sahasının Özdirenc Değerlendirmesi, D.E.Ü. bitirme çalışması, İzmir.



# ORTA NOKTA YÖNTEMİ İLE JEOLojİK KONTAKTLARIN GRAVİTE VE MANYETİK ANOMALİLERİNİN YORUMU

## The Interpretation of Gravity and Magnetic Anomalies of Geological Contacts by Using Midpoint Method

İbrahim KARA\*

### ABSTRACT

The first horizontal derivation of the magnetic anomalies and the second horizontal derivation of the gravity anomalies of geological contacts consist of a maximum and a minimum. In this study, the parameters like depth, depth, density contrast are obtained using the interval between the maximum and the minimum points of the derivation curves and the midpoint of this interval. The earth-surface anomaly is not enough and the another anomaly at certain height from the earth-surface is necessary. The application of the method is easy since it has been done by the determination of the maximum and the minimum points of the derivation anomalies. The maximum care must be shown since the errors which will exist in derivation calculation affect mass parameters.

A theoretical work has been done for either magnetic and gravity and the results of applications have been indicated the applicability of the method on field observation values very well.

### ÖZET

Jeolojik kontaktların manyetik anomalilerinin yatay birinci, gravite anomalilerinin ise yatay ikinci türevleri birer maksimum ve minimum içerirler. Bu çalışmada, yukarıdaki türev eğrilerinin maksimum ve minimum noktaları arasındaki uzaklık ve bu uzaklığın orta noktasının özelliklerinden yararlanarak, kontakta ait derinlik, dalım, yoğunluk kontrastı gibi parametreler saptanmıştır. Yeryüzündeki anomali yeterli olmadığından, ayrıca yeryüzünden belli seviyedeki ikinci bir anomaliye de gereksinim vardır. Yöntemin uygulaması, sadece türev anomalilerindeki maksimum ve minimum noktalarının saptanması ile yapıldığından kolaydır. Türev işleminde yapılacak yanlışlıklar kütle parametrelerini etkileyeceğinden çok dikkatli olmak gerekir.

Hem manyetik hem de gravite için birer adet kuramsal çalışma yapılmış ve yöntemin arazi değerlerine uygulanabileceği doğrulukta sonuçlar elde edilmiştir.

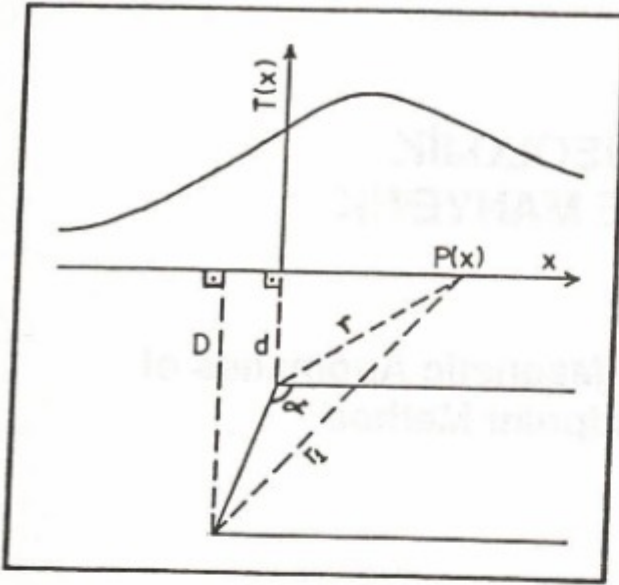
### GİRİŞ

Kontaklar sıkça karşılaşılabilen modeller olup, genellikle gravite veya manyetik yöntemlerle açığa kavuşturulmaya çalışılır. Bu tür yorumlamalar üzerinde çeşitli yazarlar çalışmışlardır. Hutchison (1958) daykların manyetik anomalilerini logaritmik eğrilerle, Odegard ve Berg (1965) düşey fay, küre ve silindirin gravite anomalilerini Fourier dönüşümü ile yorumlamışlardır. Green (1976) jeolojik kontaktların gravite anomalilerinin yatay ve düşey türevlerinden eliptik bir grafik elde ederek, Stanley (1977a) ise, kontaktların hem gravite hem de manyetik anomalilerinin bazı karakteristik noktalarından

yararlanarak kütle parametrelerini elde etmişlerdir. Özdemir (1983/1984) daykların manyetik, Kara (1985/1986) basamak fayların manyetik ve gravite anomalilerinin türevlerinden yararlanarak yoruma gitmişlerdir. Murthy (1985) ise, bu çalışmadakine benzer şekilde, dayk ve fayların manyetik anomalilerini orta nokta yöntemi ile yorumlamıştır.

Bu çalışmada ise, önce yeryüzünde ölçülen anomali değerlerinin (h) kadar yukarıdaki analitik uzanım anomali elde edilir. Bu iki anomalinin manyetik yorum için birinci, gravite için ikinci türevleri bulunur. Türev anomalilerindeki

\* I.Ü. Müh. Fak. Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Vezneciler, İstanbul.



Şekil 1. Manyetik bir fayın toplam anomalisi ve model parametreleri.  
Fig. 1. The total anomaly and the model parameters of a magnetic fault.

maksimum ve minimum noktaları arasındaki uzaklıklar ve bu uzaklıkların orta noktaları saptanır. Orta noktaların arasındaki uzaklıktan yararlanarak kontaktın dalım açısı, daha sonra da diğer parametreler bulunur.

Ancak, yukarı analitik uzanım ve türev işlemlerinde yapılacak olan küçük bir hata, kütle parametrelerini etkileyeceğinden, çok dikkatli olmak ve daha önceden denenmiş analitik uzanım katsayıları kullanmak gerekir.

### KONTAKTIN MANYETİK ANOMALİSİNİN YORUMU

Şekil 1 de görülen dalımlı bir yassı levhanın toplam manyetik alan eşitliği (Grant ve West 1965) aşağıdaki gibi verilmektedir.

$$T(x) = kTc \left\{ \sin \alpha \cos (\alpha - 2b) \ln \left[ \frac{(x - (D - d) \cot \alpha)^2 + D^2}{(x^2 + d^2)} \right] + 2 \sin \alpha \sin (\alpha - 2b) \left[ \tan^{-1} \left[ \frac{(x - (D - d) \cot \alpha)}{D} \right] - \tan^{-1} \left( \frac{x}{d} \right) \right] \right\} \quad (1)$$

Bu eşitlikte,  $k$  manyetik süseptibilite kontrastı ve  $T$  yöresel toplam manyetik alandır.

$$c = (1 - \cos^2 I \cos^2 \lambda)$$

ve  $I$  manyetik inklınasyon,  $\lambda$  saat yönünde ölçülmüş, yapının kuzeyle yaptığı açıdır ve

$$b = \tan^{-1} (\tan I / \sin \lambda)$$

olarak tanımlanır.

(1) eşitliğindeki diğer parametreler ( $\alpha$ ,  $x$ ,  $D$ ,  $d$ ), Şekil 1 de görülmektedir. (1) eşitliğinde,

$$\Phi = \alpha - 2b$$

$$\Theta = \tan^{-1} (x/d)$$

$$r = (x^2 + d^2)^{0.5}$$

ve

$$K = 2kTc \sin \alpha$$

olup,  $D \gg d$  kabul edilirse, yapı bir kontakta dönüşür. Bu duruma göre, (1) eşitliğinin  $x$ 'e göre türevi alınır;

$$Tx(x) = -(K/r) \sin (\theta + \Phi) \quad (2)$$

elde edilir (Stanley 1977b). Böyle bir türev anomalisi Şekil 2'deki gibidir.

Türev anomalisinin maksimum ve minimum değerlerinin absisleri,

$$X_M = -d (\sec \Phi + \tan \Phi) \quad (3)$$

$$X_m = +d (\sec \Phi - \tan \Phi) \quad (4)$$

olup, maksimum ve minimum değerleri ise,

$$M = +Kd / (X_M^2 + d^2) \quad (5)$$

$$m = -Kd / (X_m^2 + d^2) \quad (6)$$

dir. Eğer maksimum ve minimum noktaların arasındaki uzaklığa  $X_0$  denilirse,

$$X_0 = |X_M| + |X_m| = 2d \sec \Phi \quad (7)$$

olur. Bu  $X_0$  uzaklığının orta noktası ise,

$$x_0 = -d \tan \Phi \quad (8)$$

dir. Yani  $x_0$  noktası, orijinden  $-d \tan \Phi$  uzaklığında oluşur. Eğer yeryüzünden  $h$  kadar yukarı seviyedeki anomalinin yatay birinci türevi alınır, onun maksimum ve minimumu arasındaki uzaklık ve orta noktası,

$$X_h = 2(d + h) \sec \Phi \quad (9)$$

$$x_h = -(d + h) \tan \Phi \quad (10)$$

olur. Yukarıda elde edilen  $M$ ,  $X_0$ ,  $x_0$ ,  $X_h$  ve  $x_h$  değerlerinden yoruma gidilebilir. (8) ve (10) nolu eşitliklerden,

$$\Phi = \tan^{-1} [(x_0 - x_h)/h] \quad (11)$$

açısı elde edilir.  $\Phi = \alpha - 2b$  den de dalım açısı

$$\alpha = \Phi + 2 \tan^{-1} (\tan I / \sin \lambda) \quad (12)$$

bulunmuş olur. Buradaki inklınasyon açısı ( $I$ ), yöresel olup önceden bilinmelidir.  $\lambda$  açısı ise manyetik haritadan elde edilmektedir. (7) nolu eşitlikte  $d$  yalnız bırakılırsa,

$$d = X_0 / (2 \sec \Phi) \quad (13)$$

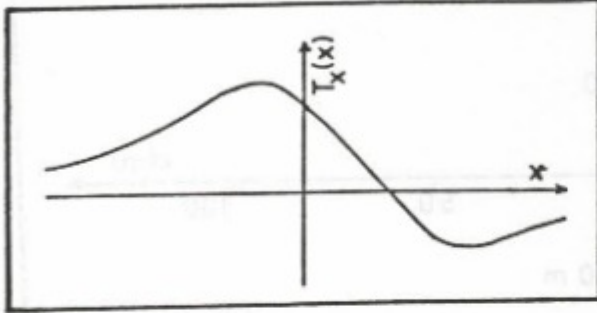
derinlik bulunur. Süseptibilitenin elde edilmesi için ise, (5) nolu eşitlikte  $k$  yalnız bırakılır.

$$k = M(X_M^2 + d^2) / [2Td (1 - \cos^2 I \cos^2 \lambda) \sin \alpha] \quad (14)$$

Ancak, arazi çalışmalarında maksimum ve minimum noktaların yerlerinin saptanması bazan zor olabilir. Bu sakıncayı ortadan kaldırmak için, orijinin yeri ve  $M$ ,  $m$ ,  $X_M$  ve  $X_m$  değerleri bulunduktan sonra,

$$M \cdot X_M = m \cdot X_m \quad (15)$$

eşitliğinin gerçekleşmesi gerekir. Aksi durumda, maksimum veya minimum, ya da her ikisinin tayini yanlış yapılmıştır. Değerlendirme işlemi dikkatlice yeniden yapılmalıdır.



Şekil 2. Manyetik bir kontakın yatay birinci türev anomalisi.

Fig. 2. The first horizontal derivation anomaly of a magnetic contact.

### Uygulama

Dalın açısı ( $\alpha$ )  $110^\circ$ , derinliği ( $d$ ) 50 m, inklinasyon açısı ( $I$ )  $45^\circ$ ,  $\lambda$  açısı  $30^\circ$ , süseptibilite kontrastı ( $k$ ) 0.05 cgs ve yöresel toplam manyetik alan 40000 nT olsun. Bu verilere göre, kontakın kuramsal anomalisi Şekil 3'deki düz çizgi ile gösterilen eğridir. Bu anomalinin  $h = 10$  m yüksekliğindeki yukarı uzanım anomalisi Peters'in (1949) katsayıları ile bulunmuş olup, Şekil 3'deki kesik çizgi ile gösterildiği gibidir. Her iki anomalinin de yatay birinci türevleri bulunarak, Şekil 4'teki anomaliler elde edilmiştir. Daha sonra bu eğriler üzerinde  $X_0$ ,  $X_h$ ,  $x_0$ ,  $x_h$ ,  $M$  ve  $m$  değerleri bulunarak, maksimum ve minimumun doğruluğunun saptanması için (15) nolu eşitlikten yararlanılmıştır. Bu değerler ve (11) eşitliği ile  $\Phi = -14^\circ$  ve (12) eşitliği ile (dalın açısı)  $\alpha = 113^\circ$  hesaplanmış, (13) eşitliğinden de (derinlik)  $d = 48.5$  m olarak bulunmuştur. Son olarak da (14) nolu eşitlikten (süseptibilite kontrastı)  $k = 0.05$  cgs elde edilmiştir.

Model hesaplamada kullanılan değerler ve ters çözümle elde edilen değerler Çizelge 1'de görülmektedir.

Çizelge 1. Model hesaplamada kullanılan ve ters çözümle bulunan parametreler.

Table 1. The parameters used in the model calculation and obtained with the inversion.

| Parametreler | Model hesaplamada kullanılan değerler | Ters çözümle elde edilen değerler |
|--------------|---------------------------------------|-----------------------------------|
| $\alpha$     | $110^\circ$                           | $113^\circ$                       |
| $d$          | 50 m                                  | 48.5 m                            |
| $k$          | 0.05 cgs                              | 0.05 cgs                          |
| $x_0$        | 15.16 m                               | 15 m                              |

### KONTAKTIN GRAVİTE ANOMALİSİNİN YORUMU

Şekil 5'de görülen dalımlı bir yassı levhanın gravite eşitliği şu şekilde verilmiştir (Jung 1961).

$$g(x) = 2G\rho \{ (x+d/\tan\alpha) \sin\alpha [\sin\alpha \ln(r_B/r_A) - \cos\alpha (\psi_B - \psi_A)] + (D\psi_B - d\psi_A) \} \quad (16)$$

Bu eşitlikte,  $G$  Evrensel gravite sabiti ve  $\rho$  Yoğunluk kontrastıdır. Eşitlikte geçen diğer parametreler Şekil 5'de görülmektedir. (16) eşitliğinin  $x$ 'e göre türevi alınırsa,

$$g_{xx}(x) = 2G\rho \sin\alpha \{ (d\cos\alpha - x\sin\alpha)/r_A^2 - [(2D-d)\cos\alpha - x\sin\alpha]/r_B^2 \} \quad (17)$$

elde edilir. Burada da manyetik yorumdaki gibi  $D \gg d$  olarak kabul edildiğinde, yapı bir kontakta dönüşür. Bu duruma göre (17) eşitliği şu şekli alır (Stanley 1977a):

$$g_{xx}(x) = 2G\rho \sin\alpha (d\cos\alpha - x\sin\alpha)/r_A^2 \quad (18)$$

Böyle bir türev anomalisi Şekil 6'daki gibidir. Bu eğrinin maksimum ve minimum değerlerinin absisleri,

$$X_M = -d(1 - \cos\alpha) / \sin\alpha \quad (19)$$

$$X_m = +d(1 + \cos\alpha) / \sin\alpha \quad (20)$$

maksimum ve minimum değerleri ise,

$$M = G\rho \sin^3\alpha / (d(1 - \cos\alpha)) \quad (21)$$

$$m = -G\rho \sin^3\alpha / (d(1 + \cos\alpha)) \quad (22)$$

dir. Maksimum ve minimum noktalar arasındaki uzaklık da,

$$X_0 = |X_M| + |X_m| = 2d/\sin\alpha \quad (23)$$

olur. Bu uzaklığın orta noktası ise,

$$x_0 = d\cos\alpha/\sin\alpha \quad (24)$$

dir. Yani  $x_0$  noktası orijinden  $d\cos\alpha/\sin\alpha$  uzaklığında yer alır. Yeryüzünden  $h$  kadar yukarı seviyedeki anomalinin yatay ikinci türevinin maksimum ve minimumu arasındaki uzaklık

$$X_h = 2(d+h)/\sin\alpha \quad (25)$$

olup, bunun orta noktası ise,

$$x_h = (d+h)\cos\alpha/\sin\alpha \quad (26)$$

dir. Yukarıda elde edilen  $M$ ,  $X_0$ ,  $x_0$ ,  $X_h$ ,  $x_h$  değerlerinden yararlanarak yorum yapılır. (24) ve (26) nolu eşitliklerden dalın açısı

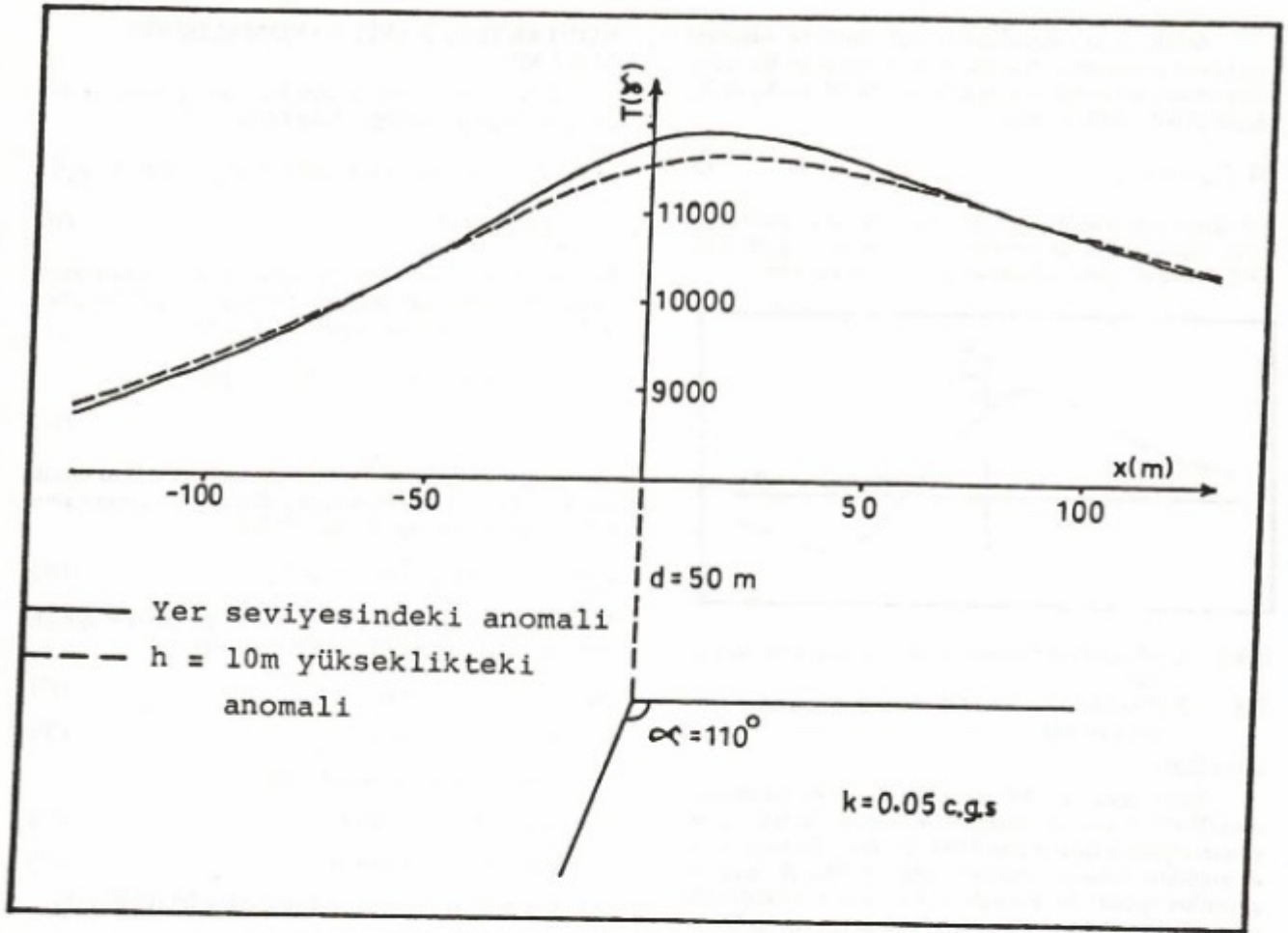
$$\alpha = \tan^{-1} [h(x_h - x_0)] \quad (27)$$

elde edilir. (23) numaralı eşitlikte ( $d$ ) yalnız bırakılırsa,

$$d = (X_0 \sin\alpha)/2 \quad (28)$$

olarak derinlik bulunur. Yoğunluk kontrastının elde edilmesi için (21) nolu eşitlikte ( $\rho$ ) yalnız bırakılır,

$$\rho = M [d(1 - \cos\alpha)] / G\sin^3\alpha \quad (29)$$



Şekil 3. Manyetik uygulamadaki jeolojik kontakt ve bu kontakta ait yeryüzündeki ve h = 10 m yüksekliğindeki toplam manyetik anomaliler.

Fig. 3. The geological contact in magnetic application and the total magnetic anomalies related to this contact at the earth-surface and at the height of h = 10 m.

Arazi çalışmalarında maksimum ve minimumun yerinin saptanmasında hata yapılabilir. Bu hatadan kaçınmak için, manyetik çalışmadaki gibi, (15) nolu eşitliği burada da uygulamak gerekir.

#### Uygulama

Jeolojik bir kontaktın dalım açısı ( $\alpha$ )  $110^\circ$ , derinliği (d) 50 m ve yoğunluk kontrastı ( $\rho$ )  $1.0 \text{ gr/cm}^3$  olsun. Bu verilere göre, kontaktın kuramsal gravite anomalisi Şekil 7'deki düz çizgi ile gösterilen eğridir. Bu anomalinin h = 25 m yüksekliğindeki yukarı uzanım anomalisi Peters'in (1949) katsayıları ile bulunmuş olup, Şekil 7'deki kesik çizgi ile gösterildiği gibidir. Her iki anomalinin de yatay birinci türevleri bulunarak Şekil 8'deki anomaliler elde edilmiştir. Daha sonra bu eğriler üzerinde  $X_0$ ,  $X_b$ ,  $x_0$ ,  $x_b$ , M ve m değerleri bulunarak maksimum ve minimumun doğruluğunun saptanması için (15) nolu eşitlikten yararlanılmıştır. Yukarıda bulunan değerler ve (27) eşitliği ile (dalım açısı)  $\alpha = 117^\circ$ , (28) eşitliği ile de (derinlik) d = 50.12 m olarak bulunmuştur. Daha sonra (29) eşitliği ile  $\rho = 1.27 \text{ gr/cm}^3$  olarak hesaplanmıştır.

Model hesaplamada kullanılan değerler ve ters çözümle elde edilen değerler Çizelge 2'de görülmektedir.

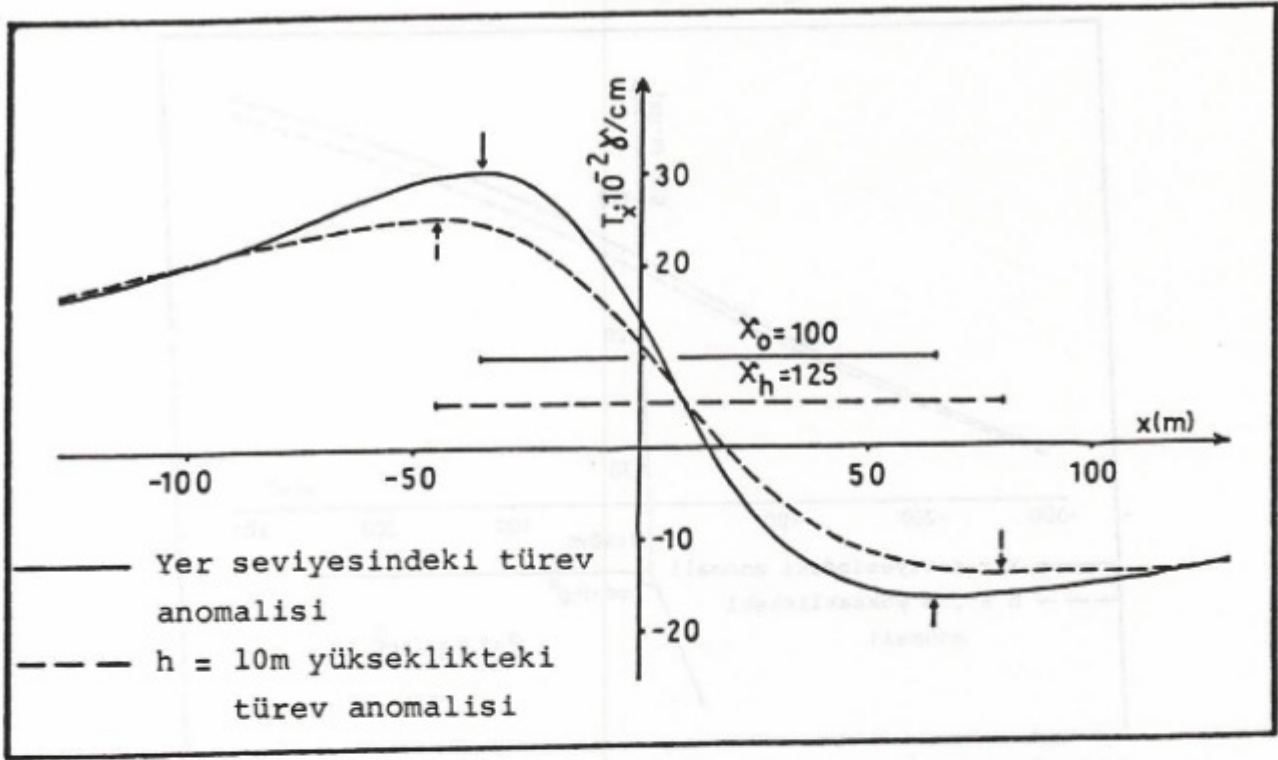
Çizelge 2. Model hesaplamada kullanılan ve ters çözümle bulunan parametreler.

