

JEOFİZİK

CİLT 8, SAYI 1/MART 1994

VOL. 8, NO. 1/MARCH 1994

Kübik Spline B-ara Değer Bulma Yöntemi ile Tomografik Hız Çözümlemesi ve Derin Sismik Kabuk Verisine Uygulanması
Günay ÇİFÇİ ve A. MICHELINI

Kuyu içi Sismik Tomografi Uygulamaları
Aybige AKINCI, A. Güngör TAKTAK ve Erkan AY

Kuzey Ontario'daki Yüzey Çökellerinin Elektriksel Özellikleri
O. Metin İLKİŞİK, J. David REDMAN
ve David W. STRANGWAY

Yukarı Analitik Uzamın Yöntemi ile Alçak Geçişli Süzgeçlerin Eşlemesi
Rahmi PINAR, Zafer AKÇİĞ ve H. Ahmet ÖZEREN

Gravite Yönteminde Güç Spektrumunun Değişik Modellere Uygulanması
Mustafa AKGÜN, Zafer AKÇİĞ ve Rahmi PINAR

Sedimanter Basenlerin Gravite Anomalilerinin Hızlı Yorumunda Kolay Bir Yöntem
Bülent ORUÇ

Üç Bileşen Sismik Verilerin Polarizasyon Analizi
H. Süleyman BASA, M. Fırat ÖZER, İlhan OSMANŞAHİN
ve Özer KENAR

Tomographic Velocity Analysis with Cubic B-Spline Interpolation Method and the Application to Deep Seismic Crustal Data
Günay ÇİFÇİ and A. MICHELINI

Seismic Tomographic Applications in Boreholes
Aybige AKINCI, A. Güngör TAKTAK and Erkan AY

Electrical Properties of Surficial Deposits in Northern Ontario
O. Metin İLKİŞİK, J. David REDMAN
and David W. STRANGWAY

Combination of Upward Analytical Continuation Method and Low-pass Filters
Rahmi PINAR, Zafer AKÇİĞ and H. Ahmet ÖZEREN

Interpretation of the Gravity Data due to Various Models by means of Fourier Power Spectra
Mustafa AKGÜN, Zafer AKÇİĞ and Rahmi PINAR

A Simple Method for Rapid Interpretation of Gravity Anomalies Caused by Sedimentary Basins
Bülent ORUÇ

Polarization Analysis of Three Component Data
H. Süleyman BASA, M. Fırat ÖZER, İlhan OSMANŞAHİN
and Özer KENAR



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE



JEOFİZİK

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

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**

Adına Sahibi ve Sorumlu
Yazı İşleri Müdürü
Osman DEMİRAĞ

**YÖNETİM KURULU
Executive Committee**

Osman DEMİRAĞ
Sinan KAVUKÇU
Gönül KILIÇ
Cemal GÖÇMEN
M. Ali AK
Mehmet ALTINTAŞ
T. Fikret AKSU

EDİTÖR

Editor
Ahmet Tuğrul BAŞOKUR

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**

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

DİZGİ VE BASKI

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

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

Published Twice a Year
in March and September

ISSN 0259-1472

CİLT 8, SAYI 1/MART 1994 VOL. 8, NO. 1/MARCH 1994

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

KÜBİK SPLİNE B-ARA DEĞER BULMA YÖNTEMİ İLE TOMOGRAFİK HIZ ÇÖZÜMLEMESİ VE DERİN SİSMİK KABUK VERİSİNE UYGULANMASI 3	
Tomographic Velocity Analysis with Cubic B-Spline Interpolation Method and the Application to Deep Seismic Crustal Data Günay ÇİFÇİ ve A. MICHELINI	
KUYU İÇİ SİSMİK TOMOGRAFİ UYGULAMALARI 15	
Seismic Tomographic Applications in Boreholes Aybige AKINCI, A. Güngör TAKTAK ve Erkan AY	
KUZEY ONTARIO'DAKİ YÜZEY ÇÖKELLERİNİN ELEKTRİKSEL ÖZELLİKLERİ 35	
Electrical Properties of Surficial Deposits in Northern Ontario O. Metin İLKİŞİK, J. David REDMAN ve David W. STRANGWAY	
YUKARI ANALİTİK UZANIM YÖNTEMİ İLE ALÇAK GEÇİŞLİ SÜZGEÇLERİN EŞLEMESİ 45	
Combination of Upward Analytical Continuation Method and Low-pass Filters Rahmi PINAR, Zafer AKÇİĞ ve H. Ahmet ÖZEREN	
GRAVİTE YÖNTEMİNDE GÜÇ SPEKTRUMUNUN DEĞİŞİK MODELLERE UYGULANMASI 63	
Interpretation of the Gravity Data due to Various Models by means of Fourier Power Spectra Mustafa AKGÜN, Zafer AKÇİĞ ve Rahmi PINAR	
SEDİMANTER BASENLERİN GRAVİTE ANOMALİLERİNİN HIZLI YORUMUNDA KOLAY BİR YÖNTEM 71	
A Simple Method for Rapid Interpretation of Gravity Anomalies Caused by Sedimentary Basins Bülent ORUÇ	
ÜÇ BİLEŞEN SİSMİK VERİLERİN POLARİZASYON ANALİZİ 77	
Polarization Analysis of Three Component Data H. Süleyman BASA, M. Fırat ÖZER, İlhan OSMANŞAHİN ve Özer KENAR	
YAZI VERENLER 90	
TEZ ÖZETLERİ 93	
ODA ÜYELERİ 96	

KÜBİK SPLİNE B- ARA DEĞER BULMA YÖNTEMİ İLE TOMOGRAFİK HIZ ÇÖZÜMLEMESİ VE DERİN SİSMİK KABUK VERİSİNE UYGULANMASI

Tomographic Velocity Analysis with Cubic B- Spline Interpolation Method and the Application to Deep Seismic Crustal Data

Günay ÇİFÇİ* ve A. MICHELINI**

ÖZET

P- ve S- dalgalarının ilk kırılmaları girdi verisi olarak kullanılarak kabuğun belirli bir derinliğe kadar olan kısmının hız yapısı tomografi yöntemi ile saptanabilmektedir. P- ve S- hız modelleri kübik B- spline değişirgenlerine ayırma yöntemi kullanılarak ters çözüm tekniği ile saptanabilir. Elastik hız modellerini oluştururken, en küçük kareler yaklaşımı ile kalıntı (residüel) varış zamanları en küçük yapılır. Problemi doğrusallaştırma başlangıç modelin yineme olarak çözümüne dayanmaktadır. Doğrusallaştırmadaki hatalar, veri tipi, başlangıç modeli, ışın izleme tekniği ve düşük katlama gibi nedenler sonuç modelin hesaplanmasını etkiler. Sabit bir grid geometrisinde kübik B- spline ile hesaplanan hız modelinin kestirimindeki belirsizlik, ters çözüm yöntemindeki başka bir sorundur. Buradaki örnekte tomografi çalışmasının öncelikle kuramı verilmiş, sonrada gerçek arazi verisine uygulanmıştır. Bunun sonucu kabuğun, 2.5 km derinliğine kadar olan kısmının hız modelleri yapılmıştır. Arazi verisi Kalabryada (Güney İtalya) 30 km uzunluğunda Derin Sismik Kabuk Çalışması'nda 31 dinamit atışı 9 değişik atış noktasında, 384 kanallı kayıt sistemi ve 3 değişik bileşenli (biri düşey (P- dalgası), 2 yatay (SH ve SV) bileşen)) jeofon düzeneği ile alınmıştır.

Düğümlerdeki hızların ters çözüm gridlemesi (1.6 ve 0.5 km (düğüm) node aralığı ve derinliktir) profil

ABSTRACT

First breaks of P- and S- waves data can be used as inputs and the velocity structure of the upper crust can be determined using the tomographic inversion methods. P- and S- velocity models are determined with the tomographic techniques using cubic B- spline parameterization. Travel-time residuals are minimized in least-square sense for the construction of velocity models. Solutions are found by linearizing the problem and improving iteratively the initial model. Errors in linearization, data type, initial model, ray-tracing technique and low ray coverage effect the calculation of the final model. In a fixed geometry, uncertainty of estimation for the calculated velocity model is another difficulty in inversion techniques. Here, the example of tomographic study was explained firstly in theory, later the method was applied to the real field data. As a result of application, the velocity models of upper part of crust (2.5 km depth) are defined. Field data were collected in Calabria (South Italy). Deep Seismic Sounding was carried out with 31 dynamite shots at 9 different shot points in 30 km profile length using a moveable 384 seismic channels having 3 different components (one vertical (P- wave) and two horizontal components (SH-, SV-)).

* Dokuz Eylül Üniversitesi, Müh. Fak., Jeofizik Bölümü, 35100 Bornova-İzmir.

** CNR-Istituto Talassografico, 34123 Trieste-Italy

boyunca yapılmıştır. 2204 varış zamanı ters çözümde kullanılmış ve en küçük kareler (RMS) kalıntı zaman değerleri 0.046 sn den 0.017 sn e düşmüştür. En son elde edilen RMS kalıntı değeri, verinin tahmin edilen standard hata miktarına yakındır. Öncelikle P- dalgasının ilk varışları kullanılarak tomografik hız kesiti elde edilmiştir. Gerek jeolojik çalışmalardan, gerekse laboratuvar çalışmaları ile elde edilen hız değerleri ile tomografik P- hız modeli arasında çok iyi bir geometrik ilişki kurulmuştur. Bu geometrik ilişki, yüzeylenmiş alt kabuk kesitin jeolojik yorumuna dayanmaktadır. Bununla birlikte bulunan hız değerleri, araziden alınan kayac örneklerinin laboratuvar ölçümlerinden belirlenen hız değerlerinden düşük çıkmıştır. S- dalgaları içinde hız yapısının ortaya konmasında yöntem iyi sonuç vermemiştir. Bunda çok uzun ofset uzaklığı, sınırlı katlama ve hatalı S- ilk varış okumaları etken olabilir.

Inversion grid of the velocity nodes was set along the profile. RMS residual time values for the 2204 arrival times used in the inversion, were found to the decrease from 0.046 to 0.017 seconds. The final RMS residual value is close to the estimated standard error of the data. Firstly, the first breaks of P- waves were used to get tomographic velocity section. A very good geometrical correlation was found between tomographic P- velocity model and the velocities from laboratory tests and geological interpretation. This geometrical correlation depends on the geological interpretation of outcropped lower crust. However, the resolved velocity values are lower than those determined in laboratory tests on the same rock samples. The method was applied to the S- velocities but the results were found unstable. Long offset distance, low coverage and errors in readings of S- first breaks can be effective.

GİRİŞ

Küçük B- spline ara değer bulma ile sismik dalga varış zamanlarının ters çözüm yöntemi Michelini (1991) tarafından deprem verileri için geliştirilmiştir. Yöntem değiştirgenlerine ayrılmış küçük B- spline temel fonksiyonlarını kullanarak bir hız fonksiyonu oluşturmaktan ibarettir. Başlangıç modelinin kalıntı varış zamanları, sönümlü en küçük kareler yöntemi ile en küçük yapıdır. Verilen doğrusal olmayan varış zamanları hesaplamalarında, algoritmanın uygun yakınsaması için pek çok yinleme yapılmaktadır. Yakınsama oranı sönümleme parametresi (damping factor) ile kontrol edilir ve varış zamanlarının kısmi türevlerinin tekil matrisinin ters çözümü ile bulunur. Ters çözüm tekniği, Thurber (1983) tarafından geliştirilen hiposantır yerleri ve hız yapısı belirlemesine benzer şekilde uyarlanmıştır. Temel farklılık hız model değiştirgenin ayrık hale getirilmesidir. Thurber'in (1983) yöntemi ayrık grid noktalarında (nod veya düğüm noktalarında) hızların belirlenmesidir. Bir hücre içerisindeki hızlar, doğrusal ara değer bulma ile (linear B- spline) 3B grid içerisinde hesaplanan sekiz nodla sınırlanmıştır. Hız modeli her grid noktasında sürekli birinci türeve sahip ve sabittir. Burada yöntem, küçük B- spline'da hız modeli parametrik hale getirilerek ikinci türevlerinin olduğu her yerde hız modeli sürekli hale getirilerek uyarlanmıştır. Firbas (1987) sismik profillerin 2B hız modelleri için benzer değiştirgenlerine ayırma yöntemini uygulamıştır. Buradaki doğrusal ve küçük B- spline değiştirgenlerine ayırma yöntemleri sırasıyla LS ve CS'dir.

TOMOGRAFİK HIZ ÇÖZÜMLEME YÖNTEMİ

Değişik araştırma grupları (Spencer ve Gubbins 1980, Pavlis ve Booker 1980) birbirlerinden bağımsız ola-

rak küçük B- spline parametre yöntemini araştırmışlar ve sismolojide sismik dalga hızı/hiposantır dağılımına yeni bir teknik olarak uygulamışlardır. Doğrusal B- spline l_i , $N+1$ boyutunda L_N parçalı sürekli (piecewise) doğrusal fonksiyonun vektör uzayından alınmıştır (Lancaster ve Salkauskas 1986). $N+1$ toplam düğüm sayısı (grid) noktalarıdır ve x_k ($k=0,1,\dots,N$) x- ekseninde yer alır. Bu fonksiyonlar sınır şartlarını aşağıdaki gibi sağlar.

$$l_i(x_k) = \delta_{ik} = \begin{cases} 1 & i=k \text{ ise} \\ 0 & i \neq k \text{ ise} \end{cases} \quad i,k=0,1,\dots,N \quad (1)$$

ve değişik araştırmacılar tarafından farklı isimlerle adlandırılmıştır (tente, piramit ve şapka fonksiyonları). Burada, δ_{ik} birim impuls fonksiyonudur ve "doğrusal B-spline" (Bartels ve diğ. 1987) aşağıdaki gibi tanımlanır:

$$l_0(x) = \begin{cases} \frac{x-x_1}{x_0-x_1} & x_0 \leq x \leq x_1 \\ 0 & x_1 \leq x \leq x_N \end{cases} \quad (2)$$

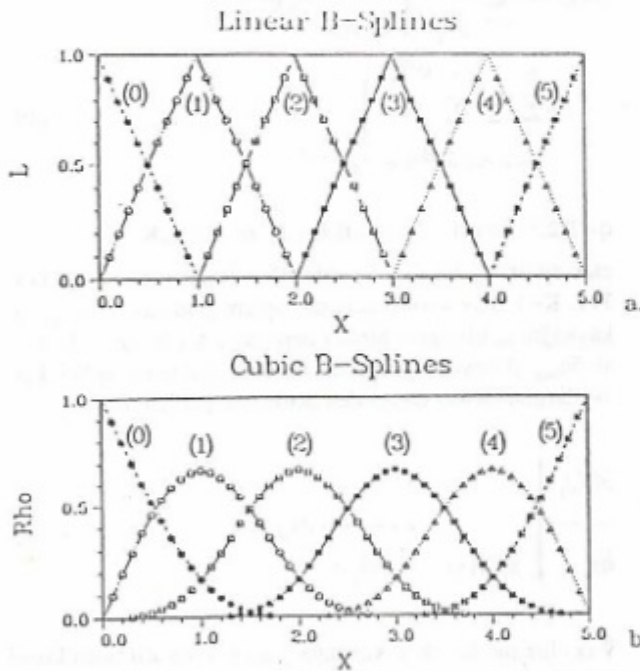
$$l_j(x) = \begin{cases} 0 & x_0 \leq x \leq x_{j-1} \\ \frac{x-x_{j-1}}{x_j-x_{j-1}} & x_{j-1} \leq x \leq x_j \\ \frac{x-x_{j+1}}{x_j-x_{j+1}} & x_j \leq x \leq x_{j+1} \\ 0 & x_{j+1} \leq x \leq x_N \end{cases} \quad (3)$$

$$I_N(x) = \begin{cases} 0 & x_0 \leq x \leq x_{N-1} \\ \frac{x - x_{N-1}}{x_N - x_{N-1}} & x_{N-1} \leq x \leq x_N \end{cases} \quad (4)$$

Bu fonksiyonların bir örneği Şekil 1'de gösterilmiştir. Temel fonksiyonları (lineer B- spline), $V(x)$ ara değer bulma fonksiyonu (burada hız) herhangi bir x değerinde hesaplanabilir.

$$V(x) = I_0 V_0 + \dots + I_N V_N = \sum_{i=0}^N I_i(x) V_i \quad (5)$$

Kübik B-spline formülü, $N+3$ boyutlu, S_N vektör uzayından olan p_k temel fonksiyonlar kümesidir. Bir kübik spline fonksiyonunu $N+1$ düğümlerinde belirlemek için iki ek kısıtlamaya gerek vardır. Sınır düğümlerinde ($i=0, N$) sıfıra eşit olan ara değeri bulunmuş fonksiyonun ikinci türevlerinde kısıtlanmış olarak uyarlanmıştır. Bu temel fonksiyonlar Şekil 1'de gösterilmiştir. LS ve CS arasındaki temel farklılık aralık sayısının ara değer bulmaya getirdiği kolaylıktır.



Şekil 1. Eşit aralıktaki düğüm noktalarındaki temel fonksiyonlar. a) Doğrusal, b) Kübik temel fonksiyonlar ilk ve son düğümlerde ikinci uzaysal türevleri sıfır değerine sahiptir.

Fig. 1. The basis functions with equally spaced knots. a) Linear, b) Cubic basis functions having zero value of the second spatial derivatives at the first and last knot.

İlke olarak kübik B-spline eşit olmayan aralıklarda tanımlanabilir. Hesaplama kolaylığı ve hızı için üç uzaysal koordinatın herbirinde eşit aralık kullanılır. Normalize edilmiş kübik B-spline fonksiyonları sınır koşulları p 'lar (Micheline 1991) ektaki gibi verilebilir. Doğrusal B-spline durumunda herhangi bir x değerinde hızın bulunması:

$$V(x) = \rho_0 a_0 + \dots + \rho_N a_N = \sum_{i=0}^N \rho_i(x) a_i \quad (6)$$

a_i , i . düğümdeki hız katsayısı (veya CS)'dır. Uygulamada, CS katsayıları gridin düğüm noktalarında belirtilen başlangıç hız değerlerini kullanarak ters çözümün ilk yinelemesinde hesaplanır.

$$v_i = \sum_{j=0}^N P_{ij} a_j \quad i,j=0,1,\dots,N \quad (7)$$

$$v = Pa$$

$$v_i = V(x_i)$$

ve

$$P_{ij} = \rho_i(x_j)$$

olarak verilir. a , katsayıları P kare matrisinin tersi alınarak aşağıdaki gibi kolayca hesaplanabilir.

$$a = P^{-1}v \quad (8)$$

Kübik B-spline ara değer bulma üç boyutlu olduğunda, veri noktaları x, y, z üç dik kartezyen koordinat ekseninde $I+1, J+1$ ve $K+1$ eşit boşluktaki düğümler üzerinde yer alırlar. Örnekleme aralıkları her eksende eşittir, ama bir eksen diğerine değişebilir. Kübik B- spline temel fonksiyonları ρ_i^x, ρ_j^y ve ρ_k^z sırasıyla $I+3, J+3$ ve $K+3$ boyutlarındadır ve trikübik B- spline olarak adlandırılır. Gridin uç noktalarında da sınır koşullarından dolayı boyutlar $I+1, J+1$ ve $K+1$ boyutuna indirgenir. Bu fonksiyonların toplamını elde etmek için

$$C_{ijk}(x,y,z) = \rho_i^x(x) \rho_j^y(y) \rho_k^z(z) \quad (9)$$

$$i=0,1,\dots,I; j=0,1,\dots,J; k=0,1,\dots,K.$$

(x_i, y_j, z_k) 'de V_{ijk} veri değeri alınarak ara değeri bulunduğunda:

$$V(x,y,z) = \sum_{k=0}^K \sum_{j=0}^J \sum_{i=0}^I C_{ijk}(x,y,z) a_{ijk} \quad (10)$$

Pratik olarak üç boyutlu gridin düğüm noktalarından, V_{ijk} hız yapısı için ilk önce a_{ijk} trikübik B- spline katsayıları istenir ve denklem (11) de herhangi bir x, y, z 'deki ara değerleri veride bulunmalıdır.

$$C_{ijk}(x_i, y_m, z_n) = C_{ijkmin} \quad (11)$$

ve

$$V_{ijk} = \sum_{n=0}^K \sum_{m=0}^J \sum_{l=0}^I C_{ijklmn} a_{lmn} \quad (12)$$

$i, l = 0, 1, \dots, I-1, I$; $j, m = 0, 1, \dots, J-1, J$; $k, n = 0, 1, \dots, K-1, K$ olarak tanımlanırlar. ijk ve lmn indisleri $\alpha, \beta = 1, \dots, (I+1) \times (J+1) \times (K+1)$ olarak gösterildiğinde:

$$V_{\alpha} = \sum_{\beta=1}^{(I+1) \times (J+1) \times (K+1)} C_{\alpha\beta} a_{\beta} \quad (13)$$

ve $\alpha\beta$ katsayıları için çözüm bulunur (Michelini 1991).

Doğrusallaştırma ve yineme ters çözümde Pavlis ve Booker (1980) ile O'Connell (1986) dan yararlanılmıştır. Uygulamada kullanılan veri, derin sismik kabuk çalışmasında (Çifçi 1993), pek çok atıştan elde edilen ilk varış zamanlarından oluşmaktadır.

$(t_i)_j$: j . kaynak ile k . alıcıdan alınan i . varış zamanıdır. Bu veriler Boyuna ve Enine dalgaların hız yapılarının doğrusal olmayan fonksiyonlardır.

$(t_i)_j$ ifadesi:

$$(t_i)_j = \tau_j + T_i(x_k^r, x_j^e, v(x)) + (\varepsilon_i)_j \quad (14)$$

$i = 1, 2, \dots, n_j$; $j = 1, 2, \dots, n_c$; $k = 1, 2, \dots, n_s$

Burada, n_j : j . kaynak için ölçülen varış zamanları sayısı, n_c : atış sayısı, n_s : alıcı sayısı, τ_j : j . kaynağın başlangıç zamanı, $T_i(x_k^r, x_j^e, v(x))$: gerçek hız modeli (P veya S) aracılığı ile hesaplanan kaynak ve alıcı arasındaki i .ci varış zamanı, $(\varepsilon_i)_j$: j . kaynağın i . varış zamanı için okuma hatasıdır.

Kaynak ve alıcı arasındaki ışın yolu boyunca varış zamanı integrali alınarak hesaplanabilir.

$$T_i(x_k^r, x_j^e, v(x)) \equiv (T_i)_j = \int_{x_j^e}^{x_k^r} \frac{1}{v(x)} ds \quad (15)$$

Burada, d_s : ışın yolu boyunca alınan sonsuz küçük bir parçası, $V(x)$: hız modelidir. Spline formülleri kullanılarak:

$$V(x) = \sum_{k=0}^K \sum_{j=0}^J \sum_{l=0}^I C_{ijk}(x) a_{ijk} = \sum_{\alpha=0}^{mn} C_{\alpha}(x) a_{\alpha}$$

$$\alpha = 1, 2, \dots, m_n; \quad m_n = (I+1)(J+1)(K+1). \quad (16)$$

elde edilir.

Verilen n_c kaynağı ile ölçülen varış zamanları toplamı

$$N = \sum_{j=1}^{n_c} n_j \quad (17)$$

şeklinde. Amaç $V(x)$ hız yapısını, mn temel spline fonksiyonları aracılığıyla bulmaktır. Problemi çözmek için (15) denkleminin doğrusallaştırılması gerekir.

$$(t_i)_j = \hat{\tau}_j + \hat{T}_i(x_k^r, \hat{x}_j^e, \hat{v}(x)) + \delta T_i(x_k^r, \hat{x}_j^e, \hat{v}(x)) + (\varepsilon_i)_j \quad (18)$$

Burada $\hat{\tau}_j$: j . anda kestirilen başlangıç zamanı, $\hat{x}_j^e$: kaynak konumu, $\hat{v}(x)$: hız, $\hat{T}_i(\dots)$: daha sonraki kestirimler için hesaplanan varış zamanı, $\delta T_i(\dots)$: j . kaynaktan i . kalıntı (residüel) zamanın tanımlanması:

$$(\delta t_i)_j = (t_i)_j - (\hat{t}_i)_j$$

ile verilebilir. (18) denklemini genişletilmiş şekilde tekrar yazıldığında,

$$(\delta t_i)_j = \delta \tau_j + \sum_{q=1}^3 \frac{\partial(\hat{T}_i)_j}{\partial x_q} \bigg|_{x_j^e, v(x)} (\delta x_q)_j + \sum_{n=0}^K \sum_{m=0}^J \sum_{l=0}^I \frac{\partial(\hat{T}_i)_j}{\partial a_{lmn}} \bigg|_{x_j^e, v(x)} \varepsilon a_{lmn} + (\varepsilon_i)_j \quad (19)$$

$q = 1, 2, 3$; $l = 0, 1, \dots, I$; $m = 0, 1, \dots, J$; $n = 0, 1, \dots, K$;

elde edilir. x_q : uzaysal koordinatları $(x_1, x_2, x_3) \equiv (x, y, z)$, $I+1, J+1, K+1$ uzay koordinatlarda toplam grid sayısı, $(\delta x_q)_j$: j . kaynağın q . bileşenin birinci dereceden konumun eklenmesi, δa_{lmn} : 3 boyutlu gridin düğümünde hız temel spline katsayılarının birinci dereceden denkleme yüklenmesi,

$$\frac{\partial(\hat{T}_i)_j}{\partial x_q} \bigg|_{\hat{x}_j^e, \hat{v}(x)} = - \frac{1}{(\hat{x}_j^e)} \frac{dx_q}{ds}$$

$\hat{v}(x)$ hız modeli ile j . kaynağa göre i . varış zamanının kısmi türevleri

$$\frac{\partial(\hat{T}_i)_j}{\partial a_{lmn}} \bigg|_{\hat{x}_j^e, \hat{v}(x)} = - \int_{\hat{x}_j^e}^{x_k^r} \left(\frac{1}{\hat{v}(x)} \right)^2 \cdot \frac{\partial \hat{v}(x)}{\partial a_{lmn}} ds$$

j . kaynağın a_{lmn} katsayılarından i . varış zamanlarının kısmi türevleri denkleme girmektedir.

Modeldeki küçük değişiklikler de varış zamanlarında küçük değişikliklere neden olur (Pavlis ve Booker 1980). Değişik araştırmacılar (Spencer ve Gubins 1980, Pavlis ve Booker 1980) birbirlerinden bağımsız olarak sismik dalga hızı/hiposantir belirlemede parametre-ayırma tekniğini (parameter-separation) geliştirmişler ve uygulamışlardır. Genelde klasik ters çözüm probleminde:

$$b \equiv Ax \quad (20)$$

$$b \in \mathbb{R}^n$$

veri vektörü,

$$A \in \mathbb{R}^{n \times m}$$

doğrusal dönüşümü tanımlayan matris,

$$x \in \mathbb{R}^m$$

çözüm vektörü,

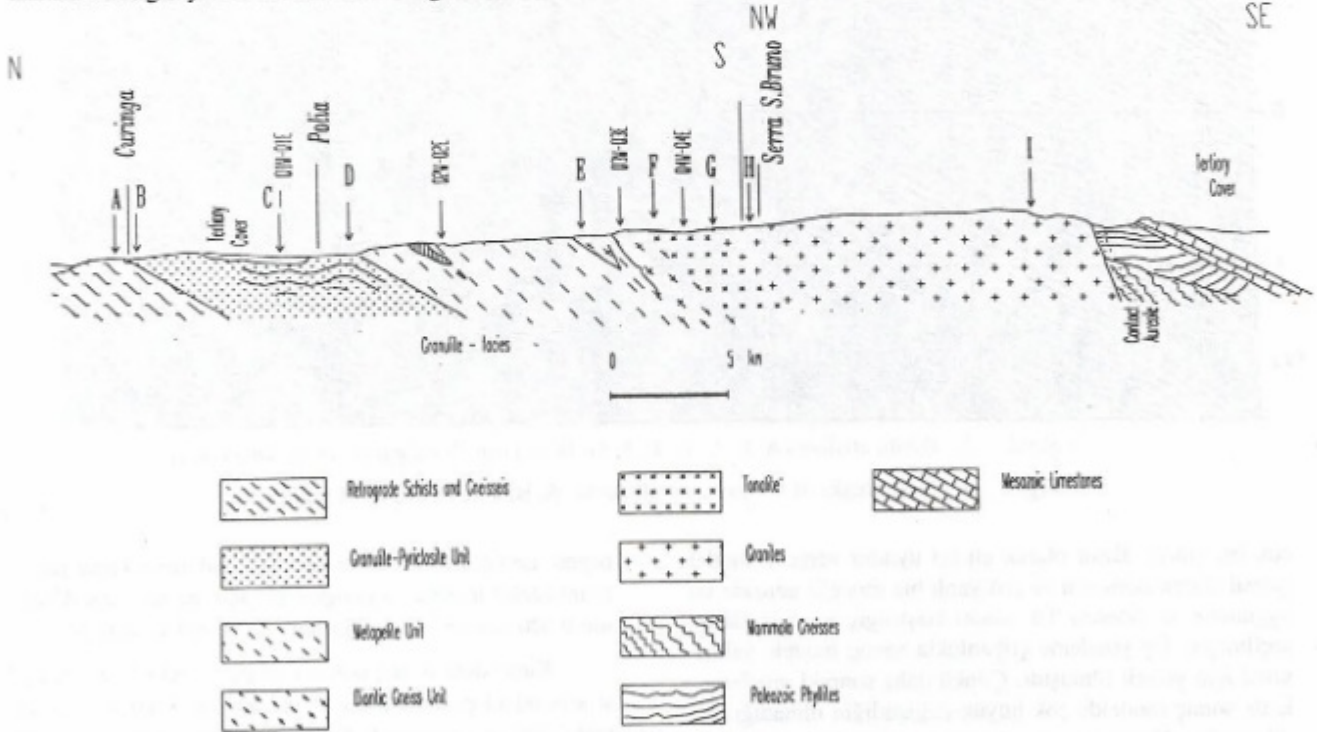
$$n > m$$

A matrisi, $0 \leq \text{rank}(A) \leq m$ olarak verilir. Burada, $\text{rank}(A) = m$ olduğu durumla ilgilenilmiştir. Problemin genel çözümü değişik araştırmacılar tarafından tartışılmıştır (Pavlis ve Booker 1980, Spencer ve Gubins 1980). Denklem (20), en küçük kareler minimum norm kriterine uyarlanmıştır. Sonuçları ve ayrılmılığı artırmak için mümkün olduğu kadar pek çok atıştan oluşan büyük bir veri grubu oluşturmak gerekir. Fakat o durumda da hesaplama zamanı ve bilgisayar bellek kullanımı olağanüstü artar.

TOMOGRAFİK HIZ ÇÖZÜMLEMESİNİN KALABRİYA (GÜNEY İTALYA) DERİN SİSMİK KIRILMA VERİLERİNE UYGULANMASI

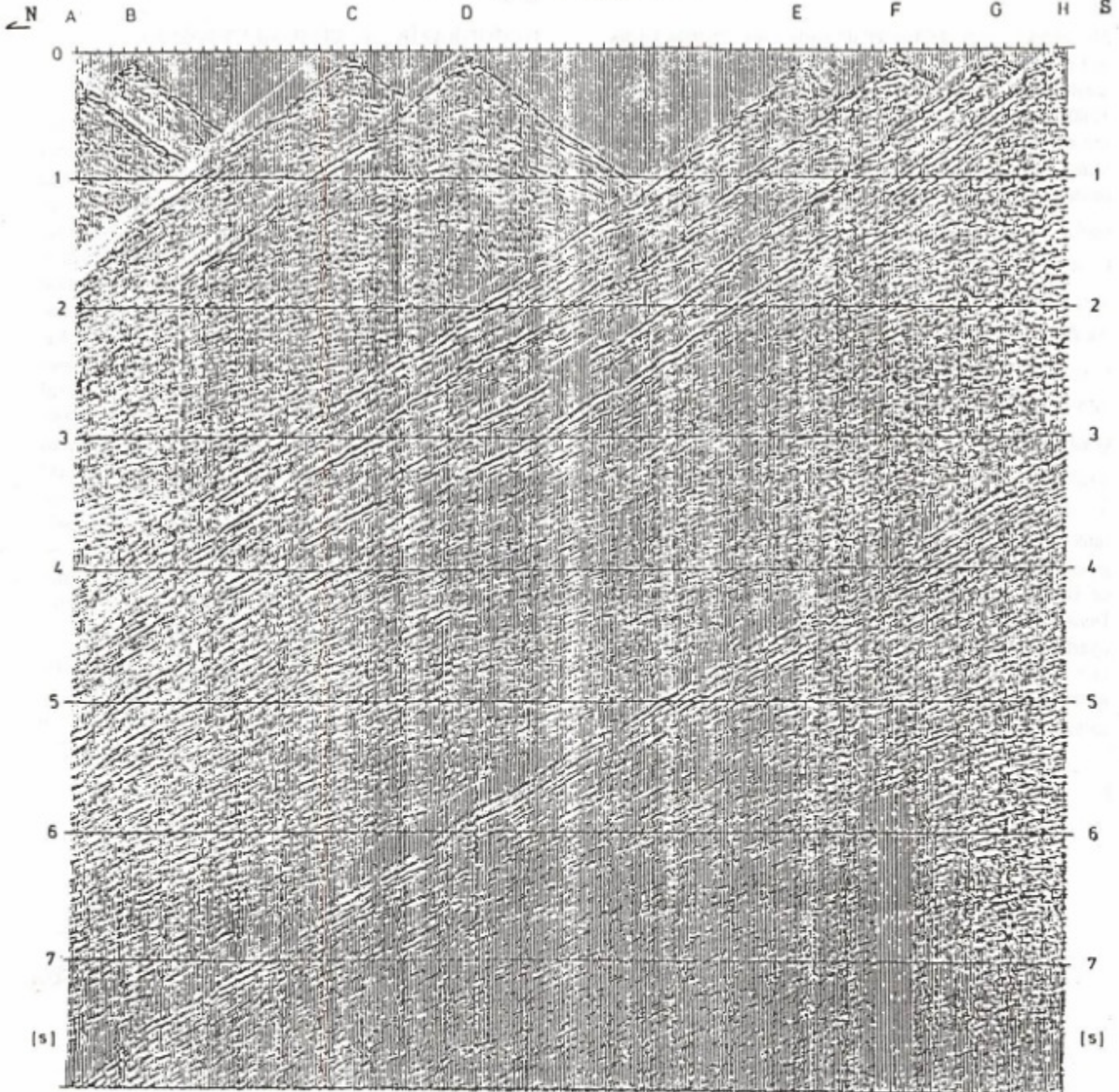
Şekil 2'de verinin alındığı arazide temel jeolojik birimler üzerinde atış noktaları görülmektedir. Arazı verisi alınırken Kalabriya'da (Güney İtalya) 30 km uzunluğunda Derin Sismik Kabuk Çalışması'nda 31 dinamit atışı 9 atış noktasında (A, B, C, D, E, F, G, H, I), 384 kanallı bir alıcı sistemi 3 serimde kaydırılarak ve 3 değişik bileşenli (birisini düşey (P- dalgası), 2 yatay (SH- ve SV-) bileşen)) jeofon düzeneği kullanılmıştır. Kalabriya- Serre dağlarında alt kabuğun açığa çıktığı alan 400 km² genişlikte ve 7-8 km kalınlıktadır. Daha önceden yapılan petrolojik ve petrofiziksel çalışmalarla alanın yüzeylenmiş tam bir kabuk kesiti olduğu gösterilmiştir (Schenk 1984, Kern ve Schenk 1988). 30 km uzunluğundaki sismik profil ile P- ve S- dalgaları kullanılarak hem yüzeylenmiş fosil kabuğun hemde güncel kabuğun sismik yansıma ve kırılma özellikleri incelenmiştir (Çifçi 1993). Bu alıcı sistemi ile 2500 den fazla örneklenmiş veri elde edilmiştir. Şekil 3'de P- dalgalarının ilk varışları gösterilmiş ve ilk kırılma veri grubu oluşturulmuştur. P- ilk kırılmaların doğruluğu kabaca 0.010 sn olarak kestirilmiştir. Toplam 2204 ilk varış zamanı kullanılmıştır.