Table 2. The parameters used in the model calculation and obtained with the inversion.

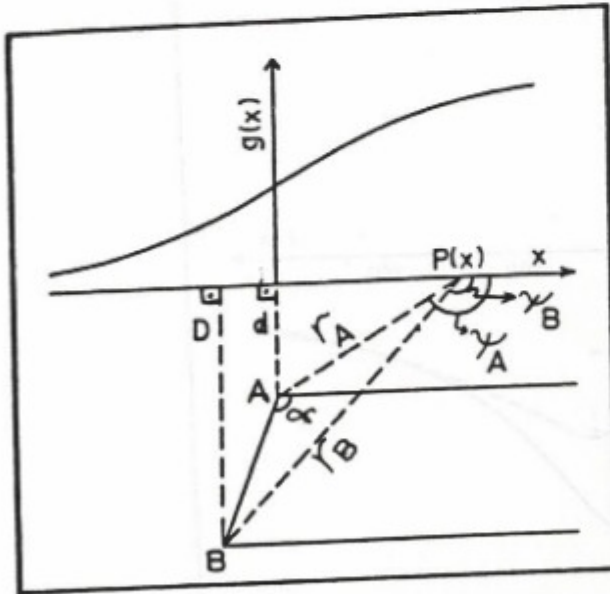
| Parametreler | Model hesaplamada kullanılan değerler | Ters çözümle elde edilen değerler |
|--------------|---------------------------------------|-----------------------------------|
| $\alpha$     | $110^\circ$                           | $117^\circ$                       |
| d            | 50 m                                  | 50.12 m                           |
| $\rho$       | $1.0 \text{ gr/cm}^3$                 | $1.27 \text{ gr/cm}^3$            |
| $x_0$        | -18.20 m                              | -18.75 m                          |

#### SONUÇ

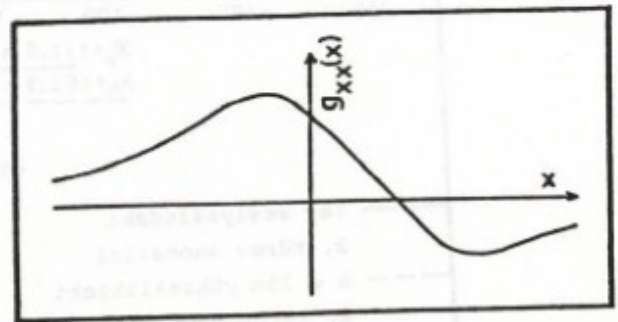
Bu çalışmada, kontaktların manyetik ve gravite anomalilerinin yorumu için bir yöntem geliştirilmiştir. Yöntemde, yer seviyesindeki ve belli bir uzanım seviyesindeki anomalilerin yatay türevlerindeki maksimum ve minimum değerlerin absislerinin orta noktasından yararlanılmaktadır. Türev anomalisini elde etmek, işi uzatmak gibi görünürse de, türev işle-



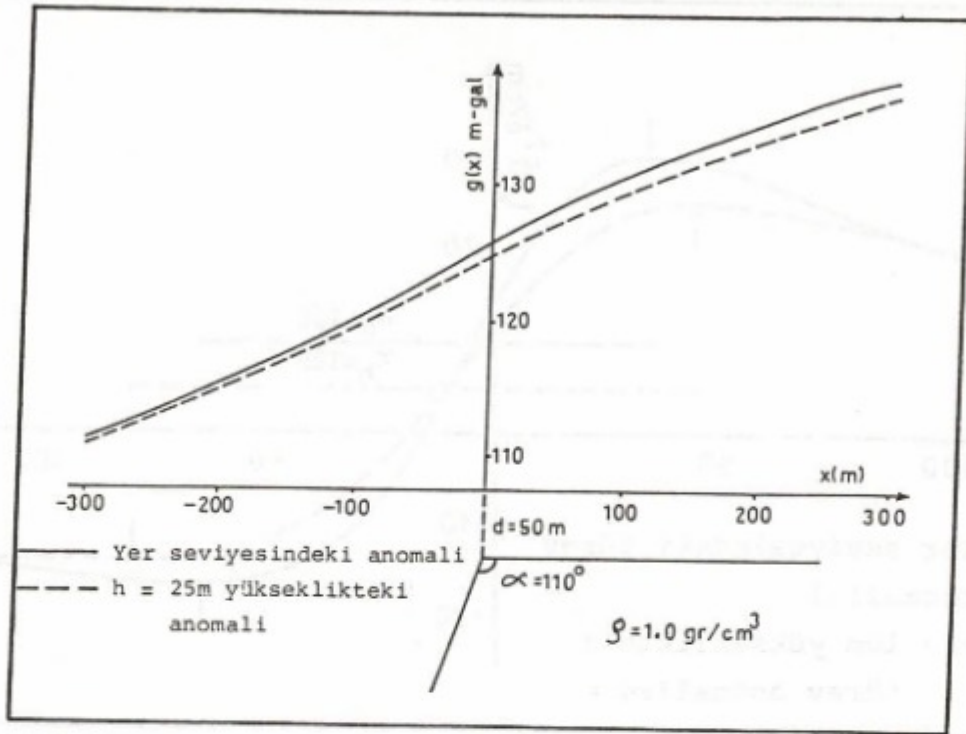
Şekil 4. Manyetik uygulamadaki kontaktın, yeryüzündeki ve h = 10 m yüksekliğindeki yatay birinci türev anomalileri.  
 Fig. 4. The first horizontal derivative anomalies of the geological contact at the earth-surface and at the height of h = 10 m in magnetic application.



Şekil 5. Fayın gravite anomalisi ve model parametreleri.  
 Fig. 5. The gravity anomaly and the model parameters of the fault.

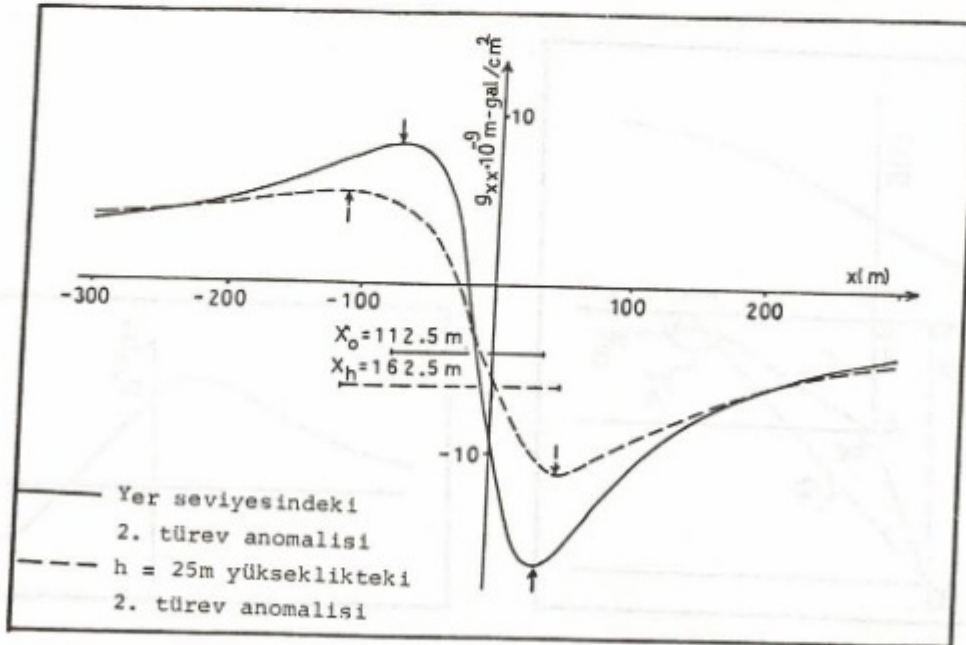


Şekil 6. Kontaktın gravite ikinci türev anomalisi.  
 Fig. 6. The second gravity derivation anomaly of a contact.



Şekil 7. Gravite uygulamasındaki jeolojik kontak ve bu kontakta ait yeryüzündeki ve  $h = 25$  m yüksekliğindeki gravite anomalileri.

Fig. 7. The geological contact in gravity application and the gravity anomalies related to this contact at the earth-surface and at the height of  $h = 25$  m.



Şekil 8. Gravite uygulamasındaki kontakın, yeryüzündeki ve  $h = 25$  m yüksekliğindeki yatay ikinci türev anomalileri.

Fig. 8. The second horizontal derivation anomalies of the geological contact at the earth-surface and at the height of  $h = 25$  m in gravity application.

minin derinden gelen bölgesel anomaliyi bastırması gibi bir avantajı vardır. Ancak, yukarı uzanım ve özellikle yatay türev işlemlerinde yapılabilecek küçük bir hata, sonucu fazla etkileyeceğinden, çok dikkatli olmak gerekir. Çalışmada hem manyetik hem de gravite için birer adet kuramsal çalışma yapılmış olup, yöntemin arazi verilerine uygulanılabilecek doğrulukta iyi sonuçlar elde edilmiştir.

#### KAYNAKLAR

- Grant, F.S. and West, G.F. 1965, Interpretation Theory in Applied Geophysics, McGraw-Hill Book Co.
- Green, R. 1976, Accurate determination of the dip angle of a geological contact using the gravity method, *Geophysical Prospecting* 24, 265-272.
- Hutchison, R.D. 1958, Magnetic analysis by logarithmic curves, *Geophysics* 23, 749-769.
- Jung, K. 1961, *Schwerkraftverfahren in der angewandten geophysik*, Geest-Portig K.G.
- Kara, I. 1985/1986, Basamak faylarının manyetik ve gravite anomalilerinin yorumu, *I.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi* 4, 131-138.
- Murthy, I.V.R. 1985, The midpoint method: Magnetic Interpretation of dikes and faults, *Geophysics* 50, 834-839.
- Odegard, M.E. and Berg, J.W. 1965, Gravity Interpretation using the Fourier integral, *Geophysics* 30, 424-438.
- Özdemir, M. 1983/1984, Daykların oluşturduğu magnetik anomalilerin yorumu, *I.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi* 4, 87-104.
- Peters, L.J. 1949, The direct approach to magnetic interpretation and its practical application, *Geophysics* 14, 290-320.
- Stanley, J.M. 1977a, Simplified gravity interpretation by gradients-The geological contact, *Geophysics* 42, 1230-1236.
- Stanley, J.M. 1977b, Simplified magnetic interpretation of the geologic contact and thin dike, *Geophysics* 42, 1236-1240.



# LOVE VE RAYLEIGH DALGALARININ İSTASYONLAR ARASI ORTAM TEPKİ FONKSİYONLARINDAN ANADOLU VE CİVARINDA KABUK VE ÜST-MANTO YAPISININ BELİRLENMESİ

## Determination of Crust and Upper-Mantle Structure in Anatolia and its Neighborhood from Interstation Response Functions of Love and Rayleigh Waves

İlhan OSMANŞAHİN\* ve Ömer ALPTEKİN\*\*

### ÖZET

Yüzey dalgası dispersiyonu verilerinin çözülmesinde, faz ve grup hızları hesaplanarak bu hız değerlerinin ters çözülmesiyle (inversion) yeriçine ait fiziksel parametrelerin elde edilmesine çalışılır. Faz ve grup hızlarının hesaplanmasında genel olarak tek-istasyon, iki-istasyon ve üç veya çok-istasyon yöntemleri kullanılmaktadır. Tek-istasyon yönteminde, sismogramlardan kaynağın faz ve genlik etkilerinin giderilmesi zorunlu olduğundan, deprem kaynak mekanizması ile ilgili ön bilgilere gerek vardır. Çok-istasyon yönteminde ise hesaplanan faz ve grup hızlarında yanal heterojenlikten kaynaklanan hatalar olabilir. İki-istasyon yönteminde, deprem kaynak mekanizması ile ilgili ön bilgiye gerek kalmaz. Ancak, istasyonların kaynak ile birlikte aynı büyük daire üzerinde yer alması gerekmektedir. Bu konumdaki bir istasyon çiftinde kaydedilen sismogramlar, dekonvolüsyon işlemiyle istasyonlar arasındaki ortamın tepki fonksiyonunun belirlenmesinde kullanılabilir. İstasyonlar arasındaki ortama ait faz hızları tepki fonksiyonunun fazından, grup hızları ise tepki fonksiyonuna ardışık süzgeç tekniği (multiple filter technique) uygulanarak hesaplanır. Yapay sismogramlar üzerinde yapılan çalışmalar, yöntemin etkinliğini ve sonuçların doğruluğunu göstermiştir.

Bu çalışmada, istasyonlar arası ortam tepki fonksiyonlarının belirlenmesi ve bu fonksiyonlar üzerinden hesaplanan faz ve grup hızlarının ters çözülmesi ile, Atina (ATU) - İstanbul (IST), Tebriz (TAB) - İstanbul ve Meşhed (MHI) - Tebriz istasyon çiftlerinin oluşturduğu 3 profil boyunca yer kabuğu ve üst-manto yapısı incelenmiştir. TAB-IST profili için Love dalgası, diğer iki profil için ise Rayleigh dalgası ana mod kayıtları kullanılmıştır. Herbir profil için ortam tepki fonksiyonlarının hesaplanmasında frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonu uygulanmıştır. Ortam tepki fonksiyonlarından faz ve grup hızları hesaplandıktan sonra, bunlarla en uyumlu kuramsal faz ve

### SUMMARY

In the surface wave dispersion analysis, phase and group velocities are measured, and these data are used to obtain the physical parameters of the Earth by performing inversion schemes. The measurement could have commonly been done using single-station, two-station and three or multistation methods. Single-station method require prior knowledge of the earthquake source mechanism because of the necessity of avoiding phase and amplitude effects of the source function on the seismogram. Phase and group velocities from multistation method can include the effects of lateral heterogeneities. Two-station method avoid the necessity of knowing the earthquake source mechanism, however, each station must lie on the same great circle path together with the source. The seismograms recorded in such pairs of stations can be used to estimate the interstation response function by deconvolution process. Interstation phase and group velocities can be computed by making use of the phase of the response function, and applying multiple filter technique to the response function, respectively. Studies on synthetic seismograms have shown the efficiency of the method and accuracy of the results.

In this study, the Earth's crust and upper-mantle structure along the three profiles between the station pairs of Athens (ATU) - İstanbul (IST), Tabriz (TAB) - İstanbul and Mashed (MHI) - Tabriz have been investigated by estimating the interstation response function and measuring the phase and group velocities by the methods mentioned above. Fundamental mode Love and Rayleigh waves have been used for TAB-IST profile and the other two profiles. Frequency domain Wiener deconvolution technique was performed to estimate the response function for each profile. Phase and group velocities have been computed from the response function.

\* Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü

\*\* İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü

grup hızlarını veren yapı modelini belirlemek için ters çözümleme işlemlerinde Hedgehog yönteminden yararlanılmıştır.

Faz ve grup hızlarının ters çözülmesi sonuçlarına göre yer kabuğu kalınlığı ATU-IST profili için 30 km, TAB-IST profili için 40 km ve MHI-TAB profili için 43 km civarındadır. ATU-IST profilinde üst-manto için Moho süreksizliğinin 10 km altında 4,1 km/sn lik S-dalgası hızına sahip bir düşük hız zonu belirlenmiştir. Aynı profilin 120 km derinliğinde S-dalgası hızı 4,29 km/sn olan ikinci bir düşük hız zonu vardır. MHI-TAB profilinde ise yaklaşık 83 km derinlikte yeralan bir düşük hız zonu ters çözümleme sonuçları ile uyum göstermektedir.

Then, the inversion has been carried out through the Hedgehog procedure to identify the structure model which gives the most consistent phase and group velocities along with the observed values.

According to results of the inversion processes, crustal thicknesses are 30, 40 and 43 kilometres for the profiles of ATU-IST, TAB-IST and MHI-TAB, respectively.  $P_n$  and  $S_n$  velocities of 8.20-4.61, 8.00-4.41 and 8.15-4.67 km/sec are obtained for these profiles, respectively. The low velocity channels have been identified for the ATU-IST profile at two 40 and 120 km depths having S-wave velocity values of 4.10 and 4.29 km/sec, and for the MHI-TAB profile at the depth of 83 km having S-wave velocity value of 4.32 km/sec. Although a low velocity channel has not been obtained in the TAB-IST profile, S-wave velocities in the upper-mantle are lower than the expected values according to those of P-wave velocities.

## GİRİŞ

Yer kabuğu ve üst-manto yapısının araştırılmasında cisim dalgalarının yanında yüzey dalgaları da yaklaşık altmış yılı aşan bir süredir geniş ölçüde kullanılmaktadır. Yüzey dalgası çalışmaları, frekansın bir fonksiyonu olarak grup varış zamanları, faz açısı ve genlik belirlenmeye çalışılır. Bu parametreler, kabuk ve üst-manto yapısının, deprem kaynak mekanizmalarının ve yer kürenin elastik özelliklerinin incelenmesinde önemli bir veri grubu oluştururlar. Bunların belirlenmesinde kullanılan yöntemler, genel olarak kayıtlarından yararlanılan istasyonların sayısına göre tek-istasyon, iki-istasyon ve üç veya çok-istasyon yöntemi şeklinde adlandırılmaktadır.

Yüzey dalgalarına ait ilk çalışmalar çoğunlukla grup hızı ölçmeleriyle ilgilidir. Bu çalışmalarda, tek-istasyon kayıtlarındaki dalga trenleri üzerinden doruk-çukur (peak-trough) yöntemi ile grup hızının değişimi hesaplanıyor ve kayıt istasyonunu ile deprem kaynağı arasındaki yapı çözülmenmeye çalışılıyordu (Ewing ve diğ. 1957). İlk faz hızı ölçümü Press (1956) tarafından yapılmıştır. Yine ilk kez Sato (1955, 1956a, 1956b), faz ve grup hızlarının hesaplanmasında Fourier çözümleme tekniğini kullanmıştır. Yüzey dalgası faz hızı dispersiyonunun ters çözülmesinden manto yapısı ile ilgili ilk ayrıntılı sonuçlar Brune ve Dorman (1963) tarafından iki-istasyon yöntemi ile elde edilmiştir.

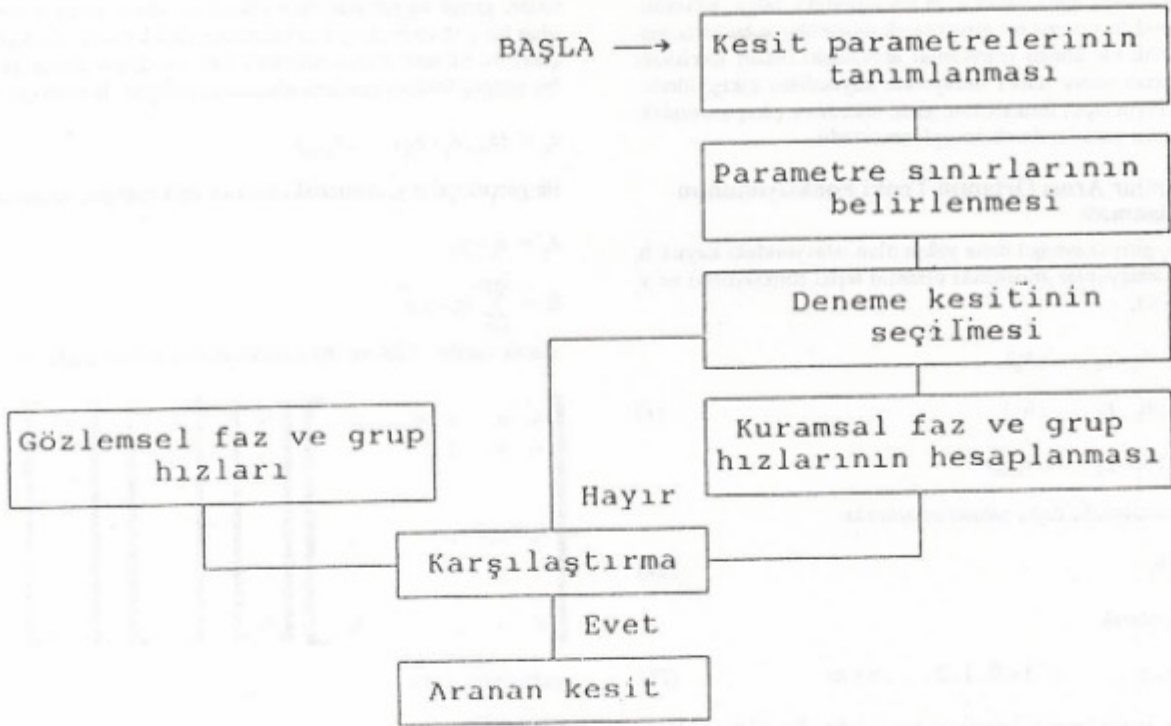
Yüzey dalgalarına ait verilerden faz ve grup hızları duyarlılıkla hesaplanabilmekle birlikte, yer kürenin bazı önemli fiziksel özelliklerini yansıtan bu hızlardan katman arayüzlerinin belirlenmesi daha kaba bir işlemdir. Ancak, sismik yüzey dalgası çalışmaları son otuz yıl içinde çok hızlı bir şekilde gelişmiştir. Yeterli duyarlılıkta sismografların geliştirilmesi ve çok sayıda istasyon kurulması, özellikle 1960'lardan bu yana uluslararası sismograf ağı (WWSSN, World Wide Standardized Seismograph Network) oluşturulması ve uzun periyotlu sismografların da devreye girmesi, elde edilen sonuçların güvenilirliğini arttırmıştır. Ayrıca, gelişen bilgisayar olanakları ve hızlı hesaplama teknikleri araştırmalara yeni boyutlar kazandırmaktadır. Günümüzde, istenen yeryapısı modellerine göre yüzey dalgası dispersiyonu, daha da öte, tanımlanan episantr uzaklıklarındaki istasyonlar için yapay sismogramlar hesaplanabilmektedir. Böylece, kuramsal hesaplamaların gözlemsel sonuçlarla birlikte kullanılmasına olanak sağlanmıştır. Bu gelişmelerle birlikte yeryapısı hakkında önemli bilgilerin elde edilmesine devam edilmektedir. Anderson (1963), manto

yapısı ile ilgili çalışmaları ve çok tabakalı ortam modelleri için kuramsal yüzey dalgası dispersiyonunun hesaplanmasında kullanılan teknikleri derlemiştir. Bugüne kadar yapılan yüzey dalgası çalışmalarında önemli bölgesel yapı sınırlamalarının yanı sıra, yerel kabuk ve üst-manto yapısı ile ilgili pek çok bilgi elde edilmiştir (Toksöz ve Anderson 1966, Kovach 1966, 1978, Knopoff 1972, 1983). Yapılan bu çalışmalar, dispersiyon özelliklerinin yalnızca ayrı levhalarda değil aynı levha içerisinde de farklılıklar gösterdiğini ortaya koymuştur (Dorman 1969).

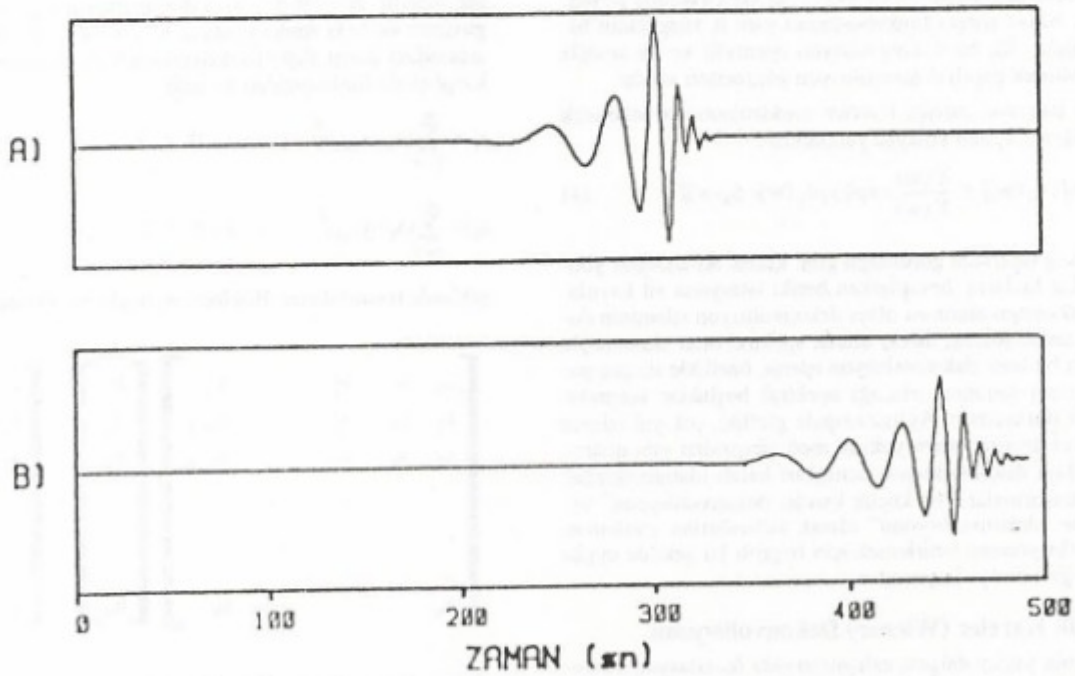
Özellikle, levha sınırlarındaki karmaşık kabuk yapısı ile ilgili sismolojik araştırmaların ayrı bir önem taşıdığı bilinmektedir. Bu araştırmalardan elde edilen sonuçlar diğer jeofizik bulgularla birlikte, günümüzde doğruluğu benimsenmiş olan, kıtaların, okyanus havzalarının ve diğer kabuksal özelliklerin evrim kuramlarını belirleyen başlıca verileri oluşturmuştur. Yapısal özelliklerin ayrıntılandırılması, deprem odak hareketlerine yönelik araştırmalar ve geleceğin depremlerinin yorumlanması açısından büyük önem taşır. Ancak, dünya üzerindeki önemli deprem kuşaklarından biri üzerinde yeralan Türkiye'de, yeterli oranda aletsel veri olmayışı araştırma olanaklarını büyük ölçüde sınırlamaktadır. Bu çalışmada, mevcut bilgilere katkıda bulunabilmek amacıyla ana mod yüzey dalgası verilerinden yararlanarak iki-istasyon yönteminde istasyonlar arası ortamın tepki fonksiyonunun belirlenmesi ve bu fonksiyondan hesaplanan faz ve grup hızlarının ters çözülmesi yoluyla Anadolu yarımadası ve civarındaki bazı profiller için kabuk ve üst-manto yapısı belirlenmeye çalışılmıştır.

## İKİ İSTASYON YÖNTEMİNDE YERİN TEPKİ FONKSİYONUNDAN YARARLANARAK YÜZEY DALGASI ÇÖZÜMLEMELERİ

Deprem kaynağı ile aynı büyük daire üzerinde yeralan iki istasyona ait kayıtlar bulunduğunda, istasyonlar arasındaki ortamın bir impuls etkisine karşılık gelen tepki fonksiyonu (Green's function) kestirilebilmektedir. Tepki fonksiyonunun fazı ortamın faz gecikmesini, şekli ise ortamın dispersifliğini yansıtır. Dolayısıyla kaynak fonksiyonunun genliği ve fazı ile ilgili herhangi bir ön bilgiye gerek kalmaksızın direkt olarak tepki fonksiyonunun fazından faz hızları, yine bu fonksiyona ardışık süzgeç tekniği uygulanarak da grup hızları hesaplanabilir (Dziewonski ve diğ. 1969).



Şekil 1. Deneme-yanılma ile ters çözümleme işlemlerinin akış şeması.  
Fig. 1: The flow diagram of inversion process by trial and error.



Şekil 2. Kaynaktan A) 1000 ve B) 1500 km uzaklıklardaki noktalar için Çizelge 1'de verilen yapı modelinden belirlenen Rayleigh dalgası yapay sismogramları.  
Fig. 2. Synthetic seismograms for Rayleigh waves at distances of A) 1000 km and B) 1500 km from the source computed for the structural model given in Table 1.

Kaynağa daha yakın olan istasyondaki dalga, istasyonlar arasındaki ortama bir giriş olarak düşünülürse bu giriş, sistem olarak ele alınan istasyonlar arasındaki ortam içerisinde yayıldıktan sonra ikinci istasyonda kaydedilen çıkışı türetecektir. Yerin tepki fonksiyonu, giriş, sistem ve çıkış arasındaki ilişkilerden yararlanılarak hesaplanmaktadır.

### İstasyonlar Arası Ortamın Tepki Fonksiyonunun Hesaplanması

$x_i$  giriş (kaynağa daha yakın olan istasyondaki kayıt),  $h_i$  sistem (istasyonlar arasındaki ortamın tepki fonksiyonu) ve  $y_i$  çıkış olsun;

$$x_i = (x_0, x_1, x_2, \dots, x_n)$$

$$h_i = (h_0, h_1, h_2, \dots, h_m) \quad (1)$$

$$y_i = (y_0, y_1, y_2, \dots, y_{n+m})$$

Bunlar arasındaki ilişki zaman ortamında

$$y_i = x_i * h_i \quad (2a)$$

ve ayrı olarak

$$y_t = \sum_{r=0}^m h_r \cdot x_{t-r} \quad ; \quad t = 0, 1, 2, \dots, n+m \quad (2b)$$

şeklinde konvolüsyon işlemiyle tanımlıdır. Bu ilişki frekans ortamında

$$Y(w) \cdot \exp[i\phi_y(w)] = X(w) \cdot H(w) \cdot \exp[i\phi_x(w) + \phi_h(w)]$$

şeklinde. Burada  $X(w)$ ,  $H(w)$  ve  $Y(w)$  sırasıyla  $x_i$ ,  $h_i$  ve  $y_i$  fonksiyonlarının genlik spektrumlarını,  $\phi(w)$  lar ise alt simgeleme ile belirtilen her bir fonksiyonun faz spektrumunu göstermektedir. Amaç sistem fonksiyonunun yani  $h_i$  süzgecinin hesaplanmasıdır. Bu bir dekonvolüsyon işlemidir ve bu amaçla kullanılabilecek çeşitli dekonvolüsyon yöntemleri vardır.

(3) bağıntısı girişin Fourier spektrumuna oranlanarak dekonvolüsyon işlemi kolayca yapılabilir :

$$H(w) \cdot \exp[i\phi_h(w)] = \frac{Y(w)}{X(w)} \exp[i\phi_y(w) - \phi_x(w)] \quad (4)$$

Eşitliğin sağ tarafında görüldüğü gibi, klasik iki-istasyon yönteminde faz hızlarını hesaplamak her iki istasyona ait kayıtların faz farklarının alınması olayı dekonvolüsyon işleminin doğasında vardır. Ancak, direkt olarak spektral oran alınmasıyla uygulanan bu basit dekonvolüsyon işlemi, özellikle süzgeç parametrelerinin tanımsız olacağı spektral boşluklar bulunduğu çok duraysızdır. Ayrıca rasgele gürültü, çok yol izleme ve ana mod üzerine binen yüksek mod girişimleri gibi nedenlerden dolayı dekonvolüsyon sonuçları hatalı olabilmektedir. Yapılan araştırmalar, "en küçük kareler dekonvolüsyonu" veya "Wiener dekonvolüsyonu" olarak adlandırılan yöntemin, sistem fonksiyonunu belirlemek için başarılı bir şekilde uygulanabileceğini ortaya koymuştur.

### En Küçük Kareler (Wiener) Dekonvolüsyonu

Sismik yüzey dalgası çalışmalarında iki-istasyon yöntemi için istasyonlar arasındaki ortamın tepki fonksiyonu en küçük kareler dekonvolüsyonu (Wiener 1949, Treitel ve Robinson 1966, Jenkins ve Watts 1968, Peacock ve Treitel 1969) ile duyarlı olarak belirlenebilmektedir (Taylor ve Toksöz 1982, Hwang ve Mitchell 1986, Osmanşahin 1989). Bu dekonvolüsyon işlemi esas olarak giriş ve çıkış sinyallerinin bilinmesi ha-

linde, girişe uygulandığında çıkışa en yakın sonucu verecek olan bir sistem fonksiyonu belirleme problemidir. Yani gerçek çıkış ile istenen çıkış arasındaki fark minimum olacak şekilde bir süzgeç fonksiyonu hesaplanmaya çalışılır. İstenen çıkış

$$z_i = (z_0, z_1, z_2, \dots, z_{n+m}) \quad (5)$$

ile gerçek çıkış  $\hat{y}_i$  arasındaki hata ve hata enerjisi, sırasıyla

$$e_i = z_i - y_i \quad (6)$$

$$E = \sum_{i=0}^{n+m} (z_i - y_i)^2 \quad (7)$$

olarak verilir. (2b) ve (6) eşitliklerinden matris şeklinde

$$\begin{bmatrix} x_0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ x_1 & x_0 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ x_n & x_{n-1} & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \dots & \dots & x_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} h_0 \\ h_1 \\ h_2 \\ \vdots \\ h_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} y_0 \\ y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_{n+m} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} e_0 \\ e_1 \\ e_2 \\ \vdots \\ e_{n+m} \end{bmatrix} \quad (8a)$$

yazılabilir, yani

$$x \cdot h = y + e \quad (8b)$$

dir. Hata enerjisinin minimum olması koşulundan hareketle en küçük kareler kuramından normal denklemler matris gösterimde

$$x^T \cdot x \cdot h = x^T \cdot y \quad (9)$$

şeklinde. Burada  $x^T$ ,  $x$  in devriğidir (transpose).  $x^T \cdot x$ ,  $x_i$  girişinin özilişki fonksiyonuna,  $x^T \cdot y$  ise  $x_i$  girişi ile  $y_i$  çıkışı arasındaki karşı-ilişki fonksiyonuna karşılık gelir. Özilişki ve karşı-ilişki fonksiyonları sırasıyla

$$a_t = \sum_{r=0}^n (x_t - x_{t+r})^2 \quad ; \quad t = 0, 1, 2, \dots, n$$

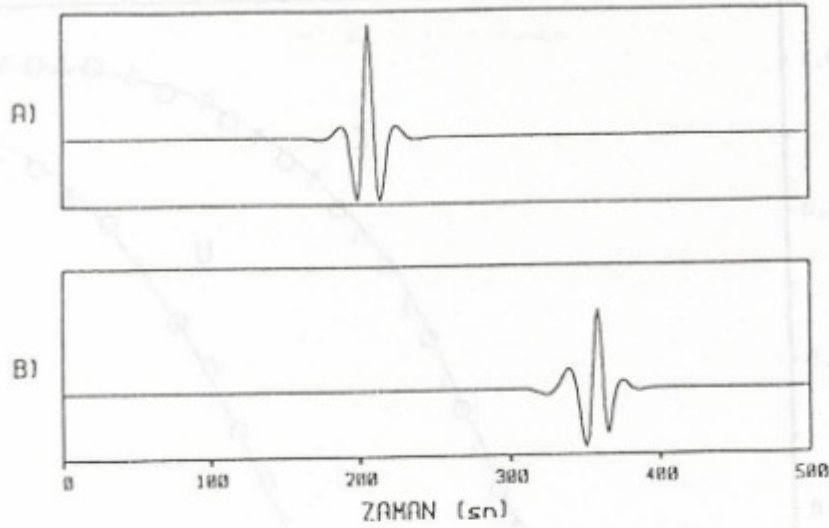
$$c_t = \sum_{r=0}^n (x_t - y_{t+r})^2 \quad ; \quad t = 0, 1, 2, \dots, m$$

şeklinde tanımlıdır. Böylece,  $m$  boyutlu bir Wiener süzgeci

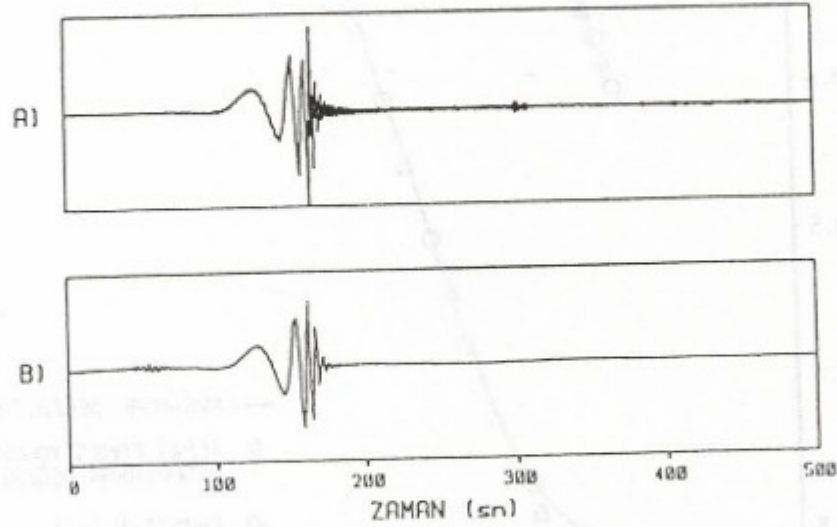
$$\begin{bmatrix} a_0 & a_1 & a_2 & \dots & a_m \\ a_1 & a_0 & a_1 & \dots & a_{m-1} \\ a_2 & a_1 & a_0 & \dots & a_{m-2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ a_m & \dots & \dots & \dots & a_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} h_0 \\ h_1 \\ h_2 \\ \vdots \\ h_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_0 \\ c_1 \\ c_2 \\ \vdots \\ c_m \end{bmatrix} \quad (10)$$

formunun normal denklemlerinin çözümünden elde edilebilir. Bu denklemlerin genel ifadesi aşağıdaki gibidir :

$$\sum_{r=0}^m h_r \cdot a(k-r) = c(k) \quad , \quad k = 0, 1, 2, \dots, m \quad (11a)$$



Şekil 3. Rayleigh dalgası yapay sismogramlarından A) kaynağa daha yakın olanın özilişki ve B) iki istasyonun karşıt-ilişki fonksiyonları.  
Fig. 3. Autocorrelation and cross-correlation functions computed from the synthetic seismograms for Rayleigh waves. A) Auto-correlation function for the station that is closer to the source, B) cross-correlation function for two station.



Şekil 4. Rayleigh dalgası yapay sismogramlarından A) spektral oran tekniği ve B) frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonu ile hesaplanan ortam tepki fonksiyonları.  
Fig. 4. Interstation response functions computed from the synthetic seismograms of Rayleigh waves by A) spectral ratio technique, and B) frequency domain Wiener deconvolution.

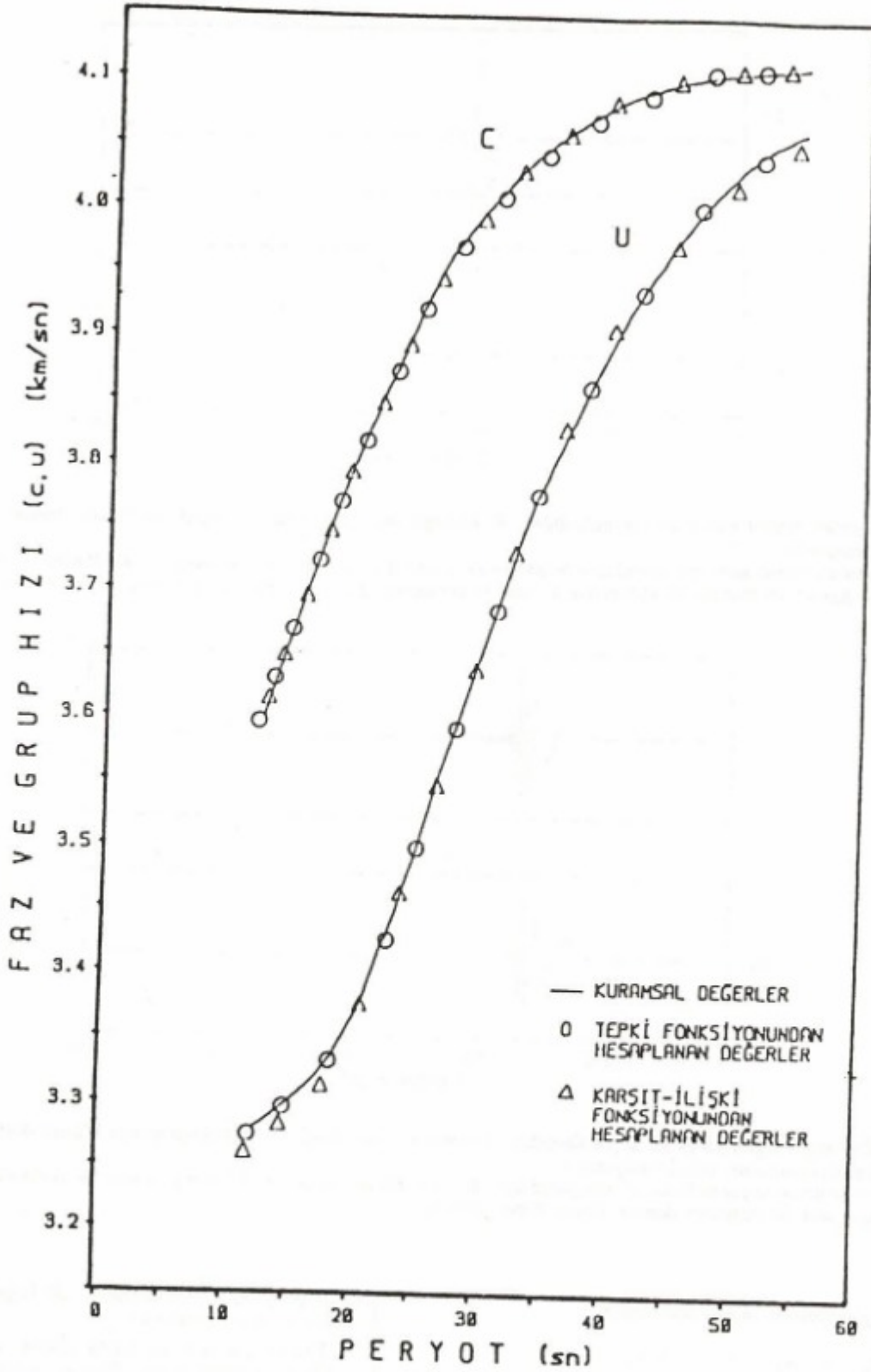
dekonvolüsyon işlecinin  $m + 1$  denklemi ise

$$\begin{aligned} h_0 a_0 + h_1 a_1 + h_2 a_2 + \dots + h_m a_m &= c_0 \\ h_0 a_1 + h_1 a_0 + h_2 a_1 + \dots + h_m a_{m-1} &= c_1 \end{aligned} \quad (11b)$$

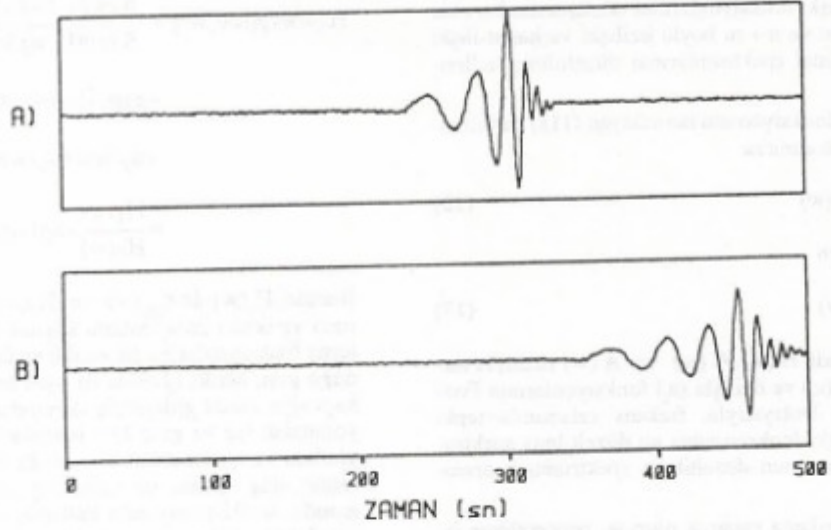
$$h_0 a_m + h_1 a_{m-1} + h_2 a_{m-2} + \dots + h_m a_0 = c_m$$

şeklinde yazılabilir. Bu denklemler (10) bağıntısındaki matris formun normal denklemleridir.

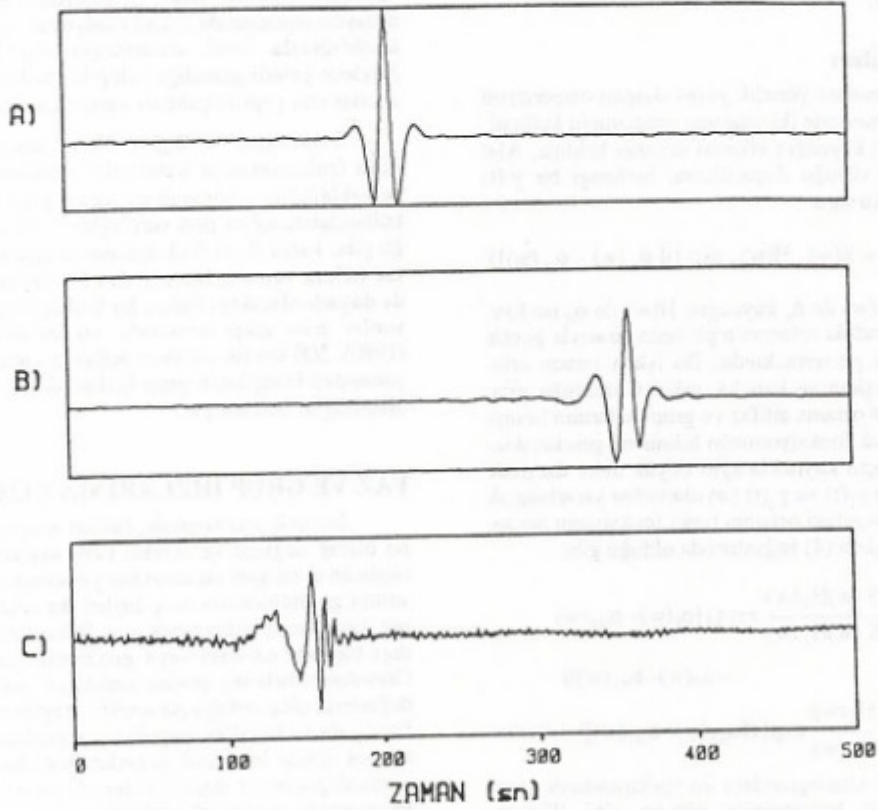
Zaman ortamında yapılan bu işlemler frekans ortamına taşındığında dekonvolüsyon oldukça basitleşmektedir (Jenkins ve Watts 1968). Dikkat edilecek olursa, zaman ortamı işlemlerinde her iki ilişki fonksiyonu için alınmış sadece  $m$  nokta vardır. Bu,  $2n$  noktalı özilişki fonksiyonunu ve  $n + m$  noktalı karşıt-ilişki fonksiyonunu  $m$  noktalı bir dikdörtgen pencere ile pencerelemek demektir. Zaman ortamında pencereleme işlemi frekans ortamında düzgünleştirme ile sonuçlan-



Şekil 5. Rayleigh dalgası yapay sismogramları için farklı yöntemlerle hesaplanan faz ve grup hızı dispersiyon eğrileri (Şekil 4'de gösterilen tepki fonksiyonlarının her birinden hesaplanan faz ve grup hızları aynı olduğundan tek sembol kullanılmıştır).  
 Fig. 5. Phase and group velocity dispersion curves computed by different methods for synthetic Rayleigh wave seismograms (the same symbol was used for the phase and group velocities computed from each response function in Figure 4 since they were identical).