Grid ağında toplam 200 düğüm olup, grid aralığı sırasıyla 1.6 ve 0.5 km yatay ve düşey koordinatlarıdır. Doğrusal-olmayan ters çözüm yöntemi için ilk başlangıç modeli



Şekil 2. Verinin alındığı Kalabriya (Güney İtalya)'da temel jeolojik birimler üzerinde A, B, C, D, E, F, G, H ve I atış noktalarının konumu (Schenk 1990, Çifçi 1993).

Fig. 2. The data were collected in the Calabria (South Italy) area with the position of the shot points A, B, C, D, E, F, G and I on the main geological units (Schenk 1990, Çifçi 1993).



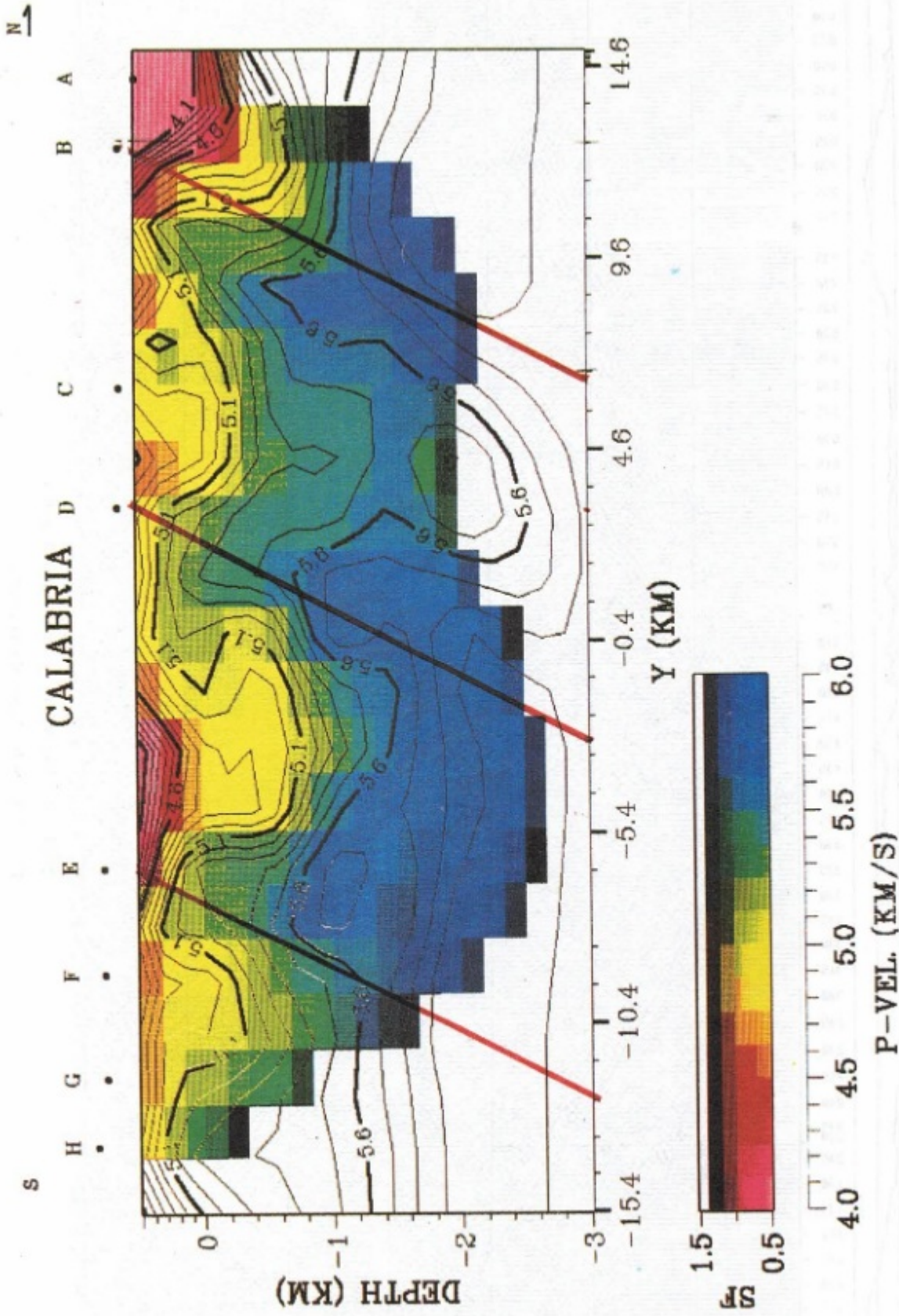
Şekil 3. Bütün atışlara (A, B, C, D, E, F, G, H ve I) ait P- dalgalarının ilk kırılmaları.

Fig. 3. First breaks of P- waves of all shots (A, B, C, D, E, F, G, H and I).

çok önemlidir. Basit olarak en iyi uyumu verecek model (yanal olarak homojen ve çift yanlı hız modeli) genelde en uygundur. Belirlenen 1B model başlangıç modeli olarak seçilmiştir. Üç yinleme çoğunlukla sonuç modele yakınsama için yeterli olmuştur. Çünkü daha sonraki yinlemelerde sonuç modelde çok büyük değişikliğin olmadığı görülmüştür. Kalıntı varış zamanları sönümlü en küçük kareler yöntemi ile başlangıç hız modeline eklenerek en küçük yapılmaya çalışılır. Algoritmada verilen doğrusal olmayan varış zamanlarının uygun yakınsaması için yinlemeler gerekmektedir. Yakınsama oranı, sönümlleme değis-

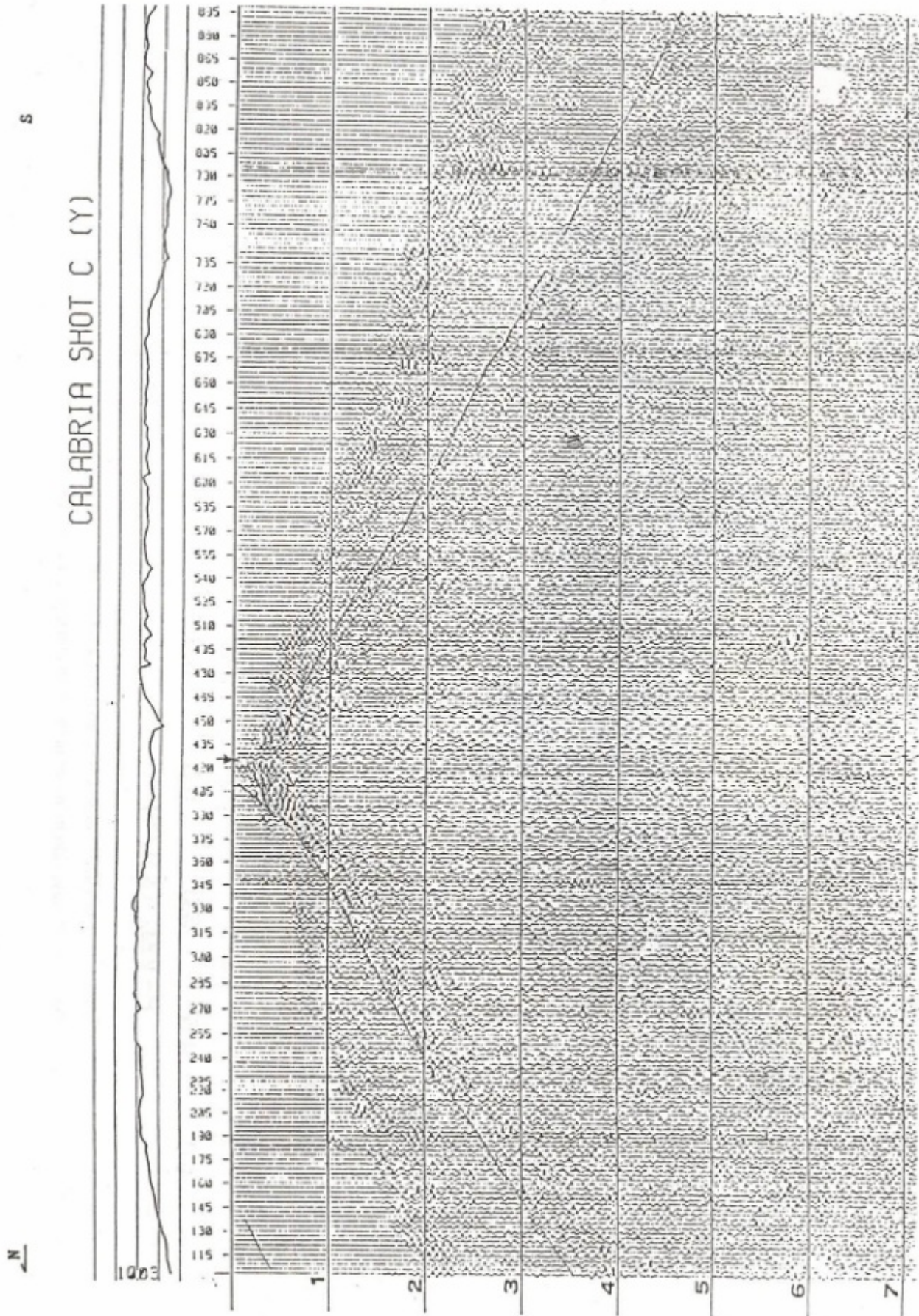
tirgeni ile kontrol edilir ve varış zamanlarının kısmi türevlerinin tekil matrisi ile dengelenir. Minimum RMS değerinin 0.020 den az olduğu durumlarda model seçilmiştir.

Kuzeydeki A atış noktası ile güneydeki H atış noktası arasındaki çözümlenmiş P- hız modeli Şekil 4'de görülmektedir. Atış noktası B Curinga-Grifalco (CF) fayının olduğu Hersinyen alt kabuğunun yüzeylendiği yerde yerleştirilmiştir. Burada P- hız modeli, (CF) kuzeye doğru yüzeye yakın yerde düşük hızlı (≤ 4 km/s) ani hız değişimini gösterir. Buradan CF fayının yanında göreceli olarak



Şekil 4. Tomografi sonucu elde edilen P- dalga hız modeli.

Fig. 4. P- wave velocity model of the result of tomographic calculation.



yüksek hız (B ve D atış noktaları arasında), jeolojik kesitin bitişik birimlerinden daha düşüktür. Bu jeolojik kesitde Schenk (1989) tarafından çoğunlukla metabazik kayalar az miktarda felsik granolit (alt Granolit-Pyriklasit Birim) olduğu gösterilmiştir. Atış noktası D, az miktarda metabazik ve migmatik paragnays içeren metakarbonat kayalarla Metapelit birimin alt kısmında yerleştirilmiştir. Atış noktaları D ve F arasındaki yüzeye yakın kısımda oldukça düşük hız tabakası fakat 1 km den daha derinlerde (5.7 km/s konturun yanındaki kuvvetli düşey hız gradyanına dikkat ediniz) daha yüksek hız değeri vardır.

Son olarak Metapelit ve Dioritik Gnaysın altındaki birimlerdeki kontakta belirgin olan hızlar işaretlenebilir (5.1 ve 5.6 km/s hız konturları).

Gösterilmiş bulunan jeolojik kesit ile P- hız modeli arasında bire bir ilişkiden söz edilemez. Burada geometrik bir ilişkiden söz edilebilir. Laboratuvar, İtli İletim (Pulse-Transmission) aleti ile 1-2 Mhz doğal frekansta çalışan piezo elektrik gönderici (transduser) kullanılarak araziden alınan kayaç örnekleri üzerinde hızlar hesaplanmıştır (Kern ve Schenk 1988). Gerçekten de, aynı jeolojik birimlerden alınan örnekler üzerinde laboratuvar deneylerinden belirlenen hızlardan tomografi sonucu elde edilen hızlar düşüktür. Bu farklılık pek çok nedenden kaynaklanabilir. Örneğin, makroskopik ayrışmalar, sıvı varlığı ve kayaçların üzerine binen düşük basınç sismik dalga hızını azaltabilir. Şekil 5'de pek çok atıştan sadece C noktasına ait olan S- arazi kayıtları görülmektedir. Şekil 6'da da tomografi sonucu bulunan S- hız modeli görülmektedir. P- hız modeli için elde edilen değerler S- için elde edilememiştir. Arazide yapılan sismik atışlar da S- için yapılan kayıtlar sınırlı kalmıştır. P ve S katlamasında farklı olup sadece A, C, D ve F atış noktalarından olan S- varışları kullanılabilmektedir. Algoritmada V_p/V_s bağlantısı da oluşturulamamıştır. Bunda hatalı S- ilk varışların okunması başlıca etkindir.

SONUÇLAR

Ayrımlık sınırları içerisinde jeolojik kesit ile P- hız modeli arasında iyi bir ilişki kurulmuştur. Çözümlemeler hız modeli ile jeolojik birimlerin dokanakları 2.5 km derinliğe kadar tanımlanabilmektedir. Haritalanan dokanaklar ile çözümlenmiş hız modelleri arasında geometrik bir ilişkiden söz edilebilir. Bununla birlikte, model aracılığı ile elde edilen sismik hız değerlerinin jeolojik yapı içerisindeki hızlardan düşük olduğudur. Hızların düşük olması iki neden ile açıklanabilir. Birincisi, ilk kırılmalarda sabit bir okuma hatasının olması, bunun etkisi ile tomografi tekniğinde hız modellerinin düşük değerli olmasıdır. Bu okuma hatasının giderilmesi için ilk kırılmalar değişik kereler okunup yeni veri grupları oluşturulmuştur. Burada net okunamayan kayıtlarda, zamanlar öne alınarak ilk kırılmaların okunması tekrar yapılmış bulunmaktadır. İkincisi de, sismik hızların yerinde (in situ) olarak ölçümüdür. Örneğin, ayrışma derece-

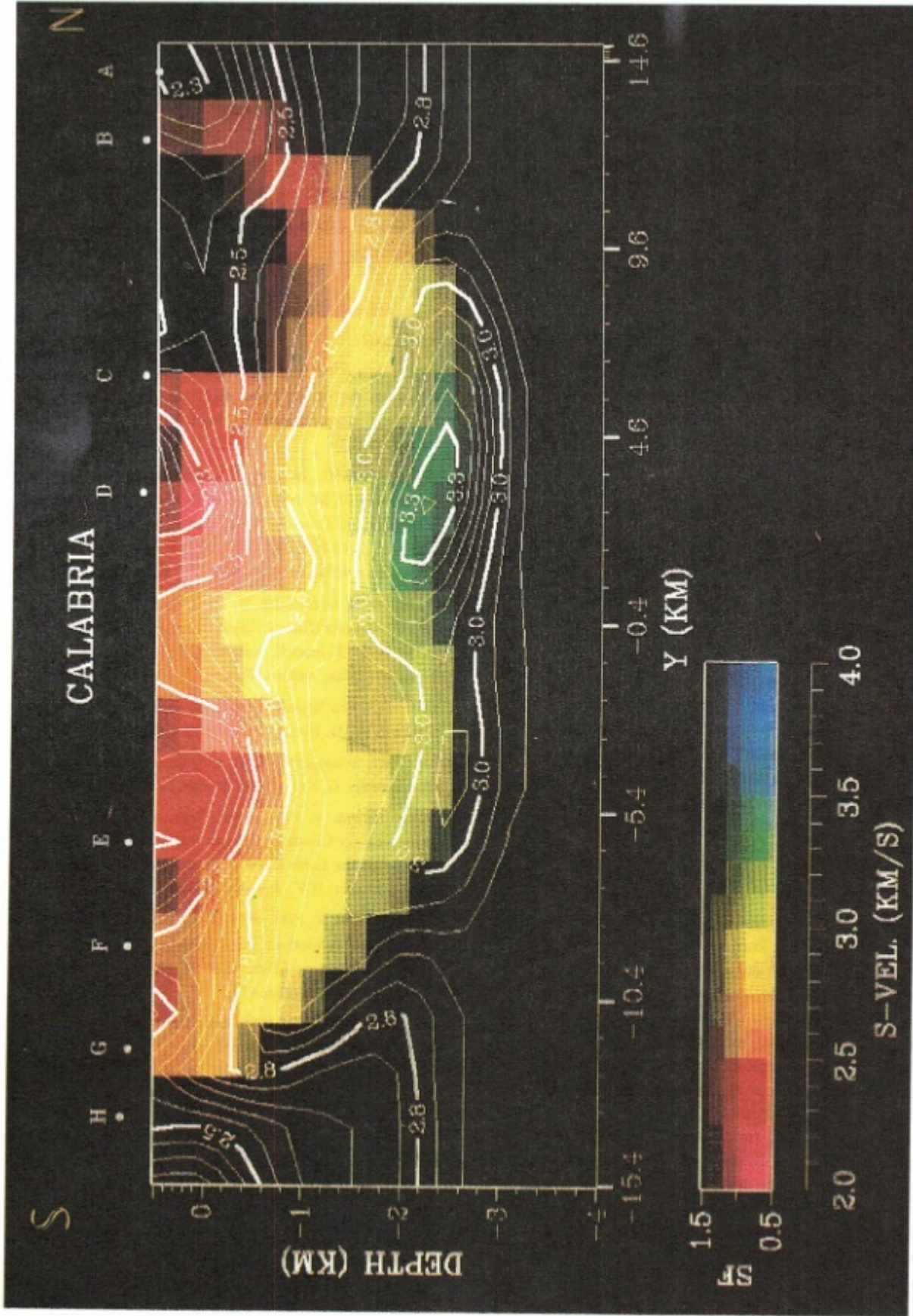
si, kayalarındaki sıvı miktarı ve gözeneklilik basıncı gibi fiziksel özellikler laboratuvar koşullarında yaratılamaz. Bu değişirgenler sistematik bir hız değişimine yol açmış olabilir. Tomografi sonucu elde edilen hız değerleri, Işın İzleme modellemesinde kullanılabilir. Sismolojik veriler için hazırlanmış algoritma yapay kaynaklı sismik ortamlarda da başarılı sonuçlar vermiştir.

KATKI BELİRTME

Çalışmalar sırasında katkılarından dolayı Prof. Dr. Rinaldo Nicolich ve Doç. Dr. Mustafa Ergün'e teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Bartels, R.H., Beatty, J.C. and Barsky, B.A. 1987, An introduction to Splines for use in Computers Graphics and Geometry Modeling, Morgan Kaufmann Publishers, Los Altos, California.
- Cernobori, L., Çifçi, G., Lüschen, E., Nicolich, R., Persoglia, S. and Romanelli, M. 1990, Seismic Refraction-Reflection Investigation on Outcropping Lower Crust with P- and S-waves. 9. Convegno Nazionale, C.N.R.-Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Roma, Italy.
- Çifçi, G., Ergün, M. ve Nicolich, R. 1993, Derin Sismik Çalışmalar ve Kalabriya (Güney İtalya) Bölgesinin Tektonik Yapısı, Türkiye 13. Jeofizik Kurultayı, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara, Türkiye.
- Çifçi, G. 1993, Deep Seismic Crustal Studies: Case study from Calabria, Ph. D. Thesis, Dokuz Eylül University, İzmir.
- Firbas, P. 1987, Tomography from seismic profiles, in Seismic Tomography, G. Nolet, (Ed.). Reidel, Dordrecht.
- Kern, H. and Schenk, V. 1985, Elastic Wave Velocities in Rocks from a Lower Crustal Section in Southern Calabria (Italy), Physics of the Earth and Planetary Interiors, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam 40.
- Kern, H. and Schenk, V. 1988, A Model of Velocity Structure Beneath Calabria Southern Italy, Based on Laboratory Data, Earth and Planetary Science Letters, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam 87.
- Lancaster, P. and Salkuska 1986, Curve and Surface Fitting, an Introduction, Academic, New York.
- Michellini, A. 1991, Seismological studies at Parkfield, Ph. D. Thesis, University of California, Berkley.
- Michellini, A. and Mc Evilly, T.V. 1991, Seismological studies at Parkfield: I. simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic B-splines parameterization, in press, Bull. Seism. Soc., Am.
- O'Connell, D.R. 1986, Seismic velocity structure and microearthquake source properties at the Geysers, California, geothermal area, Ph. D. Thesis, University of California, Berkley



Şekil 6. Tomografi sonucu elde edilen S- dalga hız modeli.

Fig. 6. S- wave velocity model of the result of tomographic calculation.

Pavlis, G.L. and Booker, J.R. 1980, The mixed discrete-continuous inverse problem: application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure, *J. Geophys. Res.* 85, 4801-4810.

Schenk, V. 1981, Synchronous Uplift of the Lower Crust of the Ivrea Zone and of Southern Calabria and its Possible Consequences for the Hercynian Orogeny in Southern Europe, *Earth and Planetary Letters*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

Schenk, V. 1984, Petrology of Felsic Granulites, Metapelites, Metabasics, Ultramafics and Metacarbonates from Southern Calabria (Italy): Prograde Metamorphism, Uplift and Cooling of a Former Lower Crust, part 1: *Journal of Petrology* 25, 255-298.

Schenk, V. 1990, The Exposed Crustal Cross Section of Southern Calabria, Italy: Structure and Evolution of a Segment of Hercynian Crust, in: Salisbury, M.H. Fountain, D.M. (eds.), *Exposed Cross-Sections of the Continental Crust*.

Spencer, C. and Gubbins, 1980, Travel time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 63, 95-116.

Thurber, C.H. 1983, Earthquake locations and three-dimensional crustal structures in the Coyote Lake area, Central California, *J. Geophys. Res.* 88, 8226-8236.

EK

$$\rho_0(x) = \begin{cases} (1/4)h^{-3}(x-x_0)^3 - (6/4)h^{-1}(x-x_0) + 6/4 & x_0 \leq x \leq x_1; \\ (1/4)h^{-3}(x-x_1)^3 - (3/4)h^{-2}(x-x_1)^2 + & x_1 \leq x \leq x_2; \\ (-3/4)h^{-1}(x-x_1) + 1/4, & x_1 \leq x \leq x_2; \\ 0, & \end{cases} \quad (E1)$$

$$\rho_1(x) = \begin{cases} (-1/2)h^{-3}(x-x_0)^3 - (3/2)h^{-1}(x-x_0) & x_0 \leq x \leq x_1; \\ (3/4)h^{-3}(x-x_1)^3 - (6/4)h^{-2}(x-x_1)^2 + 1, & x_1 \leq x \leq x_2; \\ (-1/4)h^{-3}(x-x_2)^3 + (3/4)h^{-2}(x-x_2)^2 + & x_2 \leq x \leq x_3; \\ (-3/4)h^{-1}(x-x_2) + 1/4, & x_3 \leq x \leq x_N; \\ 0, & \end{cases} \quad (E2)$$

$$\rho_i(x) = \begin{cases} (-1/4)h^{-3}(x-x_{i-2}), & x_0 \leq x \leq x_{i-2}; \\ (-3/4)h^{-3}(x-x_{i-1})^3 - 2(x-x_{i-1}), & x_{i-2} \leq x \leq x_{i-1}; \\ + (3/4)h^{-1}(x-x_{i-1}) + 1/4, & x_{i-1} \leq x \leq x_i; \\ (3/4)h^{-3}(x-x_1)^3 - (6/4)h^{-2}(x-x_1)^2 + 1, & x_1 \leq x \leq x_2; \\ (-1/4)h^{-3}(x-x_2)^3 + (3/4)h^{-2}(x-x_2)^2 + & x_2 \leq x \leq x_3; \\ (-3/4)h^{-1}(x-x_2) + 1/4, & x_3 \leq x \leq x_N; \\ 0, & \end{cases} \quad (E3)$$

$$\rho_{N-1}(x) = \begin{cases} (-1/4)h^{-3}(x-x_{N-3}), & x_0 \leq x \leq x_{N-3}; \\ (-3/4)h^{-3}(x-x_{N-2})^3 + (3/4)h^{-2}(x-x_{N-2}) & x_{N-3} \leq x \leq x_{N-2}; \\ + (3/4)h^{-1}(x-x_{N-2}) + 1/4, & x_{N-2} \leq x \leq x_{N-1}; \\ (1/2)h^{-3}(x-x_{N-1})^3 - (3/2)h^{-2}(x-x_{N-1})^2 & x_{N-1} \leq x \leq x_N; \\ + 1, & \end{cases} \quad (E4)$$

$$\rho_N(x) = \begin{cases} 0, & x_0 \leq x \leq x_{N-2}; \\ (-1/4)h^{-3}(x-x_{N-2}), & x_{N-2} \leq x \leq x_{N-1}; \\ (-1/4)h^{-3}(x-x_{N-1})^3 + (3/4)h^{-2}(x-x_{N-1}) & x_{N-1} \leq x \leq x_N; \\ + (3/4)h^{-1}(x-x_{N-1}) + 1/4, & \end{cases} \quad (E5)$$

KUYU İÇİ SİSMİK TOMOGRAFİ UYGULAMALARI

Seismic Tomographic Applications in Boreholes

Aybige AKINCI*, A. Güngör TAKTAK* ve Erkan AY*

ÖZET

Bu çalışmada, son yıllarda jeofizikte oldukça sık olarak kullanılan kuyu içi sismik tomografi yöntemi, oluşturulan yapay yeraltı modellerine uygulanmıştır. Oluşturulan yeraltı modellerine göre hesaplanan kuramsal zamanlardan yararlanarak, iki kuyu arasındaki ortamın hız dağılımı en küçük kareler yaklaşımı kullanılarak elde edilmiştir. İlk aşamada incelenen bölge farklı sayıda küçük hücreye ayrılmış ve hücre sayısının çözüm üzerindeki etkisi incelenmiştir. En uygun ve en doğru hız modelinin ya da hız dağılımının tesbit edilmesi için değişik λ değerleri kullanılarak her hücredeki hız değişimi farklı λ değerlerine göre grafiklenmiş ve sonucun gözle ayrılmışlığının daha net olmasına özen gösterilmiştir. Sonuç olarak, λ değeri büyüdükçe çözüm, en dik iniş (steepest descent) çözümüne, λ sıfıra yaklaşırsa ise kısıtsız en küçük kareler çözümüne yaklaşmaktadır. Bununla birlikte, gereğinden büyük λ değeri seçildiğinde zamana bağlı standart sapma değeri artmakta dolayısıyla model ayrımlılığı azalmaktadır. Sonuçta bölgeye ait en uygun hız dağılımı, σ standart sapma eğrisinin dönüm noktasının başlangıcına karşılık gelen λ değerine algoritmanın verdiği yanıt olarak alınmıştır.

ABSTRACT

Although it is unpreventable to use the direct solutions in geophysics, the essential problem is to identify the model parameters represents the data. The problem is called "inverse problem" for the determination of the model from the observational data. Here the tomographic seismic method in wells, which has been intensively used in geophysics, was applied to the synthetic underground models. Different regions between two wells were modelled with this method through the investigation of velocity variations. The purpose was to investigate the area between two wells in detail. In the first step, the area will be analyzed was divided into small and different number of cells. Therefore, effect of number of cells over solution has been analyzed. Different λ values have been used to obtain the best and the most proper velocity distribution or the velocity model. Consequently, when the value of λ is increased, solution approaches to steepest descent solution. If λ is zero, solution approaches to unconstrained least squares. Additionally, if very high λ value is selected, standart deviation value gets higher and the model resolution gets lower. The most proper velocity distribution of the region can be obtained using the λ which corresponds to the first value of inflection point of the curve of standart deviation.

GİRİŞ

1970'li yılların başından bu yana jeofizikte ters problem uygulamaları giderek yaygınlaşmıştır. Özellikle son yıllarda, çeşitli jeofizik sorunların çözümünde, gözlemsel verilerden hareket ederek yer modelini elde etme yolundaki çalışmalarda yoğun bir şekilde kullanılmaktadır. Zira problemlerin çeşitliliğine karşın, bunların tümünde matematik modelin kurulması ve parametreleştirme işlemlerinden sonrakı ters çözüm, benzer genelleştirilmiş bir ters çözüm kuramına dayalı olarak elde edilmektedir. Matematik modelin kurulması sonucu, ayrık çözüm işlemlerinde çoğu zaman

doğrusal ya da doğrusal olmayan bir denklem takımına ulaşılmaktadır. Doğrusal problemlerde parametreler doğrudan tek adımda elde edilebilmekte, doğrusal olmayan problemlerde ise her yinelemede ölçülen ve kuramsal veri arasındaki farkı en küçük yapan parametre farkları çözülebilmektedir.

Sismik tomografi, sayısal bir grid alanındaki oldukça geniş doğrusal denklemleri çözen bir yöntemdir (Canitez 1992). Tomografi olayı, kısaca görüntüleme işleminden ibarettir. Bugüne kadar daha çok tıp bilimlerinde, özellikle beyin tomografisinin çekilmesi ve görüntülenmesinde kul-

* Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü 35100 Bornova, İzmir.

lanılmıştır. Burada sorun, yapının ya da cismin belirlenmesinden dolayı daha kolay çözümlenmiştir ve sadece görüntünün ayrılmışlığının artırılması problemi ortaya çıkmıştır. Jeofizikteki uygulamalarda da temel olarak aynı problemler hakimdir. Tomografik hesaplamalar için son yıllarda bir çok araştırmacı tarafından uygulanmış ve halen uygulanan ve önerilen birkaç çözüm tekniği vardır. Bunlar temel olarak ışın tomografisi (ray tomography), saçılma tomografisi (diffraction tomography) olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Işın tomografisi de, kendi içinde yine üç algoritmik çözüme ayrılır. Bu üç algoritmanın genel hatları Kak (1985) tarafından verilmiştir.

Eğer cismin hacmi ya da büyüklüğü, tanımlanan dalgalardan dalga boyları ile karşılaştırılıyor ise kırınma (diffraction) ve saçılma (scattering) olayları baskın bir şekil alır (Devaney A.J. 1982, 1984). Bu durumda sistem ışın denklemi yerine dalga denklemi ile ifade edilir. Eğer, enerji ile cisim arasındaki ilişki ışın denklemi ile başarılı bir şekilde tanımlanıyor ise bu durumda ışın tomografi tekniği uygulanır.

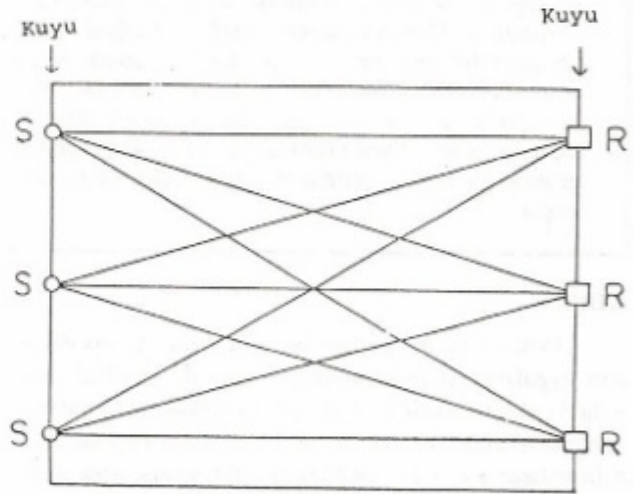
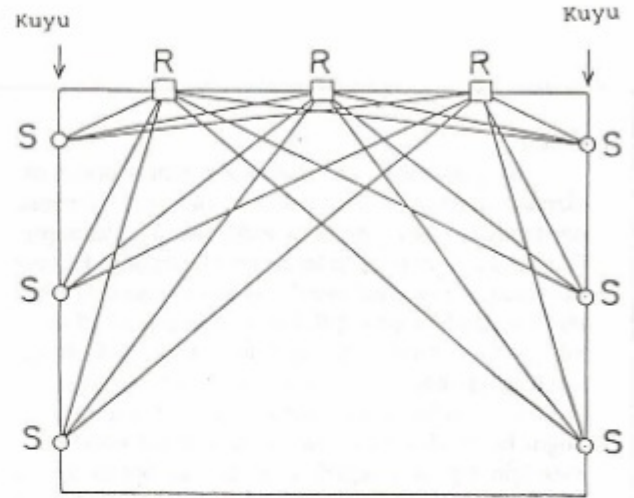
Bu zamana kadarki çalışmaların büyük bir bölümü ışın tomografisi üzerine yapılmıştır. (Dines ve Lytle 1979, McMechan 1983, Menke, 1984, Bishop ve diğ. 1985, Ivansson 1985-1986, Peterson ve diğ. 1985, Cottin ve diğ. 1980, Gustavsson ve diğ. 1986, Ramirez 1986). Ancak ışın tomografisi tekniğinin jeofizik uygulamalarda yarattığı iki sorun aşağıdaki şekilde gözlenmiştir;

- 1) Kaynak alıcı arasında ilerleyen ışınların hemen hepsi cisim üzerinde ilerlemeyebilir,
- 2) Yeryüzündeki materyallerdeki yüksek sönümlemenin dalga boyuna etkisi, ışın geometrisi ile ölçülemediği için ve ortamın heterojenitesi dalga boyu ile karşılaştırılmadığından saçılma ve kırınma elde edilemez.

Bundan dolayı bu problemi ortadan kaldırmaya yönelik olarak hazırlanan ve oluşturulan süzgeçlenmiş geri yayılım tomografi çözüm teknikleri yine son yıllarda jeofizik alanında kullanılmaya başlanmıştır.

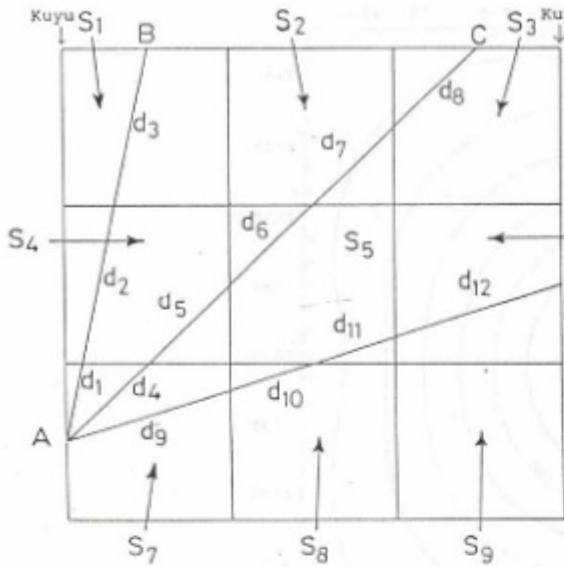
Bu çalışmada, son yıllarda jeofizikte oldukça sık olarak kullanılan kuyu içi sismik tomografi yöntemi, oluşturulan sentetik yeraltı modellerine uygulanmıştır. Yöntemde, açılan iki kuyu arasındaki bölgenin hız değişimleri inceleyerek farklı yapıda olan bölgeler modellenmiştir. Çalışmanın amacı, iki kuyu arasındaki bölgenin daha ayrıntılı olarak incelenmesidir. Kullanılan kuyu içi sismik tomografi metodunun kaynak alıcı geometrisi ortamın düşey ve yatay hız değişimlerini belirleyecek şekilde olmalıdır. Yani bölgede yüksek ışın miktarı yoğunluğu elde edebilmek için kaynak-alıcı geometrisi isteğe göre ayarlanabilmekte ve böylece incelenecek bölge daha iyi görüntülenebilmektedir. Kuyu içi sismik tomografi çözümü için bir bölgede açıl-

an iki kuyudan birinin içine ya da yüzeye kaynaklar, yüzeye ya da diğer kuyunun içine ise alıcılar yerleştirilir, (Şekil-1). Işının iki kuyu arasındaki bölgede doğrusal olarak ilerlediği kabul edilerek (maksimum uzaklığın küçük olması nedeni ile) alıcılara geliş zamanı saptanır. Bunun için geliştirilen bir bilgisayar programı kullanılarak, iki kuyu arasındaki bölgede oluşturulan kaynak alıcı geometrisine bağlı olarak, ışınların kaynaktan alıcıya geliş zamanları kuramsal olarak hesaplanır. Bu çalışmada ayrıca hesaplanan zamanlara belirli oranda, yapay yeraltı modeline göre, gürültü eklenerek yöntemin çözüm gücü araştırılmıştır. Daha sonra bu hesaplanan kuramsal zamanlardan yararlanarak ve böl-



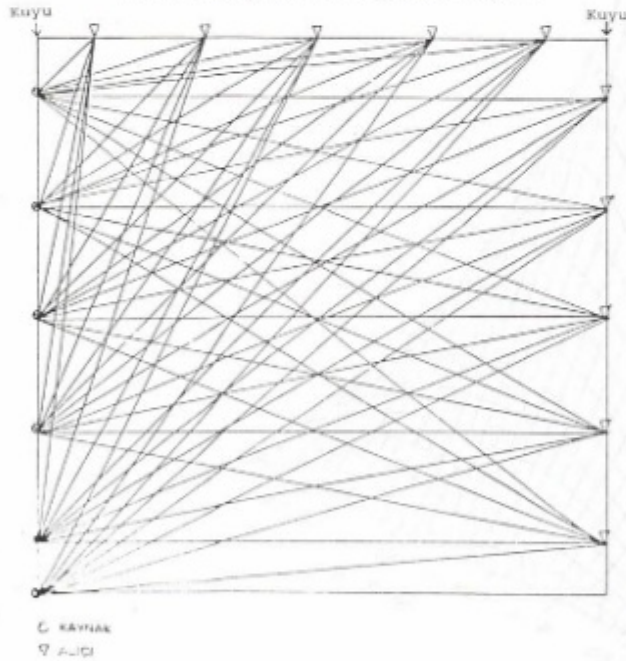
Şekil 1. Yüzey-kuyu içi ve kuyu içi sismik tomografi metodu için oluşturulan kaynak-alıcı düzeni.

Fig. 1. Shot and receiver array for cross-borehole and surface-crosshole seismic tomography method.



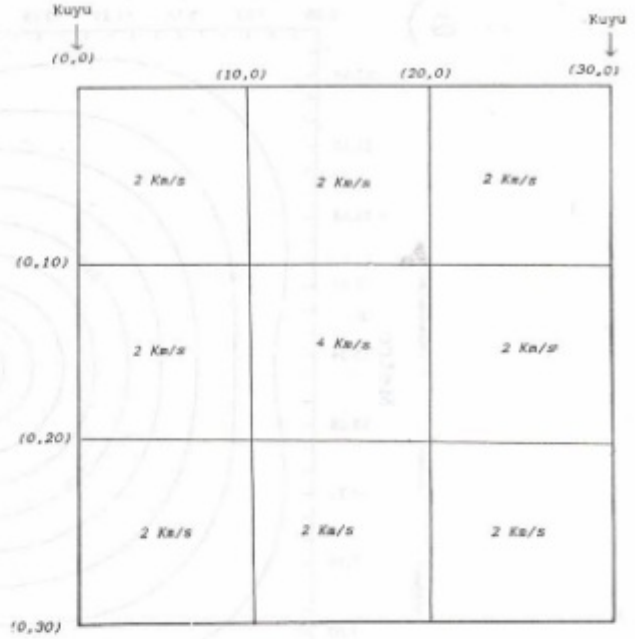
Şekil 2. Bölgenin kare yada dikdörtgenler şeklinde modellenmesi ve A-B, A-C, A-D, kaynak alıcı arasındaki düz ışın yolu, d_i her hücrede ışının izlediği yol uzunluğu.

Fig. 2. Region to be analyzed is modeled as rectangular zones. The straightline paths A-B, A-C, A-D, between a representative transmitter and receiver location are shown, d_i is the distance travelled through the zone by the zone path.



Şekil 4. Sismik tomografi çözümü için oluşturulan, 6 kaynak ve 10 alıcıdan oluşan kaynak-alıcı düzeni.

Fig. 4. The setup for crosshole seismic tomography illustrating the positions of sources on the surface and the receivers in the borehole.



Şekil 3. 30x30 m bir alanda ($V=2000$ m/s) yer alan, $V=4000$ m/s hızı ve 10x10 m boyutlarında kare şeklindeki kuramsal yeraltı modeli (Model-I) ve I. hücre koordinatları.

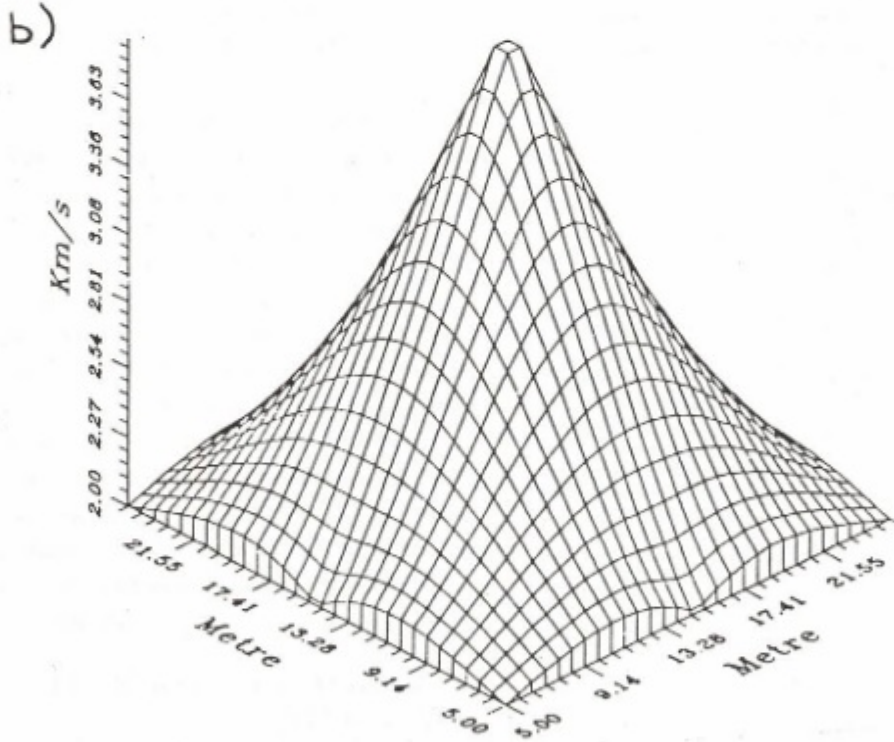
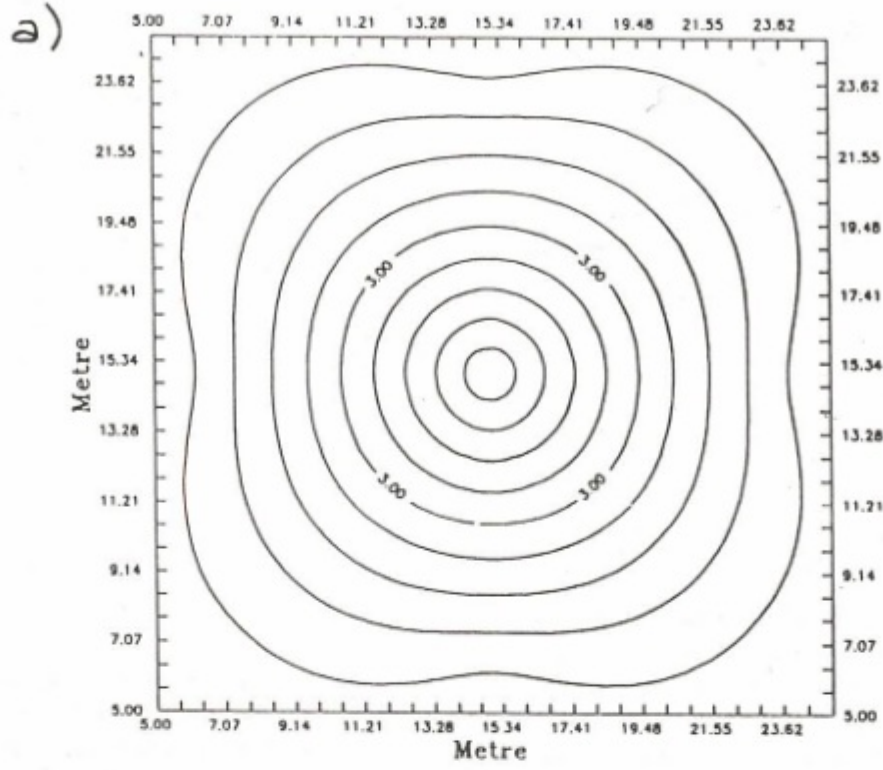
Fig. 3. Synthetic underground model-I consisting of a 10x10 m square shape ($V=4000$ m/s) in a 30x30 m background ($V=2000$ m/s).

geyi farklı hücrelere ayırarak en küçük kareler yaklaşımını kullanan bir program ile iki kuyu arasında hız farklılığı olan bölgenin anomalisi ortaya çıkarılmıştır. Çalışmanın son bölümünde kullanılan algoritma gerçek arazi verilerine uygulanmış ve uygun hız dağılımının ortaya çıkartılması için değişik λ değerleri kullanılarak sonuç irdelenmiştir. Böylece kuyu içi sismik tomografi çözümü, kaynak-alıcı arasında ilerleyen ışınları kullanarak bölgedeki hız dağılımlarını diğer bir deyişle hız anomalilerini ortaya çıkartmak için kullanılmaktadır. Ayrıca bölgenin aşağıdaki özelliklerde olması ile daha iyi ve güvenilir bir çözüme ulaşmamız mümkün olacaktır. Civar ortam ile anomali arasında fark edilebilir bir hız kontrastı olmalı, bölgede yeterli bir ışın yoğunluk miktarı olmalı, çözümün güvenilirliğini arttırmak için başlangıç modeli çok iyi seçilmelidir.

2. SİSMİK TOMOGRAFİDE TEMEL DENKLEMLER

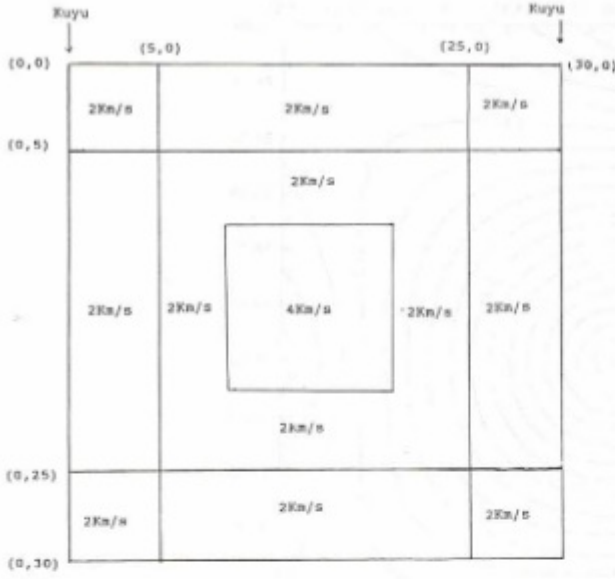
Bilindiği gibi kaynaktan alıcıya ilerleyen bir sismik sinyalin alıcıya geliş zamanı,

$$t_i = \int ds/V \quad (1)$$



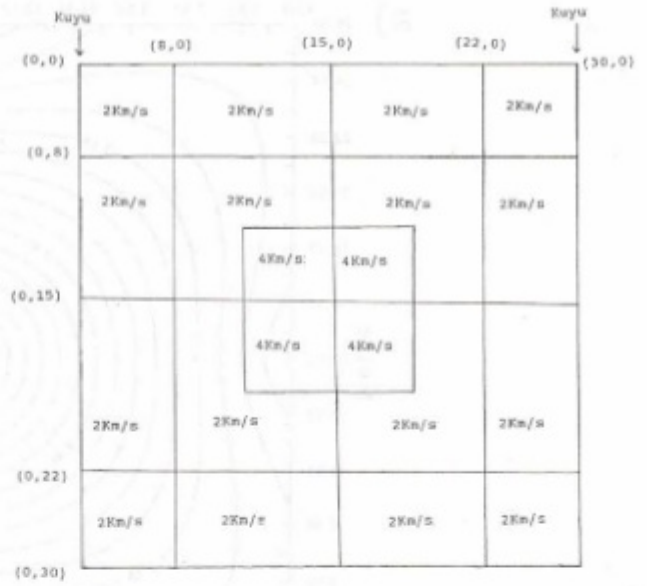
Şekil 5. Model-I'in ve I. hücre koordinatlarının kullanılması sonucu görüntülenen yapının hız kontur eğrisi(a) yapının hız değişimine bağlı olarak elde edilen üç boyutlu görünümü. (b)

Fig. 5. Velocity image obtained using the model-I and coordinates of first cell. (a), three dimensional image depending on velocity. (b)



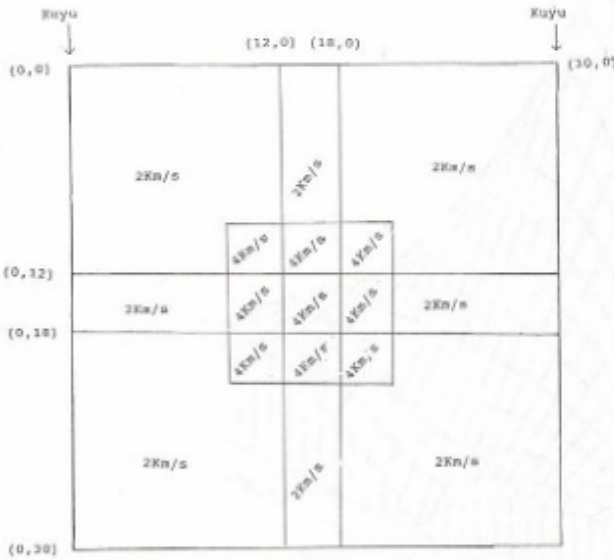
Şekil 6. Model-I'deki yapıyı ortaya çıkartmak için kullanılan 9 hücrenin koordinatları (II. hücre koordinatları).

Fig. 6. The coordinates of 9 cells (coordinates of second cell) to obtain an image of Model-I.



Şekil 8. Model-I'deki yapıyı ortaya çıkartmak için kullanılan 16 hücrenin koordinatları (IV. hücre koordinatları).

Fig. 8. The coordinates of 16 cells (coordinates of third cell) to obtain an image of Model-I.



Şekil 7. Model-I'deki yapıyı ortaya çıkartmak için kullanılan 9 hücrenin koordinatları (III. hücre koordinatları).

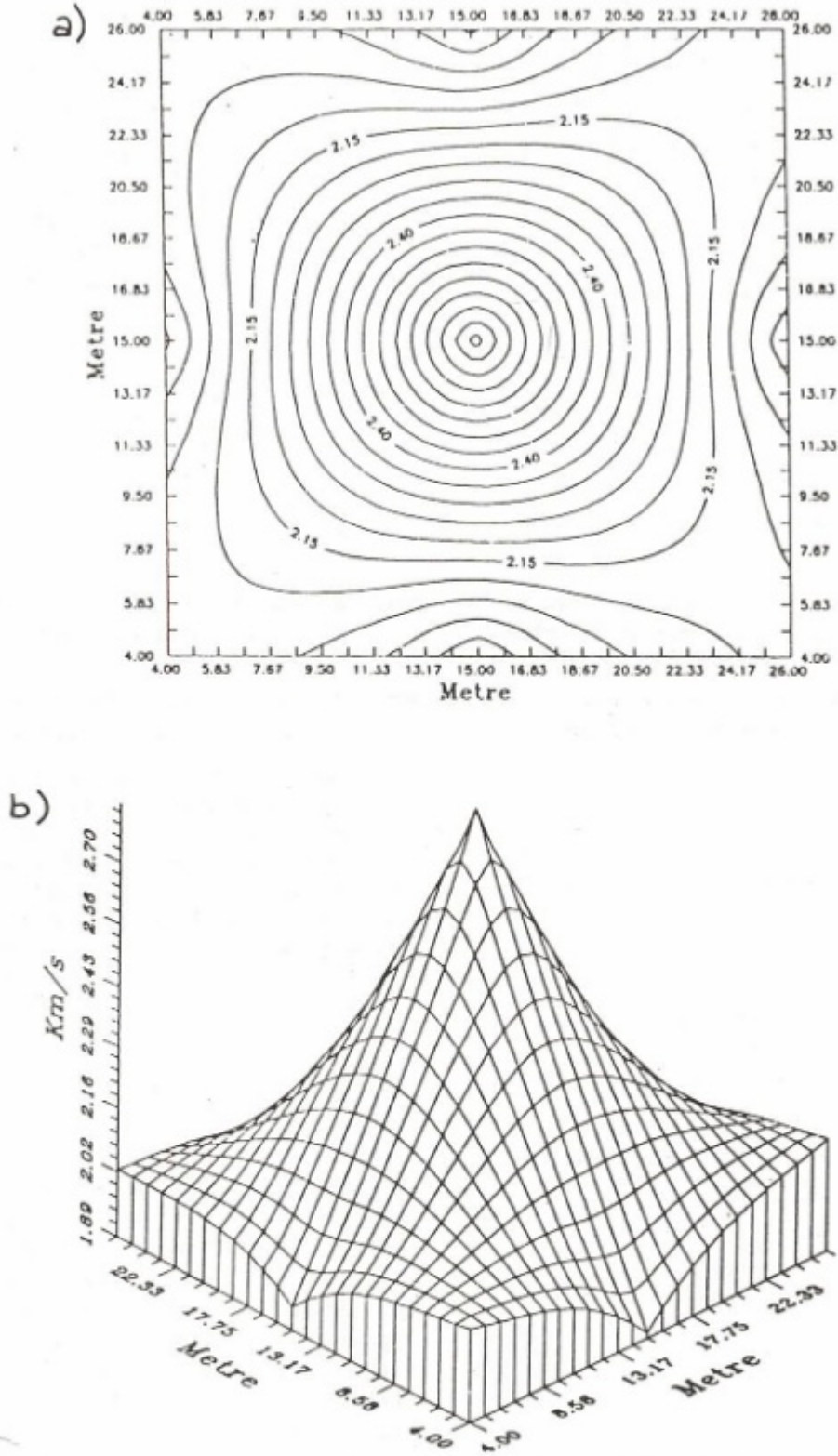
Fig. 7. The coordinates of 9 cells (coordinates of third cell) to obtain an image of Model-I.

tümleli ile verilir. Model parametreleştirmesine bağlı olarak, değişik uygulamaları olan ters çözüm tekniğinden hareket ederek, önce iki kuyu arasındaki bölgenin ($k=1, 2, 3, \dots, n$) tane küçük hücreye ayrıldığı düşünülür. (Bois 1971). Kaynak-alıcı arasında ilerleyen ışınların geçtikleri hücrelerdeki uzunlukları ise d_{ik} olsun. Her bir k hücresi, hızın tersi olan $I_k = (1/V_k)$ yavaşlık (slowness) parametresi ile tanımlanır ise, iki kuyu arasındaki bölgeden geçen bir ışının kaynak-alıcı arasındaki seyahat zamanı,

$$t_i = \sum_{k=1}^n I_k d_{ik} \quad i=1,2,3,\dots,N \quad (2)$$

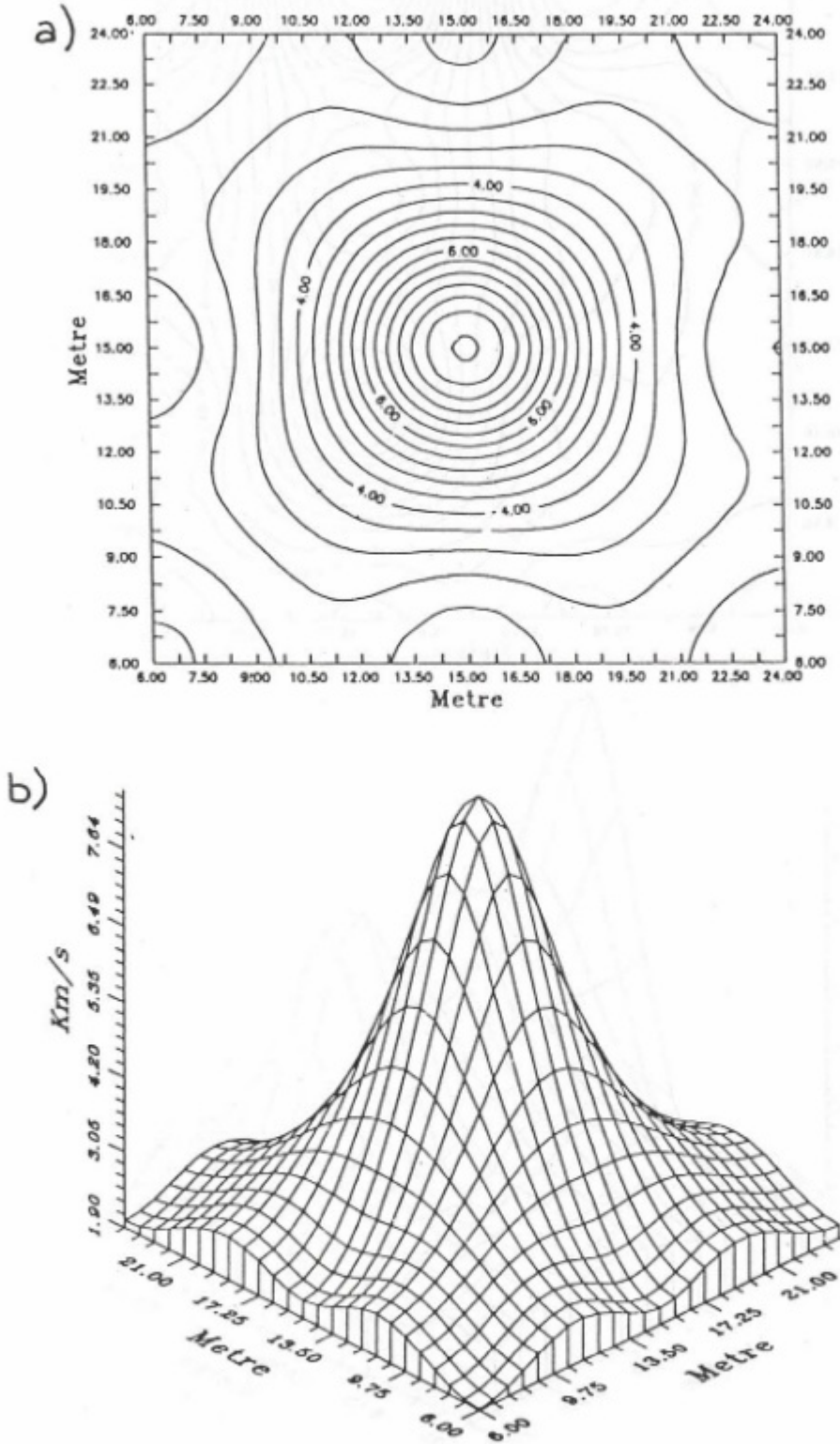
ile verilebilir. Böylece, t_i değerleri hücrelerdeki hız değerlerine göre elde edilmiş olur (Şekil 2). Basit bir şekilde temel şekil değiştirildiğinde, her bir hücrenin hız ifadesi ya da yavaşlık değerlerine ΔV_k kadar bir miktar eklendiğinde, t_i değerleri değişecektir. Bu değişim bir yönden ışın doğrultusunun değişimine, diğer yönden alınan hız değişimine neden olur. Buradaki birinci madde alınan yolun kısa olması nedeni ile ihmal edilebilir. Hesaplanan t_i zamanı ile ölçülen kayıtlardan elde edilen t_i' gözlenen zaman arasındaki farkın ($\Delta t = t_i' - t_i$) enküçük yapılması ile ΔI_k değişimleri

$$\sum_{i=1}^N d_{ik} \Delta I_k = (t_i' - t_i) \quad (3)$$



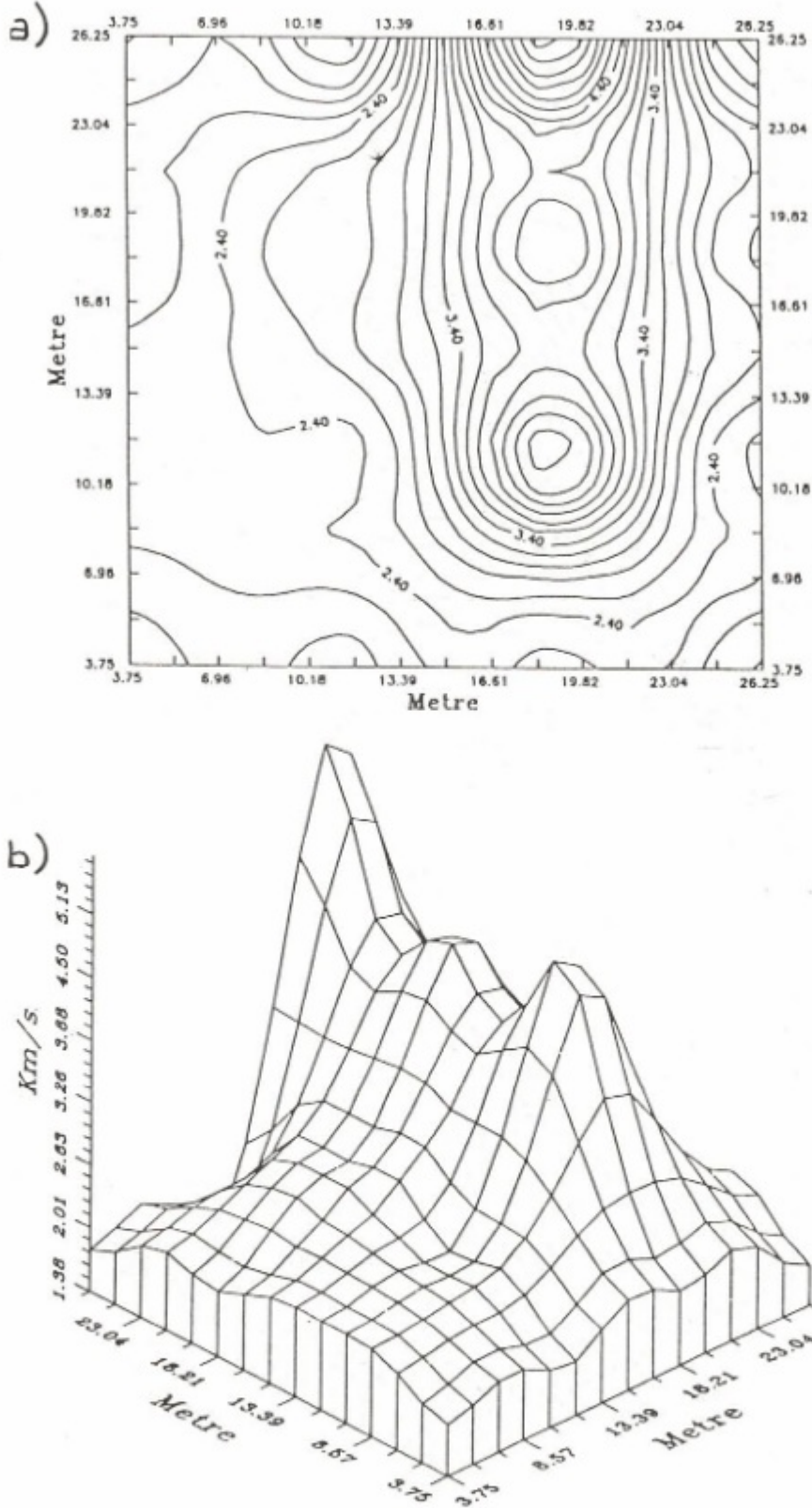
Şekil 9. Model-I'in ve II. hücre koordinatlarının sonucu görüntülenen yapının hız kontur haritası (a), yapının hız değişimine bağlı olarak elde edilen üç boyutlu görünümü (b).

Fig. 9. Velocity image obtained using the model-I and coordinates of second cell. (a), three dimensional image of Figure-9a which depends on velocity (b).



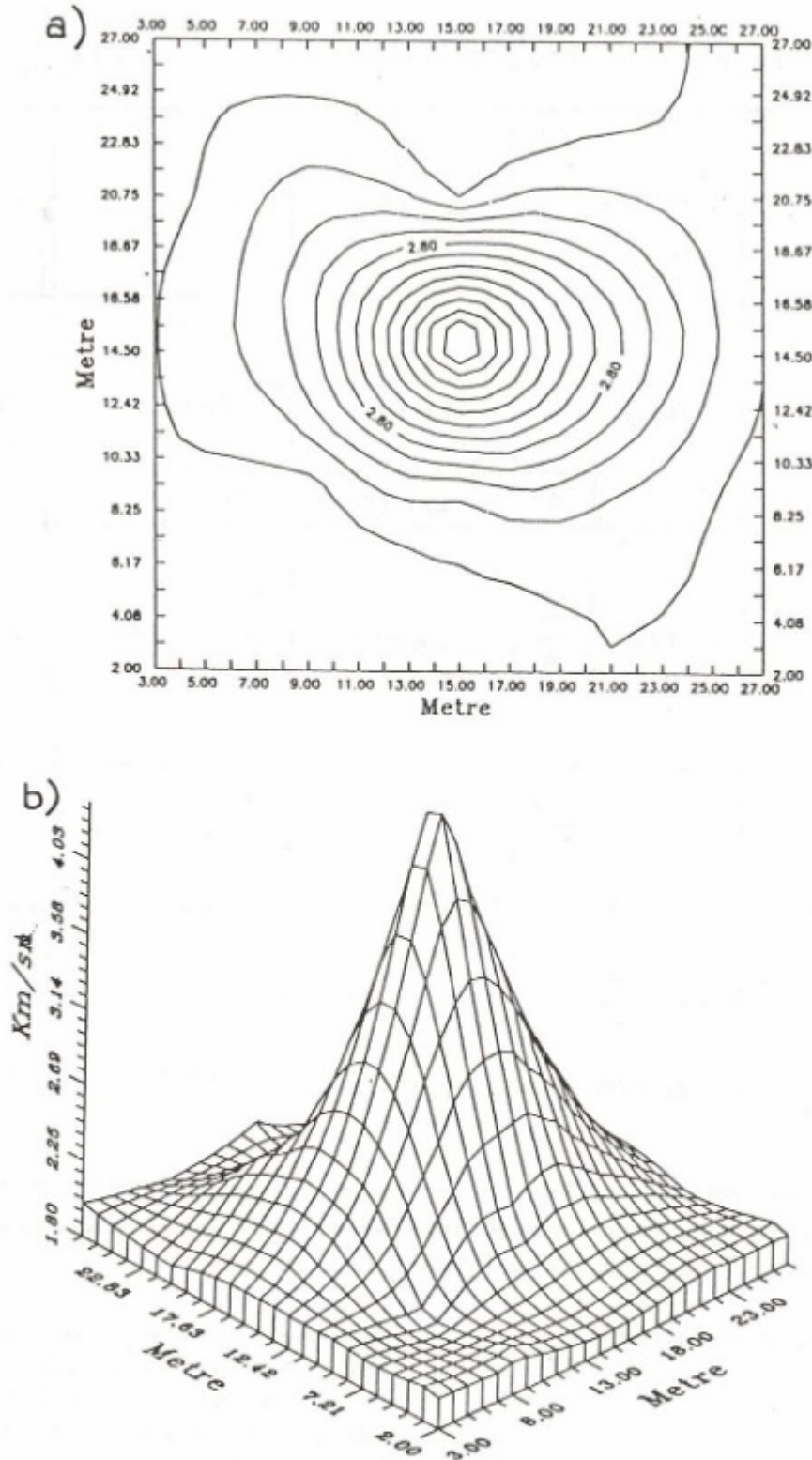
Şekil 10. Model-I'in ve III. hücre koordinatlarının kullanılması sonucu görüntülenen yapının hız kontur haritası (a), yapının hız değişimine bağlı olarak elde edilen üç boyutlu görünümü (b).