Şekil 6. Rayleigh dalgaları için hesaplanmış olan Şekil 2'deki yapay sismogramların rasgele gürültü eklenmiş hali.  
Fig. 6. Synthetic seismograms of Rayleigh waves shown in Figure 2 after addition of random noise.



Şekil 7. Gürültü içeren sismogramlardan; A) kaynağa daha yakın olanının özilişkisi, B) iki istasyonun karşıt-ilişkisi ve C) frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonu ile hesaplanan ortam tepki fonksiyonu.  
Fig. 7. For the noise contaminated seismograms; A) autocorrelation function for the station closer to the source, B) cross-correlation function for two stations, and C) interstation response function determined from the frequency domain Wiener deconvolution.

duğundan, m boyulu ilişki fonksiyonlarının dönüşümünden elde edilen spektrumlar  $2n$  ve  $n + m$  boyulu özilişki ve karşıt-ilişki fonksiyonlarının orijinal spektrumlarının düzeltilmiş halleridir.

Ortamin tepki fonksiyonunu tanımlayan (11a) bağıntısının Fourier dönüşümü alınrsa

$$C(w) = A(w) \cdot H(w) \quad (12)$$

olur ve dekonvolüsyon

$$H(w) = C(w) / A(w) \quad (13)$$

şeklinde yapılır. Burada  $H(w)$ ,  $C(w)$  ve  $A(w)$  sırasıyla sistem ( $h$ ), karşıt-ilişki ( $c$ ) ve özilişki ( $a$ ) fonksiyonlarının Fourier spektrumlarıdır. Dolayısıyla, frekans ortamında tepki fonksiyonu, karşıt-ilişki fonksiyonuna ait düzeltilmiş spektrumun özilişki fonksiyonunun düzeltilmiş spektrumuna oranıdır.

Burada bir kıyaslama yapacak olursak, pencereleme işlemi sonucu gürültü giderilmesi bakımından Wiener dekonvolüsyonu, (4) bağıntısında olduğu gibi direkt olarak spektral oran alınmasıyla uygulanan dekonvolüsyon işlemine göre daha avantajlıdır. Ayrıca, Wiener dekonvolüsyonu işlemi frekans ortamında yapıldığında, özilişki fonksiyonunun sıfır fazlı olması nedeniyle genellikle karşıt-ilişki fonksiyonuna göre daha kısa süreli olduğu göz önünde bulundurularak bu fonksiyona daha kısa süreli bir pencere uygulanmasıyla gürültü giderilmesi artırılabilir.

#### Yöntemin Avantajları

Yapısal araştırmalara yönelik yüzey dalgası dispersiyon verilerinin çözümlemesinde iki-istasyon yönteminin kullanılması, herşeyden önce kaynağın etkisini ortadan kaldırır. Alet tepkisinin giderilmiş olduğu düşünülürse, herhangi bir  $y(t)$  deprem kaydının spektrumu

$$Y(w) \cdot \exp[i\phi_y(w)] = S(w) \cdot H(w) \cdot \exp[i(\phi_s(w) + \phi_H(w))]$$

şeklinde, Burada  $S(w)$  ile  $\phi_s$  kaynağın,  $H(w)$  ile  $\phi_H$  ise kaynak ile istasyon arasındaki ortamın tepkisinin sırasıyla genlik ve faz spektrumlarını göstermektedir. Bu işlem zaman ortamında konvolüsyon işlemine karşılık gelir. Görüldüğü gibi, tek bir kayıt üzerinden ortama ait faz ve grup hızlarının hesaplanabilmesi için kaynak fonksiyonunun bilinmesi gerekmektedir. Oysa, aynı olay için kaynakla aynı büyük daire üzerinde yeralan iki istasyonun  $y_1(t)$  ve  $y_2(t)$  kayıtlarından yararlanarak sadece istasyonlar arasındaki ortamın tepki fonksiyonu hesaplanabilmektedir. Bu işlem (4) bağıntısında olduğu gibi

$$H(w) \exp[i\phi_H(w)] = \frac{S(w)H_2(w)}{S(w)H_1(w)} \exp[i(\phi_s(w) + \phi_{H_2}(w) - \phi_s(w) - \phi_{H_1}(w))] \\ = \frac{H_2(w)}{H_1(w)} \exp[i(\phi_{H_2}(w) - \phi_{H_1}(w))]$$

şeklinde direkt olarak sismogramlara ait spektrumların oranlanmasıyla veya (13) bağıntısında olduğu gibi Wiener dekonvolüsyonu işlemi sonucu,

$$C(w) \exp[i\phi_c(w)] = X(w) Y(w) \exp[i(w - \phi_s(w))] \quad (14)$$

bağıntısıyla tanımlı ilişki fonksiyonlarına ait spektrumların oranlanmasıyla yapılır:

$$H(w) \exp[i\phi_H(w)] = \frac{S(w)H_2(w)S(w)H_1(w)}{S(w)H_1(w)S(w)H_1(w)} \\ \cdot \exp[i(\phi_s(w) + \phi_{H_2}(w) - \phi_s(w) - \phi_{H_1}(w) - \phi_s(w) - \phi_{H_1}(w) + \phi_s(w) + \phi_{H_1}(w))] \\ = \frac{H_2(w)}{H_1(w)} \exp[i(\phi_{H_2}(w) - \phi_{H_1}(w))]$$

Burada,  $H_1(w)$  ile  $\phi_{H_1}(w)$  ve  $H_2(w)$  ile  $\phi_{H_2}(w)$  sırasıyla birinci ve ikinci istasyonlarla kaynak arasında kalan ortamların tepki fonksiyonlarına ait genlik ve faz spektrumlarıdır. Görüldüğü gibi, heriki işlemde de aynı sonuç elde edilmektedir ve kaynağın etkisi giderilmiş durumdadır. Ayrıca, tepki fonksiyonundan faz ve grup hızı hesaplanırken zaman olarak istasyonlara varış zamanları arasındaki fark kullanıldığından depremin oluş zamanı ile ilgili bilgiye gerek kalmaz. Aynı zamanda, heriki istasyonda kullanılan sismograflar aynı model ise alet düzeltmesi yapmak da gerekmez.

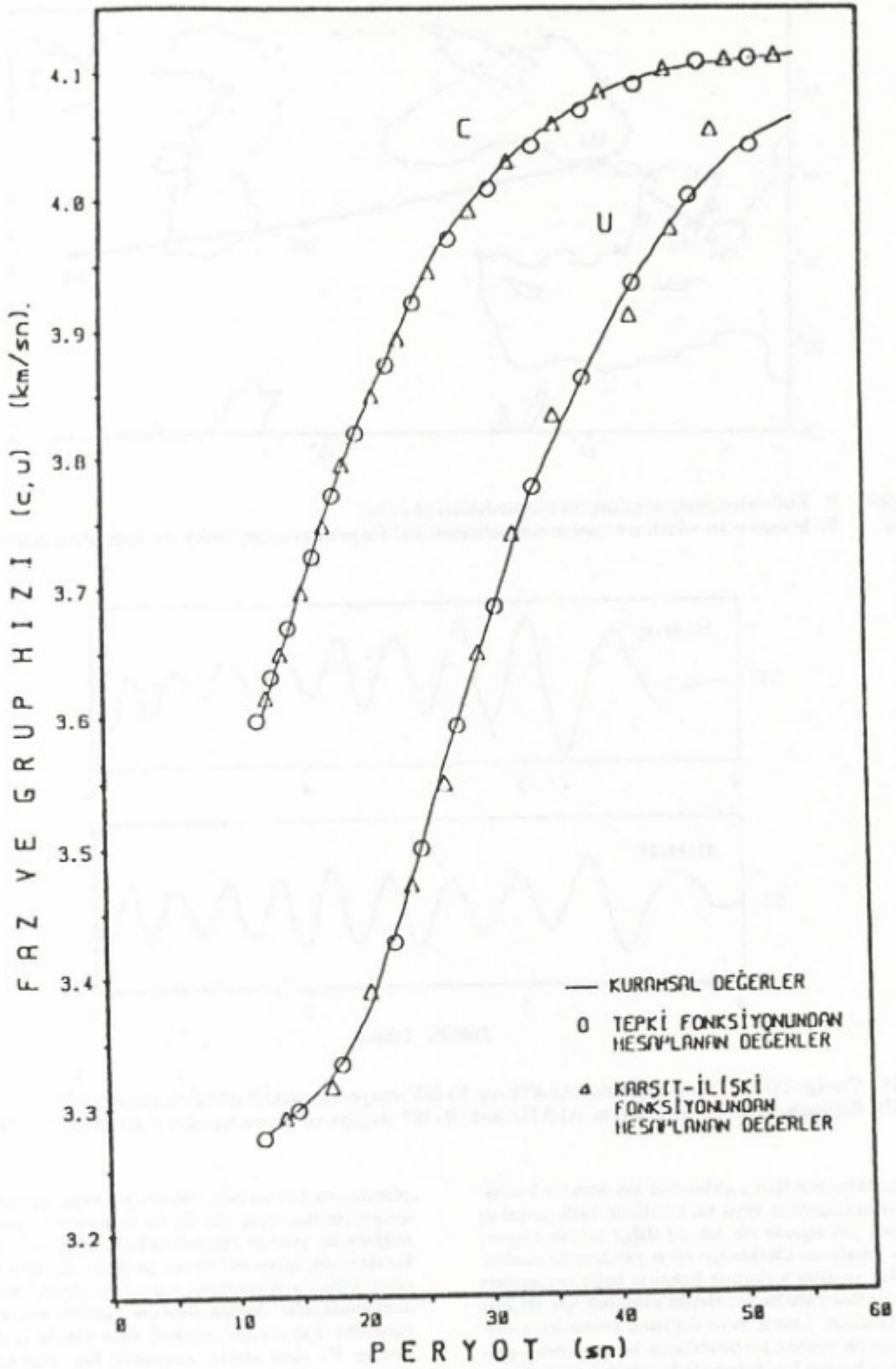
İki-istasyon yönteminin bir diğer önemli avantajı yerel çalışmalara daha yatkın olmasıdır. Tek-istasyon yönteminde, sismografin frekans tepkisindeki pik yaklaşık 20 sn civarında olduğundan (WWSSN için), uzun periyotlu dalgaların algılanabilmesi için istasyonun kaynaktan nispeten uzak olması gerekmektedir. Bir başka deyişle, deprem kaydının frekans içeriği kaynaktan uzaklaştıkça artacağından kaydı kullanılacak istasyonun episantr uzaklığı yeterince büyük olmalıdır. İki-istasyon yönteminde heriki istasyonun episantr uzaklığı yeterli olduğunda, kendi aralarındaki uzaklık daha kısa olabilir. Böylece yeterli genişliğe sahip bir frekans bandında daha dar alanlar için yapısal çalışma yapabilmek olanağı doğar.

Landisman ve diğ. (1969), pencerelemiş bir karşıt-ilişki fonksiyonunun, istasyonlar arası ortamın impuls tepkisine yaklaştığını ve ortama ait faz ve grup hızlarını ölçmek için kullanılabileceğini ileri sürmüştür. (14) bağıntısında görüldüğü gibi, karşıt-ilişki fonksiyonunun fazı istasyonlar arasındaki faz farkını vermesi bakımından faz hızlarının hesaplanmasında duyarlı olacaktır. Fakat, bu fonksiyondan hesaplanan istasyonlar arası grup hızlarında hatalar olabilmektedir. Taylor (1980), 500 km lik istasyon açılımları için karşıt-ilişki fonksiyonundan hesaplanan grup hızlarında % 10 civarında hatalar olabildiğini belirtmiştir.

#### FAZ VE GRUP HIZLARININ ÇÖZÜMLENMESİ

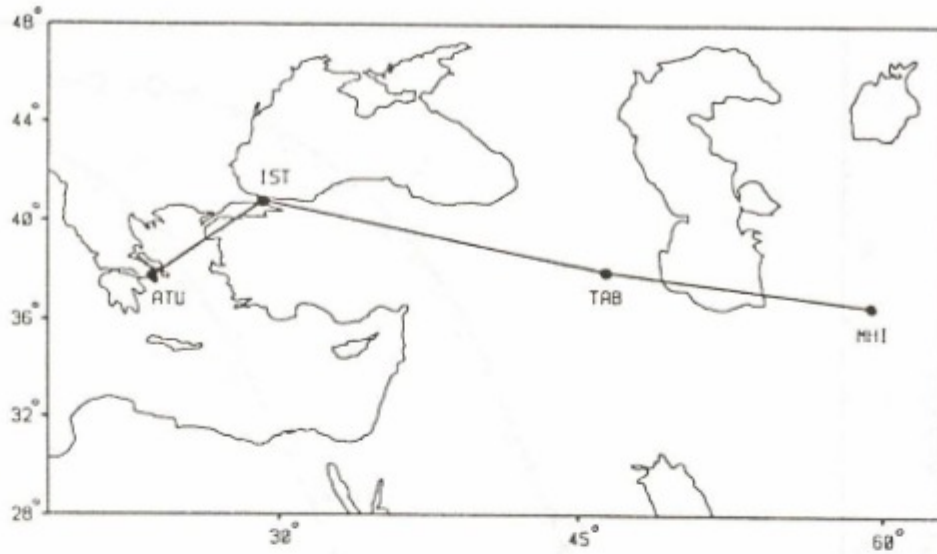
Jeofizik yöntemlerde, herbiri yeryapısının bir fonksiyonu olarak değişen ve sürekli veya sayısal olarak elde edilen ölçümlerin fiziksel anlamından yararlanmak suretiyle yapı kesitinin görüntülenmesine çalışılır. Bu amaçla çoğu kez, çözümü daha basite indirmek için, kullanılan yöntemin gerektirdiği biçimde cebirsel veya geometrik yaklaşımlar kullanılır. Önceden belirlenen çözüm aralıkları içerisinde yeralan olası değerlerin oluşturduğu parametre gruplarının herbiri için ilgili fizik yasa ve kuralları uygulanarak gözlenen değerlerle kıyaslanmak üzere kuramsal değerler hesaplanır. Kuramsal parametre değerlerinin değiştirilmesiyle elde edilen farklı çözümler arasında gözlemsel verilere en yakın olanı veren parametreler grubu belirlenmek istenir. Bu şekilde, olası sınırlar içerisindeki kuramsal parametre değerlerinden yola çıkarak yapı belirleme çalışmalarına "ters çözümleme" (inversion) işlemi denir.

Sismolojide ters problem çözümlemeleri için genel olarak iki yaklaşım izlenmektedir. Bunlardan birincisinde, her-



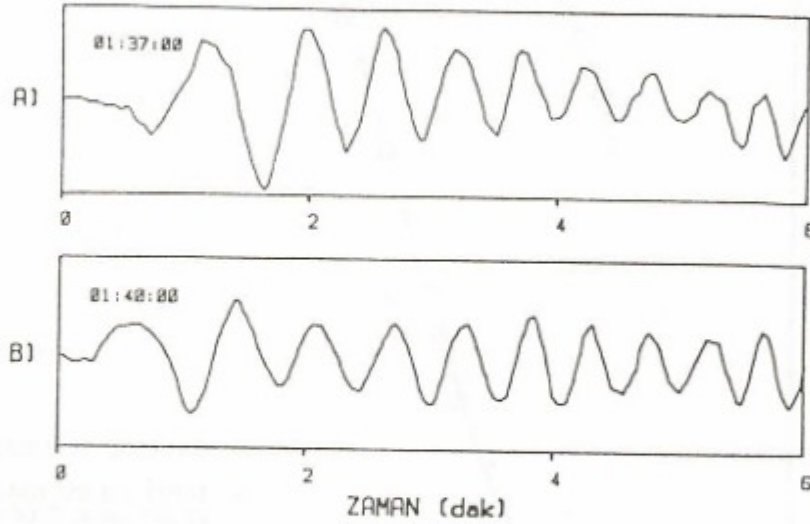
Şekil 8. Gürültü içeren Rayleigh dalgası yapay sismogramları için Wiener dekonvolüsyonu ile belirlenmiş ortam tepki fonksiyonundan belirlenen faz ve grup hızı dispersiyon eğrileri.

Fig. 8. Phase and group velocity dispersion curves computed from interstation response function by Wiener deconvolution for the noise contaminated synthetic Rayleigh wave seismograms.



Şekil 9. Kullanılan istasyon çiftleri ve oluşturdıkları profiller.

Fig. 9. Station pairs which are used in computations, and the profiles across which the structure is determined.



Şekil 10. Çizelge 2'deki (1) nolu depremin A) ATU ve B) IST istasyonlarındaki Rayleigh dalgası kayıtları.

Fig. 10. Rayleigh waves seismograms at A) ATU, and B) IST stations, of the earthquakes numbered (1) in Table 2.

hangi bir dalga fazının ayrımı yapılmadan zamanın bir fonksiyonu olarak sismik kayıtlar veya bu kayıtların belli parçaları ele alınır. İkinci yaklaşımda ise, tek bir dalga fazının yayımındaki fizik yasalarını karakterize eden yayılma zamanları, soğurmanın, faz ve grup hızlarının frekansa bağlı değişimleri gibi fonksiyonlardan yararlanılır. Heriki yaklaşım için iki ayrı yöntem uygulanabilir. Lineer veya doğrusal çözümleme olarak adlandırılan ilk yöntemde, tanımlanan bir parametre grubundan başlayıp bunları her defasında küçük değişimlerle yenileyerek yukarıda örneklendirilen karakteristik fonksiyonlara sayısal olarak yaklaşılmaya çalışılır. İstenen yaklaşım sağlandığında irdelenen fonksiyon yapıya dönüştürülür (Backus ve Gilbert 1968, 1970, Wiggins 1972). Diğer yöntem ise deneme yanılma yöntemidir. Bu yöntemde gözlemsel verilere uygun kuramsal sonuçları veren yapı kesiti aranır. Lineer çözümleme

yönteminde olduğu gibi, deneme yanılma yönteminde de parametrelerin başlangıç için bir ön tanımlaması yapılmalıdır. Bu noktada iki yöntem arasındaki fark, lineer ters çözümlemede karakteristik eğriyi belirleyen parametreler tanımlanırken, deneme yanılma yönteminde yapıyı belirleyen parametreler tanımlanmaktadır. Ayrıca, deneme yanılma yönteminde her bir parametre için çözüm aranacak olası sınırların da saptanması gerekir. Bu olası sınırlar içerisinde, her defasında denenecek olan yapısal kesite ait parametre grupları "Hedgehog yöntemi" (Valyus ve diğ. 1969, Valyus 1972, Knopoff 1972, Biswas ve Knopoff 1974, Panza 1981) ile veya "Monte-Karlo" gibi rasgele erişme yöntemi (Keilis-Borok ve Yanovskaya 1967, Press 1968) ile belirlenebilir. Burada, kullanılacak olan Hedgehog yöntemi deneme yanılma çalışmalarıyla yapılan ters çözümleme konusu üzerinde durulacaktır.

## Genel İşlemler

Deneme yanılma yönteminde yapılması gereken ilk işlem, yukarıda da belirtildiği gibi başlangıç parametrelerinin belirlenmesi yani yer içindeki hız ve yoğunluk dağılımlarının eldeki bilgilere göre tanımlanmasıdır. Ayrıca, bu parametrelerin beklenen alt ve üst sınırları ile bu sınırlar içerisinde herbir adım için uygulanacak değişim miktarının kararlaştırılması gerekir. Ters çözümleme işleminin sonuçları esas olarak bu ön bilgilere bağlı olacaktır.

Bilinmeyen parametrelerin sayısı yapı içerisinde tanımlanan katmanların sayısına bağlıdır. Hızlar genellikle herbir tabaka için sabit olarak alınır veya derinliğe bağlı olarak doğrusal, parabolik gibi fonksiyonel ilişkilerden biri kullanılabilir. Çok basit veya çok karmaşık bir yapı yaklaşımı anlamsız sonuçlar verebileceğinden parametrelerin seçilmesi ters çözümleme işleminin doğruluğu bakımından büyük önem taşımaktadır. Ters çözümleme sonuçlarının kolay anlaşılması için parametre sayısının olabildiğince az tutulması gerekir. Fakat, parametre sayısının çok az alınması halinde sonuç çok kaba olacaktır ve dolayısıyla bazı yapısal özellikler yitirilebilecektir. Bu nedenle ters çözümlemenin fiziği ile parametrelerin seçimi arasındaki ilişkinin iyi kurulmasına dikkat edilmelidir. Örneğin; herhangi bir bölgenin yapısında hız süreksizliği veya düşük hız zonu gibi bazı durumların olup olmadığı araştırılıyorsa, belirlenen sistem parametreleri ile, bu durumlar olsa da olmasa da, doğru sonuca ulaşılmalıdır. Böyle bir durumun rasgele seçim yapılarak elde edilmesi olasılığının % 50 civarında olması gerekir (Panza 1981). Bir başka sençenek olarak, daha basit modellerden başlayıp gittikçe ayrıntılaşma yolu seçilebilir. Böylece, daha ayrıntılı modele geçerken bir öncekinden elde edilen ipuçları yararlı olacaktır.

Faz ve grup hızlarının ters çözümlemesinde belirlenmek istenen yapı kesiti, bilinmeyen parametrelerin sınırlı aralıklarda tanımlanan farklı değerleri arasında aranır. Her adımda değiştirilmek üzere, seçilen parametre grubuyla tanımlı kuramsal modelden hesaplanan faz ve grup hızları gerçek verilerden elde edilenlerle kıyaslanarak aradaki fark test edilir. Bu fark yeterince küçük olduğunda aranan yapı kesitine ait parametreler bulunmuş olur.

Ters çözümleme işlemi sonucunda genellikle aynı çözümü veren birkaç parametre grubu elde edilebilir. Fakat, eldeki genel bilgilerden yararlanılarak bunlar arasında sınırlamalar yapma olanağı vardır. Sadece faz hızlarının ters çözümleme sonuçları, grup hızlarına göre yapısal parametrelere daha duyarlı olmalarına rağmen, hız ve tabaka kalınlığı gibi parametreler arasındaki farklı kombinasyonların aynı sonucu vermesinden dolayı birden çok olabilir. Sadece grup hızlarının ters çözümlemesi ise faz ve grup hızları arasındaki türev ilişkisinden dolayı daha duyarlıdır. Integral sabitinden dolayı, farklı faz hızlarından elde edilen iki ayrı yapı aynı grup hızı değerlerini verebilir. Faz ve grup hızlarının birbirinden tam bağımsız değişkenler olmamalarına rağmen verilen bir yapı için farklı duyarlılık gösterebilmeleri söz konusudur. Bu nedenle, ters çözümleme işleminde ayrıntıyı arttırabilmek için bağımsız değişkenler olarak birlikte kullanılabilirler (Wiggins 1972, Der ve Landisman 1972).

## Hedgehog Yöntemi ile Ters Çözümleme İşlemi

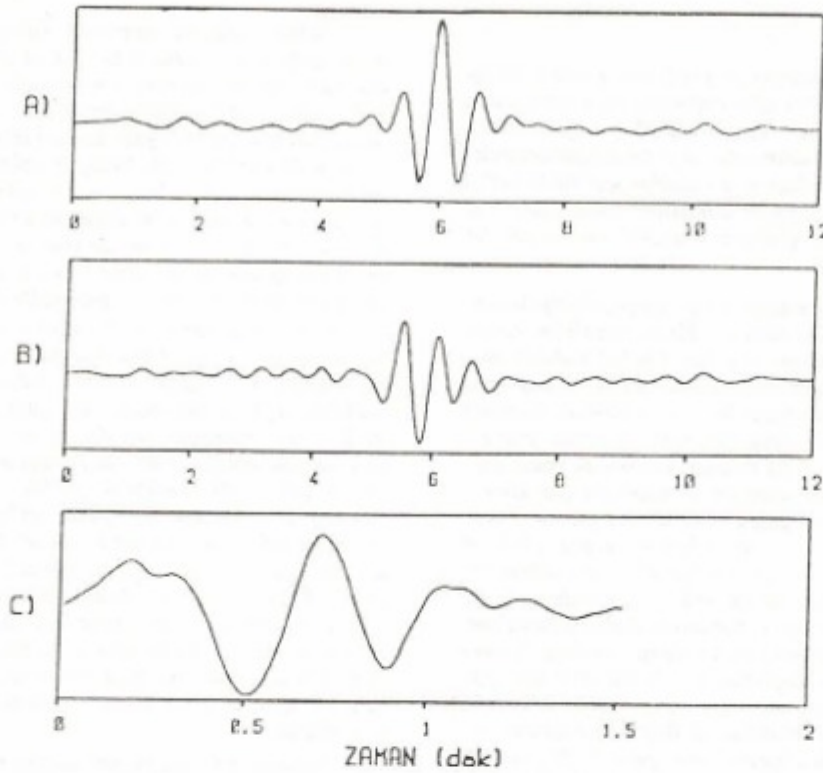
Yapısal parametrelerin belirlenmesiyle aranan kesit bilinmeyen parametreler uzayında tanımlı bir nokta olarak gösterilmiş olur. Bu parametrelerin sınırları ise noktanın yani aranan kesite ait parametrelerin yer aldığı bölgeyi belirler. Ters çözümleme işleminin amacı, gözlemlerin olası kıldığı ölçüde bu bölgeyi sınırlamaktır.