Fig. 10. Velocity image obtained using the Model-I and coordinates of third cell (a), three dimensional image depending on velocity (b).



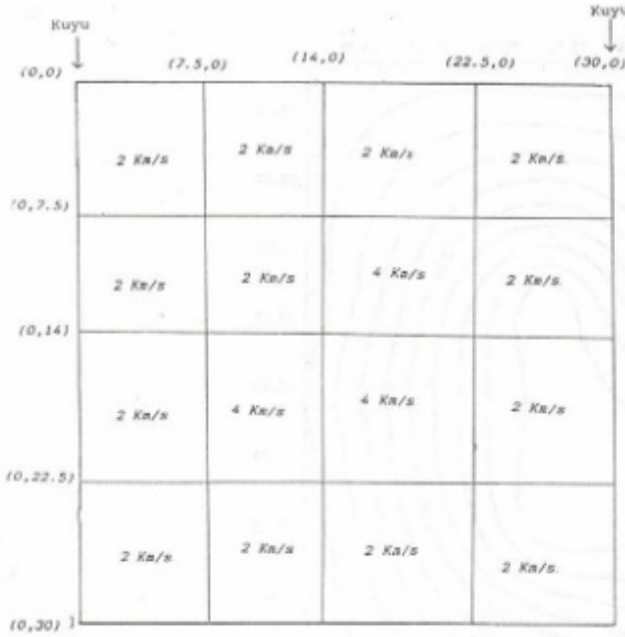
Şekil 11. Model-I'in ve IV. hücre koordinatlarının kullanılması sonucu görüntülenen yapının hız kontur haritası (a), yapının hız değişimine bağlı olarak elde edilen üç boyutlu görünümü (b).

Fig. 11. Velocity image obtained using the Model-I and coordinates of fourth cell (a), three dimensional image depending on velocity (b).



Şekil 13. Model-I'nin ve V. hücre koordinatlarının kullanılması sonucu görüntülenen yapının hız kontur haritası (a), yapının hız değişimine bağlı olarak elde edilen üç boyutlu görünümü (b).

Fig. 13. Velocity image obtained using the Model-I and coordinates of fifth cell (a), three dimensional model image depending on velocity (b).



Şekil 14. 30x30 m bir alanda ($V = 2000$ m/s) yer alan, $V = 4000$ m/s hızı ve ters L şeklinde bir yapıya sahip olan teorik yeraltı modeli (Model-II) ve VI. hücre koordinatları.

Fig. 14. Synthetic underground Model-II consisting of inverse L shape ($V = 4000$ m/s) in a 30x30 m background ($V = 2000$ m/s).

bağlı olarak, farkları en küçük yapacak en küçük kareler yaklaşımının kullanılması ile,

$$S = \sum_{i=1}^N \left(\sum_{k=1}^n (d_{ik} \Delta I_k - \Delta t_i)^2 + \lambda (\Delta I_k - I_m)^2 \right) \quad (5)$$

elde edilir. Buradaki I_m , incelenen bölge için verilen ortalama bir yavaşlık değeridir. Bu eşitlikte görüldüğü gibi λ , sonucu etkileyen önemli bir parametredir. $\lambda = 0$ alındığında esas sistem tam olarak çözülecek ve tüm ΔI 'ler kısıtlamalardan uzak serbest bir şekilde elde edilecektir. Buna karşın eğer λ çok büyük ise, bizi çözüme götürecek ΔI 'ler tamamen kısıtlanırlar ve diğer bir deyişle hepsi kendi arasında eşit değer alırlar. Bu iki uç arasında λ 'nın en uygun değerinin seçilmesi gerekir. Ancak, bu değer herhangi bir şekilde keyfi olarak seçilmemelidir. Hesaplama hataları gözönüne alınarak analitik bir şekilde saptanmalıdır. (5) bağıntısındaki S değerini en küçük yapmak için, çeşitli ΔI değerlerine göre türev alınır ve sıfıra eşitlenir.

$$1/2(\partial S / \partial \Delta I_k) = \sum_{i=1}^N \left(\sum_{k=1}^n (d_{ik} \Delta I_k - \Delta t_i) d_{ik} + \lambda \sum_{k=1}^n (\Delta I_k - I_m) \right) = 0 \quad (6)$$

sonuç olarak;

$$\sum_{i=1}^N \left(\sum_{k=1}^n d_{ik} \Delta I_k \right) + \lambda \sum_{k=1}^n (\Delta I_k - I_m) = \sum_{i=1}^N \Delta t_i \quad (7)$$

elde edilir. Bu eşitliğin dizeysel yazılımı ve aşağıdaki simgelerin kullanılması matematiksel gösterimi basitleştirir,

$$A = (d_{ik}); \quad \Delta I = (\Delta I_k); \quad \Delta t = (\Delta t_i) \quad (8)$$

$$(N, n) \quad (n, 1) \quad (N, 1)$$

(4) eşitliği,

$$A \Delta I = \Delta t \quad (9)$$

şeklini alır. Bu halde (7) denklemindeki sistem düzenlenerek

$$(A^T A + \lambda \Omega) L = A^T T + \lambda I_m \quad (10)$$

şeklinde verilebilir. Buradaki Ω birim matris, L yavaşlık matrisidir. λ parametresinin fonksiyonu olarak çözüm,

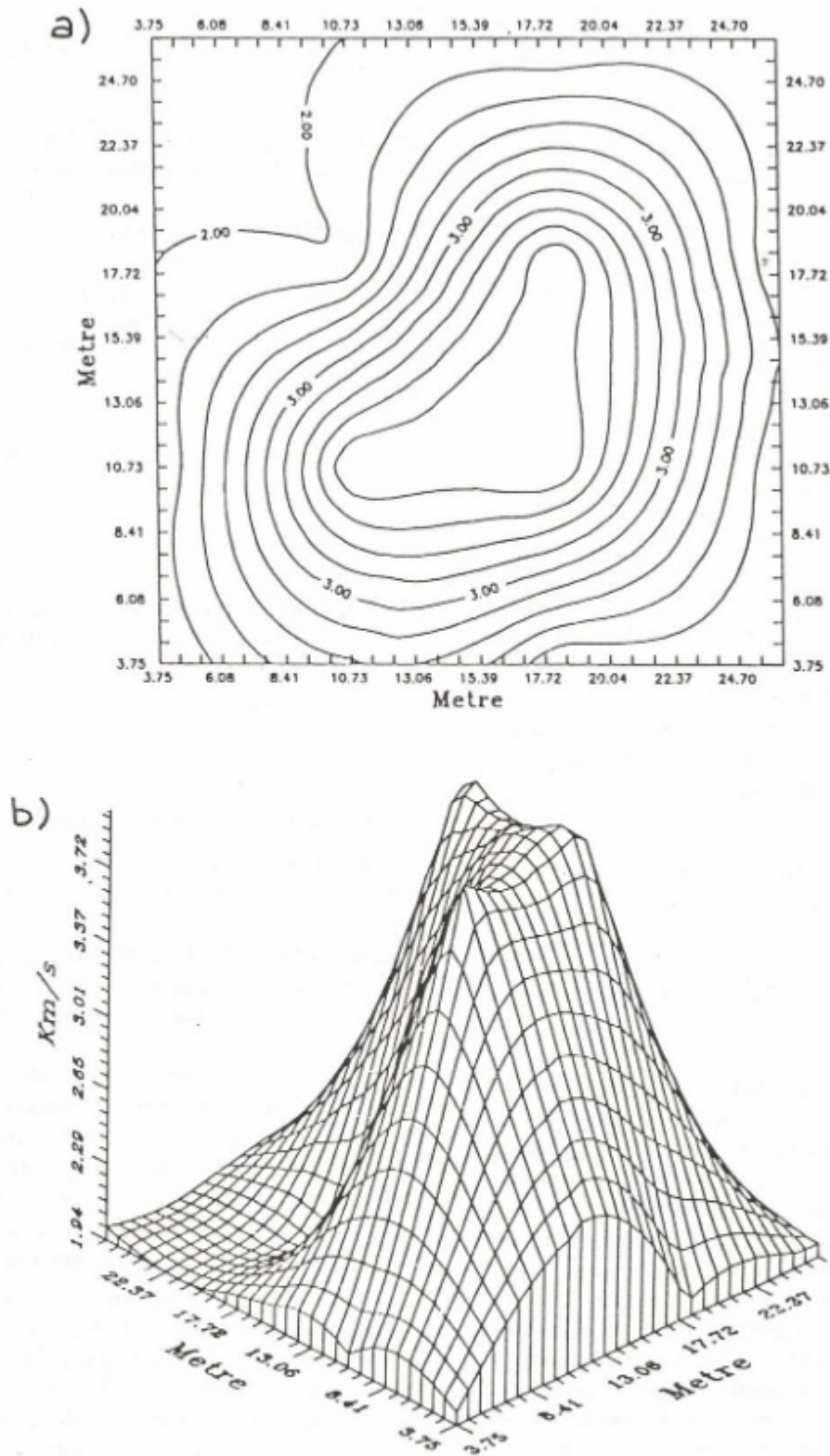
$$L(\lambda) = (A^T A + \lambda \Omega)^{-1} A^T T \quad (11)$$

şeklinde elde edilir.

UYGULAMALAR VE SONUÇLARI

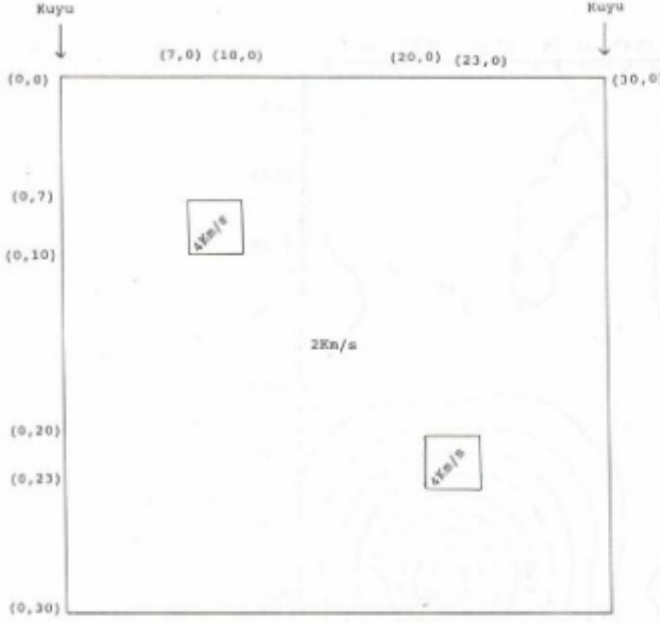
Çalışmanın ilk aşamasında kuyu içi sismik tomografi yönteminin uygulanacağı iki kuyu arasındaki bölge, çeşitli yapay yeraltı modelleri ile tanımlanmıştır. Oluşturulan bu modellerden birincisi (Model-I), Şekil-3'de görüldüğü gibi 10x10 m boyutlarında kare şeklinde bir yapıya sahiptir. Yapının hızı 4000 m/s, civar bölgenin hızı ise 2000 m/s olacak şekilde kendi içinde oldukça homojen ve iki bölge arasındaki hız kontrastı birbirinden oldukça farklı olarak verilmiştir. Bölgede oluşturulan kaynak-alıcı geometrisi bölgeyi en iyi şekilde tanımlayacağı düşünülen bir geometride düzenlenerek Şekil-4'de verildiği gibi; 6 kaynak, 10 alıcı kullanarak bölgenin taranması işlemi toplam 60 ışın elde edilerek yapılmıştır. Kuramsal modelde, iki kuyu arası ve kuyuların derinliği 30 m olarak alınmıştır.

İncelenen bölge önce kullanılan algoritmaya bağlı olarak değişik sayıda küçük hücelere ayrılır. Bu bölgedeki her hücre, sabit bir hız ifadesi ile tanımlanmıştır. Kaynak-alıcı arasındaki bölgede bulunan kuramsal yeraltı modeline bağlı olarak kaynak-alıcı arasında ilerleyen ışının alıcıya varış zamanı, ışının düz ilerlediği kabul edilerek hesaplanır. Bu hesaplama ışının taradığı her hücre için yapılır ve kaynak-alıcı arasındaki ışının aldığı toplam yolun tersi, zamana bölünerek ortalama yavaşlık (slowness) değerleri hesaplanır. Çalışmanın ilk bölümünde kuramsal olarak hesaplanan zamanlar, sanki arazide ölçülmüş gerçek zaman



Şekil 15. Model-II'in VI. hücre koordinatlarının kullanılması sonucu görüntülenen yapının hız kontur haritası (a), görüntülenmiş yapının hız değişimine bağlı olarak elde edilen üç boyutlu görünüm (b).

Fig. 15. Velocity image obtained using the model-I and coordinates of sixth cell (a), three dimensional image depending on velocity (b).



Şekil 16. 30x30 m bir alanda ($V=2000$ m/s) yer alan, $V=4000$ m/s hızı ve 3x3 m boyutunda iki küçük kare şeklindeki kuramsal yeraltı modeli (Model-III) ve VII. hücre koordinatları.

Fig. 16. Synthetic underground model-III consisting of two small 3x3 m square shapes ($V=4000$ m/s) in a 30x30 m background ($V=2000$ m/s).

değerleri gibi kabul edilerek geliştirilen bir bilgisayar programında girdi verisi olarak işlenmiştir. Böylece programın ve algoritmanın çalışması ve çözüm gücünün irdelenmesi amaçlanmıştır. Programda kaynak-alıcı koordinatları belirlendiği gibi hücre koordinatları da istenen hücre sayısına göre otomatik olarak ayarlanabilmektedir. Böylece bölgede ilerleyen ışınların kontrol edilmesi daha da kolay olmaktadır. Yukarıda anlatılan çalışma sistemine bağlı olarak, (11) denklemindeki $L(\lambda)$ 'nin çözümü, artık bölgenin değişik sayılarda küçük hücrelere bölünmesi ve A uzaklık matrislerinin oluşturulmasından ibarettir. Sonuçta elde edilebilecek parametre yavaşlık değeri yani bunun tersi olan hızın hesaplanması ile bölgenin hız dağılımı ortaya çıkartılacaktır.

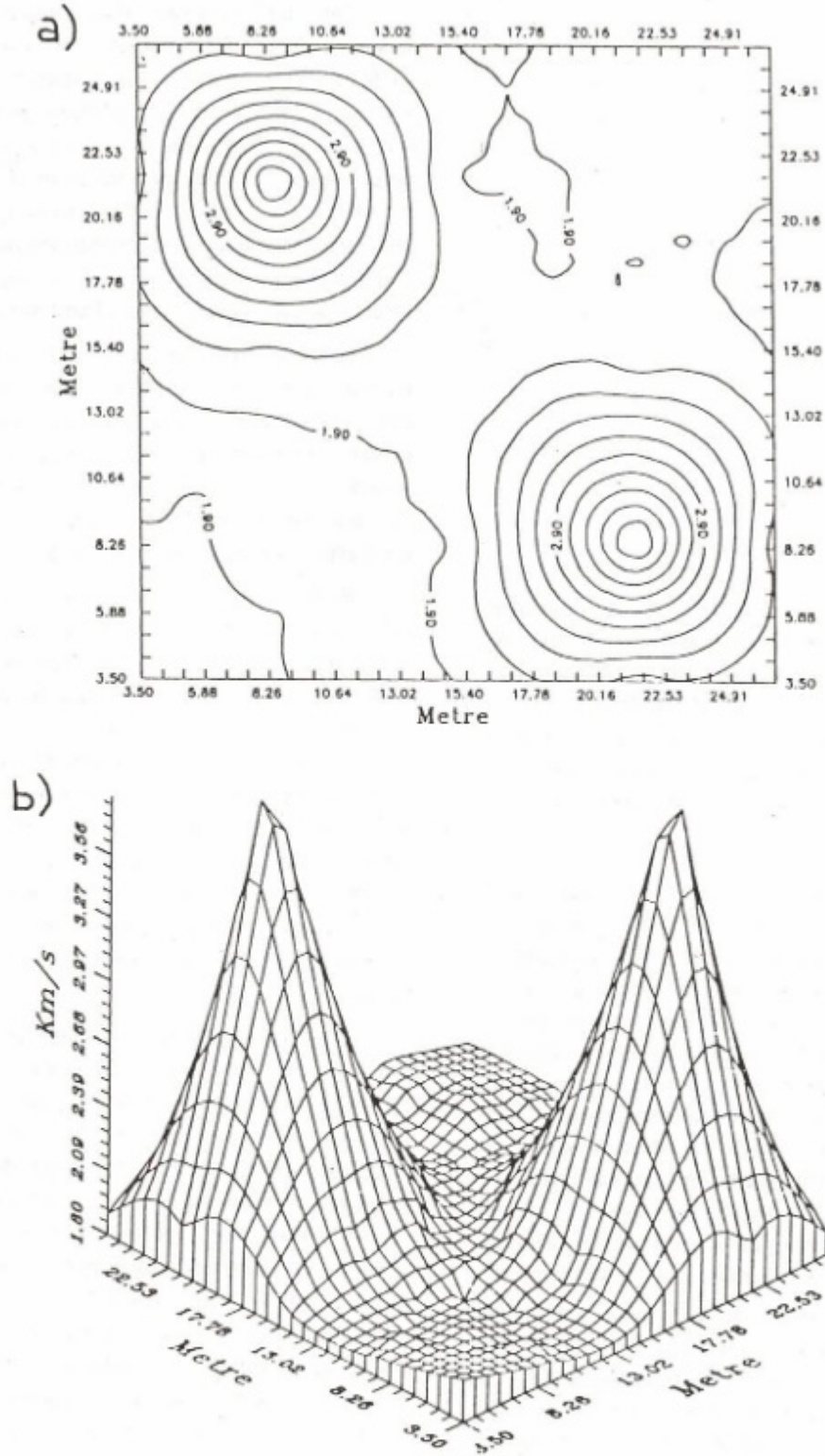
I. Model için hesaplanan hız dağılımları farklı hücre sayısı ve farklı hücre koordinatları için iki ve üç boyutlu olmak üzere Şekil-5a, b; 9a, b; 10a, b; ve Şekil 11a, b'de verilmiştir. Şekil-3'deki hücre koordinatları ve Model-I kullanılarak 9 hücre için çözüm Şekil-5a, b'de verilmiştir. Buradaki hücre koordinatları yapı sınırları ile çakışmakta ve tam bir hücre içinde tanımlanmakta olduğu için sonuç tam olarak elde edilmiştir. Ancak Şekil-6-7 ve 8'deki hücre koordinatları kullanıldığında yapı sınırları ile hücre sınırının tam olarak çakışmadığı ve sonuçta bölgedeki hız dağılımında ve hız değerlerinde bazı saçılmalar gözlenmiştir.

Tüm bu işlemler yapıldıktan sonra elde edilen sonuçlara bağlı olarak sırası ile Şekil 9a, b; Şekil 10a, b ve Şekil 11'de hız kontur eğrileri ve hız eş yükselti eğrileri çizilerek sonucun göz ile daha iyi ayırt edilmesi amaçlanmıştır. Eğrilerden de görüldüğü gibi kontur eğrilerinin yoğunlaştığı bölge seçilen kuramsal modelde hızın arttığı bölgeyi açık bir şekilde göstermektedir. Daha sonra aynı yapı modeli kullanılmış ve hücre sayısı 25'e yükseltilmiştir, (Şekil 12). Hücre sayısı artırıldıktan sonra elde edilen hız dağılımının daha iyi olduğu sonucu ortaya çıkartılmıştır, (Şekil 13a, b).

İkinci model olarak ters L şeklinde bir yapı modeli, kullanılmıştır, (Şekil 14). Bu modelde de yapının hızı 4000 m/s, civar ortamın hızı ise 2000 m/s olarak alınmıştır. Bu model için oluşturulan kaynak-alıcı geometrisi yine birinci modelin aynısıdır. Bölge 16 hücreye bölünmüş, hücre sınırları yapı sınırları ile tam olarak çakıştırılmış ve teorik modelin aynısı elde edilmiştir, (Şekil 15a, b).

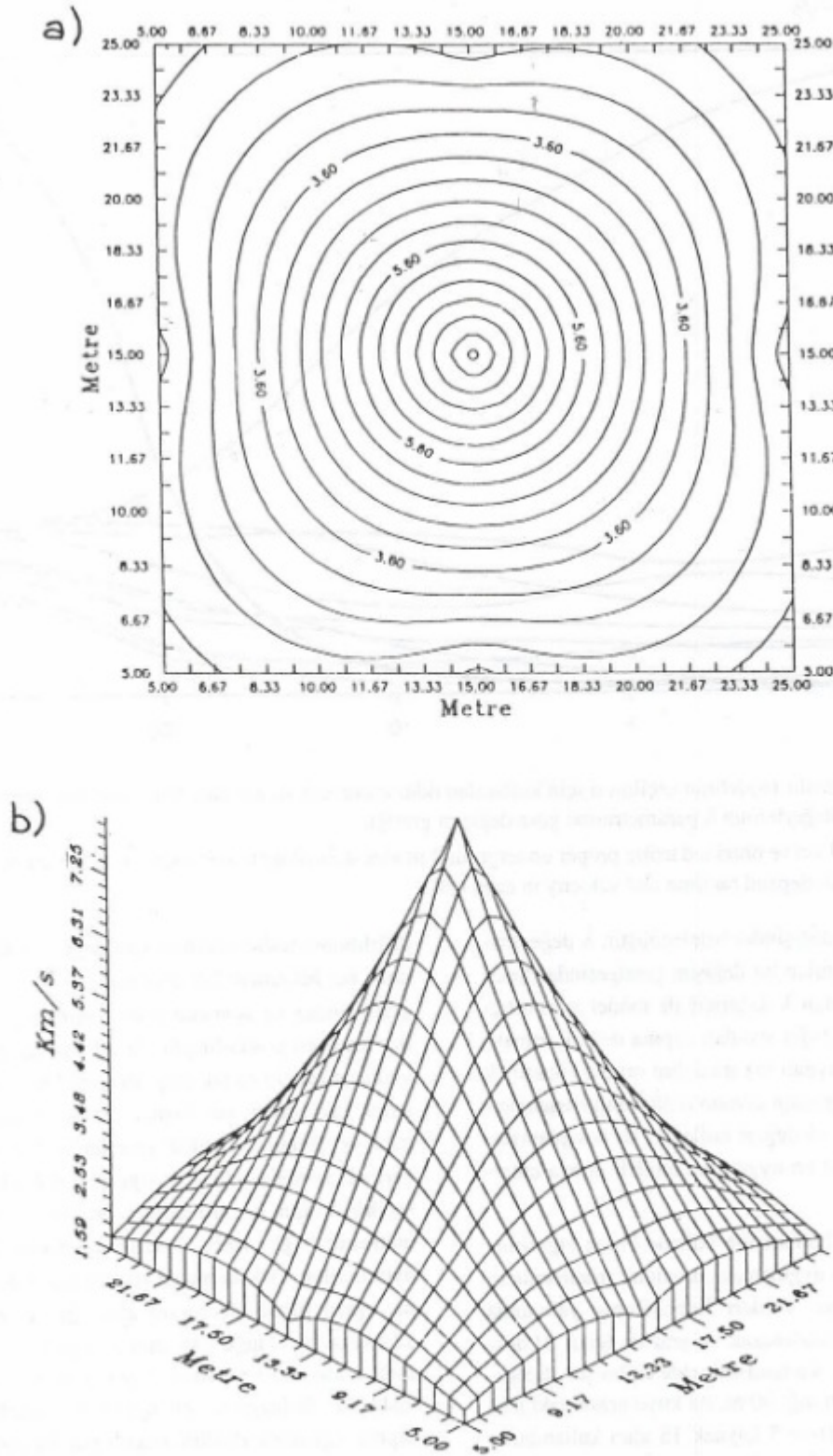
Bundan sonra oluşturan Model-III diğerlerine oranla çok daha küçük boyutlarda bölgenin sol üst ve sağ alt köşesine yerleştirilmiş 3x3 m boyutlarında iki küçük kare şeklindeki yapı ortaya çıkartılmaya çalışılmıştır (Şekil 16). Bu modelde de küçük yapıların hızı 4000 m/s civar ortam hızı ise 2000 m/s alınarak hücreler arasında homojen bir trend sağlanmaya çalışılmıştır. 25 hücre sayısı için sonuçlar, hız kontur eğrileri ve eşyükselti eğrileri olmak üzere sırası ile Şekil 17a, b'de verilmiştir. Ayrıca buraya kadar yapılan hesaplamalarda verilerin hiç bir şekilde gürültü içermediği ve arayüzeylerde yansıma, kırılma ve diğer fiziksel kuralların çalışmadığı tamamen homojen bir ortamın varlığının kabulü yapılmıştır.

Oluşturulan modellerin kullanılması sonucu elde edilen sonuçlardan görüldüğü gibi hücre sayısı arttıkça çözüm gücü daha da artmaktadır. Eğer bölgede ilerleyen ışın sayısını artırarak aynı işlemleri tekrarlayacak olursak sonuçların gerçek modele daha iyi uyum sağladığını ve bölgenin çok daha ayrıntılı olarak ortaya çıkartıldığını gözleyebiliriz. Bu zamana kadar yapılan kuramsal çalışmaların hiç biri daha önceden bahsedildiği gibi gürültü içermemekte ve oldukça ideal bir ortam ortaya koymaktadır. Bu ideallliği biraz daha ortadan kaldırarak gerçek veriye daha yakın bir veri ortaya koymak ve algoritmanın çözüm gücünü araştırmak için I. Model kullanılarak hesaplanan ilk varış zamanlarına, varış zamanlarının % 10'u oranında zaman değeri gürültü olarak eklenmiştir (% 10'luk gürültü sadece yapı dışındaki ortamda ilerleyen ışınlar eklenmiştir). Eklenen gürültü sonucunda Şekil-18a, b'de gözlemlendiği gibi yapının veri belli olmasına rağmen hız değişimlerinde anormal artışlar gözlenmiştir. Bunun için değişik λ değerleri kullanılarak her hücredeki hız değerleri ile zamana bağlı standart



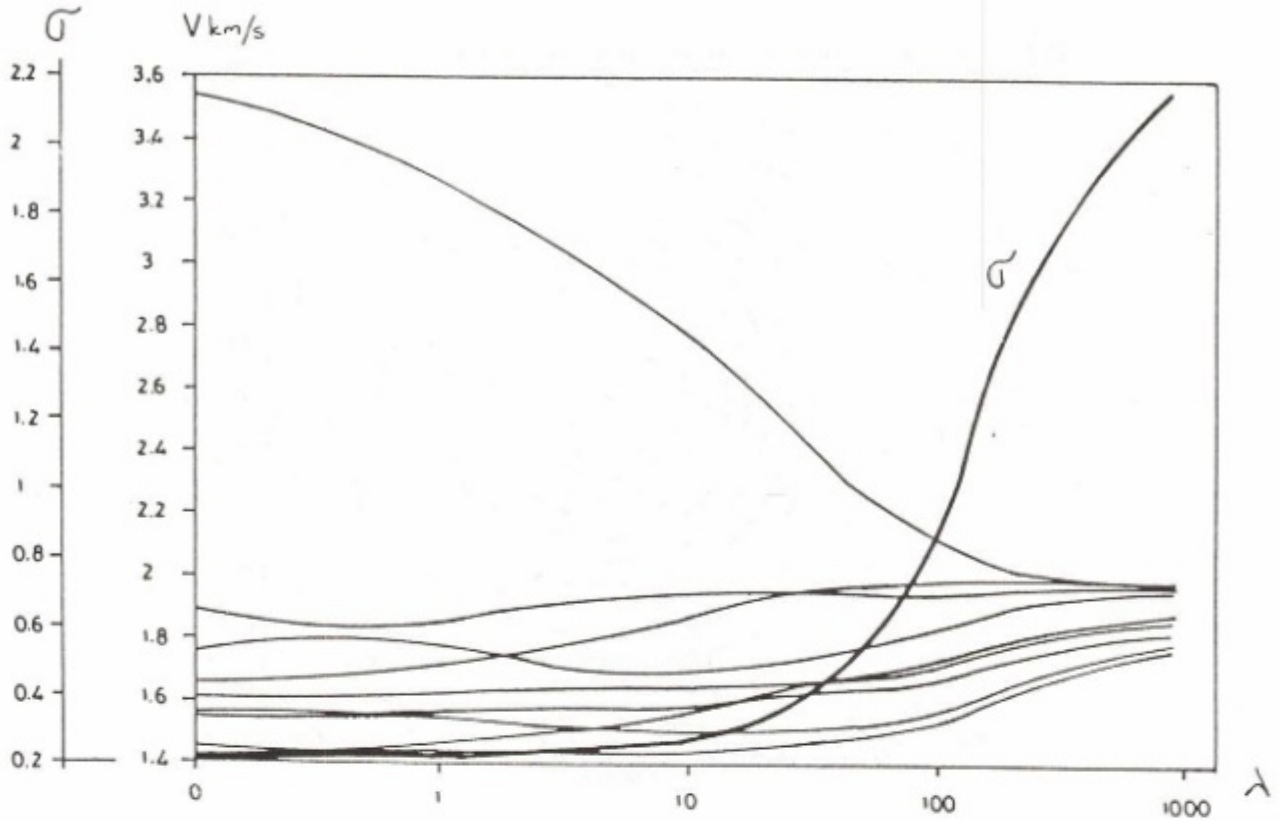
Şekil 17. Model-III'in ve VII. hücre koordinatlarının kullanılması sonucu görüntülenen yapının hız kontur haritası (a), görüntülenmiş yapının hız değişimine bağlı olarak elde edilen üç boyutlu görünüm (b).

Fig. 17. Velocity of image obtained using the model-III and coordinates of seventh cell (a), three dimensional image of Figure-17a which depends on velocity (b).



Şekil 18. Şekil 3'deki Model-I'n ve 1. hücre koordinatlarının kullanılması ile veriye % 10 gürültü eklenerek $\lambda = 0$ için elde edilen hız kontur eğrisi (a), yapının hız değişimine bağlı üç boyutlu görünümü (b).

Fig. 18. For $\lambda = 0$ velocity image obtained using Model-I in Figure-3, coordinates of first cell with % 10 noise is added to the data (a), three dimensional image depending on velocity (b).



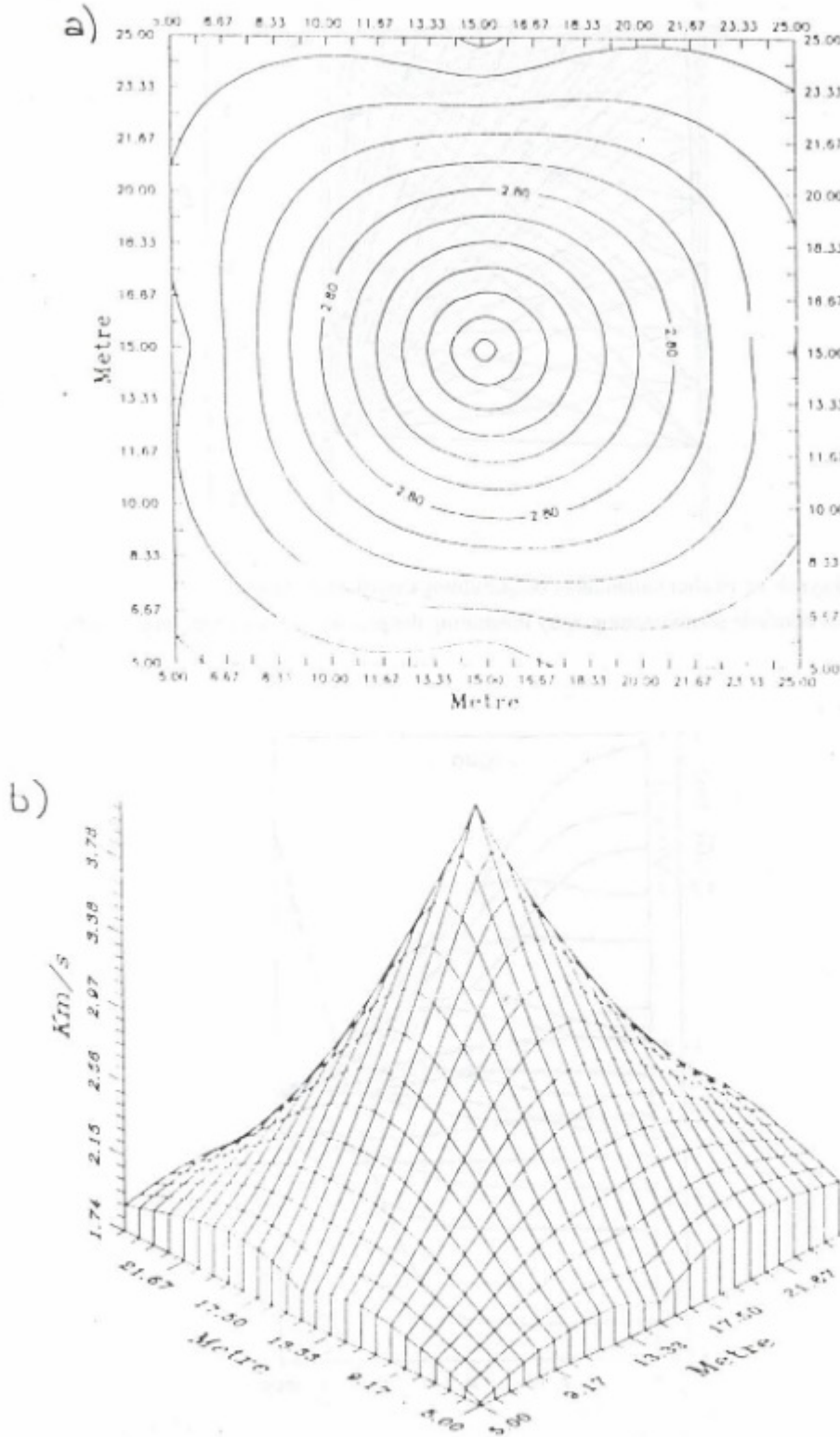
Şekil 19. Uygun yeraltı modelinin seçilmesi için kullanılan ödünleşme eğrisi. Zamana bağlı standart sapma ve her hücredeki hız değerlerinin λ parametresine göre değişim grafiği.