Belirli aralıklar içerisinde tanımlanan parametrelerin oluşturduğu çok boyutlu alanın bir ağ şeklinde bölündüğü düşünülürse, herbir kesişme noktasındaki karşılık gelen değerlerden oluşan parametreler grubu ters çözümleme işleminin bir adımında kullanılan yapı kesitini tanımlar. Bu ağın oluşturulmasında en basit yol, kesişme noktalarını eşit aralıklarla yerleştirmektir. Herbir kesişme noktası ayrı bir kesiti tanımladığına göre bunların sayısı denenecek model sayısını verir. Bu durumda, ele alınan parametrelerin sayısı  $n$ , herbir parametre için kullanılacak değer sayısı  $x$  ise,  $x^n$  tane model için hesap yapılacak demektir. Ayrıca, parametrelerin sayısı yani denemek istenen yapı modelindeki katmanların sayısı arttıkça işlem sayısı da artacaktır. Bundan dolayı, parametrelerin alt ve üst sınırları belirlenirken eldeki verilerden yararlanılarak ve beklenen değerler gözönünde bulundurularak denenecek olan model sayısı mümkün mertebe az tutulmaya çalışılır. Yine, kesişme noktalarının arası yani parametrelerdeki değişim miktarı ayrıntıyı etkilemeyecek şekilde büyük tutulmalıdır. İşlem sayısını azaltmak için dikkat edilmesi gereken bir başka nokta, parametreler arasındaki fiziksel ilişkilerin hesaba katılmasıdır. Örneğin; aynı yapı içerisinde  $P$  ve  $S$  dalgaları arasında  $\alpha = \sqrt{3}\beta$  şeklindeki hız ilişkisi ile zıt düşen hız değerlerinin yeraldığı modeller için çözüm aramak anlamsız olacaktır. Benzer şekilde tabaka kalınlıkları olarak kullanılacak değerler zincirinin uçta olanları toplam olarak beklenen rakamlara göre anormal olduğunda bu noktalar iptal edilerek işlem sayısı indirgenebilir.

Deneme yanılma ile ters çözümlemeye yapılan işlemlerin akış şeması Şekil 1'de gösterilmiştir. İzlendiği gibi, çözümleri denenecek olan olası yapı modellerine ait parametre grupları belirlendikten sonra her adımda bir model için faz ve grup hızları hesaplanır. Bu hızlar, gözlemsel verilerden hesaplanmış olan faz ve grup hızlarıyla kıyaslanarak hata testi yapılır. Burada amaca göre, hata enerjisi, mutlak değer farkları v.b. gibi nitelikler test edilebilir. Yapılan test sonucunda hata miktarı istenen sınırlar içine düşüyorsa, çözümlemeye kullanılan kuramsal yapı gözlemsel verileri türeten yapı olarak seçilir. Hata miktarı istenen duyarlılık sınırını aşıyorsa bir sonraki modelin çözümlemesine geçilir.

## YÖNTEMİN YAPAY VERİLER ÜZERİNDE DENENMESİ

Yapay veriler, dalga şekli çözümlemelerinde kullanılmalarının yanı sıra, deneme çalışmaları yapılarak sonuçların doğruluğunun anlaşılmasında, dolayısıyla hesaplamalarda kullanılan programlara son şekillerinin verilebilmesinde ve farklı yöntemlerden elde edilen sonuçların kıyaslanabilmesinde yararlı olmaktadır. Bu amaçla ortam tepki fonksiyonunun belirlenmesi ve bu fonksiyondan faz ve grup hızlarının hesaplanması işlemlerinin uygulanmasında, kaynaktan çeşitli uzaklıklarda yeralan istasyonlar için belirli bir yapı modelinden elde edilen yapay sismogramlardan yararlanılabilir. Bunun için, yapay sismogramlardan ortam tepki fonksiyonu belirlenir ve bu fonksiyon üzerinden hesaplanan faz ve grup hızı değerleri kuramsal değerlerle kıyaslanır. Doğal olarak, aynı hız değerleri elde edilmelidir. Pekeris (1948), tekdüze ve katmanlı bir ortamda dalga yayılımı problemini iki ayrı yaklaşımla; hem ışın kuramına hem de normal mod çözümüne dayalı olarak açıklamıştır. Pekeris'in araştırmalarından buyana, her iki yaklaşım üzerine çok sayıda çalışma yapılmıştır. Katmanlı ortamlarda sismik dalga yayılımı çalışmalarından elde edilen sonuçların modern bir derlemesini Kennett (1983) vermiştir. Çok katmanlı ortamlarda nokta kaynak için yer değiştirme bileşenlerinin hesaplanması ile ilgili işlemler Ben-Menahem ve Harkrider (1964) tarafından Haskell (1953)'ün yüzey dalgası dispersi-



Şekil 11. Şekil 10'da verilen sismogramlardan A) ATU'da kaydedilenin özilişki, B) iki istasyonun karşıt ilişki ve C) frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonu ile belirlenen ortam tepki fonksiyonu.

Fig. 11. From the seismograms given in Figure 10; A) autocorrelation function for the seismogram recorded at ATU, B) cross-correlation function for two stations, and C) interstation response function from the frequency domain Wiener deconvolution.

yon ölçmelerine yönelik çalışmaları temel alarak geliştirilmiştir. Hesaplamalarda kullanılan çeşitli türlerde faylanma modellerinin ayrıntılarını Panza ve diğ. (1973, 1975a, 1975b) vermiştir. Bu çalışmalarda, kaynak mekanizmasındaki farklılıkların yerdeğiştirmenin faz ve genliklerini dolayısıyla faz ve grup hızlarını açık bir şekilde etkilediği belirtilmektedir.

Yapay sismogramların hesaplanmasında, bir nokta kaynak ve Çizelge 1'deki yapı modeli kullanılmıştır. Şekil 2'de kaynaktan 1000 ve 1500 kilometre uzaklıklardaki istasyonlar için hesaplanan Rayleigh dalgası yapay sismogramları görülmektedir. Wiener dekonvolüsyonu işlemiyle kullanılan, kaynağa daha yakın istasyona ait sismogramın özilişki fonksiyonu ve heriki sismogramın karşıt-ilişki fonksiyonu Şekil 3'de, spektral oran tekniği ve frekans ortamı Wiener dekonvolüsyo-

Çizelge 1. Yapay sismogramların elde edilmesinde kullanılan yapı modeli.

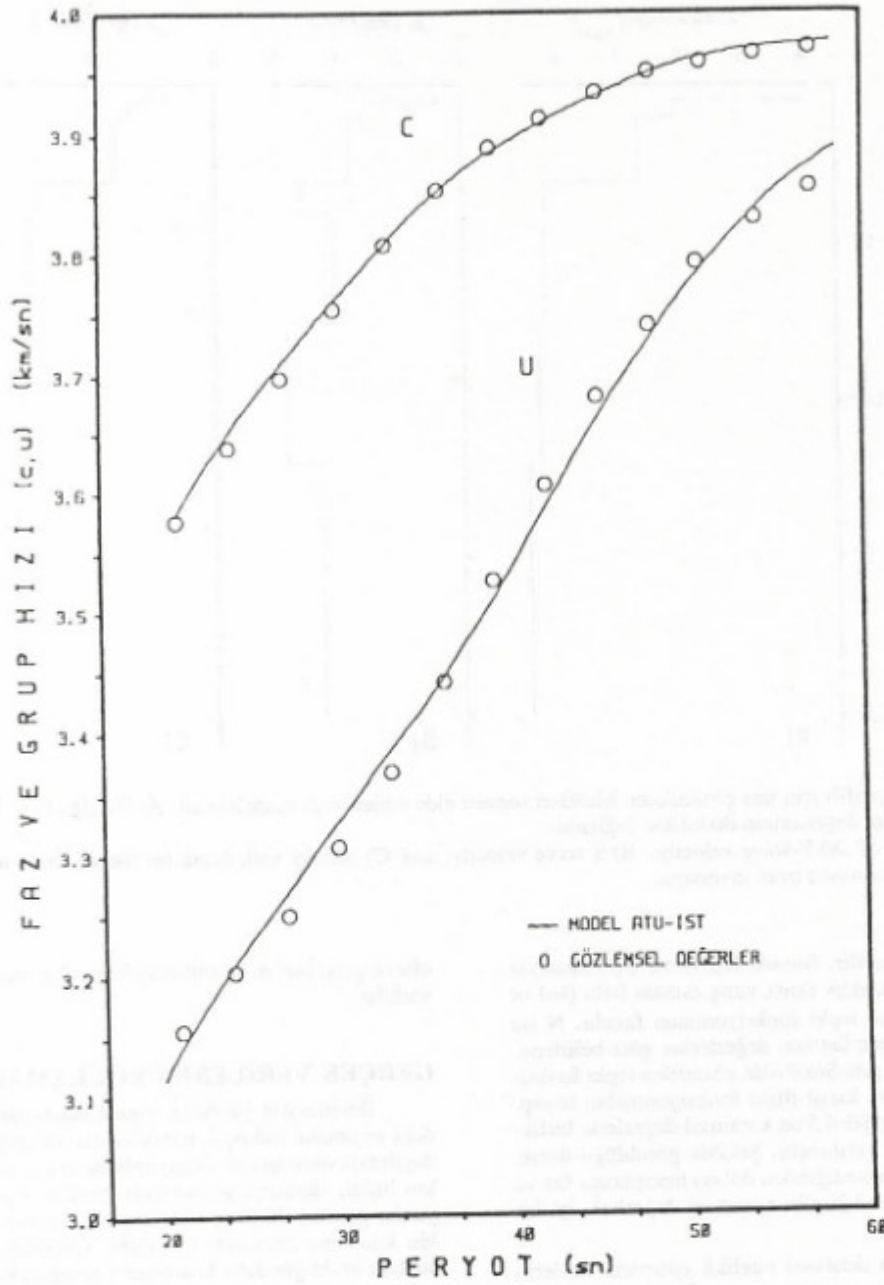
Table 1. Structural model used in computing synthetic seismograms.

| Kalınlık<br>(km) | P-dalgası<br>hızı<br>(km/sn) | S-dalgası<br>hızı<br>(km/sn) | Yoğunluk<br>(gr/cm <sup>3</sup> ) | (Soğurma) <sup>-1</sup> |                |
|------------------|------------------------------|------------------------------|-----------------------------------|-------------------------|----------------|
|                  |                              |                              |                                   | Q <sub>p</sub>          | Q <sub>s</sub> |
| 3                | 5.50                         | 3.30                         | 2.55                              | 1250                    | 485            |
| 5                | 5.80                         | 3.60                         | 2.65                              | 1200                    | 440            |
| 10               | 6.20                         | 3.90                         | 2.85                              | 1200                    | 440            |
| 20               | 6.70                         | 4.20                         | 3.00                              | 1125                    | 420            |
| ∞                | 8.15                         | 4.75                         | 3.42                              | 1125                    | 450            |

nu ile hesaplanan ortam tepki fonksiyonları ise Şekil 4'de verilmiştir. Heriki yöntemde elde edilen tepki fonksiyonları, yapay sismogramlar herhangi bir şekilde gürültü içermediğinden dolayı birbirine çok yakındır. Ancak, Şekil 4'den de izlenebileceği gibi Wiener dekonvolüsyonu ile hesaplanan ortam tepki fonksiyonu spektral oran tekniği ile elde edilene göre daha düzgündür. Burada dikkat edilmesi gereken önemli bir nokta; verinin boyu yani nokta sayısı arttığında dekonvolüsyon sonuçlarının duraysızlıklar gösterebileceğidir (Taylor ve Toksöz 1982, Hwang ve Mitchell 1986). Böyle bir durumda, yapılan işlemin sonuçlarını duraylı bir hale getirebilmek için, ilişki fonksiyonlarının spektrumları cinsinden (13) bağıntısı ile tanımlı frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonunda

$$H'(w) = \frac{C(w)}{A(w) + \theta} \quad (16)$$

şeklinde tepki fonksiyonunun spektral değerlerini düzenli olarak azaltan bir yol izlenebilir. Burada yapılan işlem "sönümlü en küçük kareler dekonvolüsyonu" (damped least-square deconvolution) işlemi olarak bilinmektedir. Sönüm faktörü olan  $\theta^2$  bir sabit olup  $A(w)$  nun en büyük değerinin küçük bir yüzdesi ölçüsündedir. Bu işlem, (10) ilişkisiyle verilen zaman ortamı Wiener dekonvolüsyonunda özilişki fonksiyonunun değerlerinden oluşan matrisin yanal elemanlarına yani sıfır gecikmedeki özilişki değerine küçük bir sönüm sabiti eklenmesine eşdeğerdir. Tepki fonksiyonunun gerçek değerleri (16) bağıntısı



Şekil 12. ATU-IST profili için ortam tepki fonksiyonundan saplanan ve ters çözümleme işlemlerinden elde edilen yapı modeline ait Rayleigh dalgası faz ve grup hızları.

Fig. 12. Phase and group velocities of Rayleigh waves obtained from the interstation response function and the structure model determined by inversion, for ATU-IST profile.

$$(A(w) + \theta^2) / A(w)$$

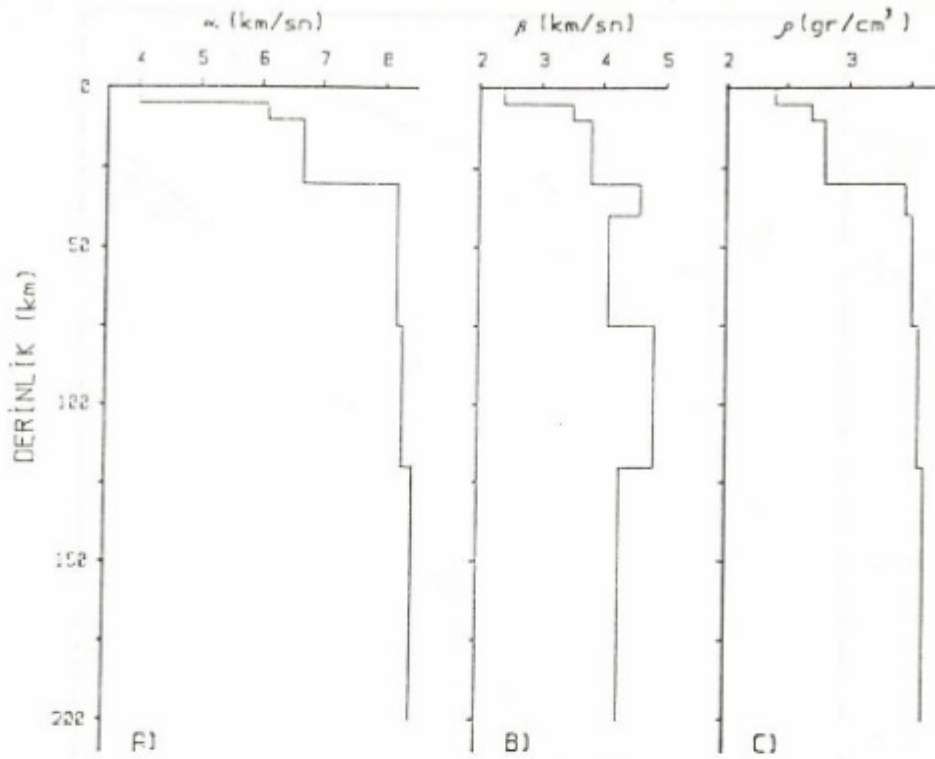
ile

$$H(w) = H'(w) \frac{A(w) + \theta^2}{A(w)} = \frac{C(w)}{A(w)} \quad (17)$$

şeklinde ölçeklenerek elde edilir. Sönük faktörü  $\theta^2$  nin seçilmesinde dikkatli olmak gerekir (Taylor ve Toksöz 1982).  $\theta^2$  büyüdükçe frekans ayrırlılığı artacaktır. Fakat, sonuçların

doğruluğu bakımından deneme yoluyla yeterli düzgünleşmeyi sağlayabilen en küçük  $\theta^2$  değeri seçilmelidir. Buradaki örneğimizde  $\theta^2$  için  $A(w)$ 'nin % 0.5'i kadar bir değer Şekil 4'de görüldüğü gibi düzgün bir tepki fonksiyonunun elde edilmesinde yeterli olmuştur. Bununla birlikte, verilerin gürültülü olması halinde bu oran artacaktır (% 5 ve üzerinde). Ortam tepki fonksiyonu belirlendikten sonra, istasyonlar arası ortam için grup hızları ardışık süzgeç tekniği ile, faz hızları ise tepki fonksiyonunun faz spektrumundan yararlanmak suretiyle

$$c(f) = \frac{f \cdot \delta x}{f \cdot \delta t + \phi(f) \pm N} \quad (18)$$



Şekil 13. ATU-IST profili için ters çözümleme işlemleri sonucu elde edilen yapı modeline ait A) P-dalga hızı B) S-dalga hızı ve C) yoğunluk değerlerinin derinlikle değişimi.

Fig. 13. Variations of A) P-wave velocity, B) S-wave velocity, and C) density with depth for the structure model of ATU-IST profile determined from inversion.

bağıntısından hesaplanabilir. Burada  $\delta x$ ,  $\delta t$  ve  $\phi(f)$  sırasıyla istasyonlar arasındaki uzaklık (km), varış zamanı farkı (sn) ve devir sayısı olarak ortam tepki fonksiyonunun fazıdır. N ise bir tam sayı olup beklenen faz hızı değerlerince göre belirlenebilir. Burada belirtildiği gibi Şekil 4'de gösterilen tepki fonksiyonlarının herbirinden ve karşıt-ilişki fonksiyonundan hesaplanan faz ve grup hızları Şekil 5'de kuramsal değerlerle birlikte karşılaştırmalı olarak verilmektedir. Şekilde görüldüğü üzere, yapay veriler gürültü içermediğinden dolayı hesaplanan faz ve grup hızı değerleri beklendiği gibi kuramsal değerlerle iyi bir uyum içerisinde.

Yukarıda anlatılan deneysel nitelikli işlemler, verilerin gürültü içermesi hali için tekrarlanmıştır. Bu amaçla, yapay sismogramlara standart sapmalarının % 25'i ile ölçekli her türlü frekansı içeren bir rasgele gürültü (beyaz gürültü = white noise) eklendikten sonra belirlenen ortam tepki fonksiyonundan faz ve grup hızları hesaplanmıştır. Rasgele gürültü eklenmiş sismogramlar Şekil 6'da gösterilmiştir. Gürültü içermeyen yapay veriler üzerinde yapılan deneme işlemlerinde en iyi frekans ayrımlılığının Wiener süzgeçlemesiyle sağlandığı görülmüştür. Gürültü eklenmiş sismogramlardan spektral oran tekniği ile belirlenen tepki fonksiyonu tamamen duraysız bir hal almaktadır. Yani, Wiener süzgeçlemesinin üstünlüğü gürültü içeren verilerle yapılan çalışmalarda daha açık bir şekilde ortaya çıkar.

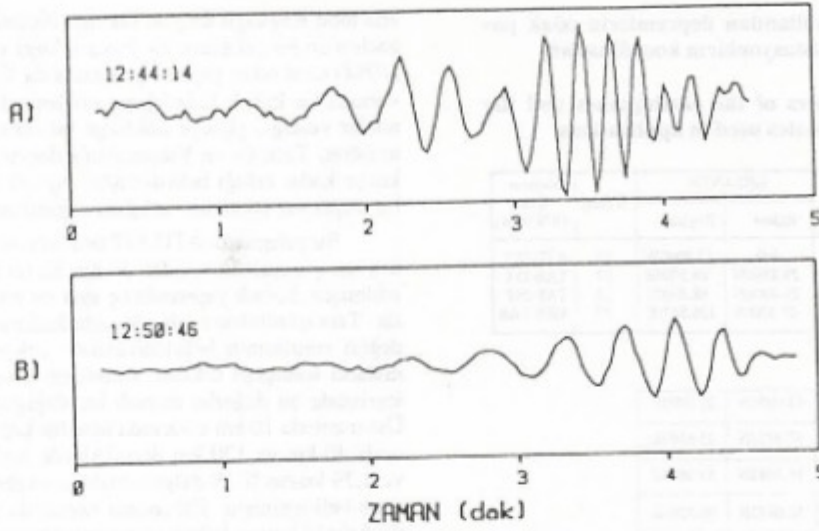
Şekil 7 de gürültü içeren yapay sismogramlar için hesaplanmış ilişki fonksiyonları ve Wiener dekonvolüsyonu ile elde edilen istasyonlar arası ortamın tepki fonksiyonu görülmektedir. Tepki fonksiyonundan hesaplanan faz ve grup hızı dispersiyon eğrileri Şekil 8'de verilmiştir. Dikkat edilecek

olursa grup hızları gürültüye karşı faz hızlarından daha duyarlıdır.

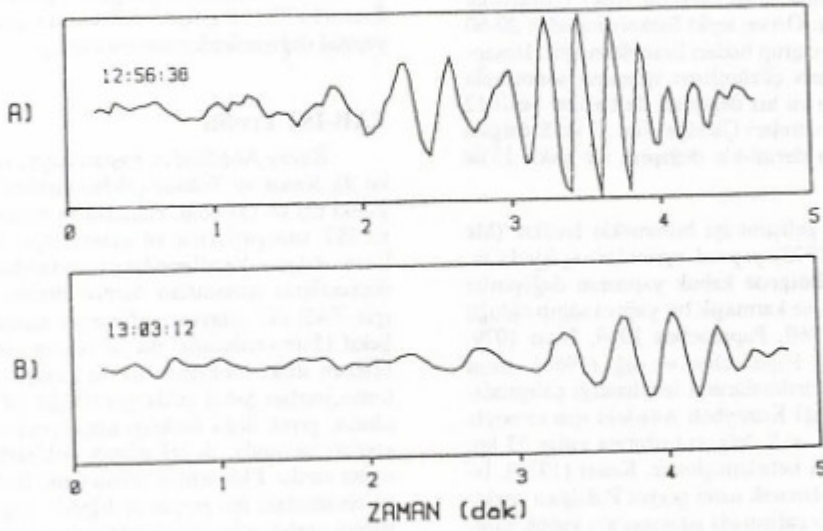
### GERÇEK VERİLERE UYGULAMALAR

İki-istasyon yöntemi uygulamalarında veri seçilmesindeki en önemli önkoşul, istasyonların kaynağa göre uygun bir dağılımda olmalarıdır. İstasyonların azimutları arasındaki farkın birkaç dereceyi geçmemesi gerekir. Ayrıca, gerek istasyonlar gerekse ilk istasyonla kaynak arasındaki uzaklık birkaç bin kilometre civarında olmalıdır. Özellikle, istasyonlar arasındaki uzaklığın daha kısa olması gerekmektedir. Bu nedenle, çalışılacak bölgede yeterli sayıda ve iyi dağılımlı istasyonlar bulunmalıdır. Anadolu'da kayıtlarından yararlanılabilecek uzun-periyotlu sismograf istasyonlarının sayılı olması veri sağlanmasında güçlük yaratmaktadır. Bölgeyi geçen yolları oluşturacak istasyon çiftlerini sağlayabilmek için IST (İstanbul) ve ANTO (Ankara) istasyonları ile ATU (Atina) ve bazı İran istasyonlarının konumları uygun düşmektedir. Ancak, savaş yıllarında oluşmuş depremler için İran'daki kayıtlar elde edilememiştir. İstasyonların sınırlı sayıda olması, uygun koordinatlar da oluşmuş depremlerin bulunmasını güçleştirmektedir.

Uygulamada kullanmak üzere gerekli verilerin seçilmesi amacıyla, NOAA (Amerikan Ulusal Okyanus ve Atmosfer Araştırma Dairesi)'nin 1981 yılı sonuna kadar dünya üzerinde oluşmuş depremlerin tümünü içeren veri kütüğü, magnitüd, koordinat, zaman gibi sınırlamalar koyularak ve kullanılmak istenen istasyonlar için azimut testi yapılarak taranmıştır. Yukarıda sözedilen güçlüklerle rağmen elde edilen listedeki yirminin üzerinde deprem için istasyon çiftlerine ait kayıtlar in-



Şekil 14. Çizelge 2'deki (2) nolu depremin A) TAB ve B) IST istasyonlarındaki Love dalgası kayıtları.  
Fig. 14. Love wave seismograms at A) TAB, and B) IST stations of the earthquake numbered (2) in Table 2.