Fig. 19. Trade-off curve obtained using proper underground model, according to parameter λ , graphics of standart deviation which depend on time and velocity in each cell.

sapma değerlerindeki değişimler irdelenmiştir. λ değerlerine bağlı olarak oluşturulan bu değişim çizelgesinde (Şekil 19) görüldüğü gibi, artan λ değerleri ile model ayrımlılığı azalmakta ve zamana bağlı standart sapma değeri artmaktadır. Bölgeye ait en uygun hız modelini ortaya çıkartmak için standart sapma eğrisinin dönüm noktasının başlangıcına karşılık gelen $\lambda = 10$ değeri kullanılarak hesaplamalar yapılmış ve bölgeye ait en uygun hız modeli ortaya çıkarılmıştır (Şekil 20a, b).

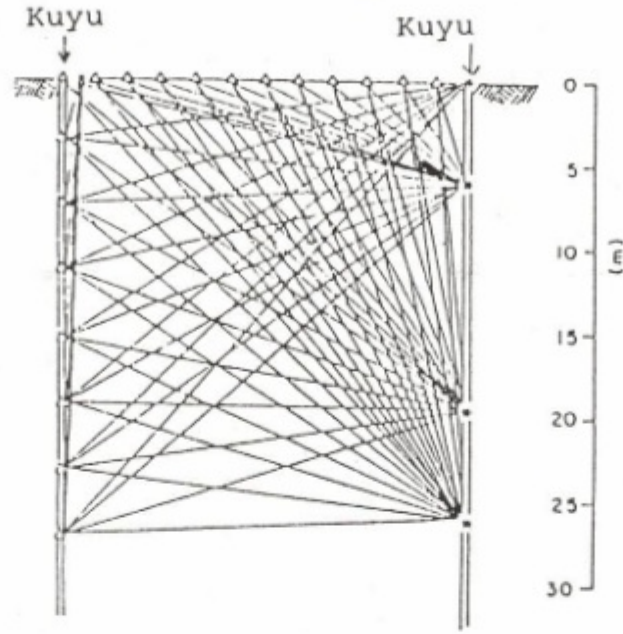
Çalışmanın son bölümünde kullandığımız algoritma gerçek arazi verilerine uygulanarak sonuçlar irdelenmiştir. Kullanılan gerçek arazi verileri İtalya-Roma yakınında açılmış iki kuyudan yararlanarak ve arazide Şekil 21'deki kaynak-alıcı geometrisi kullanılarak elde edilmiştir. Bölgede açılan kuyuların derinliği 30 m, iki kuyu arasındaki mesafe ise 30 m olmak üzere 5 kaynak 16 alıcı kullanılarak elde edilen sismik kayıtların ilk varış zamanları okunmuş ve gözlenen veri şeklinde algoritmada kullanılmıştır. Bölge önce 20 hücreye ayrılmış ve ortalama bir başlangıç hız değeri verilerek bölgenin hız dağılımı ortaya çıkartılmaya çalışılmıştır. En uygun ve en doğru hız modelinin ya da hız

dağılımının tesbit edilmesi için değişik λ değerleri kullanılarak her hücredeki hız değişimi değişik λ değerlerine göre grafiklenmiş ve sonucun gözle ayrımlılığının daha net olmasına özen gösterilmiştir. Zira bilindiği gibi λ değeri büyüdükçe çözüm en dik iniş (Steepest Descent) çözümüne, λ sıfıra yaklaşırken ise, kısıtsız en küçük kareler çözümüne yaklaşır. Bununla birlikte, gereğinden büyük seçilen λ değeri yavaş değişen bir hız dağılımı ortaya koyarken, model seçilebilirliğini de düşürecektir (Kuleli 1992). Sönüm parametresine bağlı olarak, model varyansının değişimi ve veri uyumsuzluk fonksiyonun varyansındaki değişim, ödünleşme eğrisi (trade-off curve) aracılığı ile izlenebilir. Şekil 22'den de görüldüğü gibi artan λ değerleri ile model ayrımlılığı azalmakta ve zamana bağlı standart sapma değeri artmaktadır. Bölgeye ait en uygun hız dağılımı σ_t standart sapma eğrisinin dönüm noktasının başlangıcına karşılık gelen λ değerine algoritmanın verdiği yanıt olarak alınmıştır. Burada $\lambda = 10$ değeri kullanılarak elde edilen hız modeli bölgeyi en iyi tanımlayan model olarak seçilmiştir. Bölgeye ait hız kontur eğrisi ve hız eş yükselti eğrisi sırası ile Şekil 23a ve b'de verilmiştir.



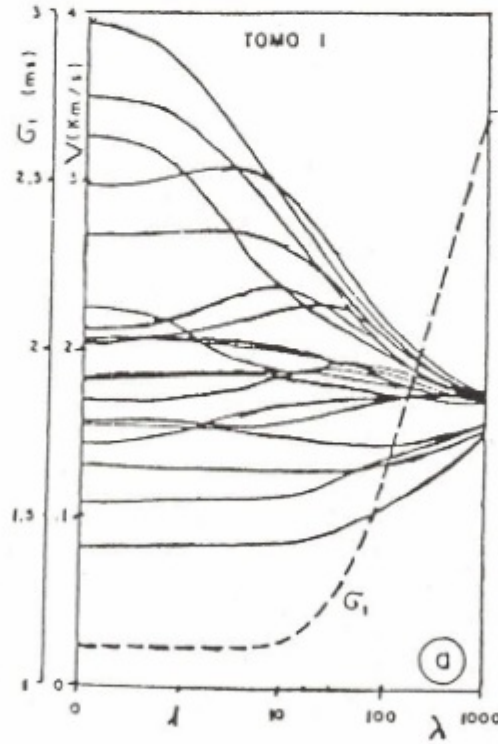
Şekil 20. Şekil 3'deki Model-I'n ve I. hücre koordinatlarının kullanılması ile veriye % 10 gürültü eklenerek $\lambda = 10$ için elde edilen hız kontur haritası, (a), yapının hız değişimine bağlı olarak elde edilen üç boyutlu görünüm (b).

Fig. 20. Velocity image obtained for $\lambda = 10$ using model-I. First cell coordinates and added data with noise % 10 (a), three dimensional image of Figure-20a which depends on velocity (b).



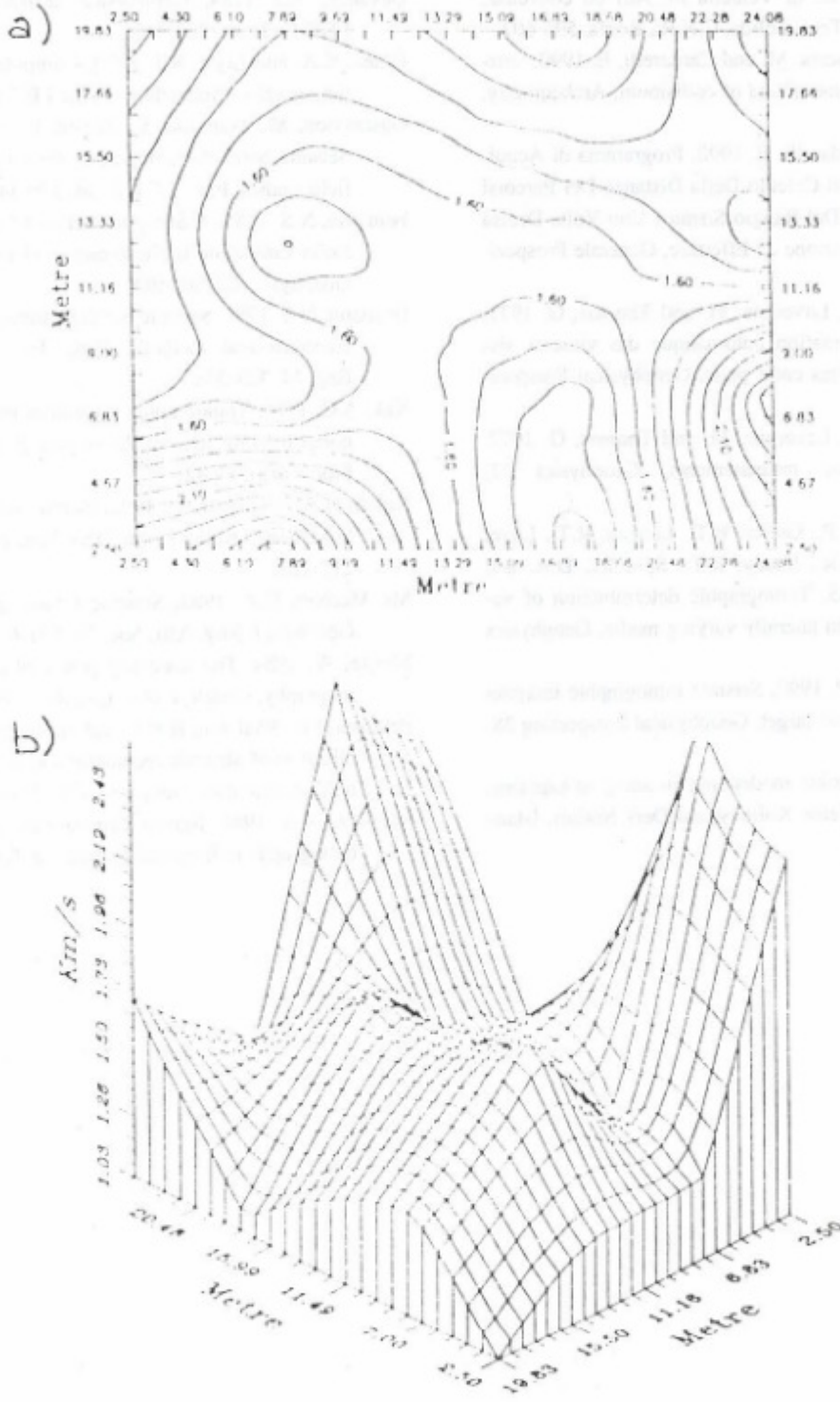
Şekil 21. Arazide, 5 kaynak ve 19 alıcı kullanılarak oluşturulmuş kaynak alıcı düzeni.

Fig. 21. The setup for borehole seismic tomography illustrating the positions of 5 sources on the surface and 19 receivers.



Şekil 22. Uygun yeraltı modelinin seçilmesi için kullanılan ödünleşme eğrisi. Zamana bağlı standart sapma ve her hücredeki hız değerinin λ parametresine göre değişim grafiği.

Fig. 22. Trade-off curve obtained using underground model, according to parameter λ . Graphics of standart deviation which depends on time and velocity in each cell.



Şekil 23. Şekil-21'deki kaynak alıcı geometrisine bağlı olarak elde edilen iki kuyu arasındaki bölgenin hız anomali haritası (a), yapının hız değişimine bağlı olarak elde edilen üç boyutlu görünümü (b).

Fig. 23. Velocity image map of area between two holes which depends on shot and receiver array in Figure-21 (a), three dimensional image depending on velocity (b).

KAYNAKLAR

- Bernabini, M. and Cardarelli, E. 1988, Tomografia-Seismica con Misure Dirette di Velocità In; Atti 60 convenz. Geopisica Della Terra Solida, C.N.R., Roma, 595-607.
- Bernabini, M., Cancianiccia, M. and Cardarelli, E. 1990, Seismic survey of some pillars of collisionism, *Archeometry*, 677-686.
- Bernabini, M. and Cardarelli, E. 1990, Programma di Acquisizione Dati Per il Calcolo Della Distanza Dei Percorsi Parziali e Totali Del Raggio Sismica Una Volta Decisa La Scompartimentazione de Effetture, Generale Prospetioni, Roma.
- Bois, P., La Porte, M., Lavergne, M. and Thomas, G. 1971, Essai de determination automatique des vitesses sismiques par mesures entre puits, *Geophysical Prospecting* 19, 42-83.
- Bois, P., La Porte, M., Lavergne, M. and Thomas, G. 1972, Well to seismic measurements, *Geophysics* 37, 471-480.
- Bishop, T.N., Bube, K.P., Gutler, R.T., Langan, R.T., Love, P.L., Resnick, J.R., Shuey, R.T., Spindler, D.A. and Wyld, H.W. 1985, Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media, *Geophysics* 50, 903-923.
- Bishop, I. and Styles, P. 1990, Seismic tomographic imaging of a buried concrete target, *Geophysical Prospecting* 38, 169-188.
- Cantez, N. 1992, Jeofizikte modellemenin amaç ve kapsamı. Jeofizikte Modelleme Kollokyumu Ders Notları, İstanbul, 1992, 11-32.
- Devaney, A.J. 1982, A filtered back propagation algorithm for diffraction tomography, *Ultrasonic Img.* 4, 336-350.
- Devaney, A.J. 1984, Geophysical diffraction tomography, *I.E.E.E. Trans.* 22, 3-13.
- Dines, K.A. and Lyle, R.J. 1979, Computerized geophysical tomography, *Proceedings of the I.E.E.E.* 67, 1065-1073.
- Gustavsson, M., Ivansson, S., Moren, P. and Phill, J., 1986, Seismic borehole tomography measurement system and field studies, *Proc. I.E.E.E.* 74, 339-346.
- Ivansson, N.S. 1985, A Study of methods for tomographic velocity estimation in the presence of low-velocity zones, *Geophysics* 50, 969-988.
- Ivansson, N.S. 1986, Seismic borehole tomography theory and computational methods. *Proc. Inst. Electr. Electron. Eng.* 74, 323-338.
- Kak, A.C. 1985, Tomographic imaging with diffracting and nondiffracting sources, In Haykin S. Ed., *Array Signal Processing* 351-428.
- Kuleli, H.S. ve Cantez, N. 1992, Sismik tomografi, Jeofizikte Modelleme Kollokyumu Ders Notları, İstanbul, 1992, 215-223.
- McMechan, G.A. 1983, Seismic tomography in boreholes, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 74, 601-612.
- Menke, W. 1984, The resolving power of cross-borehole tomography, *Geophys. Res. Lett.* 11, 105-108.
- Peterson, J.E., Paulsson, B.N.P. and McEvelly, T.V. 1985, Application of algebraic reconstruction techniques to cross-hole seismic data, *Geophysics* 50, 1566-1580.
- Ramirez, A.A. 1986, Recent experiments using geophysical tomography in fractured granite, *I.E.E.E.* 74, 347-451.

KUZHEY ONTARIO'DAKİ YÜZEY ÇÖKELLERİNİN ELEKTRİKSEL ÖZELLİKLERİ

Electrical Properties of Surficial Deposits in Northern Ontario

O. Metin İLKİŞİK*, J. David REDMAN** ve David W. STRANGWAY*

ÖZET

Kanada, Kuzey Ontario'da yürütülen yüksek frekanslı manyetotellurik araştırmalara paralel olarak bölgedeki glasiyel kökenli kil ve kumdan oluşan yüzey çökellerinin elektrik özdirenç özellikleri incelenmiştir. Metalik oluşumların sıkça görüldüğü Abitibi bölgesinde iletken yüzey killeri oldukça yaygın olup, elektromanyetik tekniklerin uygulanmasında önemli bir engeldir.

Kil, şist ve kumlardan oluşan glasiyel çökeller Prekambrien temel üzerinde yatay katmanlar oluşturmaktadır. Örtü katmanının ortalama kalınlığı 50 m kadar olup, kil kalınlığı yer yer 30 m'yi bulmaktadır. Çalışmamızda, bu kil, silt ve kumların alçak frekanstaki tipik özdirenç değerlerini ve 0.01 Hz ile 1 MHz aralığında özdirenç frekansa bağlı değişimini belirledik.

Ortalama doğru akım (alçak frekans) özdirenç değerleri 22 kil örneğinde ortalama 23 ohm.m, 13 silt örneğinde 72 ohm.m ve arazideki ölçümlerde kumlarda 1000-5000 ohm.m dir. 0.5 m Wenner elektrot açılımı ile arazide yapılan özdirenç ölçümleri bazı yerlerde alınan örneklerin laboratuvarındaki ölçümlerinden belirgin biçimde daha yüksek çıkmıştır. Bu farkın yüzeye yakın toprağın içindeki çatlaklardan ve toprağın yanal/düşey yöndeki özdirençlerinin farklı olmasından kaynaklandığına inanıyoruz.

Daha önceki araştırmacıların ölçümlerinin tersine, killerin özdirençleri genelde çok az bir frekans bağımlılığı göstermiştir. 5 ile 50 Hz arasındaki frekans etkisi % 2.5 dan daha azdır.

ABSTRACT

In conjunction with our application of Audio Frequency Magnetotellurics to electromagnetic mapping in Northern Ontario (Canada), we have carried out measurements on the electrical resistivity of the surficial deposits (clays, silts and sands). The conductive clays of the Abitibi clay belt, which are quite extensive in our study area, are known to be a serious impediment to the application of EM techniques in this important mining region.

The glaciolacustrine clays, silts and sands generally form a horizontally stratified section. Overburden thicknesses of 50 m and clay layer thicknesses of 30 m are not uncommon. We have characterized the "typical" low frequency resistivities of the clays, silts, and sands and measured the frequency dependence of their resistivity in the range 0.01 Hz to 1 MHz.

The average DC (low frequency) resistivities are: clays (22 samples) 23 ohm.m, silts (13 samples) 72 ohm.m and sands 1000-5000 ohm.m (in situ measurements). In situ DC resistivity measurements using a Wenner array with a spacing of .5 m give consistently higher resistivities than lab measurements on samples from the same locations. We believe that this difference is due to both cracks in the near surface soil and to differences between the horizontal and vertical resistivity of the soil.

In general, the samples show only a small frequency dependence in their resistivity in contrast with previous measurements on clays. The frequency effect between 5 and 50 Hz is typically less than 2.5 %

* Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul Üniversitesi, Avcılar 34850, İstanbul, Türkiye

** Department of Earth Sciences, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada

* The President's Office, The University of British Columbia, Vancouver, B.C., Canada

GİRİŞ

Daha önceki çalışmalarımızda, Kanada Kuzey Ontario'daki yüksek frekanslı manyetotelürik (AMT) araştırmamızın bazı sonuçları özetlenmişti (İlkişik ve diğ. 1982). Bu araştırmaların ana amacı kalın iletken bir katman ile örtülü temel kayanın elektriksel yapısının AMT yöntemi ile haritalanması idi. Cochrane ile eski büyük Barlow-Ojibway glasiyel gölünün günümüzdeki kalıntısı olan Abitibi Gölü arasında, glasiyel killer ve gölsek çökeller ile kaplı geniş bir alanda (Şekil 1) A-MT doğrultusu boyunca 28 noktada yapılan manyetotelürik ölçümlerin sonucu Şekil 2 de görülmektedir.

Genelde 100 m kalınlıktaki glasiyel kil-kum-silt katmanına karşı gelen ve bütün bölgeyi kaplayan örtü katmanını; örtü katmanının altındaki düşey sınırlar ve özellikle iki düşey iletken (Şekil 2c), birbirine dik yönlerde alınan ölçümlerden hazırlanan görünür öz direnç kesitleri (Şekil 2a, b) ve yönbağımlık çizimleri (Şekil 2d) üzerinde izlenebilmektedir.

Şekil 3 de ise Timmins'in doğusundaki Night Hawk Gölü yakınlarında yine glasiyel çökellerle kaplı bir alanda yapılan daha ayrıntılı bir manyetotelürik (MT) çalışmadan (Strangway, İlkişik ve Redman, 1983) alınmış bir örnek görülmektedir. F-34 kod numaralı ölçü noktasında alınan MT ölçümler (Şekil 3a) aynı noktadaki Schlumberger ölçümleri ile birlikte modellenmiştir. Şekil 3b frekans ortamındaki arazi eğrisinin doğrudan derinlik ortamına aktarılması ile bulunan en olası yeraltı modelidir. Şekil 3c de ise ters çözümle yapılan modelleme sonucu verilmiştir. Üstte kum, silt, kil ve yine siltten oluştuğu düşünülen toplam 115 m lik glasiyel örtü katmanının ortalama öz direnci 450 ohm.m olup, altta 5 km kadar kalın 30 000 ohm.m den daha büyük öz dirence sahip Prekambriyen metavolkanik ve metasedimentleri yer almaktadır. Model üzerinde yapılan SVD (İng.; singular value decomposition) analizi üstteki örtü katmanının iletken olan ikinci biriminin direnç ve kalınlığının (sırasıyla 445.9 ohm.m ve 114.3 m dir) arazi ölçümleri üzerindeki en etkili değişkenler olduğunu göstermektedir (Şekil 3a).

Örtü katmanının toplam kalınlığının ve "kum-kil-silt" ten oluşan örtü katmanının içindeki kil kalınlığının ve her ikisinin öz direncindeki yanal değişimlerin doğru izlenebilmesi, altta geniş bir alana yayılan Prekambriyen temel içindeki bazı olası önemli metalik yatakların (Cu, Pb, Au, ...) elektromanyetik yöntemlerle araştırılması açısından büyük önem taşımaktadır.

Bu çalışmada, örtü katmanını oluşturan kil, silt ve kumtaşı birimlerinde arazide ve laboratuvarında yapılan öz direnç ölçümlerini ve bunların örtü katmanının genel öz direnç yapısı ile ilişkisini tartışacağız. Çalışmalarımızın yoğunlaştığı alanın geniş bir bölümü Abitibi kil kuşağı ile örtülüdür (Şekil 1). Gölsel-karasal çökeller olan örtü kuşağının iletken killeri bölgede elektromanyetik tekniklerin

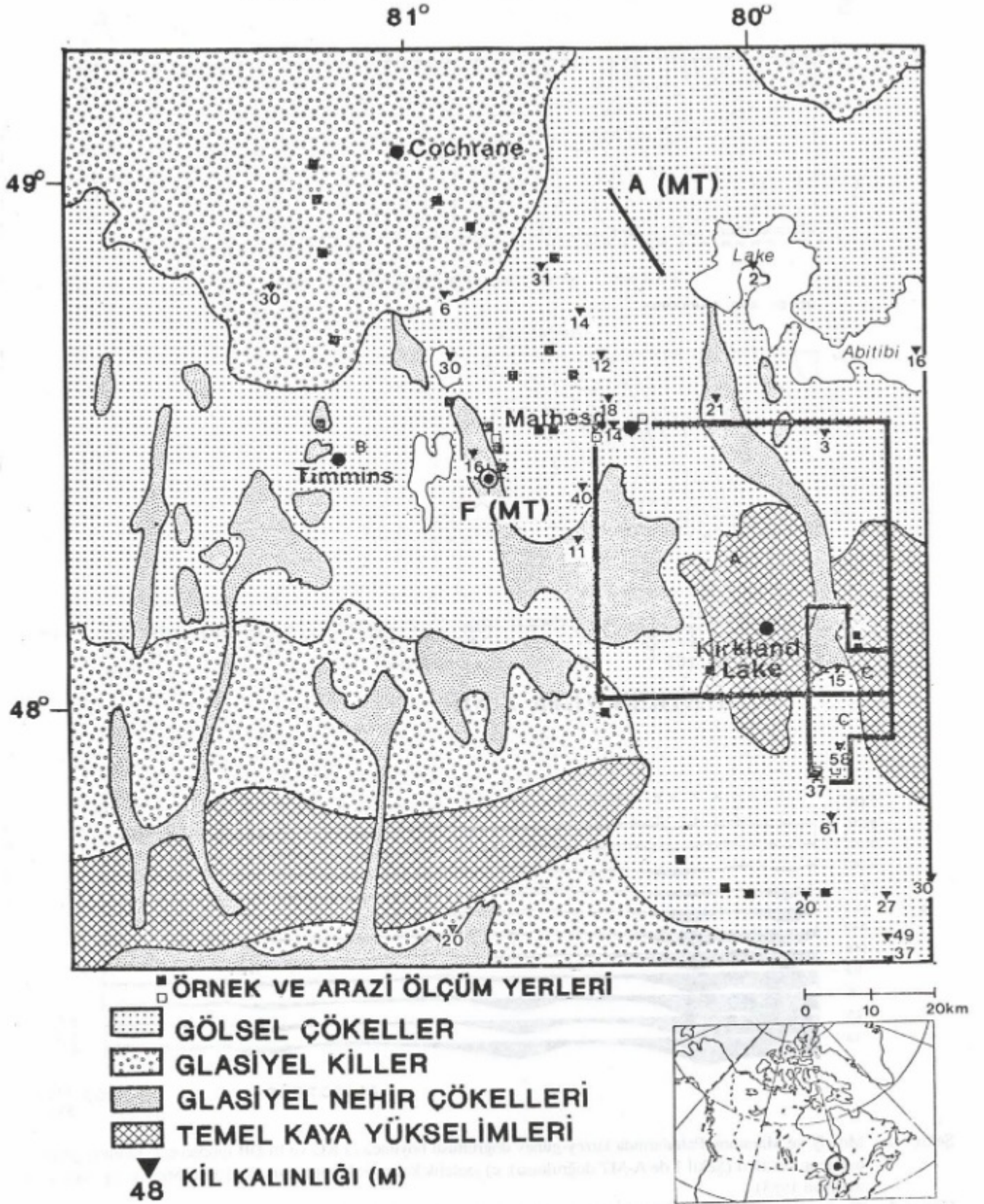
(EM) uygulanmasında nüfuz derinliğinin kısıtlanması nedeniyle önemli bir engel oluşturmaktadır. Bu iletken yüzeysel çökellerin elektrik özelliklerinin daha iyi anlaşılması EM verilerinin doğru yorumlanması açısından çok yararlı olacaktır. Araştırmamızın iki ana amacı vardır. Birisi, farklı yüzey birimlerinin tipik öz direnç değerlerinin belirlenmesi ve kil, silt ve kumlardan oluşan tipik elektrik kesitin ortaya çıkarılmasıdır. Diğeri ise öz direncin frekansa bağıllığının incelenmesidir. Çalışmalarımızın büyük bölümü en iletken yüzey örtü birimi olan kil ve siltlerin özelliklerinin tanınmasına ayrılmıştır.

ÖRTÜ KATMANININ BİRİMLERİ VE KALINLIĞI

Örtü katmanının ve kil biriminin kalınlığının tipik değerlerinin ne olduğunun belirlenmesi için araştırma alanına ait eldeki yayınlar gözden geçirilmiştir. Abitibi kil kuşağında, killeri, siltleri ve kumları geri çekilen buzulların önündeki oluşumlardan biri olan Barlow-Ojibway gölünde çökelmiştir. Genelde killeri ve siltleri mevsimsel dönüşümlü olarak tekrarlanan bir görünümündedir. Cochrane bölgesinin kuzeyinde ise "till" ler (siltli kil) killeri örter. Bunlar buz katmanının yerel bir ilerlemesi sonucunda oluşmuştur. Diğer bazı bölgelerde de killeri "esker" ler (suların taşınmasıyla gelen kumlar) ile örtülmüştür. Temel kaya mostralari arasında kalmış ve vadilere gömülmüş kalın kil cepheleri oldukça yaygındır (Boissonneau 1966, Desaulniers 1982).

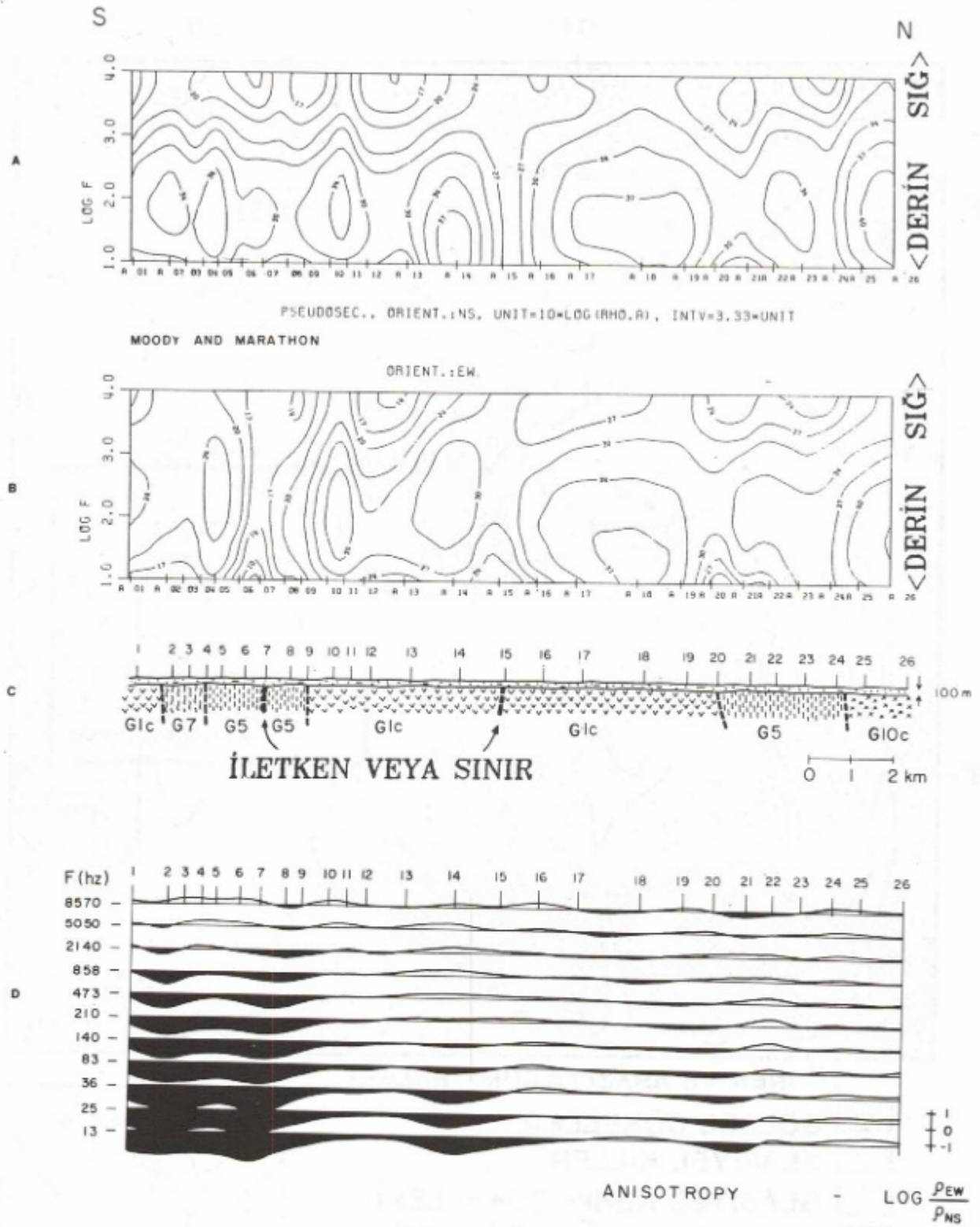
Yüzey şekilleri ve birimleri Ontario Geological Survey (OGS) tarafından 1:100 000 ölçeğe haritalanmıştır. Ayrıca yine OGS tarafından çeşitli ruhsat raporları esas alınarak hazırlanmış bir dizi kalınlık haritası yayınlanmıştır (Hughes 1961). Eldeki kalınlık haritaları Şekil 1 de A bölgesi olarak işaretli olan, bölgenin önemli bir madencilik alanı olan Kirkland Lake civarındadır. Bu haritalardan oluşan verilere göre üst katman kalınlıklarının histogramı Şekil 4a'da görülmektedir. Timmins civarında B bölgesindeki ruhsat raporlarından hazırlanan örnekleme ise örtü katmanının genelde 40 m kalınlıkta olduğunu göstermektedir (Şekil 4b). Örnek alınan 221+97 noktanın herbirinin yakınındaki çeşitli verilerden en derin olanı seçilmiştir. Böylece bölgenin derin kısımlarının belirlenmesi amaçlanmıştır. Ancak, sondaj yapanların daha çok örtü katmanının nispeten ince olduğu yerleri tercih etmeleri nedeniyle bu sonuçlar ortamı olduğundan daha ince gösteren bir hata içermektedir. Kanaatimiz incelenen bölgede örtü katman kalınlığının genelde 50 m den daha fazla olduğudur. Örneğin, Gauthier Paftasında yapılan bir sondajda temel kayaca 242 m de ulaşılmıştır.

EM yöntemlerin nüfuz derinliğini kısıtlayan önemli birimler kil ve silt katmanlarıdır. Sondaj verilerine göre tipik kil ve silt katmanları ortalama kalınlıkları Şekil 1 üzerinde işaretlenmiştir. Örneğin Frederik House civarındaki 93 sondajdan bulunan ortalama kil kalınlığı 35 m dir. Temel kayanın mostralari verdiği Kirkland Lake'in güne-



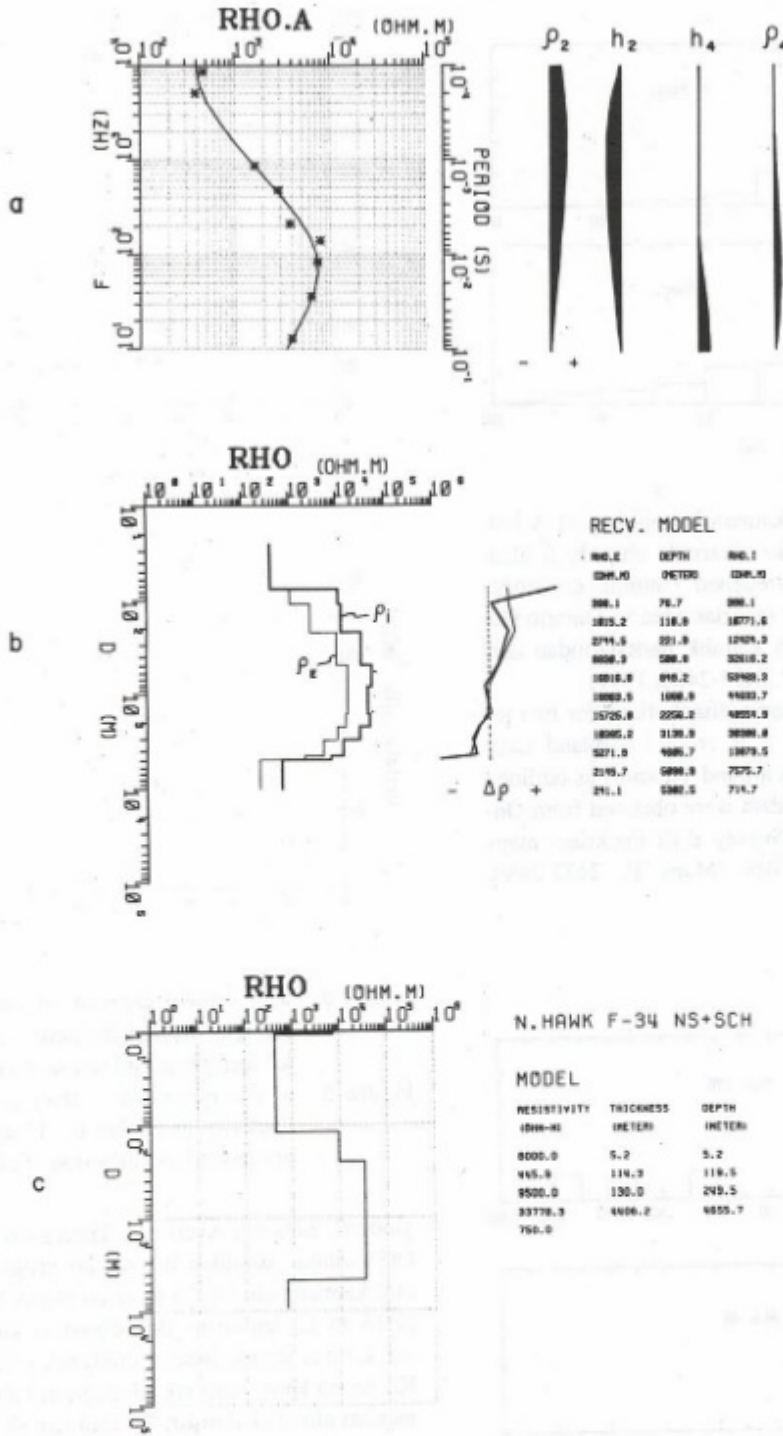
Şekil 1. İnceleme alanı ve örnek alınan yerler.

Figure 1. Study area showing sampling locations.



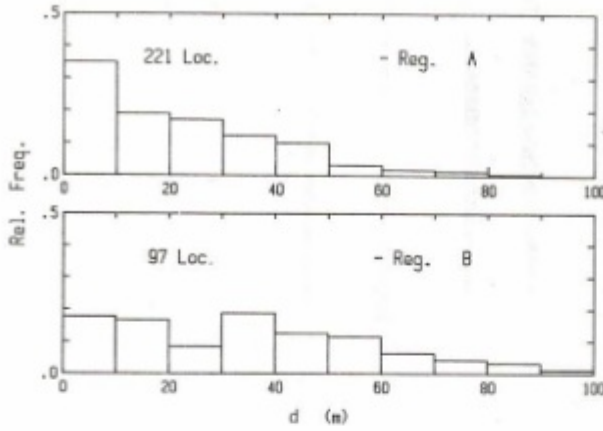
Şekil 2. Moody ve Marathon Paftalarında kuzey-güney doğrultusu boyunca a) KG ve b) DB modlarında alınmış görünür öz direnç kesitleri (Şekil 1 de A-MT doğrultusu); c) jeolojik kesit ve d) yönbağımlılık çizimi (Strangway, İlkışık ve Redman 1983).

Figure 2. The pseudosections from Moody and Marathon Townships along north-south orientation in NS and EW modes, (a) and (b) respectively (Profile A-MT on Fig. 1); a sketch geologic section (c), and the anisotropy plot (d); (Strangway, İlkışık and Redman 1983).



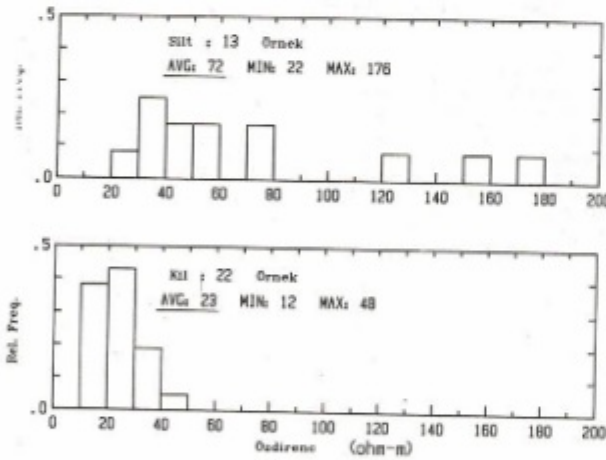
Şekil 3. a) F-34 noktasında (bak. Şek. 1) frekansa bağlı olarak ölçülen AMT değerleri (yıldızlar) ile en iyi modelin tepkisi (dolu çizgi) ve SVD analizi ile belirlenen en önemli değişkenlerin etkileri. b) Veriden doğrudan saptanmış modelin görünümü. ρ_e , etkin öz direnç; ρ_i aradeğer öz direncidir. c) AMT ve Schlumberger ölçümlerine göre en iyi ters çözüm modeli (Strangway, İlkışık ve Redman 1983).

Figure 3. AMT measurements (asterisks) vs. frequency at site F-34 (see Fig. 1), together with the best model response (full line) and the effects of the most important model parameters derived from SVD analysis. b) Illustration of the directly recovered model from data. ρ_e , effective resistivity; ρ_i interval resistivity. c) Best fitted inverse model based on AMT and Schlumberger measurements (Strangway, İlkışık and Redman 1983).



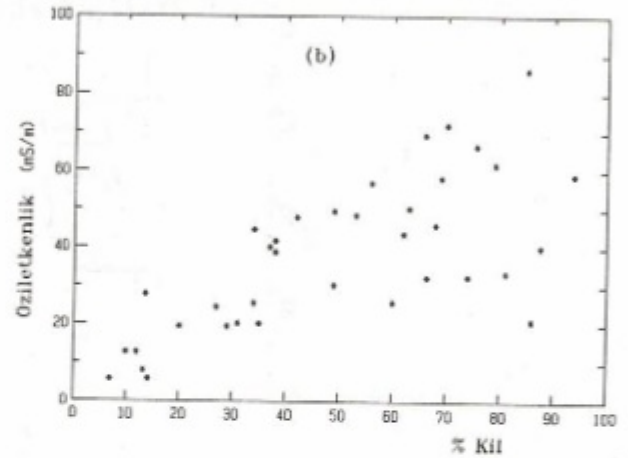
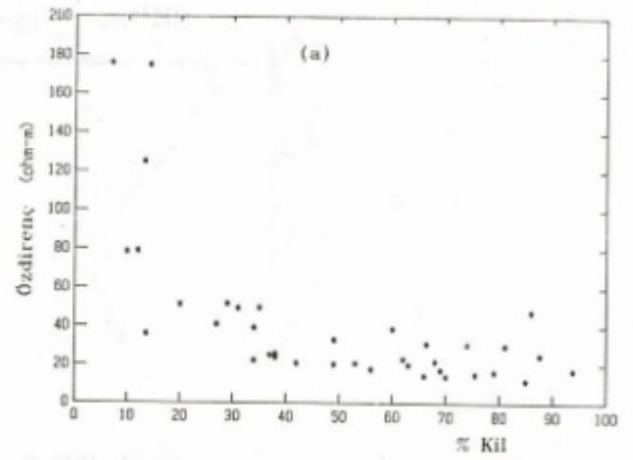
Şekil 4. İki bölgede örtü katman kalınlıkları. a) A bölgesi Kirkland Lake civarında olup, b) B alanı ise Şekil 1 de işaretlenen Timmins civarındadır. Veriler ruhsat raporlarından ve Ontario Geological Survey'in kalınlık haritalarından derlenmiştir (Maps P. 2477-2480, 1979).

Figure 4. Overburden thickness distributions for two regions. a) Region A is around Kirkland Lake and b) region B is around Timmins as outlined on Figure 1. The data were obtained from Ontario Geological Survey drift thickness maps and assesment files (Maps P. 2477-2480, 1979).



Şekil 6. Kil ve siltler üzerinde 50 Hz için ölçülen özdirenç değerleri. Siltlerin özdirençleri daha yüksek olup değerler daha değişkendir.

Figure 6. The distribution of resistivities at 50 Hz for silts and clays. The silts are more variable and have higher resistivities.



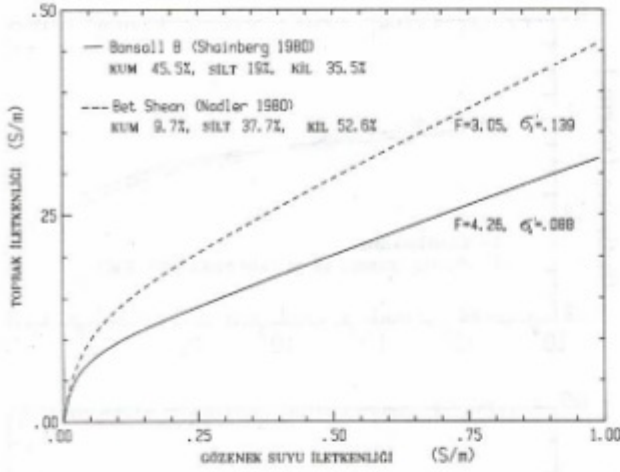
Şekil 5. a) 1" (inch) çapında silindirik örneklerde 50 Hz için ölçülen özdirenç ve b) öziletkenliğin kil içeriğinin fonksiyonu olarak değişimi.

Figure 5. a) The magnitude of the resistivity and b) conductivity at 50 Hz on 1" cylindrical sample are plotted as a function of clay content.

yinde (C bölgesi) Averill ve Thompson (1981) tarafından OGS adına yürütülen bir sondaj programında en büyük örtü katman kalınlığı 73 m ve en büyük kil katman kalınlığı 58 m gözlenmiştir. Bu bölgedeki kuyularda gözlenen üst katman kesitlerindeki stratigrafi oldukça değişkendir. Kil ve silt katmanları sık sık değişen kalınlıktaki kum katmanları altında kalmıştır. Bu alan için elde edilen sismik veriler ve sondaj sonuçları temel kaya topoğrafyasında önemli değişimlerin olabileceğini, kille dolmuş vadi ve kanalların oldukça yaygın olduğuna işaret etmektedir.

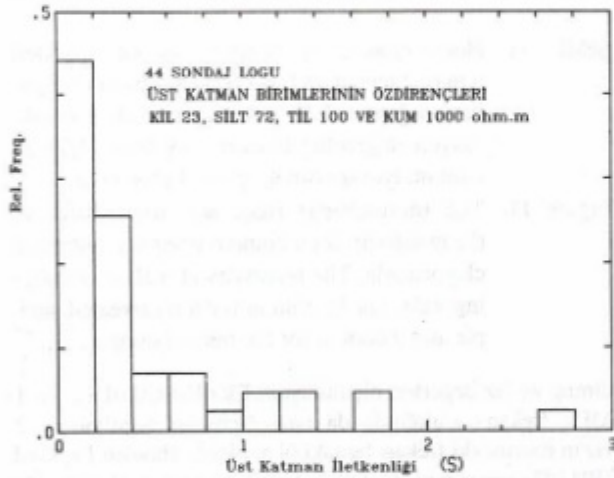
ÖZDİRENÇ ÖLÇÜMLERİ

Özdirenç ölçümleri için yerleri Şekil 1 de belirtilmiş olan örnekler kum ocaklarından, yol yarmalarından veya dere yatakları boyunca mostralardan alınmıştır. Örnek toplanırken ayrışmamış ve bozulmamış kil açığa çıkıncaya



Şekil 7. Nadler ve Frenkel (1980) ile Shainberg ve diğ. (1980) den alınan iki toprak örneği için toprak iletkenliğinin gözenek suyunun iletkenliğine bağlı tipik değişimi.

Figure 7. Typical dependence of soil conductivity on pore water conductivity for two soil samples from Nadler and Frenkel (1980) and Shainberg et al. (1980).

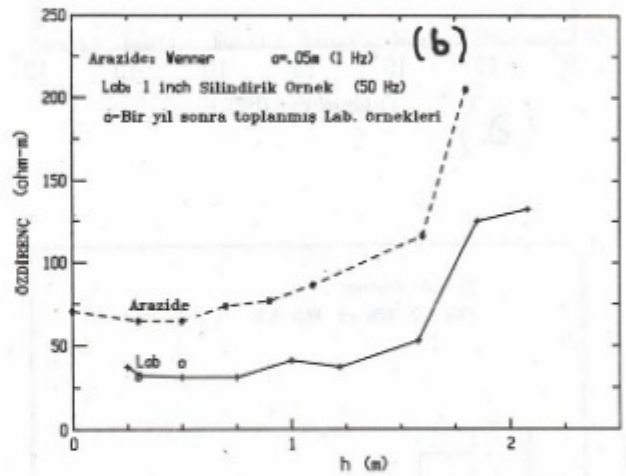
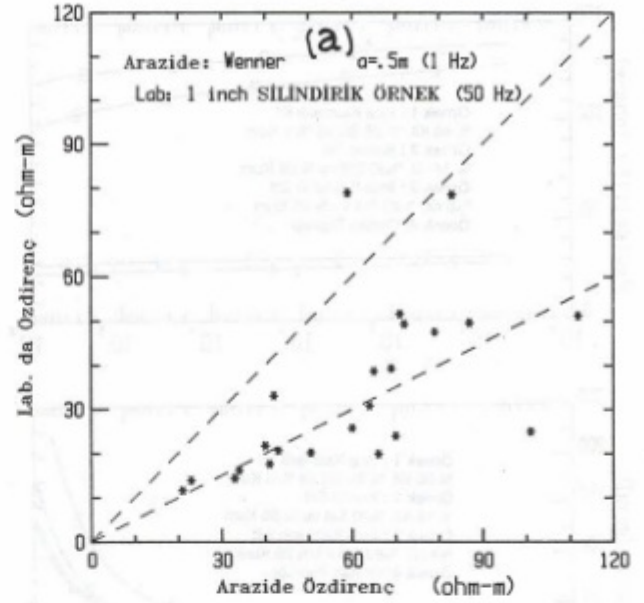


Şekil 8. Kirkland Lake'in güneydoğusunda (Şekil 1 de gösterilen) C bölgesinde belirlenmiş üst katman iletkenlikleri.

Figure 8. Estimated overburden conductances for region C (shown on Figure 1) southeast of Kirkland Lake.

kadar üstteki malzemeler atılmıştır. Örnekler, yatay özdi-rencin belirlenmesine uygun bir yönde, kilin yüzeyine 1" (inch) lik plastik bir tüp bastırılarak alınmıştır ve birimin olabildiğince tekdüze özelliklerini simgeler. Ayrıca orijinal nem içeriğinin korunması için plastik torbalara konmuş ve ağızları tamamen kapatılmıştır.

Alınan örneklerin 5 Hz ile 1 MHz frekans aralığında

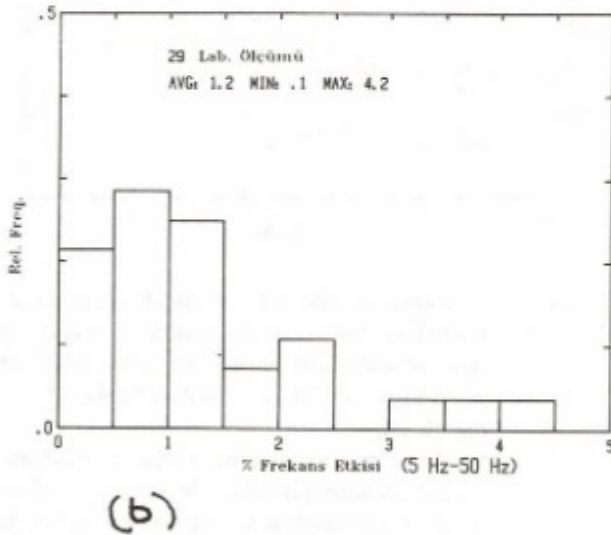
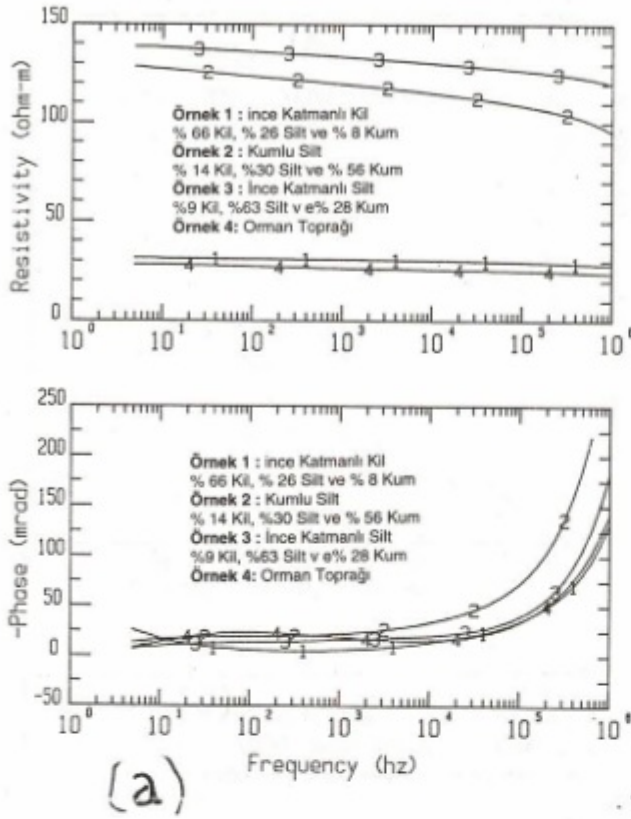


Şekil 9. a) Arazide ve laboratuvarında ölçülen öz dirençler arasındaki ilişki. Arazi ölçümleri $a=0.5$ m elektrod aralığı kullanılarak Wenner dizilimi ile yapılmıştır. Örneklerin yerleri Şekil 1 de işaretlenmiştir.

b) 2 m lik bir kil katmanında arazide ve laboratuvarında ölçülen öz dirençlerin karşılaştırılması. Arazi ölçümlerinde $a=0.5$ m elektrot açılım ile Wenner dizilim kullanılmıştır.

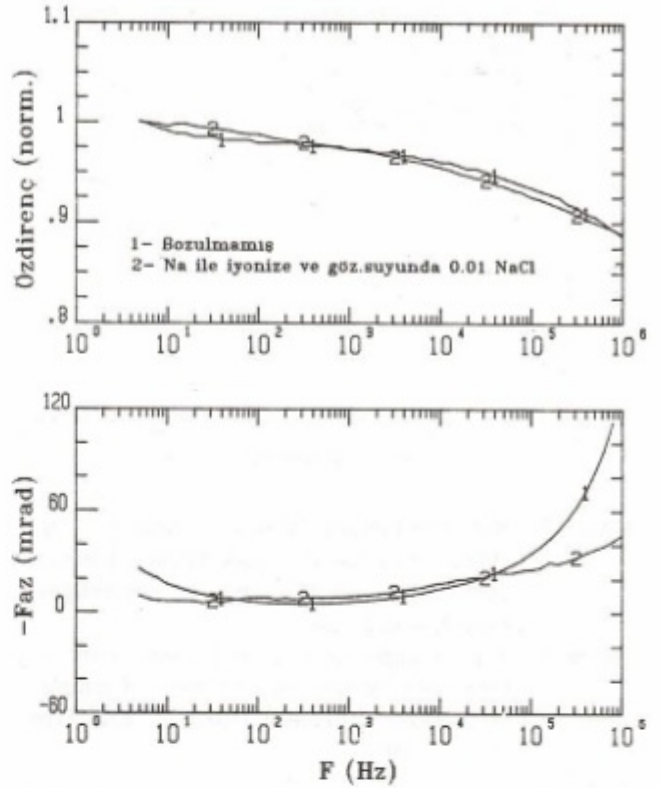
Figure 9. a) Relationship between the in situ and laboratory measurements of the resistivity using a Wenner array with $a=0.5$ m for the in situ measurements. The sample sites are shown on Figure 1.

b) Comparison of in situ and laboratory measurements of resistivity through a 2 m clay layer. For the in situ measurements a Wenner array, with $a=0.5$ m, was used.



Şekil 10. a) Tipik toprak örnekleri için özdirencin ve faz'ın frekansa bağlı değişimi.
b) Laboratuvar örneklerinde gözlenen yüzde olarak frekans etkisinin (PFE) dağılımı.

Figure 10. a) The frequency dependence of the phase and magnitude of the resistivity of typical soil samples.
b) The distribution of percent frequency effect (PFE) observed in laboratory samples.



Şekil 11. Homo-iyonize ve bozulmamış kil örnekleri için özdirencin ve faz'ın frekansa bağlı (normalize) değişimi. 5 Hz'deki özdirenc (ki normalizasyon değeridir) bozulmamış örnek için 32 ohm.m, iyonize örnek içinse 9 ohm.m dir.

Figure 11. The (normalized) frequency dependence of the resistivity for a homoionized and untreated clay sample. The resistivity at 5 Hz (normalizing value) is 32 ohm.m for the untreated sample and 9 ohm.m for the treated sample.

direnc ve faz değerleri ölçülmüştür. Ek olarak 0.01 Hz ile 1 MHz frekans aralığında da bazı ölçümler yapılmıştır. 5 Hz'indeki frekanslardaki ölçümlerde Hewlett Packard HP4192a empedans analizörü kullanılmıştır. 5 Hz-10 kHz arasında farklı akım ve potansiyel elektrotları kullanılarak 4 elektrotlu ölçümler, 10 kHz'in üzerinde ise dört uçlu ve iki elektrotlu teknik kullanılmıştır. Akım elektrotları için platin ağ, potansiyel elektrotları için platin tel kullanılmıştır. Bütün ölçümlerde akım yoğunluğu yaklaşık 0.1 A/m seçilmiştir. Örneklerimiz içerdikleri kum, silt ve kil taneciklerinin hacim oranına göre sınıflandırılmıştır. Bu tane boyutu analizi, süzülme ve tortulaşma analizindeki standart tekniklerle yapılmıştır. Kum hacim oranı ise örnek 45 µm'lik bir şüzgeçten geçirilerek belirlenmiştir. Geri kalan silt ve kil içeren örnek ise bir kimyasal çözücü (calgon) içeren saf suda ayrıştırılmıştır. Karışım 4 µm'den büyük tane boyutundaki bütün parçacıklar çökünceye kadar bekletilmiştir. Ayrışma olduktan sonra, çözeltinin içindeki kil miktarı sıvı bir fırında buharlaştırılıp kalan tortu tartılarak belirlenmiş-

tir. Tortu içinde kalan kimyasal çözücü miktarı için de düzeltmeler yapılmıştır. Bu çökeltme işlemi bütün kil miktarı giderilinceye kadar üç kere tekrarlanmıştır. Bu işlem sonunda silindir kabda kalan tortu silt miktarının belirlenmesinde kullanılmıştır.

Kil hacim oranı tipik olarak % 70 kadar kil minerali içermektedir. Kil örneklerinin birkaçı üzerindeki x-ışını difraksiyonu analizi temel kil minerallerinin % 40 oranında klorit ve % 30 oranında illit olduğunu göstermiştir. Yazıda kum, silt ve kilin miktarına değinildiğinde örneğin minerolojisi değil tane hacim oranı kastedilmektedir.

ALÇAK FREKANS ÖZDİRENÇ ÖLÇÜMLERİ

Alçak frekans (50 Hz) veya doğru akım (DC) öz direnç ölçüm sonuçları Şekil 5 de görülmektedir. Grafiklerde, Şekil 1 de görülen dağılık yerlerin herbirine bir ölçüm karşılık gelmektedir. Sonuçların hem iletkenlik hem öz direnç cinsinden gösterilmesi verilerde düşük ve yüksek kil içeriği görülmesi durumunda ayrıntıları yansıtır. Sabit bir kil içeriği için belli miktarda saçılma olmasına karşın, artan kil miktarı ile iletkenlik artışı açıkça gözlenmektedir. Belirli bir miktarda kil'e karşı gelen dağılım ise daha çok farklı gözenek suyu iletkenlikleri ve farklı ortamlarda gelen örneklerin formasyon türleri ile kontrol edilmektedir.

Şekil 6 da siltler ve killeri için öz direncin dağılım grafiği verilmektedir. Verilerin sunulmasında örnekler üç gruba bölünmüştür. % 35 den çok (hacim oranı) kil içeren killeri az kil içeren ve % 70 ten az kum içeren siltler. Kil'lerin öz dirençleri daha çok ortalama 23 ohm.m civarındadır, ancak siltlerin öz dirençleri biraz daha çok değişmektedir. AMT yöntemi ile bölgede yaptığımız arazi çalışmalarını (Ilkışık ve diğ. 1982) iletken örtü katmanlarının çoğu üzerinde 20-50 ohm.m lik tipik değerler vermiştir.

Alçak frekans veya doğru akımda toprak iletkenliğinin (σ) gözenek suyu iletkenliğine ve parçacıkların yüzey iletkenliğine bağımlılığını açıklamak üzere Shainberg ve diğ. (1980) tarafından nispeten basit bir model önerilmiştir. Bu modelde bir toprakta iletimi açıklamak üzere iki yol düşünülmüştür. Bir iletim yolu yalıtkan olduğu düşünülen taş dokunun gözeneklerinden geçer. Diğer yolunu ise kil parçacıklarının yüzeyindeki yükler oluşturur. Bu durumda topraktaki iletkenlik

$$\sigma = \sigma_{\omega} F^{-1} + \sigma_s \sigma_{\omega} (K \sigma_s + \sigma_{\omega})^{-1} \quad (1)$$

biçiminde yazılabilir. Burada $\sigma_s = \mu^+ C_p (\partial F)^{-1}$ olup, μ^+ katman yüzeyine nüfuz edebilen belirli bir katyonun hareketliliği (cm.s/Vm), C katyon bağlanma kapasitesi (meq/gr), ρ toprağın yoğunluğu (gr/cm³), ϕ gözeneklilik, σ_{ω} gözenek suyu iletkenliği (mmho/cm), σ_s görünür yüzey iletkenliği (mmho/cm), F formasyon faktörü ve K katının oransal uzunluk katsayısı ($K \approx 0.3$) dir.

Şekil 7 de Nadler ve Frenkel (1980) ile Shainberg ve diğ. den (1980) alınan iki örnek için toprak iletkenliğinin, gözenek suyu iletkenliğine bağlı yukarıdaki modele dayanan değişimi görülmektedir. Mevsimlik katmanlı (ince renk tekrarı gösteren) killerde de gözenek suyu iletkenliğine benzer bir bağımlılık beklenirken, daha yoğun olduklarından topraktan daha yüksek formasyon faktörleri gözlenmiştir. Biz, kil örneklerimizden birinde (% 62 kil, silt ve kum) gözenek suyu iletkenliğini 0.13 S/m ölçtük.

Shainberg modeli farklı yerlerden toplanan örneklerde sabit bir kil miktarı için iletkenlikte gözlenen saçılmanın farklı gözenek suyu iletkenliklerine, formasyon katsayılarına ve katyon değişme (exchange) kapasitesine (kil miktarına değil farklı kil minerolojisi ve iyonik elemanlarla ilişkili) bağlı olduğuna işaret etmektedir. Benzer bir kaynaktan gelen ve aynı çevrede çökelen killerin bulunduğu bir bölgede (yani bölgemizdeki Barlow-Ojibway gölü) bütün örneklerdeki kil minerolojisinin aynı olduğu kabul edilebilir. Bu yüzden iletkenliklerindeki saçılma daha çok farklı gözenek suyu iletkenliklerine ve formasyon faktörlerine bağlı olmalıdır. Bölgeden toplanan toprak örneklerinin öz dirençlerine ilişkin ölçümlerimiz tipik değerler olarak alınabilir.

Kirkland Lake'in güneyinde örtü katmanı üzerinde sondajlardaki kuyu loglarını ve bizim laboratuvardaki silt, kil ve kumlar üzerindeki öz direnç ölçümlerimizi kullanarak bu bölgede "till"ler için üst katman iletkenliği tahmin edilebilir (Şekil 8). Bu sonuçlar genelde bölgede 1-2 Siemenslik iletkenlik değerleri geçerli olduğunu göstermektedir. Abitibi bölgesinde tuzlu su içeren bazı örtü katmanlarında öz dirençlerin çok daha farklı olduğu rapor edilmiştir. Abitibi kil kuşağında gözlediğimiz ortalama 23 ohm.m lik değere karşı Ontario'nun Hawkerbury bölgesindeki denizel killerde 2 ohm.m civarında düşük öz dirençler ölçülmüştür (Dyck 1979).

0.5 m lik elektrot açılımı ve Wenner dizilimi kullanılarak, örnek alınan noktalarda arazide öz direnç ölçümleri de yapılmıştır. Laboratuvardaki ölçümlerimizle arazideki ölçümlerimizin karşılaştırılması Şekil 9a da görülmektedir. Laboratuvar ölçümlerimizin hemen tamamı arazi ölçümlerinin yaklaşık yarısı kadar çıkmıştır. Bu farkın daha çok yüzeye yakın topraklardaki direnci artıran çatlaklara ve toprak içinde yatay ve düşey yöndeki dirençlerin farklı olmasına bağlı olduğuna inanıyoruz. Bu bölgedeki (ince çizgili) killeri için Chan ve Kenny (1973) yönbağımlı su geçirim katsayılarının 5 kat farklı olabileceğine işaret etmektedir. Bu ise benzer bir etkinin elektrik öz dirençler üzerinde de gözlenebileceğine işaret eder. Şekil 9b de 2 m kalınlığındaki aynı bir kil katmanından alınan çeşitli örnekler için laboratuvar ve arazideki ölçümler arasındaki benzer bir farkı yansıtmaktadır.

ÖZDİRENCİN FREKANS BAĞIMLILIĞI

Laboratuvar örneklerimizin karmaşık öz direncinin frekans bağımlılığı da araştırılmıştır (Şekil 10a). Mehran ve Arulanandan'ın (1977) kaolenit, illit ve siltli kilin öz direncine ilişkin laboratuvar ölçümleri 50 Hz - 100 kHz frekans aralığında önemli bir frekans bağımlılığı göstermektedir. Onların ölçümleri öz direnç değişim büyüklüğünün azalan su içeriği, elektrolit yoğunluğu ve katyon değişim kapasitesi ile arttığını göstermiştir. Siltli killeri üzerindeki ölçümler 100 Hz ile 1 kHz arasında % 17 bir frekans etkisi vermiştir. Onların gözlediği değişimler bizim gözlediklerimizden çok daha fazladır. Bizim gözlemlerimizde en büyük değişim 5 - 50 Hz arasında % 4 civarındadır (Şekil 10b). Genelde örneklerimizin öz direncinde frekansa bağlı çok az bir değişim vardır. Sadece daha önce de işaret ettiğimiz gibi (Strangway ve diğ. 1983) örneklerimizden tek bir tanesinde önemli bir negatif PFE ve pozitif faz açısı görülmüştür.

Örneklerimizde gözlenen öz direnç değişiminin Mehran'ın sonuçları ile doğrudan karşılaştırılması amacı ile örneklerimizden birini Na⁺ ile iyonize ettik ve aynı yerden alınan diğer bir örneğin sonuçları ile kıyasladık. 1 mol NaCl eriyiği ile bütün yer değiştirebilen katyonları Na⁺ ile değiştirilen homo-iyonize örnek, önce saf su içinde yumuşatıldı ve sonra 0.01 mol NaCl eriyiği ile karıştırıldı. Sonuçta, gözlenen frekans bağımlılığı hiç bir işlem yapılmayan örnek ile aynıdır (Şekil 11). İşlem yapılırken gözlenmemesine karşın, hiç işlem yapılmayan örnekte alçak frekanslarda çok küçük bir (azalan öz direnç ve negatif faz) değişimi vardır. İşlem yapılan örnek yüksek frekanslarda daha yüksek bir faz etkisi göstermektedir, fakat bu (tuzlu olması nedeniyle) daha düşük bir doğru akım öz direncinde olmasından kaynaklanmış olmalıdır. İşlenmiş örnekte (50 Hz ve 100 kHz) arasındaki frekans etkisi % 6 kadar olup Mehran ve Arulanandan (1977) tarafından bir illit-kil örneğinde elde edilen % 25 lik değerden çok küçüktür.

SONUÇLAR

Kuzey Ontario'da Prekambrien temel içindeki metalik oluşumların araştırılması için çeşitli elektromanyetik yöntemler kullanılmaktadır. Ancak, yüzeyde çok geniş bir alana yayılan ortalama 100 m kalınlığındaki glasiyel göl çökelleri, ölçümlerin doğru yorumlanmasını önleyici bazı etkiler yapmaktadır. Arazide ve laboratuvarda yapılan bu öz direnç ölçümleri ile bölgedeki üst örtü katmanının tipik bir elektrik kesiti belirlenmiştir. Ölçümlerimiz killeri için öz direnç değerlerinin 20 ohm.m, ve siltler için 70 ohm.m olduğunu göstermiştir. Arazide ve laboratuvardaki ölçümler arasındaki farka neden olan ilişkinin biraz daha araştırılması gerektiği kanısındayız. Genelde killerin direncinin frekansa bağımlılığı az olup, farklı frekanslarda çalışan birçok EM tekniğinin uygulanması ve sonuçların yorumlanması açısından önemsizdir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma ilk yazarın Toronto Üniversitesi'nde katıldığı ve Ontario Geological Surveyi tarafından desteklenen (OGS Grant No. 118). "Surface Electromagnetic Mapping in Selected Positions of Northern Ontario" isimli projede yürütülen araştırmaların bir bölümünü kapsamaktadır.