Şekil 15. Çizelge 2'deki (3) nolu depremin A) TAB ve B) IST istasyonlarındaki Love dalgası kayıtları.  
Fig. 15. Love wave seismograms at A) TAB, and B) IST stations of the earthquake numbered (3) in Table 2.

celenmiş olmakla beraber, arzu edilen çoklukta, temiz kayıt bulunamamıştır. Gerçek verilerle yapılan uygulamalarda kullanılan depremlerin odak parametreleri ve kayıtlarından yararlanılan istasyonlar Çizelge 2'de verilmiştir. Tüm istasyonlar WWSSN'ye aittir. Dolayısıyla, alet tepkisinin çıkarılmasına gerek kalmamıştır. İstasyon çiftleri, herbir istasyonun kaynağa göre azimutlarının farkı bir derecenin altında olmak üzere, kaynak ile birlikte aynı büyük daire üzerinde yer almaktadır. Çizelge 2'de verilen olaylardan 27.01.1964'de Atlantik Okyanusu'nda oluşan depremin ATU ile IST istasyonlarına ait ve Malezya'nın güneyinde 01.01.1977'de oluşan depremin MHI ile TAB istasyonlarına ait uzun-periyot düşey bileşen (LPZ) Rayleigh dalgası kayıtları, 20.01.1973'de Pakistan'da oluşan iki depremin ise TAB ile IST istasyonlarına ait uzun-periyot kuzey-güney bileşeni (LPNS) Love dalgası kayıtları incelenmiştir. Kullanılan istasyon çiftlerinin konumları ve oluşturdukları profiller Şekil 9'daki haritada görülmektedir.

Anadolu yarımadası ve civarının dünya üzerindeki önemli aktif deprem kuşaklarından biri üzerinde yer aldığı ve oldukça karmaşık bir kabuk ve üst-manto yapısına sahip olduğu bilinmektedir. Bu bölgenin kabuk ve üst-manto yapısıyla ilgili olarak çeşitli jeofizik yöntemlerin uygulandığı bazı çalışmalar Ergin (1981) tarafından belirtilmiş ve elde edilen sonuçların bir özeti verilmiştir. Şekil 9'daki profiller için hesaplanan istasyonlar arası faz ve grup hızı dispersiyon verilerinin ters çözümlenmesi sonuçları anlatılırken daha önce yapılmış çalışmalardan elde edilen bilgilere değinilecektir.

#### ATU-IST Profili

Ege ve Marmara denizlerini geçen bu profil için, klasik iki istasyon yöntemiyle faz hızı ölçmeleri yapan Calcagnile ve diğ. (1984)'nin kullandığı verilerden, Atlantik okyanusunda olmuş bir depremin (Çizelge 2'deki (1) numaralı deprem)

**Çizelge 2. Uygulamada kullanılan depremlerin odak parametreleri ve istasyonların koordinatları**

**Table 2. Focal parameters of the earthquakes and the stations coordinates used in applications**

| Depremler | Tarih      | Oluş Zamanı (GMT) | EPİSANTR |           | h (km) | İstasyon Çifti (WWSSN) |
|-----------|------------|-------------------|----------|-----------|--------|------------------------|
|           |            |                   | Enlem    | Boylam    |        |                        |
| (1)       | 27.01.1964 | 01:12:23.5        | 0.0      | 17.9000W  | 33     | ATU-IST                |
| (2)       | 20.01.1973 | 12:34:19.6        | 29.2800N | 68.5700E  | 17     | TAB-IST                |
| (3)       | 20.01.1973 | 12:46:45.7        | 29.4900N | 68.5900E  | 15     | TAB-IST                |
| (4)       | 01.01.1977 | 19:01:39.6        | 25.3200S | 126.5820E | 33     | MHI-TAB                |

**İSTASYONLAR**

|                |          |          |
|----------------|----------|----------|
| İstanbul (IST) | 41.0656N | 29.0992E |
| Atina (ATU)    | 37.9722N | 23.6167E |
| Meşhed (MHI)   | 36.3083N | 59.4883E |
| Tebriiz (TAB)  | 38.0675N | 46.3267E |

ATU ve IST istasyonlarına ait Rayleigh dalgası kayıtlarından (Şekil 10) yararlanılmıştır. Bu kayıtlardan elde edilen ilişki fonksiyonları ve istasyonlar arası ortamın tepki fonksiyonu Şekil 11'de görülmektedir. Ortam tepki fonksiyonundan 20-60 sn peryot aralığında faz ve grup hızları hesaplanmıştır. Hesaplanan bu hız değerleri, ters çözümleme işlemleri sonucunda elde edilen yapı modeline ait hız değerleri ile birlikte Şekil 12'de, yapı modelinin parametreleri Çizelge 3'de, P ve S dalgası hızlarının ve yoğunluğun derinlikle değişimi ise Şekil 13'de gösterilmiştir.

Bölgenin tektonik gelişimi iyi bilinmekle birlikte (Mc Kenzie 1972, Alptekin 1973) yapısal ayrıntıları açıklıkla tanımlanabilmiş değildir. Bölgede kabuk yapısının değişimleri gösterdiği, üst-mantonun ise karmaşık bir yapıya sahip olduğu bilinmektedir (Canitez 1969, Papazachos 1969, Ezen 1979, Calcagnile ve diğ. 1984). Papazachos ve diğ. (1966), cisim dalgalarının yansıma ve kırılmalarının incelendiği çalışmaları Kuzey Ege ve Bitişçi Kuzeybatı Anadolu için sırasıyla 7.87 ve 4.55 km/sn lik P ve S dalgası hızlarına sahip 33 km kalınlıkta bir kabuk yapısı belirlemişlerdir. Kenar (1978), İstanbul kayıtlarından yararlanarak uzun peryot P-dalgası spektral oranları üzerine yaptığı çalışmada istasyon altı kabuk yapısı için D-B doğrultusunda 30 km, KD doğrultusunda ise 25-26 km civarında kalınlıklar vermektedir. Yine bu bölge için Papazachos (1969) doruk-çukur yöntemiyle 60 sn peryoda kadar

**Çizelge 3. ATU-IST profili için faz ve grup hızlarının ters çözümlemesi işlemlerinden elde edilen yapı modeli.**

**Table 3. The structure model determined from the inversion of phase and group velocities along ATU-IST profile.**

| Kalınlık (km) | P-dalgası hızı (km/sn) | S-dalgası hızı (km/sn) | Yoğunluk (gr/cm <sup>3</sup> ) |
|---------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|
| 5             | 4.00                   | 2.30                   | 2.40                           |
| 5             | 6.11                   | 3.50                   | 2.70                           |
| 20            | 6.71                   | 3.82                   | 2.80                           |
| 10            | 8.20                   | 4.61                   | 3.45                           |
| 35            | 8.20                   | 4.10                   | 3.50                           |
| 45            | 8.32                   | 4.83                   | 3.55                           |
| ∞             | 8.46                   | 4.29                   | 3.60                           |

ana mod Rayleigh dalgası faz hızı ölçümleri yapmıştır. Papazachos'un bu çalışması ile Payo (1969) ve Calcagnile ve diğ. (1984) tarafından yapılan çalışmalarda Ege için 30-35 km civarında bir kabuk kalınlığının gözlemsel verilere uyumlu sonuçlar verdiği, güneye inildikçe bu rakamın 20 km'ye kadar azaldığı, Türkiye ve Yunanistan'a doğru gidildikçe ise 40-45 km'ye kadar arttığı belirtilmiştir. Ayrıca üst-mantoda belirgin bir düşük hız zonunun varlığına değinilmektedir.

Bu çalışmada ATU-IST profili için, faz ve grup hızlarının ters çözümlemesinden 30 km lik bir kabuk kalınlığı elde edilmiştir. Kabuk yapısında üç ayrı seviye tanımlanabilmektedir. Ters çözümleme işlemlerinde kullanılan hız ve yoğunluk değeri sınırlarının belirlenmesinde yukarıda sözedilen çalışmaların sonuçları dikkate alınmıştır. Özellikle, kabuk yapısı içerisinde bu değerler önemli bir değişim göstermemektedir. Üst-mantoda 10 km civarında ince bir kapak yapı ve bunun altında 40 km ve 120 km derinliklerde başlayan, sırasıyla 4.10 ve 4.29 km/sn lik S dalgası hızlarına sahip iki ayrı düşük hız zonu belirlenmiştir. Üst-manto yapısında yeralan bu seviyelerin kalınlıklarının kabuk yapısında olduğu gibi yerel değişimler göstermesi beklenebilir. Yunanistan'ın batısında ve Helen çukurunda oluşan bazı depremlerin İstanbul istasyonundaki Rayleigh dalgası kayıtlarını inceleyen Canitez (1969) ve Ezen (1979), bu dalgaların girişime uğradıklarını saptamışlardır. Ezen (1979), bu girişim olaylarının, yukarıda da sözü edilen yapısal değişimlerden kaynaklandığı sonucuna varmıştır.

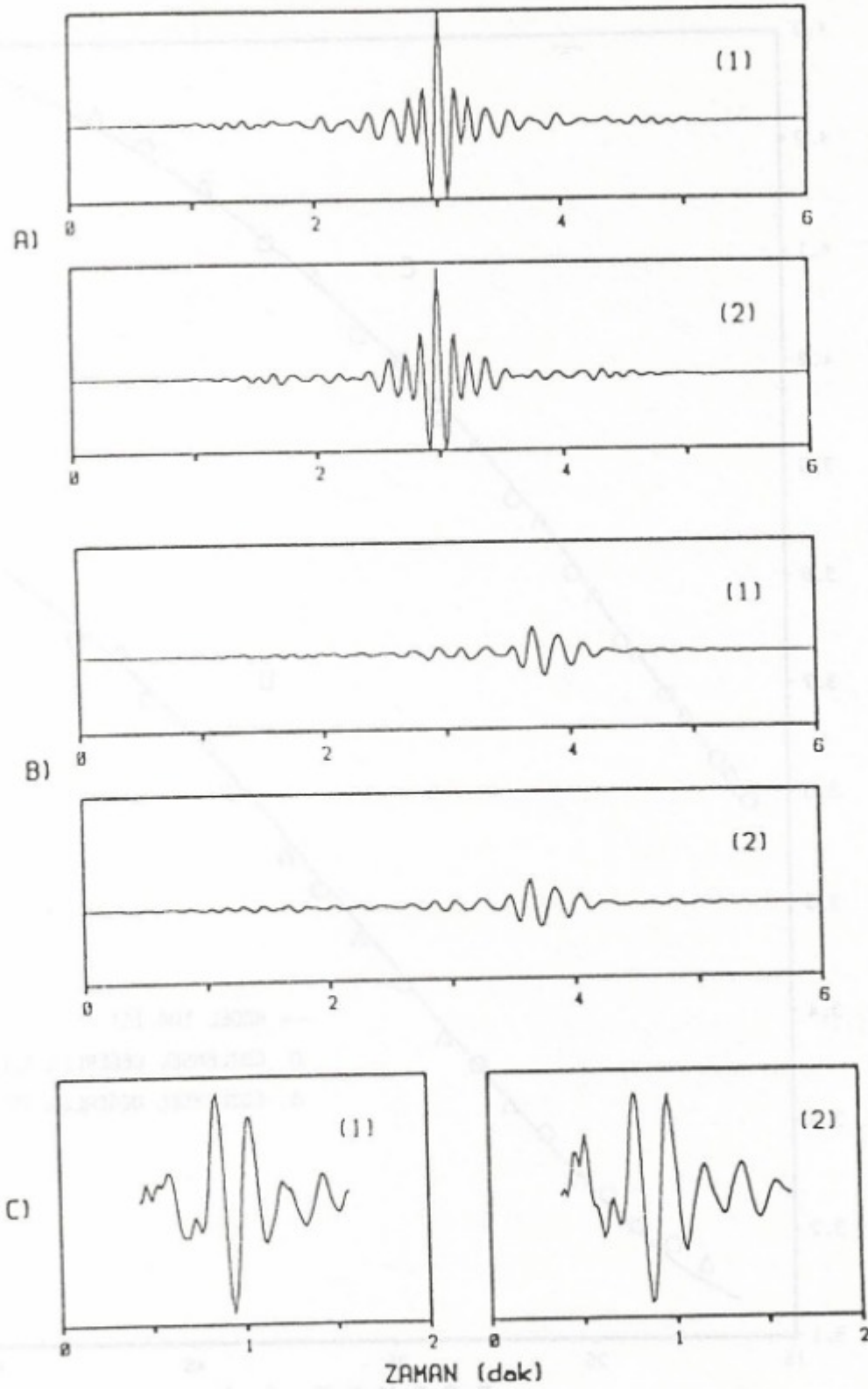
**TAB-IST Profili**

Kuzey Anadolu'yu baştan başa geçen bu profil (bkz. Şekil 9), Kenar ve Toksöz (1989) tarafından kullanılan Çizelge 2'deki (2) ve (3) nolu, Pakistan'da oluşmuş depremlerin TAB ve IST istasyonlarına ait uzun-peryot kuzey güney bileşeni Love dalgası kayıtlarından yararlanılarak irdelenmiştir. Bu depremlerin episantrları hemen hemen aynıdır. Heriki olay için TAB-IST istasyon çiftine ait sismogramlar Şekil 14 ve Şekil 15'de verilmiştir. Bu iki benzer olayın kayıtlarından belirlenen ilişki fonksiyonları ve istasyonlar arası ortam tepki fonksiyonları Şekil 16'da görüldüğü gibidir. Dikkat edilecek olursa, gerek ilişki fonksiyonları gerekse ortam tepki fonksiyonları arasında, doğal olarak beklendiği gibi, çok iyi bir uyum vardır. Elde edilen ortam tepki fonksiyonlarından 20-55 sn civarındaki bir peryot aralığında bilgi edinilebilmiştir. Bu peryot aralığı için hesaplanan faz ve grup hızlarının ters çözümlemesinden elde edilen yapı modeli Çizelge 4'de, bu yapı modeline ait kuramsal faz ve grup hızları ise gözlemsel değerlerle birlikte Şekil 17'de gösterilmiştir. Elde edilen yapı modeline göre, P ve S dalga hızları yoğunluk değerlerinin yer-

**Çizelge 4. TAB-IST profili için faz ve grup hızlarının ters çözümlemesi işlemlerinden elde edilen yapı modeli.**

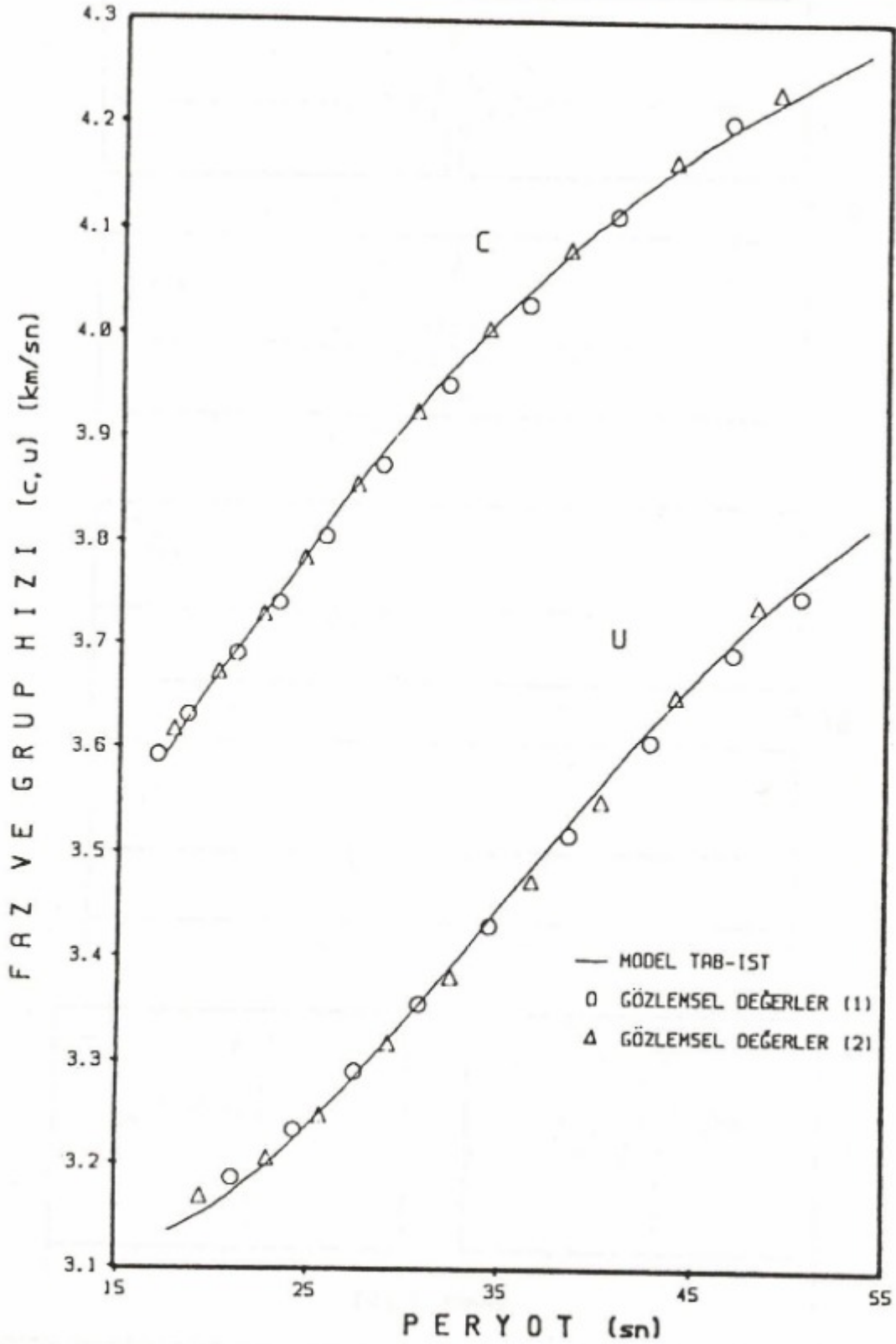
**Table 4. The structure model determined from the inversion of phase and group velocities along TAB-IST profile.**

| Kalınlık (km) | P-dalgası hızı (km/sn) | S-dalgası hızı (km/sn) | Yoğunluk (gr/cm <sup>3</sup> ) |
|---------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|
| 5             | 4.60                   | 3.00                   | 2.65                           |
| 15            | 5.80                   | 3.31                   | 2.75                           |
| 20            | 6.95                   | 3.92                   | 2.85                           |
| 40            | 8.00                   | 4.41                   | 3.25                           |
| 40            | 8.17                   | 4.50                   | 3.30                           |
| ∞             | 8.45                   | 4.62                   | 3.35                           |



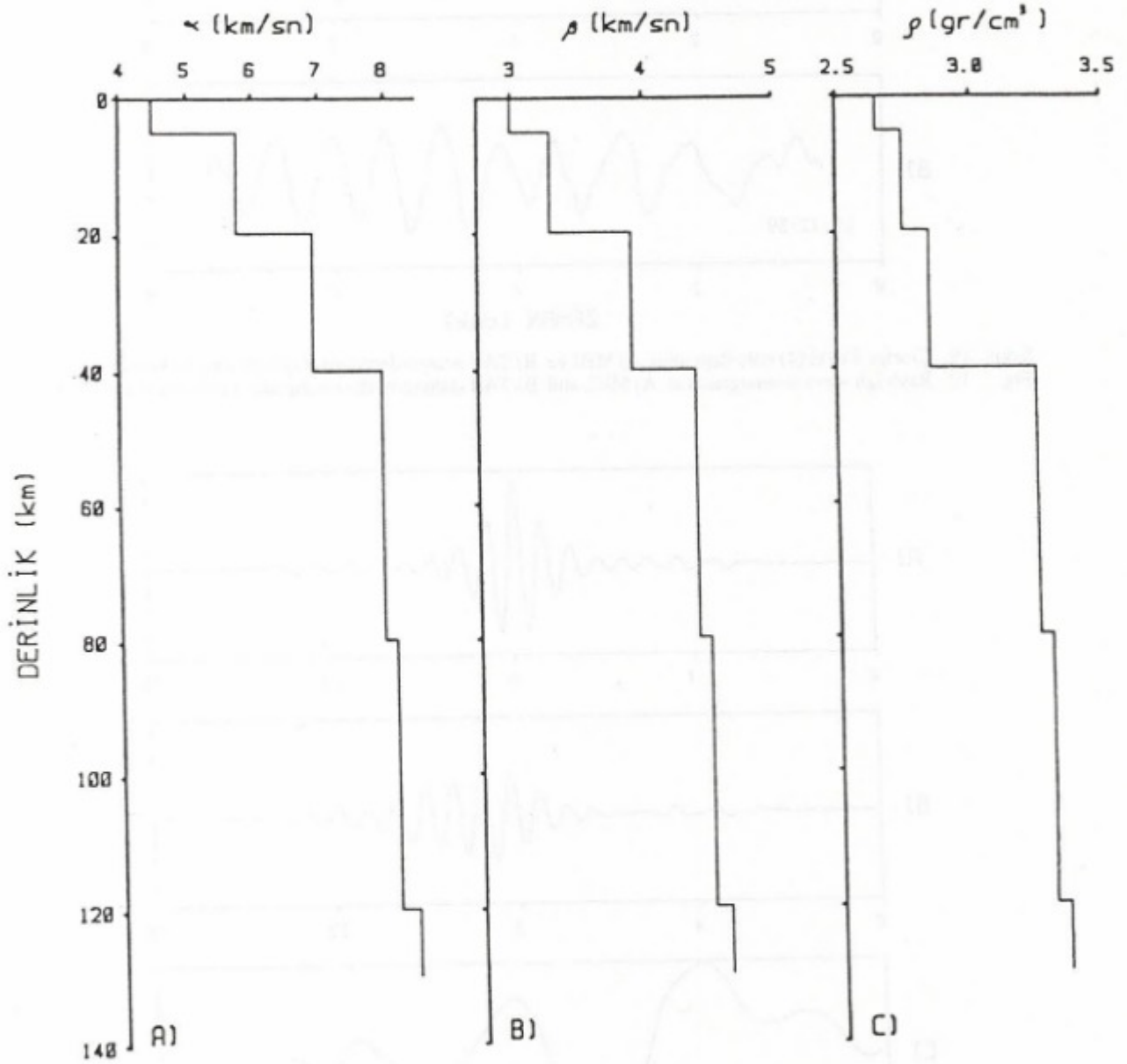
Şekil 16. Şekil 14 ve 15'de verilen seismogramlardan A) TAB'de kaydedilenlerin özilişki, B) heriki istasyonda aynı olay için kaydedilenlerin karşıt-ilişki ve C) frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonu ile elde edilen istasyonlar arası ortam tepki fonksiyonu.

Fig. 16. From the seismograms given Figure 14 and 15, A) autocorrelation functions for those recorded TAB station, B) cross-correlation functions determined for the same event recorded both stations, and C) interstation response functions determined by frequency Wiener deconvolution.

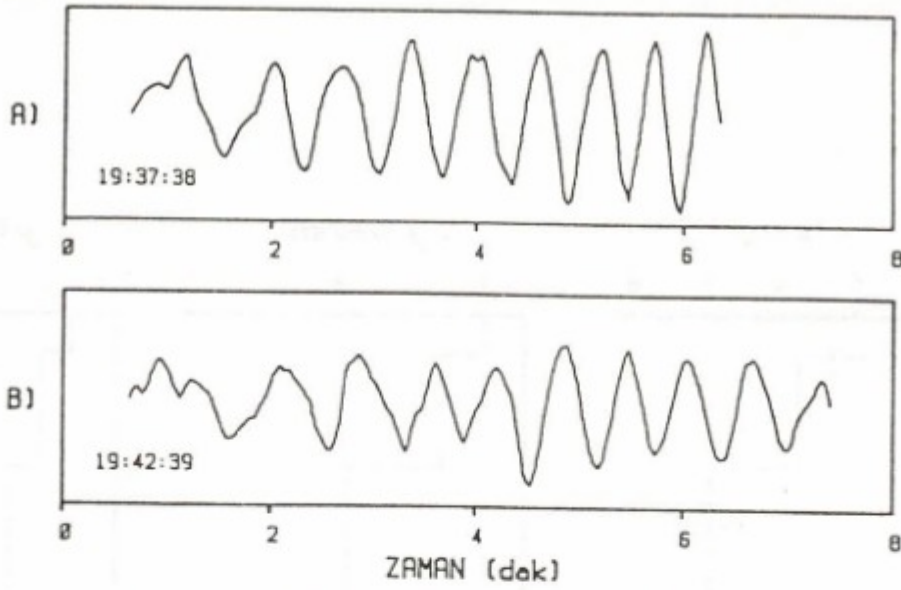


Şekil 17. TAB-IST profili için ortam tepki fonksiyonundan hesaplanan ve ters çözümleme işlemlerinden elde edilen yapı modeline ait Love dalgası faz ve grup hızları.