KAYNAKLAR

- Averill, S.A. and Thomson, I. 1981, Reverse circulation rotary drilling and deep overburden geochemical sampling in Marter. Catherine, McElroy, Skead, Gauthier and Hearst Townships, District of Timiskaming, Ontario Geological Survey OFR-5355.
- Boissonneau, A.N. 1966, Glacial history of northeastern Ontario-1. The Cochrane-Hearst Area, Can. J. of Earth Sciences 3, 559-578.
- Chan, H.T. and Kenny, C.T. 1973, Laboratory investigation of the permeability rates of New Liskeard varved soil. Can. Geotechnical J. 10, 453-472.
- Desaulniers, D.E. 1982, Clayey Quaternary Deposits in Northern Ontario-A Review, Atomic Energy of Canada TR-305.
- Dyck, A.V. 1974, Surficial Conductivity mapping with the airborne Input system, Can. Inst. of Min. and Metall. Bull. 67, 104-109.
- Hughes, O.L. 1961, Preliminary report on borings through Pleistocene deposits, Cochrane District, Ontario. Geol. Surv. of Can., Paper 61-16.
- İlkışık, O.M., Hsu, D.T., Redman, J.D. and Strangway, D.W. 1982, Surface Electromagnetic Mapping in Selected Positions of Northern Ontario, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 103.
- Maps H. 2477-2480, 1979, Northern Ontario Engineering Terrain Study Data Base Maps. Ontario Geological Survey. Toronto.
- Mehran, M. and Arulanandan, K. 1977, Low frequency conductivity dispersion in clay-water-electrolyte systems, Clays and clay Minerals 25, 39.
- Nadler, A. and Frenkel, H. 1980, Determination of soil solution electrical conductivity from bulk soil electrical conductivity measurements by the four-electrode method, Soil Sci. soc. of Am. J. 44.
- Roy, K.K. and Elliot, H.M. 1980, Model studies on some aspects of resistivity and membrane polarization behaviour over a layered earth, Geophys. Prosp. 28, 759-775.
- Shainberg, I. Rhoades, J.D. and Prather, R.J. 1980, Effect of exchangeable sodium percentage, cation exchange capacity, and soil solution concentration on soil electrical conductivity, Soil Sci. Soc. of Am. J. 44.
- Strangway, D.W., İlkışık, O.M. and Redman, J.D. 1983, Surface Electromagnetic Mapping in Selected Positions of Northern Ontario, 1982-83, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 113.

YUKARI ANALİTİK UZANIM YÖNTEMİ İLE ALÇAK GEÇİŞLİ SÜZGEÇLERİN EŞLEMESİ

Combination of Upward Analytical Continuation Method and Low-pass Filters

Rahmi PINAR*, Zafer AKÇİĞ* ve H. Ahmet ÖZEREN*

ÖZET

Güntümüze değin yerel ve bölgesel anomalilerin ayrılmasında kullanılan alçak geçişli süzgeçlerin, yukarı analitik uzanımlara oranla özellikle kesme frekansları nedeniyle, belirgin bir üstünlüğü bulunmaktadır. Öte yandan, analitik uzanımlar ise, gerek işlemlerinin gerekse uygulama sonucunda elde edilen verilerin kuramsal verilerle karşılaştırılabilmesi açısından daha üstündür.

Bu çalışmada, analitik uzanım tepki işlevi belirli bir frekansta kesilerek, kesilmiş tepki işlevi elde edilmiş ve kuramsal analitik uzanım verileriyle karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma sonucu, belli bir frekansta kesmenin büyük bir yanılgıya neden olmadığı görülmüştür. Bu araştırmada, önerilen şekilde yapılan yukarı analitik uzanımın kuramsal değerlere uyumunun alçak geçişli süzgeçlerinkinden daha iyi olduğu belirlenmiştir.

Deneme-yanılma yoluyla, verilerin % 80'ini söndürmek koşuluyla, $h=1$ düzlemi için kesme frekansı 0.26 devir/veri aralığı, $h=2$ düzlemi için 0.13 devir/veri aralığı olarak hesaplanmıştır. Yöntemin gürültülü sinyallerdeki başarısı, uygulama sonuçlarında da açıkça görülmüştür.

ABSTRACT

The low-pass filters have been traditionally used for the separation of regional and local anomalies and they are believed to be superior to the upward continuation because of the controlling possibility of cut-off frequency. On the other hand, the superiority of upward analytical continuation over low-pass filters is that the results of upward analytical continuation operators can be compared better with theoretical models.

The frequency response function of upward analytical continuation has been truncated at a certain frequency to shorten upward analytical continuation frequency response function and it has been compared with the theoretical analytical continuation data. It was proved that the frequency cut-off level does not cause too much error. The comparison tests prove that the results obtained from upward continuation is more comparable with the theoretical data than that of low-pass filters.

In order to attenuate 80 % of data, the cut-off frequencies of 0.26 and 0.13 cycles/data interval have been used for $h=1$ and $h=2$ continuation levels by the trial-and-error method, respectively. The proposed method has also successfully been applied to noisy data.

GİRİŞ

Bilindiği üzere, tüm potansiyel alan verileri (gravite, manyetik ve doğal potansiyel) dalgaboyunun bir işlevidir. Gravite ve manyetikte, kısa ve uzun dalgaboylu (yerel ve bölgesel) etkileri birbirinden ayırmak için diğer yöntemlerin yanısıra aşağı ve yukarı analitik uzanımlar da uzun zamandan beri kullanılmaktadır.

Yukarı analitik uzanım (YAU) ve alçak geçişli süz-

geçlerin (AGS) birbirlerine görecel üstünlükleri vardır. YAU üstünlüklerinden önemlisi, gerek zaman gerekse frekans ortamında analitik bağıntısının bilinmesidir. Bu nedenle frekans ortamında bağıntısı bilinen YAU işlevinin hem ayrık hem de analitik Ters Fourier Dönüşümü (TFD) alınarak, uzay ortamında elde edilen sayısal işleç ve analitik bağıntı karşılaştırılabilir.

YAU'nun bir diğer üstünlüğü de, analitik bağıntısı bili-

* Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Bornova, İzmir.

nen modeller üzerinde yapılan uygulamalarda karşılaştırma olanağı vermesidir. Örneğin; kürenin $h=0$ düzlemindeki analitik bağıntısı bilinmektedir. Söz konusu denklem kullanılarak, $h=Dx$ kadar yukarıdaki bir düzlemde oluşacak anomali bulunabilir. Daha sonra, frekans ortamında düzenlenen süzgeç, $h=0$ düzlemindeki gravite verilerine frekans ortamında uygulanarak, $h=Dx$ kadar yukarıdaki bir düzlemde anomali bulunabilir. $h=Dx$ kadar yukarıda, frekans ortamında gerçekleştirilen uygulama sonuçları; kuramsal anomali ile karşılaştırılarak, düzenlenen süzgecin başarısı araştırılabilir.

Eğer, düzenlenen süzgecin çıktısı kuramsal değerlere yakınsa, frekans ortamı süzgeç düzenleme yöntemleri, aynen YAU'da da kullanılabilir. Uyumsuzluk varsa da (pencereleme, normalleştirme gibi yöntemler kullanılarak) giderilmeye çalışılır. Ancak bu yanlış gidermeleri Fourier dönüşümü (FD) özellikleri nedeniyle belirli bir düzeye kadar indirilebilir. Ancak tam ideal bir süzgeç düzenlenmesi (Pınar 1983) olası değildir. AGS de, kesme frekansının olması oldukça büyük bir avantajdır. Çünkü, süzülen ve geçirilen dalgaboyları hesaplanabilir.

Ancak AGS çıktısının kuramsal bir işlev ile karşılaştırılamaması, bu süzgeçlerin başarı veya başarısızlığını araştırma olanağını ortadan kaldırır. Başka bir deyişle, analitik bağıntısı bilinen bir denkleme AGS uygulandığında elde edilecek analitik denklemin, sağlıklı bir şekilde hesaplanamaması, bu süzgeçlerin gerçekte ne yaptığının araştırılmasına olanak tanımamaktadır.

Günümüze değin birçok araştırmacı, analitik uzanım yöntemleri üzerinde çalışmışlardır. Bu araştırmacılar; Peters (1949), Henderson ve Zietz (1949), Elkins (1951), Peter ve Elkins (1953), Henderson (1968) sinyal kuramının gelişmesine bağlı olarak çalışmalarında ilk hareket noktası olarak potansiyel kuramını almışlar ve bu çerçevede düşünmüşlerdir.

İlk kez Dean (1958) bilgisayarların yaygınlaşması ile uygulanan tüm işlemlerin bir doğrusal dizge olduğunu potansiyel alanlarda kuramsal olarak gösteren araştırmacıdır. Bundan böyle çözülmesi gereken tek sorun, yöntemlerin özelliklerini taşıyan, onlara en uygun katsayı düzeyinin belirlenmesini sağlamaktır. Örneğin, AU (aşağı uzanım) yapılması gerektiğinde AU yöntemlerinden saptanan ağırlık katsayı dizeyi ile verilerin evriştirilmesi sayesinde AU gerçekleştirilir.

Dean'den (1958) sonra frekans tepki işlevlerinden yararlanılarak yapılan çalışmalar, değişik araştırmacılar tarafından temel alınarak geliştirilmeye çalışılmıştır. Bunların arasında ilkler olarak Byerly (1965), Mesko (1965, 1966), Fuller (1967), Robinson (1970), Irshad (1972) ve Tsay (1975) sayılabilir.

Fuller (1967), potansiyel alanlarda kullanılan tüm işlevlerin frekans tepki işlevlerini hesaplayarak, bu işlevlerin frekans ortamına düzenlenebilen bir süzgeçleme işlemi olduğunu göstermiştir.

Pınar (1984), araştırmasında Fuller katsayılarıyla yapılan uzanımın, karesel simetri nedeniyle sakıncalar içerdiğini, özellikle merkezde Fuller katsayılarının uygulanması sonucu elde edilen mutlak yanılmanın büyük olduğunu saptamıştır. Ayrıca, pencereleme ve normalleştirme işlemleri de kullanarak, Fuller'in kullandığı işlemleri yaklaşık % 40 oranında iyileştirerek yeni AU işlemleri elde etmiştir.

YÖNTEMLER

Yukarı Analitik Uzanım

Potansiyel kuramından hareketle, $z=0$ düzleminde h kadar yukarıdaki düzlemde bir noktadaki potansiyel;

$$G'(x,h) = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{h \cdot G(a,0)}{2\pi [(x+a)^2 + h^2]^{3/2}} da \quad (1)$$

bağıntısı ile tanımlanır (Henderson ve Zietz 1949).

(1) bağıntısının bir evrişim tümlüvi (Şekil 1) olduğu bilinmektedir (Pınar 1984).

$$G'(x,h) = G(a,0) * f(x,h) \quad (2)$$

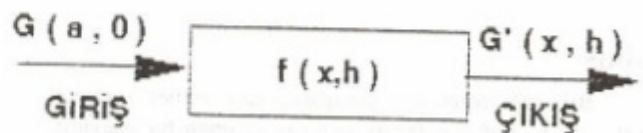
Bu bağıntıda; $G(a,0)$; sıfır düzlemi potansiyel verileri, $f(x,h)$; yukarı analitik uzanım katsayıları, $G'(x,h)$; h düzlemine yukarı analitik uzanım ile hesaplanacak verilerdir.

(2) denklemindeki evrişimde

$$f(x,h) = \frac{h}{2\pi (x^2 + h^2)^{3/2}} \quad (3)$$

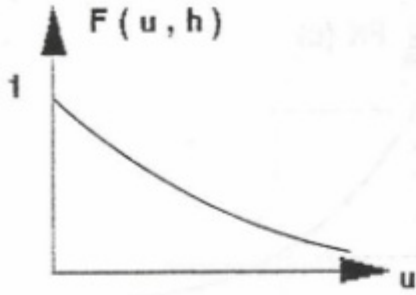
sıfır kaymadaki YAU işleç katsayılarıdır. $f(x,h)$ in FD alınarak, frekans tepki işlevi

$$F(u,h) = \exp(-2\pi \cdot h \cdot u) \quad (4)$$



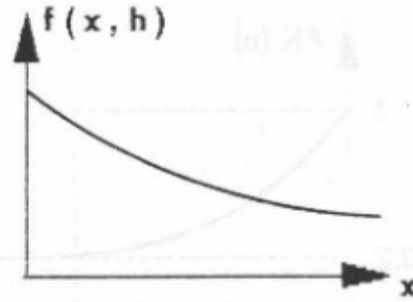
Şekil 1. Süzgeç kuramı açısından yukarı analitik uzanım.

Fig. 1. Upward analytical continuation in view of the filtering theory.



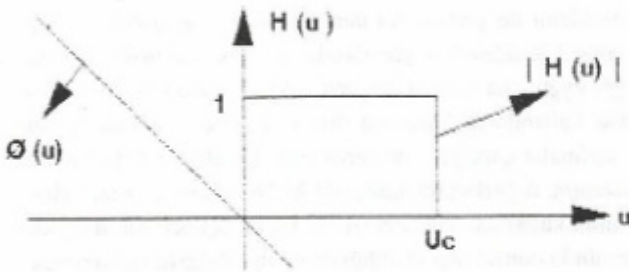
Şekil 2. Frekans ortamı yukarı analitik uzanım tepki işlevi.

Fig. 2. Response function of upward analytical continuation in frequency domain.



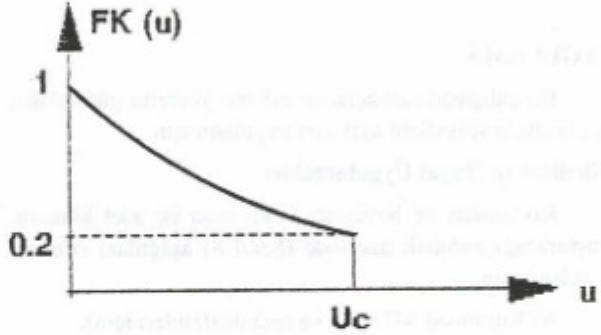
Şekil 3. Uzak ortamı yukarı analitik uzanım işlevi.

Fig. 3. Function of upward analytical continuation in space domain.



Şekil 4. İdeal alçak geçişli süzgeç (U_c ; kesme frekansı, $|H(u)|$; AGS işlevinin genliği, $Q(u)$; evre açısı).

Fig. 4. Ideal lowpass filter (U_c ; cut-off frequency, $|H(u)|$; amplitude of LPF function, $Q(u)$; phase angle).



Şekil 5. Kesilmiş yukarı analitik uzanım işlevi ($F_k(u)$; U_c ; kesme frekansı).

Fig. 5. Truncated upward analytical continuation function ($F_k(u)$; U_c ; cut-off frequency).

olarak tanımlanır (Fuller 1967). Söz konusu frekans tepki ve uzak ortamı görünüşleri ise Şekil 2 ve 3 de verilmektedir.

Alçak Geçişli Süzgeç

Frekans ortamında bir kesme frekansı saptanarak, AGS (alçak geçişli süzgeç) oluşturulur. Kesme frekansı geçirilmesi istenen dalgaboyuna göre saptanır.

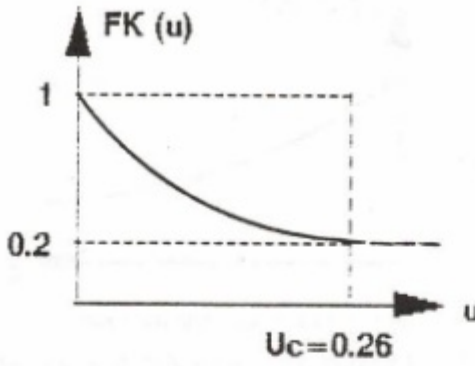
(4) denkleminde de görüleceği gibi, YAU işlevi üstel olarak azalmaktadır (Şekil 2 ve 3). Yani bir " U_c " frekansına kadar tüm frekans genlikleri üstel bir şekilde azalarak sönmemektedir. Söz konusu " U_c " frekansından sonra ise, işlev aşırı derecede sıfıra yaklaştığı için " U_c "den sonraki frekansların genlikleri neredeyse hiç geçirilmez. Oysa bir AGS'de (Şekil 4) ise " U_c "den sonra da tüm frekanslar söndürülmeye çalışılır.

Gerek AU daki " U_c " kesme frekansından sonraki fre-

kans bileşenlerinin sıfıra çok yakın olması ve gerekse de ASG'deki " U_c " frekansından sonraki genliklerin sıfırlanması; söz konusu iki süzgecin benzeşiminin kurulabileceği izlenimini vermektedir. Şekil 5 te bu tür bir kesilmiş YAU işlevinin genel görünümü verilmektedir.

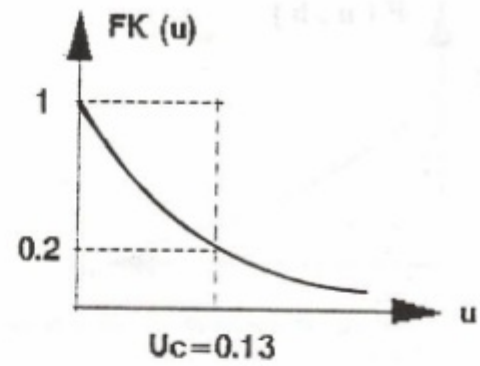
Bu aşamadan sonra AU'lara ait kesme frekansının nasıl belirleneceğinin saptanması önem taşımaktadır. Bu çalışmada kesme frekansı, verilerin genliklerini % 80 süzüp % 20 oranında geçirebileceği frekans olarak saptanmıştır. Söz konusu frekansı belirlemede deneme-yanılma yöntemi kullanılmıştır. Böylece $h=1$ düzlemi için $U_c = 0.26$ ve $h=2$ düzlemi için $U_c = 0.13$ olarak saptanmıştır (Şekil 6 ve 7).

Uygulamada örnekleme aralığı $Dx = 10$ m olarak alınmıştır. Buna göre 40 m den büyük dalgaboyları geçirilmiş ve daha küçük dalgaboyları süzölmüştür.



Şekil 6. $h=1$ düzlemi için kesilmiş yukarı analitik uzanım işlevi.

Fig. 6. Truncated upward analytical continuation function for $h=1$ level.



Şekil 7. $h=2$ düzlemi için kesilmiş yukarı analitik uzanım işlevi.

Fig. 7. Truncated upward analytical continuation function for $h=2$ level.

UYGULAMA

Bu çalışmada amaçlanan eşleme yöntemi gürültüsüz ve gürültülü sinyallere ayrı ayrı uygulanmıştır.

Gürültüsüz Sinyal Uygulamaları

Konumları ve boyutları farklı olan üç adet kürenin oluşturacağı anomali üzerinde (Şekil 8) aşağıdaki izleneye uygulanmıştır.

A) Kuramsal AU ($h=1$ ve $h=2$ düzlemleri için);

$$g_k(x) = \frac{2.G.m.(z+n.Dx)}{[x^2 + (z+n.Dx)^2]^{3/2}} \quad (5)$$

bağıntısından yararlanılarak çeşitli n seviyelerinde ($n=1, n=2$) hesaplanmıştır (Şekil 9, 10).

B) $h=0$ düzlemi gravite verilerine frekans ortamında normal (Nyquist frekansına kadar uzanan) YAU tepki işlevi uygulanarak AU yapılmıştır (Şekil 9, 10).

C) 0.26 ve 0.13 (devir/veri aralığı) kesme frekansları kullanılarak elde edilen kesilmiş YAU (Şekil 6 ve 7), işlevi uygulanarak $h=1$ ve $h=2$ düzlemlerine AU yapılmıştır (Şekil 11 ve 12).

D) Aynı frekanslı AGS çıktısı ise, Şekil 13 ve 14 de verilmektedir. Bu uygulamada küçük kütleler gürültü olarak alınarak, bunların süzülmesindeki başarı araştırılmıştır.

Her bir süzgeçleme sonucunun kuramsal sonuçlar ile karşılaştırılması aşağıda verilen iki aşamada yapılmıştır.

1. Kürelerin doruk noktalarındaki saçılmaların hesaplanması

$$D_i = \frac{|g_i^k - g_i^u|}{g_i^k} \quad (6)$$

denklemleri ile yapılır. Bu denklemlerde, D_i saçılımlar, g_i^k kuramsal denklemlerden yararlanılarak gerçekleştirilmiş YAU, g_i^u ; uygulama sonucu ulaşılan YAU değerleridir. (6) bağıntısı kullanılarak kürelerin doruk değerlerinde elde edilen saçılmalar Çizelge 1 de verilmiştir. Çizelgede birinci sütun uzanım değerlerinin kullanıldığı "h" düzlemlerini, ikinci sütun kullanılan küreleri (A, B, C) ve üçüncü sütun üç kürenin kuramsal olarak aldığı en büyük değerleri göstermektedir. Dört, beş ve altıncı sütunlarda verilen yanılğı 1, yanılğı 2 ve yanılğı 3 ise denklemleri çizelgenin altında verilen (veya 6 no lu denklem) hesaplanmış saçılım değerleridir. Çizelge 1 de, yanılğı 1 ve 2 sütunları önemlidir. Yanılğı 1 sütunu, 1 ve 2 düzlemlerinde, 3 küreye ait kuramsal uzanım ile geleneksel yollarla elde edilen uzanımların, doruk noktalarındaki yanılğıyı içermektedir. Yanılğı 2 sütunu ise, geleneksel YAU dönüşüm işlevlerinin belirli frekanslarda kesilerek elde edilen kesilmiş dönüşüm işlevleri ile gerçekleştirilmiş YAU'lar ile kuramsal YAU'lar arasındaki yanılğıları göstermektedir. Yanılğı 1 ve yanılğı 2 sütunları birlikte incelendiğinde, doruk noktalarındaki yanılğıların aynı olduğu görülmektedir. Öyleyse YAU'larda kesilmiş dönüşüm işlevlerinin kullanılması önemli bir yanılğı içermemektedir. Yanılğı 3 sütunu ise YAU düzlemleri için saptanan kesme frekansları, AGS'lerde kullanılarak elde edilen değerlerin, kuramsal YAU'lar arasındaki doruklardaki yanılğıları göstermektedir.

2. Süzgeç çıktılarının kuramsal sonuçlar ile karşılaştırılması her noktadaki saçılım değerleri kullanılarak yapılmıştır. Bunun için saçılım eğrisi önce,

$$E_i = |g_i^k - g_i^u| \quad (7)$$

denkleminde hesaplanmıştır. Bu bağıntıda, E_i ; saçılım de-

Çizelge 1- Maksimumlardaki yanlışlar (gürültüsüz ortam).

Table 1- Errors on maxima (without noise).

h	Kuramsal	Yanlış 1	Yanlış 2	Yanlış 3	Yanlış 4	Yanlış 5
1	3.135	0.242	0.242	0.337	0.193	0.099
	8.330	0.075	0.075	0.149	0.171	0.081
	4.104	0.055	0.055	0.017	0.173	0.079
2	2.606	0.466	0.469	0.606	0.533	0.346
	7.060	0.166	0.166	0.001	0.510	0.323
	3.493	0.091	0.093	0.195	0.498	0.324

Yanlış 1 = ABS (G kuramsal - G fr.ort.an.uz.) / G kuramsal

Yanlış 2 = ABS (G kuramsal - G fr.ort.kes.an.uz.) / G kuramsal

Yanlış 3 = ABS (G kuramsal - G fr.ort.al.geç.süz.) / G kuramsal

Yanlış 4, 5 = ABS (G kuramsal - G uzay.ort.an.uz.) / G kuramsal

ğerleri, g_i^k ; kuramsal denklemden yararlanılarak elde edilen uzanımlar, g_i^u ; çeşitli uygulamalar sonucu elde edilen değerlerdir.

Elde edilen E_i işlevinin standart sapması ise

$$\delta_n = \frac{n \sum x^2 - (\sum x)^2}{n^2} \quad (8)$$

denklemden elde edilir. Burada, n; veri sayısı, x; saçılım değerlerinden oluşan işlevdir. E_i işlevinin standart sapma değerlerinin küçük olması, uygulama çıktıları ile kuramsal AU çıktıları arasındaki uyumu gösterir. Standart sapma sıfır olduğunda çıktıları arasında fark yoktur. $h=1$ ve $h=2$ düzlemlerindeki kuramsal uzanım ile kesilmemiş dönüşüm işlevi yapılarak elde edilmiş uzanımların, saçılım eğrisi ve standart sapmaları Şekil 15 ve 16 da verilmektedir. Şekil 17 ve 18 de, bu kez kesilmiş AU dönüşüm işlevi ile kuramsal uzanım sonuçları arasındaki saçılım eğrisi ve standart sapmaları gösterilmiştir.

$h=1$ ve $h=2$ düzlemlerine ait $U_c = 0.26$ ve $U_c = 0.13$ devir/veri aralığı kesme frekanslı YAU ve AGS çıktılarına ait saçılım eğrileri ve standart sapmalar Şekil 19 ve 20 de verilmektedir. Ayrıca, $h=1$ ve $h=2$ düzlemindeki kuramsal AU ile AGS çıktıları arasındaki saçılım eğrisi ve standart sapma Şekil 21 ve 22 de sunulmaktadır.

Gürültü Sinyal Uygulamaları

Bu aşamada ise yerel ve bölgesel olarak kabul edilen kürelerin toplam anomalisi üzerine $1.5 * \sin(2\pi nf)$ sinüsoidal gürültüsü (Şekil 23) bindirilerek aşırı gürültülü veri elde edilmiştir (Şekil 24).

Gürültülü sinyal uygulamaları da aşağıdaki sıra ile gerçekleştirilmiştir.

A) $h=1$ ve $h=2$ düzlemleri için kesilmemiş ve belirli frekanslarda kesilmiş dönüşüm işlevi uygulanarak YAU lar hesaplanmıştır (Şekil 25 ve 26).

B) $h=1$ ve $h=2$ düzlemleri için kesilmiş YAU ile, aynı frekanslı AGS dönüşüm işlevleri kullanılarak sonuçlar elde edilmiştir (Şekil 27 ve 28).

Şekil 25 ve 26 incelendiğinde hem normal dönüşüm işlevinin ve hem de kesilmiş dönüşüm işlevlerinin kullanılmasının, fazla bir farklılık getirmeyeceği açıkça anlaşılmaktadır. Ayrıca, Şekil 27 ve 28 in karşılaştırılmasından elde edilen AGS ve kesilmiş YAU çıktılarının belirgin özelliklerinin değişmemesi YAU larda belirli bir kesme frekansının kullanılabileceğinin kabul edilebilir düzeyde olduğunu gösterir.

Gürültü içeren sinyallerin doruk noktalarındaki yanlışlar, Çizelge 2 de verilmektedir. Çizelge 2 de, birinci sütun uzanım yapılan "h" düzlemlerini, ikinci sütun kullanılan küreler, üçüncü sütun 1 ve 2 düzlemlerinde, kesilmemiş dönüşüm işlevi kullanılarak yapılmış YAU'a ait en büyük değerleri içermektedir. Dördüncü ve beşinci sütunlar ise, çizelgenin altında verilen denklemlerden hesaplanan, doruk değerlerindeki yanlışları göstermektedir.

TARTIŞMA

Günümüze kadar AGS'lerin, AU'lara üstün olduğu dalgaboyu hesaplanamaması nedeniyle kabul edilirdi. Ayrıca AU'ların başarı veya başarısızlığının araştırılabilmesine karşın, AGS çıktıları için böyle bir olanak yoktu.

Bu aşamada AU'ların en büyük eksikliği, kesme frekanslarının olmamasıdır. Dolayısıyla sonsuza uzanan AU tepki işlevi $h=1$ düzlemi için 0.26 frekansında, $h=2$ düzlemi için 0.13 frekansında kesilmiştir.

Çizelge 2- Maksimumlardaki farklar (gürültülü ortam).

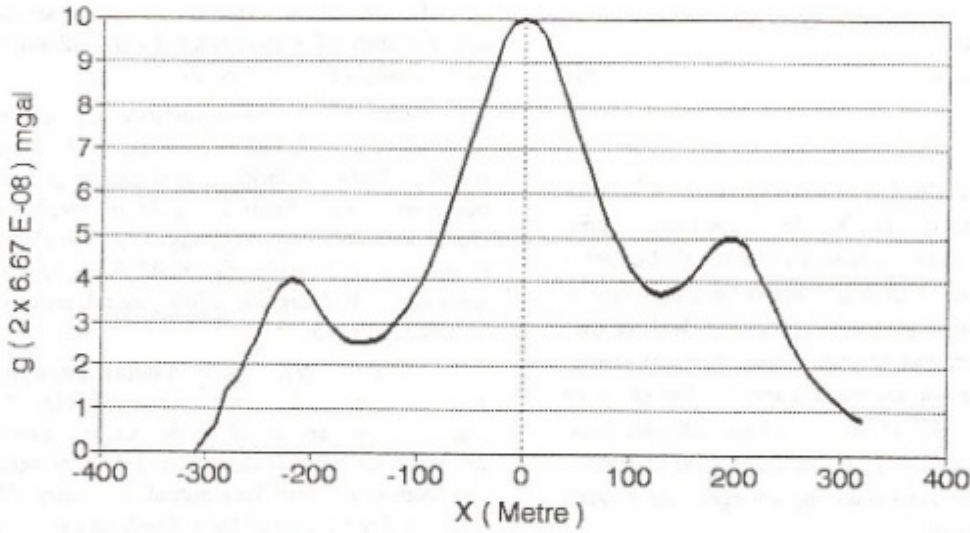
Table 2- Differences on maxima (without noise).

h	Frek. Ort. An. Uzanım	Fark 1	Fark 2	Fark 3	Fark 4
1	3.721	0.000	0.163	0.108	0.032
	9.411	0.000	0.186	0.075	0.003
	4.257	0.000	0.096	0.239	0.152
2	3.960	0.030	0.060	0.045	0.088
	8.392	0.011	0.147	0.285	0.127
	3.960	0.030	0.060	0.372	0.211

Fark 1 = ABS (G fr.or.an.uz. - G fr.or.kes.an.uz.) / G fr.or.an.uz.

Fark 2 = ABS (G fr.or.an.uz. - G fr.or.AGS) / G fr.or.an.uz.

Fark 3, 4 = ABS (G fr.or.an.uz. - G uzay.or.an.uz.) / G fr.or.an.uz.



$m = 10000 \text{ kg.}$
 $z = 55 \text{ m.}$

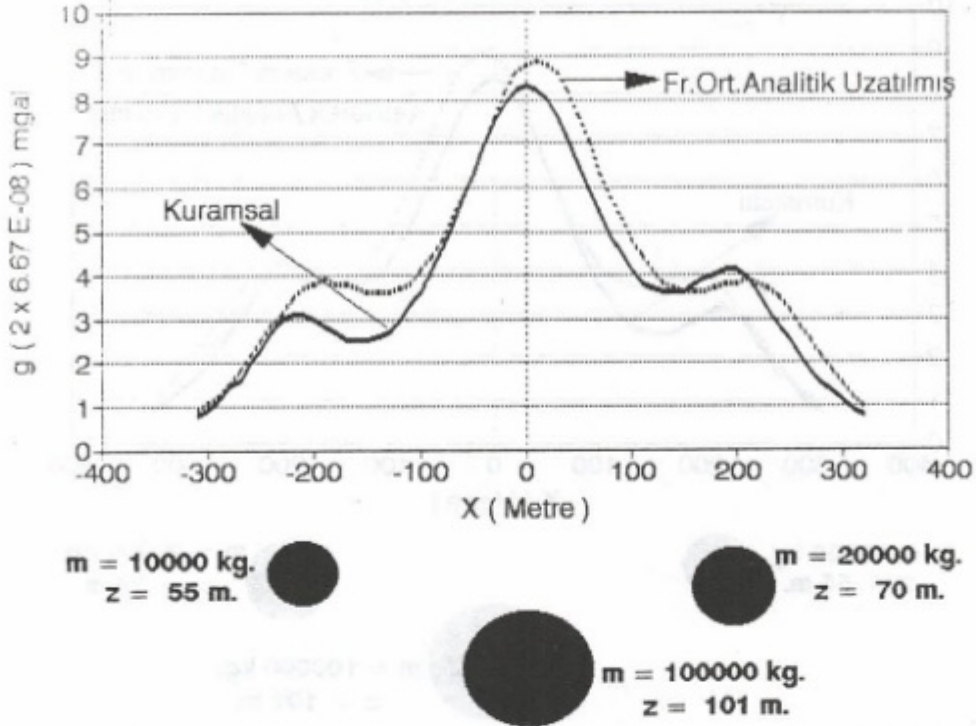


$m = 20000 \text{ kg.}$
 $z = 70 \text{ m.}$



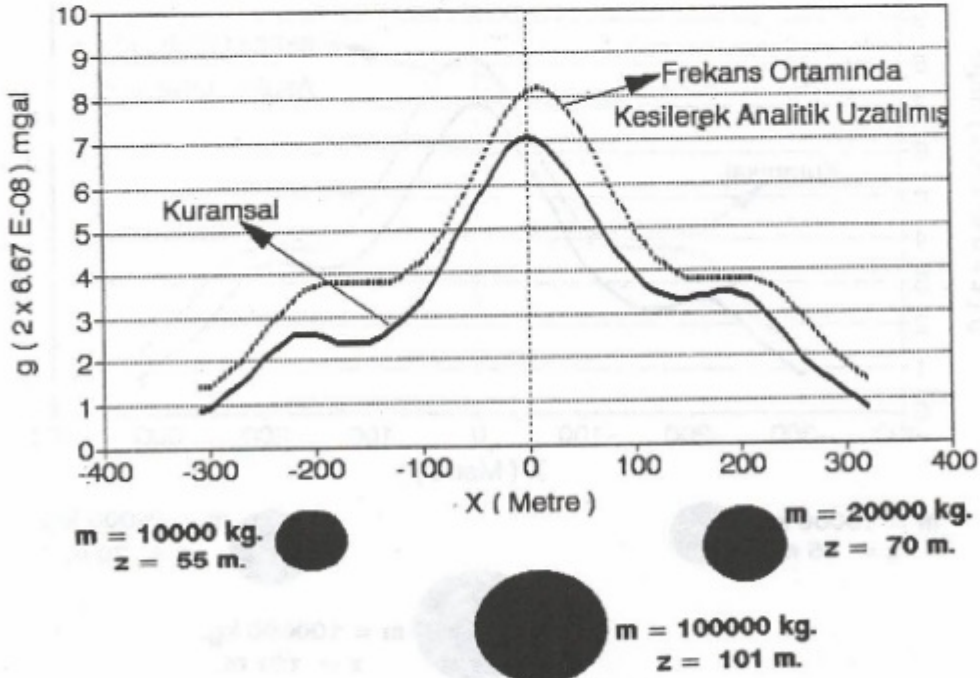
$m = 100000 \text{ kg.}$
 $z = 101 \text{ m.}$

Şekil 8. Üç kürenin $h=0$ düzlemindeki kuramsal gravite anomalisi ve kürelerin konumu.Fig. 8. Theoretical gravity anomaly of three spheres on $h=0$ level and positions of spheres.