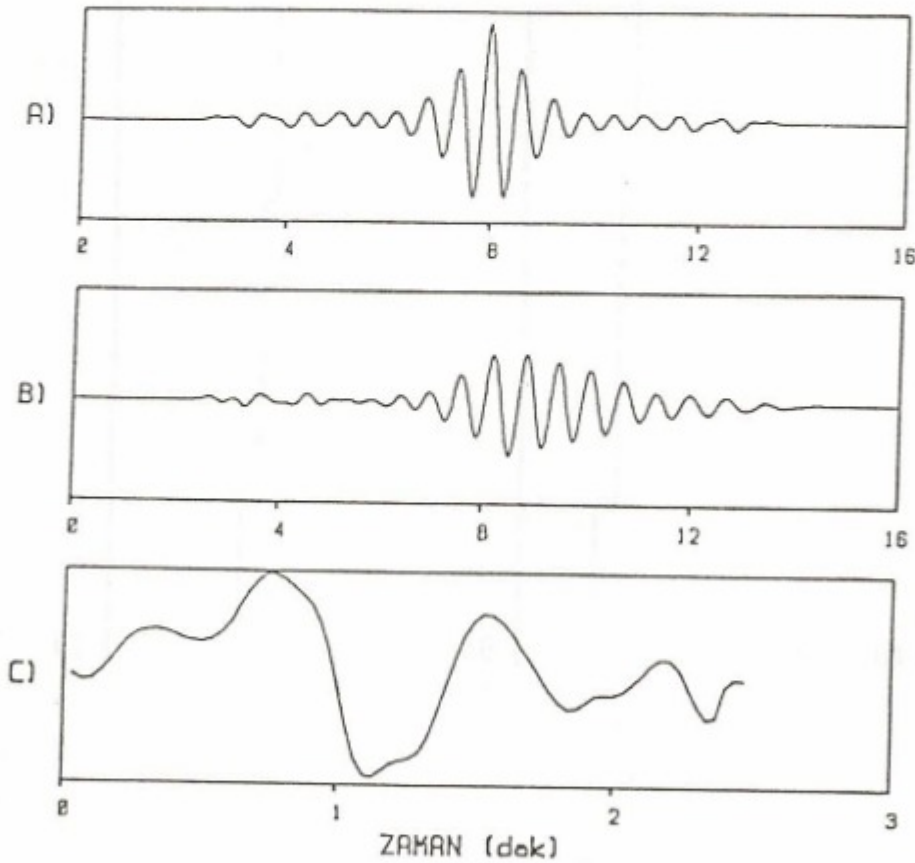
Fig. 17. Phase and group velocities of Love waves obtained from the interstation function and the structure model determined by inversion, for TAB-IST profile.



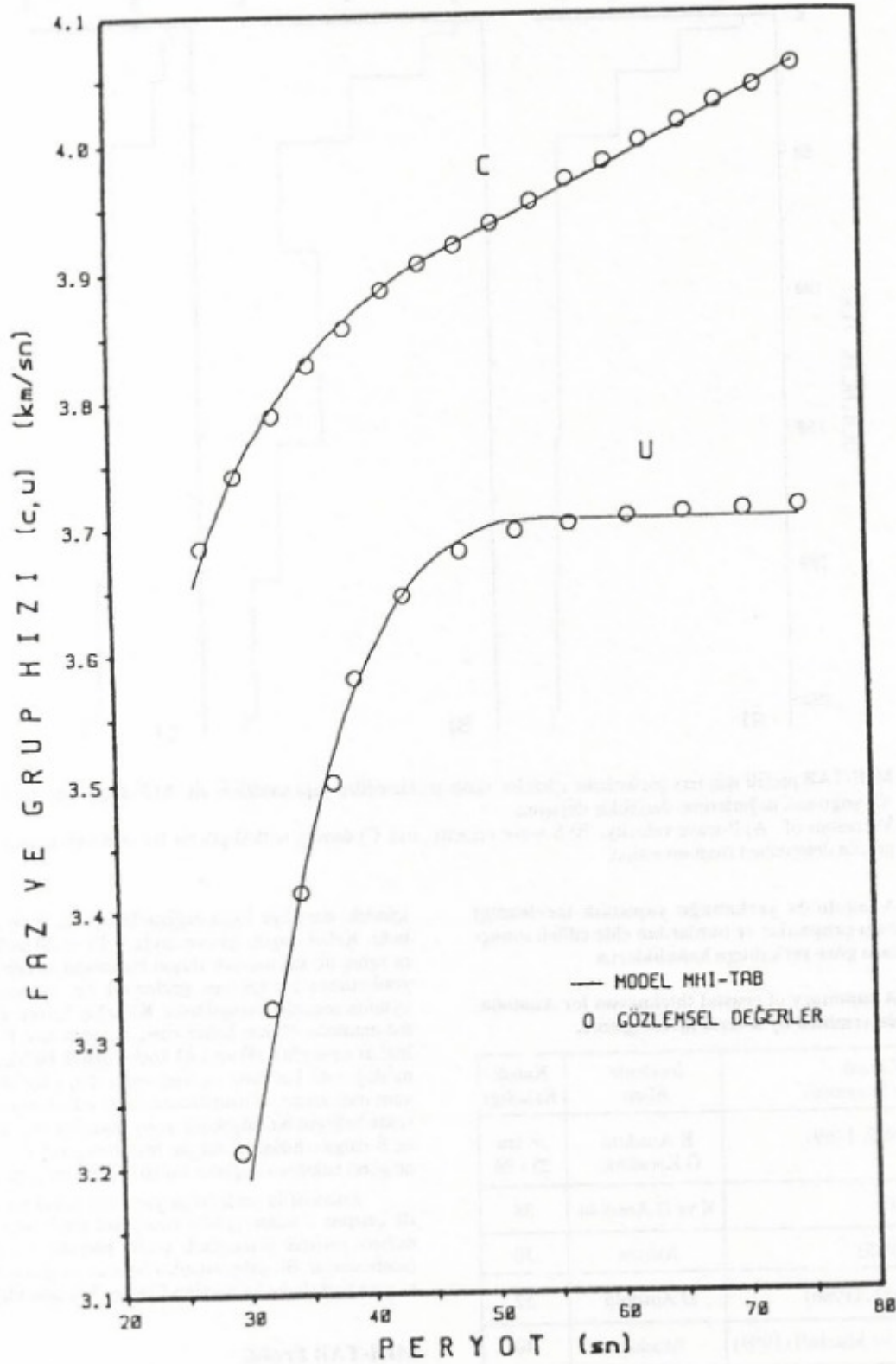
Şekil 18. TAB-IST profili için ters çözümleme işlemleri sonucu elde edilen yapı modeline ait A) P-dalga hızı B) S-dalga hızı ve C) yoğunluk değerlerinin derinlikle değişimi.  
 Fig. 18. Variations of A) P-wave velocity, B) S-wave velocity, and C) density with depth for the structure model of TAB-IST profile determined from inversion.



Şekil 19. Çizelge 2'deki (4) nolu depremin A) MHI ve B) TAB istasyonlarındaki Rayleigh dalgası kayıtları.  
Fig. 19. Rayleigh wave seismograms at A) MHI, and B) TAB stations of the earthquake numbered (4) in Table

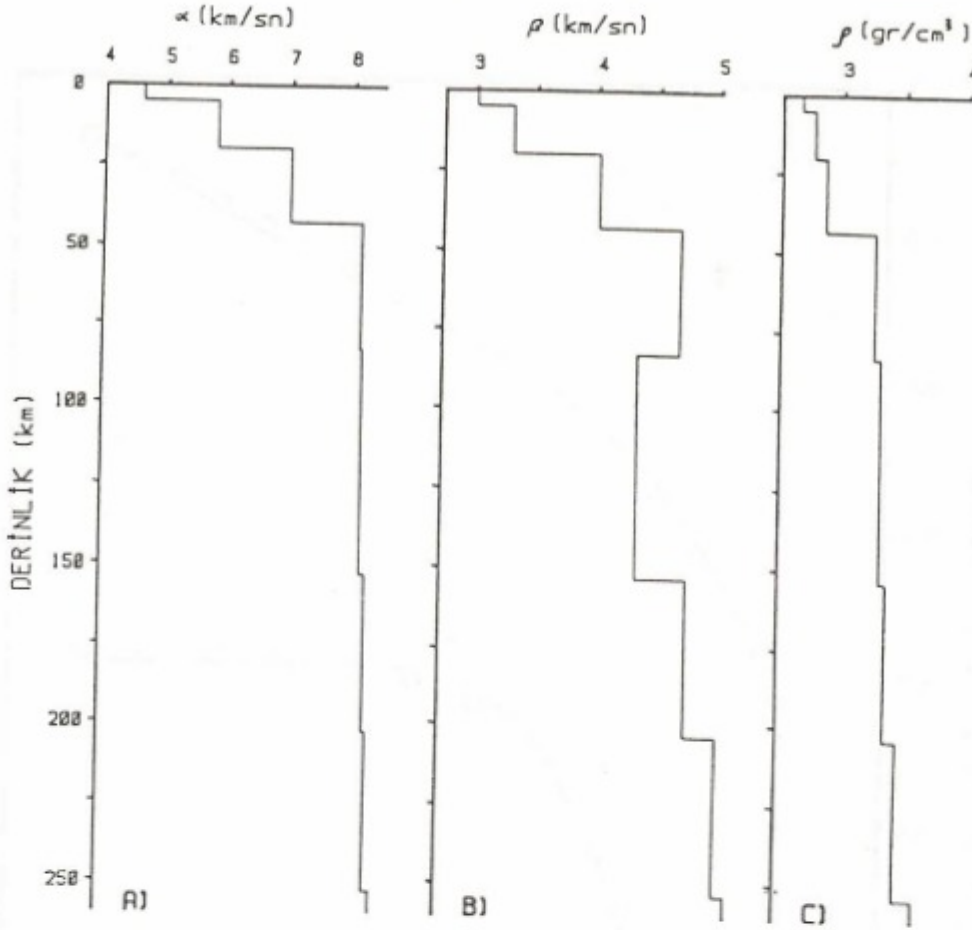


Şekil 20. Şekil 19'da verilen sismogramlardan A) MHI'da kaydedilenin özilişki, B) iki istasyonun karşıt ilişki ve C) frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonu ile belirlenen ortam tepki fonksiyonu.  
Fig. 20. From the seismograms given in Figure 19; A) autocorrelation function for the seismogram recorded at MHI, B) cross-correlation function for two stations, and C) interstation response function from the frequency domain Wiener deconvolution.



Şekil 21. MHI-TAB profili için ortam tepki fonksiyonundan hesaplanan ve ters çözümleme işlemlerinden elde edilen yapı modeline ait Rayleigh dalgası faz ve grup hızları.

Fig. 21. Phase and group velocities of Rayleigh waves obtained from the interstation response function and the structure model determined by inversion, for MHI-TAB profile.



Şekil 22. MHI-TAB profili için ters çözümleme işlemleri sonucu elde edilen yapı modeline ait A) P-dalga hızı B) S-dalga hızı ve C) yoğunluk değerlerinin derinlikle değişimi.  
Fig. 22. Variations of A) P-wave velocity, B) S-wave velocity, and C) density with depth for the structure model of MHI-TAB profile determined from inversion.

Çizelge 5. Anadolu'da yerkabuğu yapısının incelendiği bazı çalışmalar ve bunlardan elde edilen sonuçlara göre yerkabuğu kalınlıkları.a

Table 5. A summary of crustal thicknesses for Anatolia, determined by several investigators.

| Kaynak<br>(Tarih Sırasında)   | İnceleme<br>Alanı        | Kabuk<br>Kalınlığı |
|-------------------------------|--------------------------|--------------------|
| Canitez (1962, 1969)          | K Anadolu<br>G Karadeniz | 36 km<br>25 - 26   |
| Ezen (1983)                   | K ve D Anadolu           | 38                 |
| Türkelli (1985)               | Ankara                   | 30                 |
| Dewey ve diğ. (1986)          | D Anadolu                | 52                 |
| Mindevalli ve Mitchell (1989) | Anadolu                  | 40                 |
| Kenar ve Toksöz (1989)        | K Anadolu                | 41                 |
| Bu çalışma                    | K Anadolu                | 40                 |

içindeki derinliğe bağlı değişimleri Şekil 18'de görüldüğü gibidir. Kabuk yapısı için sırasıyla 5, 15 ve 20 km'lik kalınlıklara sahip üç katmandan oluşan bir model, ortam tepki fonksiyonlarından hesaplanan gözlemsel faz ve grup hızları ile uyumlu sonuçlar vermektedir. Kabuğun hemen altında yani en üst-mantoda 40 km kalınlıktaki bir yapı için P ve S dalgası hızları sırasıyla 8.00 ve 4.41 km/sn olarak belirlenmiştir. Derine doğru 40 km daha ve sonrasında dalga hızları artmaya devam etmektedir. Üst-mantonun bilgi edinilebilen bu kesimlerinde belirgin bir düşük hız zonu izlenilmemiş olmakla birlikte, S-dalgası hızları P dalgası hızlarına göre ( $\alpha = \sqrt{3}$  B ilişkisine göre) beklenen değerlerden biraz daha düşüktür (Çizelge 4).

Anadolu'da yerkabuğu yapısının belirlenmesine yönelik ilk çalışma Canitez (1962) tarafından yapılmıştır. Daha sonra değişik jeofizik yöntemlerle çeşitli bölgeler için kabuk yapısı incelenmiştir. Bu çalışmalardan bazıları ve elde edilen sonuçlara göre yerkabuğu kalınlıkları Çizelge 5'de görüldüğü gibidir.

#### MHI-TAB Profili

Bu profil için Çizelge 2'deki (4) nolu depremin MHI ve TAB istasyonlarına ait kayıtlarından yararlanılmıştır (Şekil 19). Söz konusu kayıtlardan elde edilen ilişki fonksiyonları ve ortam tepki fonksiyonu Şekil 20'de verilmiştir. Elde edilen or-

tam tepki fonksiyonundan hesaplanan faz ve grup hızlarının ters çözülmesiyle belirlenen en uygun yapı modeli Çizelge 6 da görülmektedir. Bu yapı modeline ait kuramsal faz ve grup hızları, istasyonlar arası ortam tepki fonksiyonundan hesaplanan gözlemsel faz ve grup hızları ile birlikte Şekil 21 de görüldüğü gibidir. Ters çözümleme işlemleri sonucunda elde edilen yapı modeline göre P ve S dalgası hızları ile yoğunluk değerlerinin yerindeki dağılımları ise Şekil 22 de verilmiştir. Şekil 22 ve Çizelge 6 dan da izlenebileceği gibi ters çözümleme sonucu elde edilen MHI-TAB modeline göre yarkabuğu kalınlığı 43 km dir ve üç katmandan oluşmaktadır. MHI-TAB profilinin civarında Hazar Denizi'nin güney kesimi için Neprochnov ve diğ. (1970) jeofizik verilere göre 40-45 km civarında bir kabuk kalınlığı vermiştir. Bölgesel anlamda daha geniş bilgiler Avrasya'nın kabuk ve üst-manto yapısını inceleyen Patton (1980) ile Feng ve Teng (1983) in çalışmalarından sağlanabilir. Bu çalışmalarda İran platosu için kabuk kalınlığının 45 km civarında olduğu belirtilmektedir. Yine bu bölge için gravite ve sismoloji çalışmalarına dayalı olarak İslami (1972) 40-45 km arasında değişen kalınlıklarda bir kabuk yapısı ortaya koymuştur. Bird (1976) ise Kuzeydoğu Anadolu ve Şiraz arasında kalan bölge için Rayleigh dalgalarına ait grup hızlarından yararlanarak yarkabuğu kalınlığını 46 km olarak vermektedir.

Bu çalışmada elde edilen MHI-TAB modeline göre yarkabuğunun yapısı, biraz daha kalın olmanın dışında TAB-IST modeline benzemektedir. Fakat, üst-manto yapısında önemli ölçüde farklılıklar vardır. MHI-TAB modelinde en üst-mantodaki P ve S dalgası hızları sırasıyla 8.15 ve 4.67 km/sn dir. P hızı değerleri Akascheh ve Nasser (1972) tarafından batı İran için 8.13 km/sn, orta-kuzey İran için 8.19 km/sn olarak verilmiştir. MHI-TAB modeline ait hız değerleri TAB-IST modeline göre daha yüksektir. Ayrıca, MHI-TAB profili için 80 km derinlikte 4.32 km/sn lik S-dalgası hızına sahip bir düşük hız zonu belirlenmiştir.

Çizelge 6. MHI-TAB profili için faz ve grup hızlarının ters çözülmesi işlemlerinden elde edilen yapı modeli.

Table 6. The structure model determined from the inversion of phase and group velocities along MHI-TAB profile.

| Kalınlık (km) | P-dalgası hızı (km/sn) | S-dalgası hızı (km/sn) | Yoğunluk (gr/cm <sup>3</sup> ) |
|---------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|
| 5             | 4.60                   | 3.00                   | 2.65                           |
| 15            | 5.81                   | 3.31                   | 2.75                           |
| 23            | 6.98                   | 3.99                   | 2.85                           |
| 40            | 8.15                   | 4.67                   | 3.25                           |
| 70            | 8.17                   | 4.32                   | 3.30                           |
| 50            | 8.26                   | 4.74                   | 3.35                           |
| 50            | 8.29                   | 5.00                   | 3.45                           |
| ∞             | 8.43                   | 5.10                   | 3.60                           |

## SONUÇLAR

Bu çalışmada, ATU-IST, TAB-IST ve MHI-TAB istasyon çiftleri için Love ve Rayleigh dalgalarından yararlanarak istasyonlar arası ortam tepki fonksiyonları belirlenmiş ve bu fonksiyonlardan faz ve grup hızları hesaplanmıştır. Faz ve grup hızlarının ters çözülmesi ile Ege, Kuzey Anadolu ve Kuzey İran gibi sismik bakımdan çok aktif olan bölgeler için kabuk ve üst-manto yapısı belirlenmiştir. Bulunan sonuçlar daha önceki araştırmaların sonuçları ile uyumludur.

ATU-IST profili için kabuk kalınlığı 30 km dir. Üst-manto karmaşık bir yapıya sahiptir ve 40 ile 120 km derinliklerde S dalgası hızının sırasıyla 4.10 ve 4.29 km/sn olduğu iki ayrı düşük hız zonu saptanmıştır. Bu karmaşık durum litosferde bir kopma olayının olabileceğini düşündürmektedir.

TAB-IST profili için kabuk kalınlığı 40 km olarak belirlenmiştir. Bilgi edinilebilen 120 km civarındaki derinliğe kadar belirgin bir düşük hız zonu izlenmemiştir. Bununla birlikte,  $\alpha = \sqrt{3} \beta$  ilişkisi gözönünde bulundurulursa üst-mantodaki S-dalgası hızları normalden daha düşüktür.

MHI-TAB profili için ise 43 km lik bir kabuk kalınlığı ve 83 km derinlikte 4.32 km/sn lik S-dalgası hızına sahip bir düşük hız zonu bulunmuştur. Bu profile kabuk yapısı kalınlık farkının dışında TAB-IST profili için elde edilen kabuk yapısı ile benzerdir. Fakat, üst-manto yapılarında önemli farklılıklar vardır. MHI-TAB profilinde üst-manto hızları daha yüksektir.

Sismik bakımdan çok aktif olan ve karmaşık bir kabuk ve üst-manto yapısı gösteren Anadolu yarımadası ve civarında daha ayrıntılı ve daha duyarlı yapı belirlemelerinin ve diğer sismolojik çalışmaların yapılması gereklidir. Bunun için, istasyon sayısının uygun yerler seçilerek artırılması şarttır. Araştırmalar için gerekli verilerin sağlanabilmesi, analog ve sayısal, kısa ve uzun periyotlu üç bileşen kaydedicilerin bulunduğu yeterli sayıda istasyon kurulmasıyla mümkün olabilecektir.

## KATKI BELİRTME

Bu makale, ilk yazarın İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde tamamlanan Doktora Tezi çalışmalarından yararlanmıştır. Katkı ve önerileri için Doç. Dr. Özer KENAR'a, Doç. Dr. Ülben EZEN'e, Prof. Dr. Silva BÜYÜKAŞIKOĞLU'na ve Prof. Dr. Giuliano F. PANZA ile Prof. Dr. Italo GORINI ve çalışma arkadaşlarına teşekkür ederiz.

## KAYNAKLAR

- Akascheh, B. and Nasser S. 1972, Die machtskeit der Erdkruste in Iran, J. Earth Space Phys. 1.
- Alptekin, Ö. 1973, Focal Mechanism of Earthquakes in Western Turkey and their Tectonic Implication, Ph.D. Thesis, Inst Mining Tech., Socorro, New Mexico.
- Anderson, D.L. 1963, Recent evidence concerning the structure and composition of the Earth's mantle, Physics and Chemistry of the Earth 6, Pergamon Press, London.
- Backus, G.E. and Gilbert J.F. 1968, The resolving power of gross Earth data, Geophys. J. R. astr. soc. 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, Ser. A, 266, 123-192.
- Ben-Menahem, A. and Harkrider D.G. 1964, Radiation patterns of seismic surface waves from buried dipolar point sources in a flat stratified Earth, J. Geophys. Res. 69, 2605-2620.
- Bird, P. 1976, Thermal and Mechanical Evaluation of Continental Convergence Zones: Zagros and Himalayas, Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Biswas, N.N. and Knopoff L. 1974, The structure of uppermantle under the United States from the dispersion of Rayleigh waves Geophys. J.R. astr. Soc. 36, 515-539.
- Brune, J. and Dorman J. 1963, Seismic waves and Earth structure in the Canadian shield, Bull. Seism. Soc. Am. 53, 167-209.
- Calcagnile, G., Mascia U., Del Gaudio V. and Panza G.F. 1984, Deep structure of southeastern Europe from Rayleigh waves, Tectonophysics 110, 189-200.
- Canitez, N. 1962, Gravite Anomalileri ve Sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da Arz Kabuğu Yapısı, Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi.
- Canitez, N. 1969, Türkiye ve civarındaki depremlere ait fundamental moddan yüzey dalgaları üzerine incelemeler, TÜBİTAK Proje No: Mag-150.

- Der, Z.A. and Landisman M. 1972, Theory for errors, resolution, and separation of unknown variables in inverse problems, with application to the mantle and the crust in southern Africa and Scandinavia, *Geophys. J.* 27, 137-178.
- Dewey, J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Saroğlu F. and Şengör A.M.C. 1986, Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia- a young collision zone, in *Collision Tectonics*, Geol. Soc. Special Pub. 19, 3-36.
- Dorman, J. 1969, seismic surface wave data on the upper mantle, The Earth's crust and Upper Mantle, ed. P.J. Hart Am. Geophys. Union, Monograph 13, 257-265.
- Dziewonski, A., Bloch S. and Landisman M. 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 427-444.
- Ergin, K. 1981, Jeofiziğin verilerine göre yer kabuğunun ve üst mantonun yapısı, İÜ Yer Bilimleri Fakültesi Yayın organı 2, Sayı 3-4.
- Ewing, M., Jardetzky W. and Press F. 1957, *Elastic Waves in Layered Media*, Mc Graw-Hill, New York.
- Ezen, Ü. 1979, İstanbul (İTÜ) Deprem İstasyonunda Kaydedilen Sismik Yüzey Dalgalarında Girişim Olaylarının İncelenmesi Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi.
- Ezen, Ü. 1983, Kuzey ve Doğu Anadolu'da Love dalgalarının dispersiyonu ve yer kabuğu yapısı, *Deprem Araş. Bülteni*, 43, 42-62.
- Feng, C. and Teng T. 1983, Three-dimensional crust and upper-mantle structure of the Eurasian continent, *J. Geophys. Res.* 88, 2261-2272.
- Haskell, N.A. 1953, The dispersion of surface-waves on multi-layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.* 43, 17-34.
- Hwang, H.J. and Mitchell B.J. 1986, Interstation surface wave analysis by frequency-domain Wiener deconvolution and modal isolation, *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 847-864.
- İslami, A.A. 1972, A study of the depth of Mohorovicic discontinuity in western Iran and the velocity of the Pn wave, *J. Earth Space Phys.* 1-12.
- Jenkins, G.M. and Watts D.G. 1968, *Spectral Analysis and its Applications*, Holden-Day, San Francisco, Cambridge, London, Amsterdam.
- Keilis-Borok, V.I. and Yanovskaya T.B. 1967, Inverse problems of seismology, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 13, 223-234.
- Kenar, Ö. 1978, Sismik P Dalgalarının Genlik Spektrumlarından Yararlanarak İstanbul ve Civarında Yer kabuğu Yapısı, Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi.
- Kenar, Ö. ve Toksöz M.N. 1989, Anadolu yarımadasında yüzey dalgalarının dispersiyonu ve ortamın soğurma özellikleri, *Jeofizik* 3, 92-106.
- Kenet, B.L.N. 1983, *Seismic Wave Propagation in Stratified Media* Cambridge University Press, Cambridge.
- Knopoff, L. 1972, Observation and inversion of surface wave dispersion, *Tectonophysics* 13, 497-519.
- Knopoff, L. 1983, The thickness of the lithosphere from the dispersion of the surface waves, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 74, 55-81.
- Kovach, R.L. 1966, Seismic surface waves: Some observations and recent developments, *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 6, Pergamon Press, New York.
- Kovach, R.L. 1978, Seismic surface waves and crustal and upper mantle structure, *Rev. Geophys. Space Phys.* 16, 1-14.
- Landisman, M., Dziewonski A. and Sato Y. 1969, Recent improvement in the analysis of surface wave observations, *Geophys. J.* 17, 369-403.
- McKenzie, D.P. 1972, Active tectonics of the Mediterranean region *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 30, 109-185.
- Mindevalli, O.Y. and Mitchell B.J. 1989, Crustal structure and possible anisotropy in Turkey from seismic surface wave dispersion, *Geophys. J. Int.* 98, 93-106.
- Neprochnov, Y., Kosminskaya I. and Malovitsky Y. 1970, Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian seas, *Tectonophysics* 10, 517-538.
- Osmanşahin, İ. 1989, Yüzey Dalgası Ortam Tepki Fonksiyonlarından Yararlanarak Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-manto Yapısının Belirlenmesi, Doktora Tezi, İÜ Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Panza, G.F., Schwab F. and Knopoff L. 1973, Multimod surface waves for selected focal mechanisms, I, Dip-slip sources on a vertical fault plane, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 34, 265-278.
- Panza, G.F., Schwab F. and Knopoff L. 1975a, Multimod surface waves for selected focal mechanisms, II, Dip-slip sources, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 42, 931-943.
- Panza, G.F., Schwab F. and Knopoff L. 1975b, Multimod surface waves for selected focal mechanisms, III, Strike-slip sources *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 42, 945-955.
- Panza, G.F. 1981, The resolving power of seismic surface waves with respect to crust and upper mantle structural models, The solution of the Inverse Problem in Geophysical Interpretation, Ed. R. Cassinis, Plenum Publishing Corporation, 39-77.
- Papazachos, B., Comninakis P. and Drakopoulos J. 1966, Preliminary results of an investigation of crustal structure in southeastern Europe, *Bull. Seism. Soc. Am.* 56, 1241-1268.
- Papazachos, B. 1969, Phase velocities of Rayleigh waves in southeastern Europe and Mediterranean Sea, *Pure Appl. Geophys.* 112, 47-55.
- Patton, H. 1980, Crust and upper mantle structure of the Eurasian continent from the phase velocity and Q of surface waves, *Rev. Geophys. Space Phys.* 18, 605-625.
- Payo, G. 1969, Crustal structure of the Mediterranean Sea, Part II, phase velocity and travel times, *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 23-42.
- Peacock, K.L. and Treitel S. 1969, Predictive deconvolution, Theory and practice, *Geophysics* 34, 155-169.
- Pekeris, C.L. 1948, Theory of propagation of explosive sound in shallow water, *Geol. Soc. Amer. Mem.* 27.
- Press, F. 1956, Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves, Part I: Southern California, *Bull. Geol. Soc. Am.* 67, 1647-1658.
- Press, F. 1968, Earth models obtained by Monte-Carlo inversion, *J. Geophys. Res.* 73, 5223-5234.
- Sato, Y. 1955, Analysis of dispersed surface waves I, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.* 33, 33-47.
- Sato, Y. 1956a, Analysis of dispersed surface waves II, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.* 34, 9-18.
- Sato, Y. 1956b, Analysis of dispersed surface waves III, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.* 34, 131-138.
- Taylor, S.R. 1980, Crust and Upper Mantle Structure of the Northeastern United States, Ph.D. Thesis, Massachusetts.
- Taylor, S.R. and Toksöz M.N. 1982, Measurement of interstation phase and group velocities and Q using Wiener filtering, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 73-91.
- Toksöz, M.N. and Anderson D.L. 1966, Phase velocities of long-period surface waves and structure of the upper mantle, I great circle Love and Rayleigh wave data, *J. Geophys. Res.* 71, 1649-1658.
- Treitel, S. and Robinson E.A. 1966, The design of high resolution digital filters, *IEEE Trans. Geoscience Electronics* 4, 25-38.
- Türkelli, N. 1985, Seismic Investigations of the Crustal Structure in Central Anatolia, Ph.D. Thesis, Middle East Technical University, Ankara, Turkey.
- Valyus, V.P., Keilis-Borok V.I. and Levshin A. 1969, Determination of the upper mantle velocity cross-section for Europe, *Proc. Acad. Sci. USSR*, 185, n.3 (in Russian).
- Valyus, V.P. 1972, Determining seismic profiles from a set of observations, *Computational Seismology*, Ed. V.I. Keilis-Borok Consult. Bureau, New York.
- Wiener, N. 1949, *Time Series*, M.I.T. Press, Cambridge.
- Wiggins, R.A. 1972, The general linear inverse problem: Implications of surface waves and free oscillations for Earth structure, *Rev. Geophys. Space Phys.* 10, 251-285.

# YAZI VERENLER

## M. ALİ AK

1953 yılında İstanbul'da doğdu. 1978 yılında İ.Ü.F.F. Jeofizik Yüksek Mühendisliği bölümünden mezun oldu. Aynı yıl kısa bir süre MTA Enstitüsü Jeofizik Dairesi'nde çalıştıktan sonra TPAO'ya geçti ve burada sırasıyla sismolog, sismik ekip şefi ve sismik başjeofizikçisi olarak görev aldı. 1986 yılında atandığı Jeofizik Kalite Kontrol Müdürlüğü'nde ise, sismik saha ekiplerinin denetimi, teknik kalite kontrol ve veri toplama tekniklerinin geliştirilmesinden sorumlu başjeofizikçi olarak çalıştı. 1990 yılında geçici olarak Güneydoğu Anadolu Platform Projesine atandı ve halen sismik verilerin yorumlanması konusunda eğitim görmekte olup, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, EAEG üyesi ve IAGC için şirket temsilcisidir.



## TURAN KAYIRAN

1958'de Sorbon Üniversitesi Fen Fakültesi'nden lisans, 1960'da Fransız Petrol Enstitüsü'nden Y. Mühendislik diploması aldı. Paris Üniversite VI da 1960'da master, 1972'de doktora derecesi aldı. M.T.A.'da ve yurt dışında muhtelif yerlerde çalıştı. 1989 yılında Profesörlüğe yükseldi. Halen A.Ü. Fen Fakültesi'nde öğretim üyesidir.



## İLHAN OSMANŞAHİN

1958 yılında Trabzon'un Of ilçesinde doğdu. 1977 yılında İ.Ü. Fen Fakültesi Jeofizik Önlisans, 1980 yılında İ.Ü. Yerbilimleri Fakültesi Jeofizik Mühendisliği bölümlerinden mezun oldu. 1981 yılında K.T.Ü. Yerbilimleri Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne araştırma görevlisi olarak girdi ve aynı yıl bu üniversitede yüksek lisans öğrenimine başladı. 1983'de buradan mezun olarak o yıl içerisinde dört aylık kısa dönem askerlik görevini yaptı. 1989 yılında İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü'nden Doktora derecesini aldı ve halen K.T.Ü.'deki görevine devam etmektedir.



## İBRAHİM KARA

1949 yılında Tarsus'ta doğdu. 1974 yılında İ.Ü. Fen Fakültesi Jeofizik Y. Müh. Bölümü'nden mezun oldu ve aynı bölümde göreve başladı. 1982 yılında doktora tamamladı. 1984 yılında Y.Ü. Kocaeli Mühendislik Fakültesi Jeofizik Müh. Bölümü'ne Yardımcı Doçent olarak atandı. 1987'de tekrar İ.Ü. Mühendislik Fakültesi'ne öğretim üyesi olarak geçti. Halen aynı görevi sürdürmektedir.



## İSMET SINCER

1977 yılında İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Jeofizik Yüksek Mühendisliği Bölümünü bitirdi. 1980 yılında Amerika Birleşik Devletleri'ne master öğrenimi için gitti. 1984 yılında Ohio'da bulunan Bowling Green State Üniversitesi'nde master derecesi ile mezun oldu. Aynı yıl TPAO Arama Grubu Veri-işlem Müdürlüğü'nde araştırma jeofizikçisi olarak göreve başlayan Sincer, 1990 yılında Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı'nda doktora derecesini aldı. Halen TPAO'daki görevine devam etmektedir.



## ÖMER ALPTEKİN

1961 yılında İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Jeofizik-Jeoloji dalından mezun oldu. 1968'de Stanford Üniversitesi'nden Jeofizikte Master, 1973'de New Mexico Institute of Mining and Technology'den Jeofizikte Doktora derecelerini aldı. Aynı üniversitede 1969-1973 yılları arasında araştırma asistanlığı yaptı. 1973-1986 yılları arasında Karadeniz Teknik Üniversitesi'nde çalıştı ve Jeofizik Mühendisliği Bölümü Başkanlığı yaptı. 1979'da Doçent, 1986'da Profesör oldu. 1985'de MIT'de Fulbright Burslusu olarak Sismoloji konularında araştırmalar yaptı. Halen İstanbul Üniversitesi'nde öğretim üyesi ve Jeofizik Mühendisliği Bölümü Başkanı'dır. AGU, SSA, TUJJB ve TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası üyesi olup Sismoloji, Tektonik ve Sismik Prospeksiyon konularında çalışmaktadır.



# ODA ÜYELERİ

## SİCİL NUMARASI ADI SOYADI

|     |                    |
|-----|--------------------|
| 903 | K. Nezihi ÇALIK    |
| 904 | H. İpek KEFELİ     |
| 905 | Nilgün SAYIL       |
| 906 | Ayşel ŞEREN        |
| 907 | Ayfer ÜLPER        |
| 908 | H. Aydan SILKÜ     |
| 909 | Mustafa BEKTAŞ     |
| 910 | Hikmet ŞİŞECİOĞLU  |
| 911 | Zeki PERKTAŞ       |
| 912 | M. Hüseyin AYAYDIN |
| 913 | Özkan YOLAL        |
| 914 | Güven ALTAY        |
| 915 | İ. Maksut ÖZCENGİZ |
| 916 | Cahit ÇORUH        |
| 917 | Soner CAN          |
| 918 | Kubilay ACARTÜRK   |
| 919 | Kadem EKŞİ         |
| 920 | E. Dilek GÜRLER    |
| 921 | S. Balamir ÜÇER    |
| 922 | Şefik ATMAÇA       |
| 923 | Şenol ÖZYALIN      |
| 924 | Ragıp YILDIZ       |
| 925 | Ercüment ALUR      |
| 926 | Canan ULUSOY       |
| 927 | Cünay ÖZKÖPRÜLÜ    |
| 928 | Orhan BOYRAZ       |
| 929 | Kürşat BEKAR       |
| 930 | Z. Selma BAYMAN    |

## SİCİL NUMARASI ADI SOYADI

|     |                    |
|-----|--------------------|
| 931 | K. Murat CİNAN     |
| 932 | Temel KAZANCI      |
| 933 | Ali SAYDAM         |
| 934 | Metin ÖZMEN        |
| 935 | A. Osman ÖNCEL     |
| 936 | Oktay DOĞAN        |
| 937 | Ümit ÖRKENBAŞ      |
| 938 | Necla TAŞOVA       |
| 939 | Emin DEMİRBAĞ      |
| 940 | Ahmet TANGÜN       |
| 941 | Lütfik KANLI       |
| 942 | Salim GÜMÜŞ        |
| 943 | Fuat ÖZAYDEMİR     |
| 944 | Burhanettin GÜMÜŞ  |
| 945 | Erkan ÜÇÜNCÜ       |
| 946 | A. Gül SİREL       |
| 947 | Recep ÇAKIR        |
| 948 | H. Muharrem ÖZTÜRK |
| 949 | Turan KURT         |
| 950 | Levent ATAY        |
| 951 | Hakkı YALÇIN       |
| 952 | Sabahattin TURGUT  |
| 953 | Metin MIHÇI        |
| 954 | Kamil DİNÇ         |
| 955 | Ayşe SEYİS         |
| 956 | M. Hakan GÜNGÖR    |
| 957 | Saffet SANCAK      |

# REKLAM VEREN FİRMALAR

## HORIZON JEOFİZİK VE JEOTEKNİK SİSTEM VE HİZMETLER LİMİTED ŞİRKETİ

Horizon Ltd. Şirketi Türkiye pazarında Jeofizik, Jeoteknik, Maden ve Oşinografi konularında faaliyet göstermektedir. HORIZON Ltd. Şirketinin çalışma konuları satış, satış sonrası servis ve mühendislik, danışmanlık hizmetleri olmak üzere iki ana gruba ayrılmaktadır.

### A. SATIŞ VE SATIŞ SONRASI HİZMETLER

1. Jeofizik sistem ve cihazlar
2. Jeoteknik etüd amaçlı cihazlar
3. Oşinografik sistemler ve cihazlar
4. Madencilik sektörüne yönelik bilgisayar programları

### B. MÜHENDİSLİK VE DANIŞMANLIK HİZMETLERİ

1. Jeofizik ve Jeoteknik Etüd hizmetleri
2. Her türlü jeofizik ve jeoteknik verilerin bilgisayarla işlenmesi ve değerlendirilmesi
3. Oşinografik hizmetler
4. Madencilik, tarımsal ve arkeolojik amaçlı etüd hizmetleri
5. Rezerv tespiti, üretim kontrolü, kazı kontrolü v.s konularında danışmanlık ve mühendislik hizmetleri

Horizon her türlü yeni yöntem ve sistemlerin Türkiye'de tanınmasına ve kullanılmasına yardımcı olmaktadır. Halen çalışma konularında dünyanın lideri firmaların Türkiye tek yetkili temsilcisi olan HORIZON, bu firmalarla Türk mühendisleri arasında bilgi alışverişine büyük önem vermektedir. Horizon modern teknolojinin Türkiye'de uygulanmasına yönelik titiz çalışmalarını başarıyla sürdürmektedir.

## MADEN TETKİK VE ARAMA GENEL MÜDÜRLÜĞÜ

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü 1935 yılında 2804 sayılı özel kanunla kurulmuş olup, bugün Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı'na bağlı bir kamu kuruluşudur.

Kuruluşun amacı; başta madencilik olmak üzere, muhtelif sektörlerin ihtiyaç duyduğu, değişik amaçlı ve ölçekli temel jeoloji, mühendislik jeoloji ve yerbilimleri ile ilgili araştırma ve çalışmaları gerçekleştirmek, ayrıca, işletmeye elverişli her türlü maden ve endüstriyel hammadde sahalarında gerekli etüd ve arama faaliyetlerini yürütmek, mevcut ekonomik potansiyeli bularak ortaya çıkarmak, bunların en verimli işletilmesine imkân sağlayacak fizibilite raporlarını hazırlamaktır.

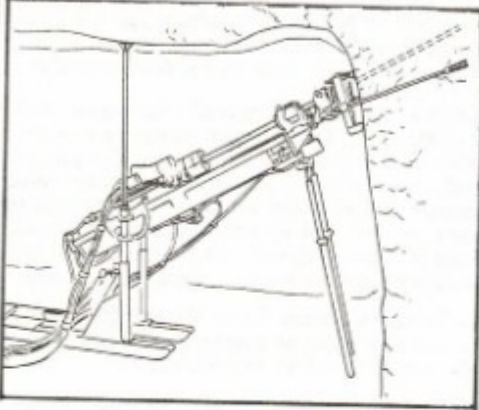
Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, işletmeciler bir kuruluş olmayıp, kuruluş amacına yönelik çalışmaları yapan, bir diğer deyişle, hizmet üreten bir kuruluştur.

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, çalışma alanına giren hizmetleri Ankara'da bulunan Merkez ve tüm üle satışına yayılmış olan oniki Bölge Müdürlüğünden oluşan taşra teşkilatları ile yürütmektedir.



# TEKSON

TEKNİK SONDAJ SANAYİ LTD. ŞTİ.



- \* BARAJ AKS YERİ VE PERDE ENJEKSİYONLARI
- \* DERİVASYON VE ENERJİ TONELLERİ KONTAK KONSOLİDASYON ENJEKSİYONLARI
- \* 600 m. DERİNLİĞE KADAR ARAŞTIRMA VE MADEN ARAMA SONDAJLARI
- \* TEMEL SONDAJLARI
- \* JEOLojİK VE JEOfİZİK ETÜDLER

\* 100 DEN FAZLA MÜHENDİS VE TEKNİK ELEMAN KADROMUZ, 25 ADET MAKİNA VE ENJEKSİYON POMPAMIZ İLE AYLIK İŞ KAPASİTEMİZ YAKLAŞIK 10.000 METRE SONDAJ VE ENJEKSİYONDUR.

\* SONDAJ VE ENJEKSİYON İŞLERİ ŞİRKETİMİZ TARAFINDAN TAMAMLANAN BARAJ YERLERİ

- ALTINKAYA BARAJI
- HANCAĞIZ BARAJI
- AYITLIDERE BARAJI
- YARSELİ BARAJI
- KIRKLARELİ BARAJI
- SEKKÖY BARAJI
- NERGİSLİK BARAJI
- BATMAN BARAJI DERİVASYON TONELİ
- KAYACIK BARAJI DERİVASYON TONELİ

\* DEVAM EDEN İŞLERİMİZ

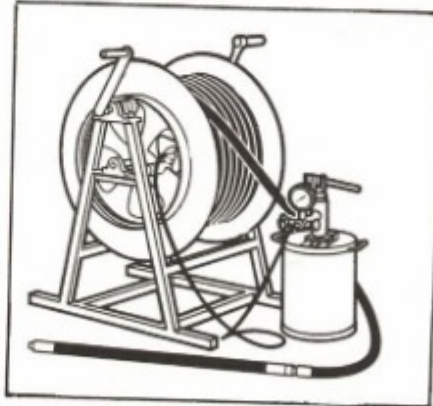
- KEMERKÖY BARAJI
- DİCLE BARAJI
- GEZENDE BARAJI
- ÇAYBOĞAZI BARAJI

\* AYRICA ORTAK KURULUŞUMUZ OLAN SİMTES AŞ. HERTÖRLÜ ELMASLI SONDAJ MATKAP VİDYE MATKAP VE TÖM DELİK İÇİ SONDAJ TAKIM DİZİSİNİ İMAL ETMEKTE OLUP ÖZEL VE KAMU KESİMİNDE YURT İHTİYACININ ÖNEMLİ BİR BÖLÜMÜNÜ KARŞILAMAKTADIR.

\* ADRES :

CINNAH CADDESİ 11/2  
06680-ÇANKAYA / ANKARA

TEL : 128 17 94 - 167 76 54  
FAX : 167 48 85





# **TÜRKİYE KÖMÜR İŞLETMELERİ KURUMU GENEL MÜDÜRLÜĞÜ**

1991 YILINDA 42 MİLYON TON  
LİNYİT - ASFALTİT ÜRETİMİ VE  
150 MİLYAR TL. YATIRIM HEDEFİ  
İLE YURT HİZMETİNDE



TESHİN, SANAYİ VE TERMİK  
SANTRALLARIN KÖMÜR İHTİYACINI  
KARŞILAYAN EN BÜYÜK KURULUŞ

**TÜRKİYE 12. JEOFİZİK KURULTAYI**

12 th GEOPHYSICAL CONVENTION OF  
TURKEY

**11 - 15 Mart 1991  
ANKARA**

MARCH 11-15, 1991

**BİRİNCİ DUYURU**

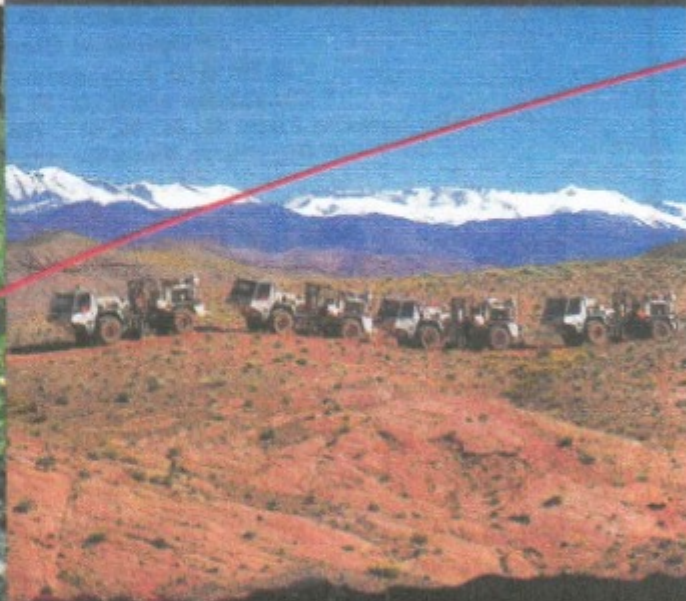
FIRST ANNOUNCEMENT



**TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ  
ODASI**

THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL  
ENGINEERS OF TURKEY

The proven technology to help you reduce risk and increase your success rate – worldwide.



**HGS**

**Halliburton Geophysical Services**

6909 Southwest Freeway Houston, TX 77074 Ph: (713) 774-7561 FAX: (713) 778-3487/Telex: 76-2781



A Halliburton Company



# HORIZON

JEOFİZİK VE JEOTEKNİK SİSTEM VE HİZMETLER LTD. ŞTİ.

## McSeis 160MX

**McSeis 160MX 24 Kanallı Sismograf Sığ Sismik Çalışmaları; VSP Crosswell Tomografi ve Yeraltı Suyu Araştırmalarında; Mühendislik (Geo-Engineering) ve Çevre Araştırmalarında kullanılan çok pratik bir sistemdir. McSeis 160MX Görüntü Birimi, Kayıt Modülü ve Operasyon Kontrol Ünitesi ile birlikte yekpare bir yapıda su geçirmez olarak en zor şartlara göre dizayn edilmiştir.**

- \* 24 Kanala Ek Olarak AUX Kanallı.
- \* Opsiyonel Olarak 12 veya 48 Kanallı.

- \* 12 Bit A/D Rezolasyonu ve 20K Ohm Input Empedans.

- \* Örneklem aralıkları 62.5, 125, 250, 500, 1000 ve 2000  $\mu$ s

- \* 3 Hz Low-Cut Filtre 48, 64, 96, 192, 768, 1536 v 3072 Hz Seçilebilir High-Cut filtreler.

- \* Gürültü ve Arazi Kayıtları İçin Real-Time CRT Monitörü.

- \* Termal Printere Bağlantı İçin Çıkış.

- \* 3,5 İnc'lik Disket Sürücü.

- \* Değişik Jeofon Dizilimleri İçin Menü Kontrollü Gain Ayarı.

- \* En Kaliteli Sismik Kayıt İçin Stack-Hold ve Stack-Preview Fonksiyonları.

- \* Kendi Kendini Kontrol Edebilme ve Test Etme Yeteneği.

Mesnevi Sokak 19/10 06690 Çankaya/ANKARA Tel: (90-4) 141 00 25 - 141 00 26 Fax: (90-4) 141 00 27



**JEOFİZİK VE JEOTEKNİKTE YÜKSEK KALİTE, SÜREKLİ TEKNİK DESTEK**

OYO GEOSPACE'in Türkiye Tek Yetkili Temsilcisi HORIZON LTD. Şirkettir.

Ayrı ADS