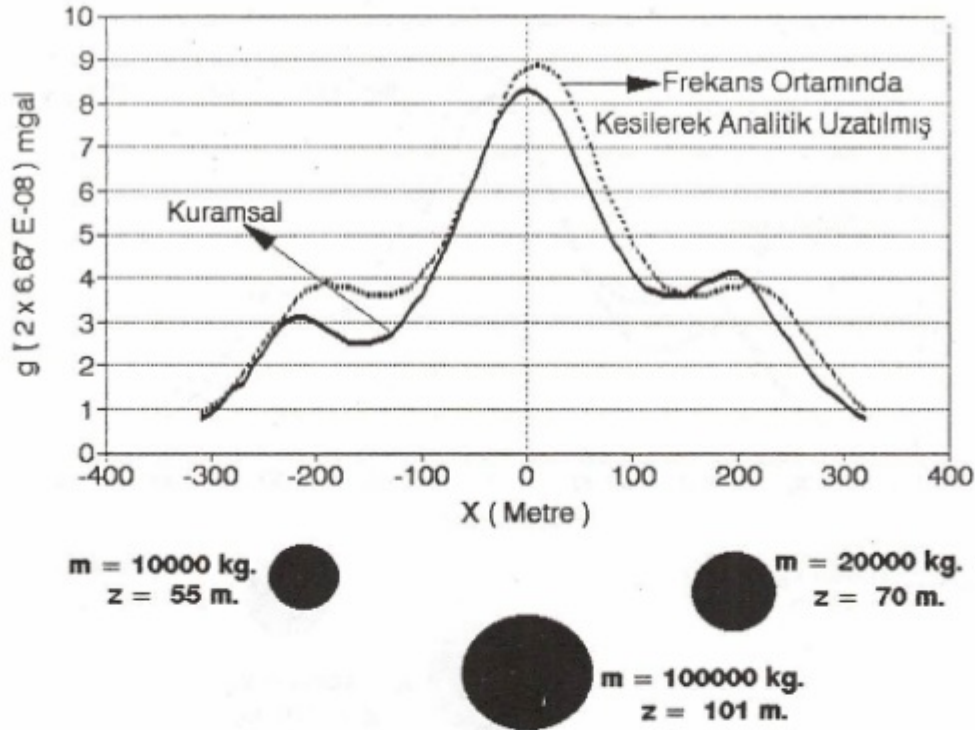
Şekil 9. $h=1$ düzleminde yukarı analitik uzanımı frekans ortamında yapılmış (kesilmemiş tepki işlevi) ve kuramsal hesaplanmış küre verileri.

Fig. 9. On $h=1$ level upward analytical continuation of the theoretical sphere data in the frequency domain (not truncated response function).



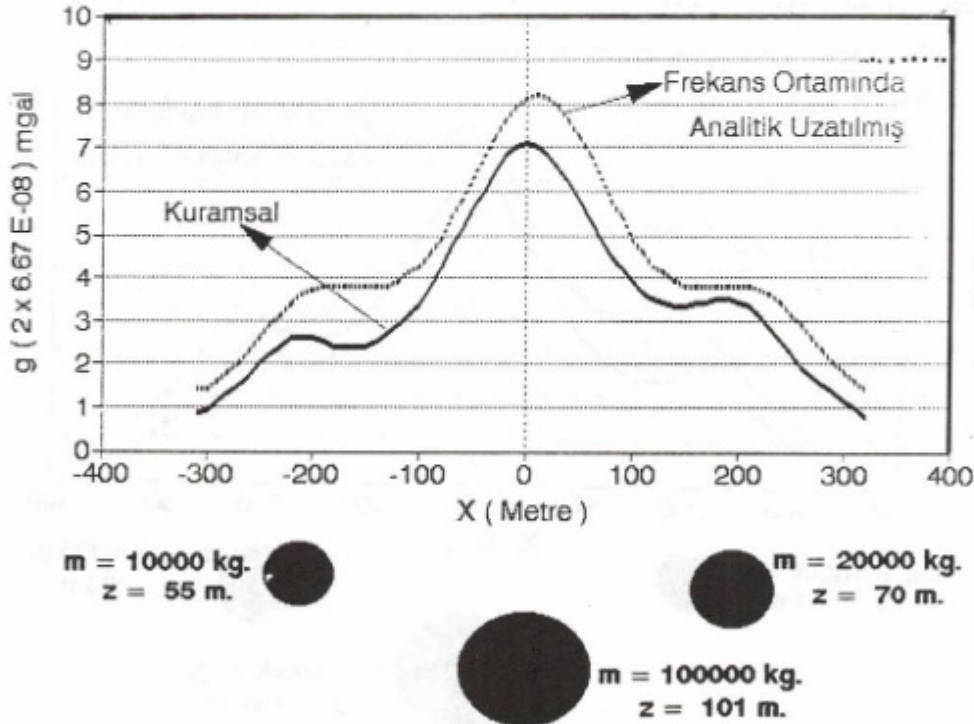
Şekil 10. $h=2$ düzleminde yukarı analitik uzanımı frekans ortamında yapılmış (kesilmemiş tepki işlevi) ve kuramsal hesaplanmış küre verileri.

Fig. 10. On $h=2$ level upward analytical continuation of the theoretical sphere data in the frequency domain (not truncated response function).



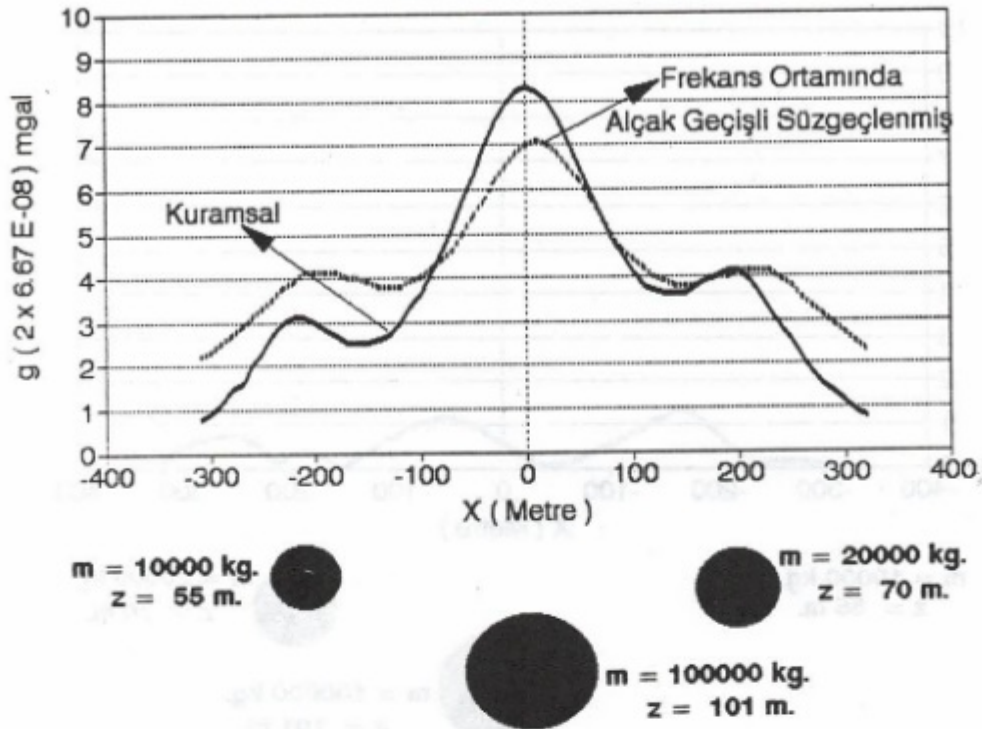
Şekil 11. $h=1$ düzleminde yukarı analitik uzanımı frekans ortamında yapılmış (kesilmiş tepki işlevi, $U_c=0.26$) ve kuramsal hesaplanmış küre verileri.

Fig. 11. On $h=1$ level, upward analytical continuation of the theoretical sphere data in the frequency domain (the cut-off frequency is $U_c=0.26$).



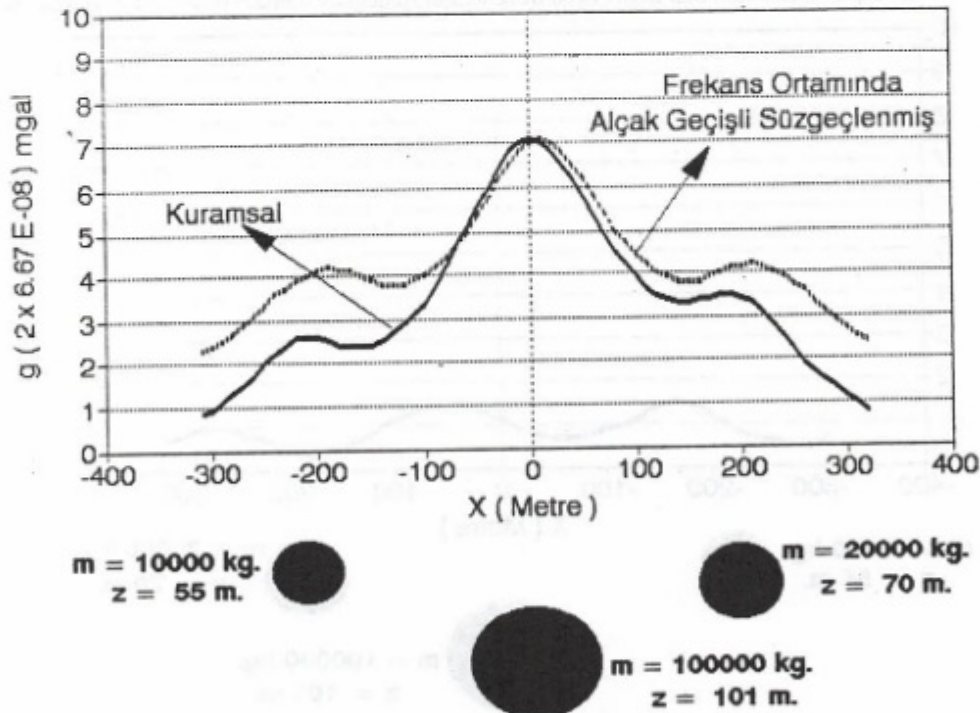
Şekil 12. $h=2$ düzleminde yukarı analitik uzanımı frekans ortamında yapılmış (kesilmiş tepki işlevi, $U_c=0.13$) ve kuramsal hesaplanmış küre verileri.

Fig. 12. On $h=2$ level, upward analytical continuation of the theoretical sphere data in the frequency domain (the cut-off frequency is $U_c=0.13$).



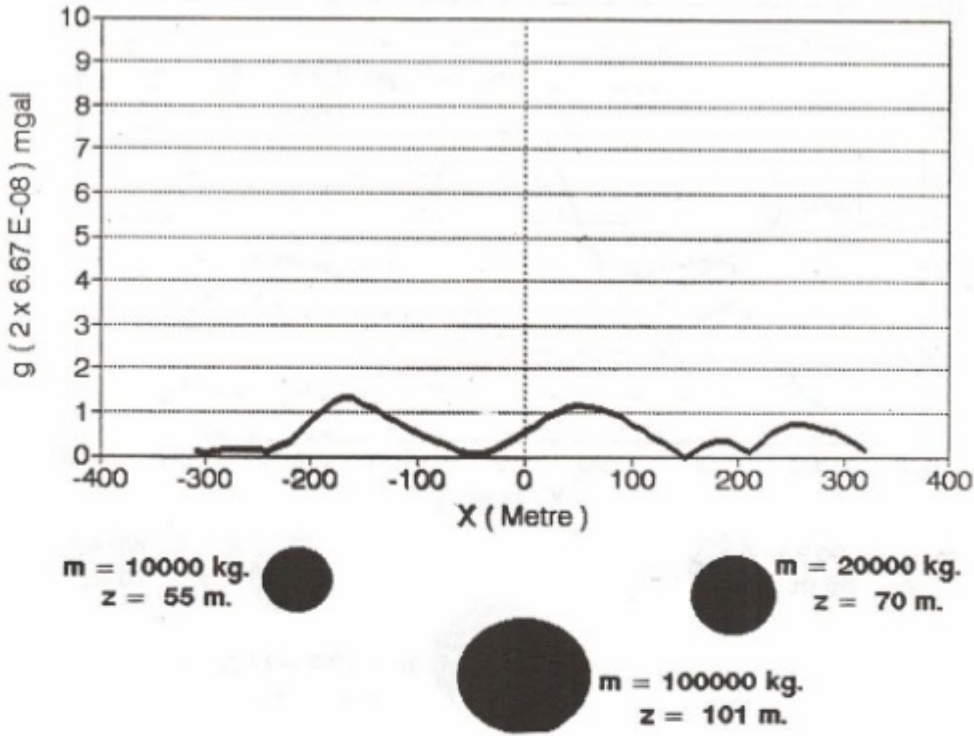
Şekil 13. $U_c=0.26$ kesme frekanslı alçak geçişli süzgeç ve $h=1$ düzlemi kuramsal yukarı analitik uzanım çıktıları.

Fig. 13. LPF with $U_c=0.26$ cut-off frequency and theoretical upward analytical continuation outputs on $h=1$ level.



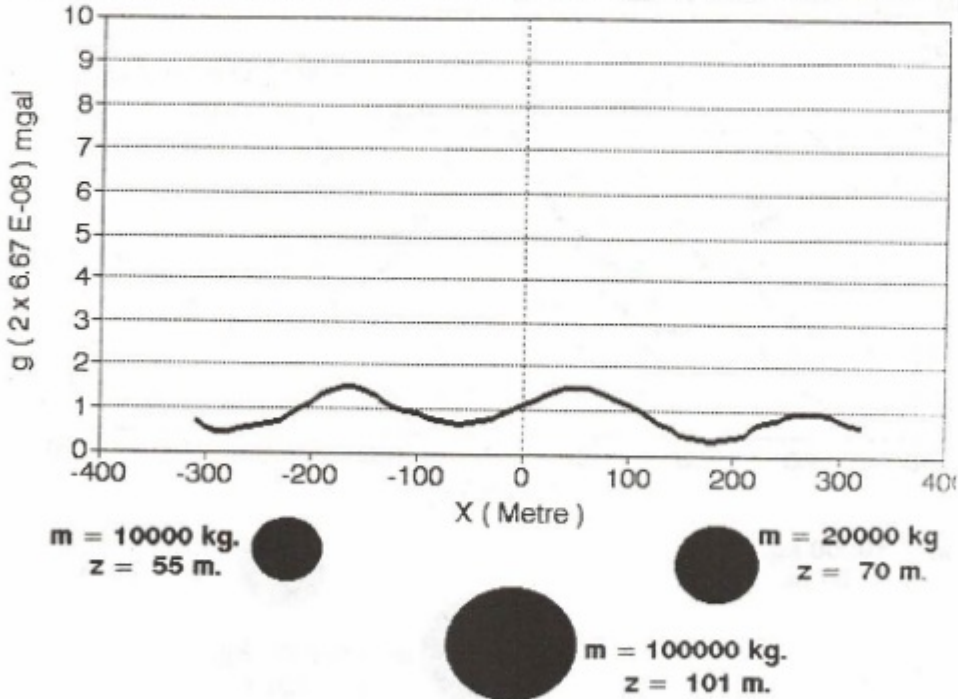
Şekil 14. $U_c=0.13$ kesme frekanslı alçak geçişli süzgeç ve $h=2$ düzlemi kuramsal yukarı analitik uzanım çıktıları.

Fig. 14. LPF with $U_c=0.13$ cut-off frequency and theoretical upward analytical continuation outputs on $h=2$ level.



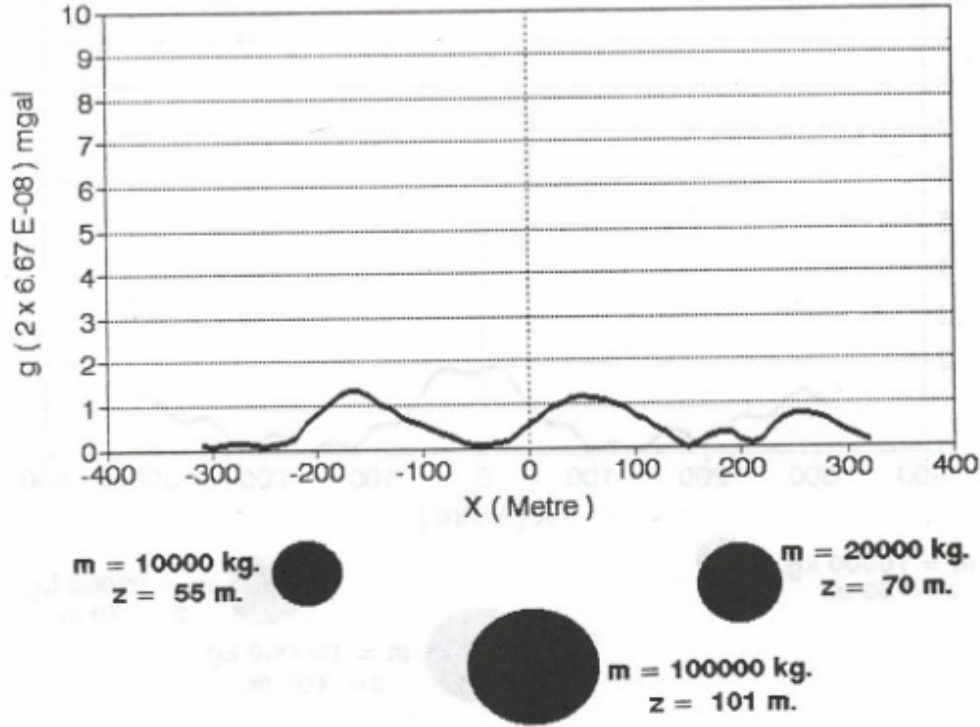
Şekil 15. $h=1$ düzleminde frekans ortamında kesilmemiş tepki işlevi kullanılarak yapılan yukarı analitik uzanım ile kuramsal yukarı analitik uzanım arasındaki saçılım (standart sapma: 0.369).

Fig. 15. The deviation on $h=1$ level, between theoretically upward analytical continued and upward analytical continued with response function that hasn't been truncated in frequency domain (standard deviation: 0.369).

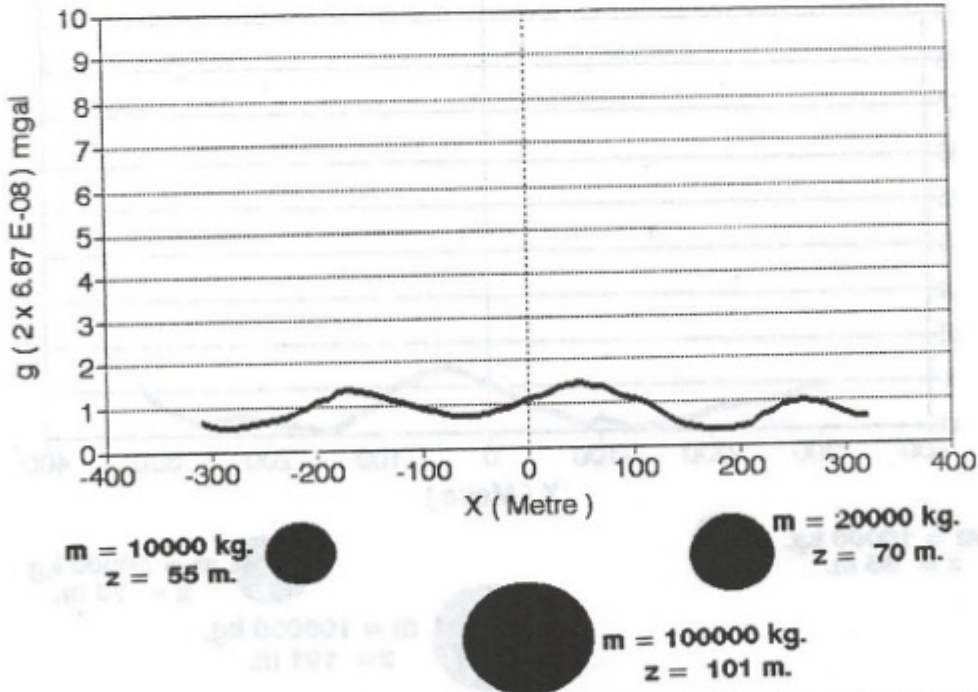


Şekil 16. $h=2$ düzleminde frekans ortamında kesilmemiş tepki işlevi kullanılarak yapılan yukarı analitik uzanım ile kuramsal yukarı analitik uzanım arasındaki saçılım (standart sapma: 0.329).

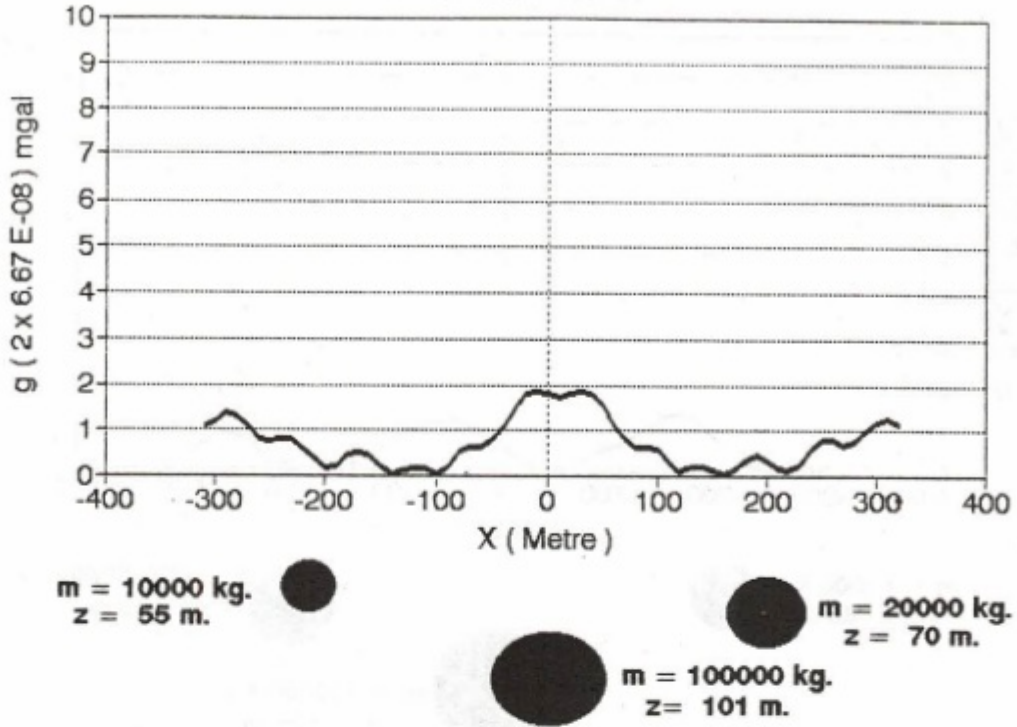
Fig. 16. The deviation on $h=2$ level, between theoretically upward analytical continued and upward analytical continued with response function that hasn't been truncated in frequency domain (standard deviation: 0.329).



- Şekil 17. $h=1$ düzleminde frekans ortamında kesilmiş tepki işlevi kullanılarak yapılan yukarı analitik uzanım ile kuramsal yukarı analitik uzanım arasındaki saçılım (standart sapma: 0.369).
- Fig. 17. The deviation on $h=1$ level, between theoretical upward analytical continued and upward analytical continued with truncated response function in frequency domain (standard deviation: 0.369).

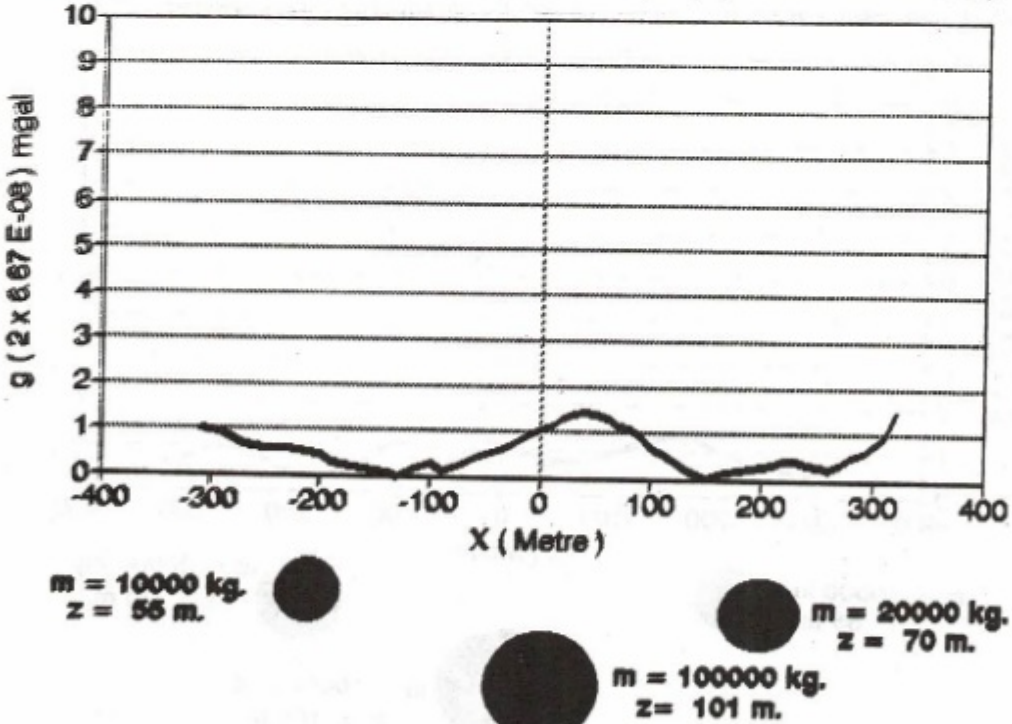


- Şekil 18. $h=2$ düzleminde frekans ortamında kesilmiş tepki işlevi kullanılarak yapılan yukarı analitik uzanım ile kuramsal yukarı analitik uzanım arasındaki saçılım (standart sapma: 0.329).
- Fig. 18. The deviation on $h=2$ level, between theoretical upward analytical continued and upward analytical continued with truncated response function in frequency domain (standard deviation: 0.329).



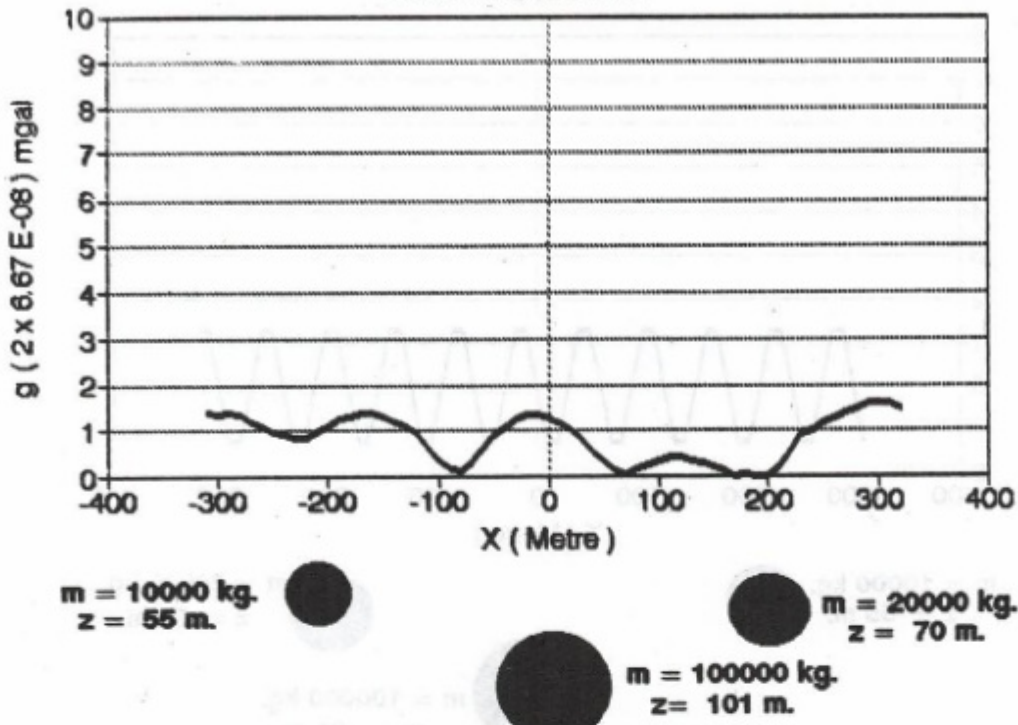
Şekil 19. Yukarı analitik uzanımı frekans ortamında yapılmış (tepki işlevi kesilmiş $U_c=0.26$) veriler ile aynı frekanslı alçak geçişli süzgeç çıktılarına ait saçılım (standard sapma: 0.546).

Fig. 19. The deviation between outputs of the upward analytical continued data in frequency domain (truncated response function on $U_c=0.26$) and LPF outputs with same frequency (standard deviation: 0.546).

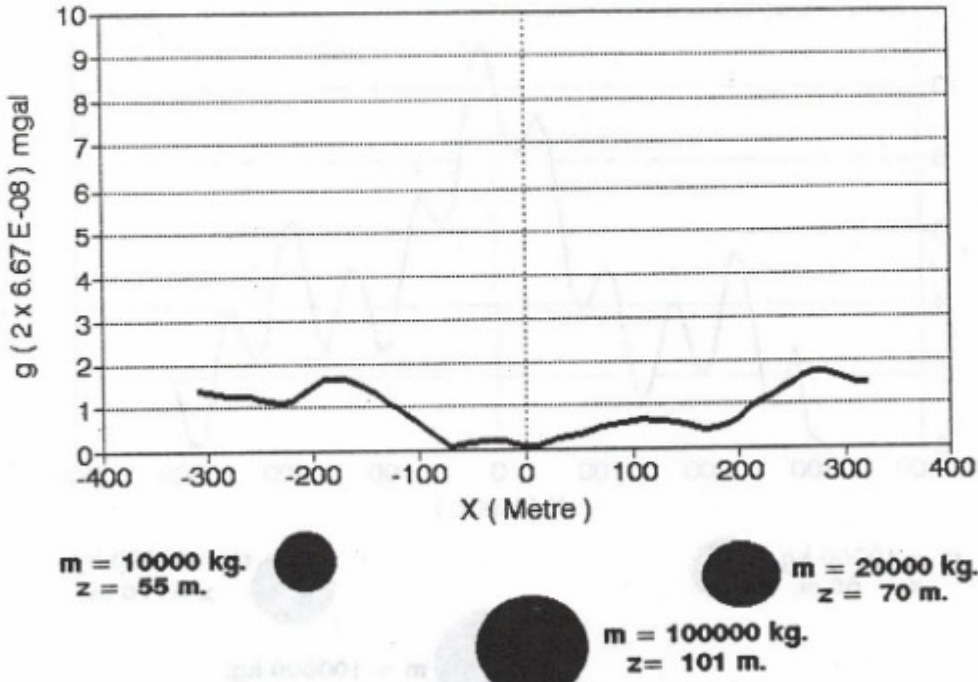


Şekil 20. Yukarı analitik uzanımı frekans ortamında yapılmış (tepki işlevi kesilmiş $U_c=0.13$) veriler ile aynı frekanslı alçak geçişli süzgeç çıktılarına ait saçılım (standard sapma: 0.404).

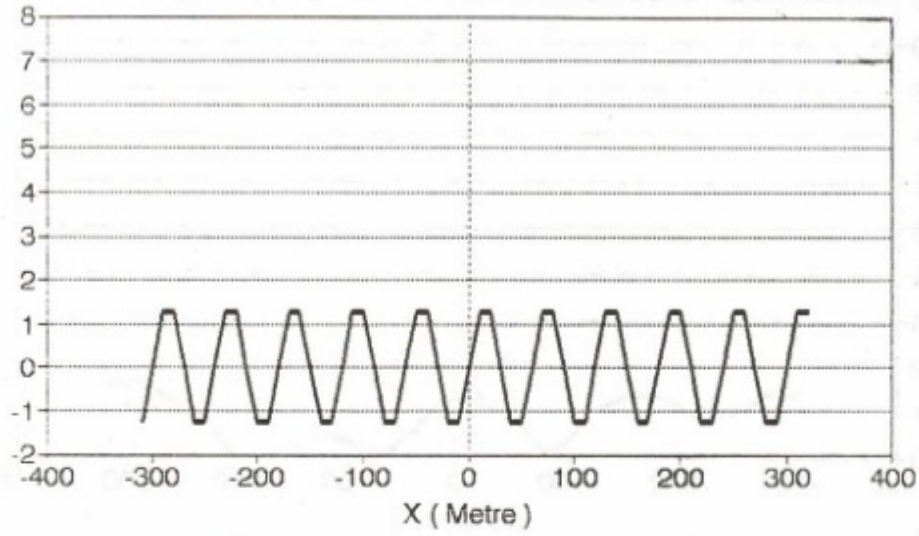
Fig. 20. The deviation between outputs of the upward analytical continued data in frequency domain (truncated response function on $U_c=0.13$) and LPF outputs with same frequency (standard deviation: 0.404).



- Şekil 21. $h=1$ düzleminde frekans ortamında yapılan alçak geçişli süzgeç ile kuramsal yukarı analitik uzanım arasındaki saçılım (standand sapma: 0.527).
- Fig. 21. The deviation on $h=1$ plane between low-pass filter in frequency domain and theoretical upward analytical continuation (standard deviation: 0.527).



- Şekil 22. $h=2$ düzleminde frekans ortamında yapılan alçak geçişli süzgeç ile kuramsal yukarı analitik uzanım arasındaki saçılım (standand sapma: 0.555).
- Fig. 22. The deviation on $h=2$ plane between low-pass filter in frequency domain and theoretical upward analytical continuation (standard deviation: 0.555).



$m = 10000 \text{ kg.}$
 $z = 55 \text{ m.}$



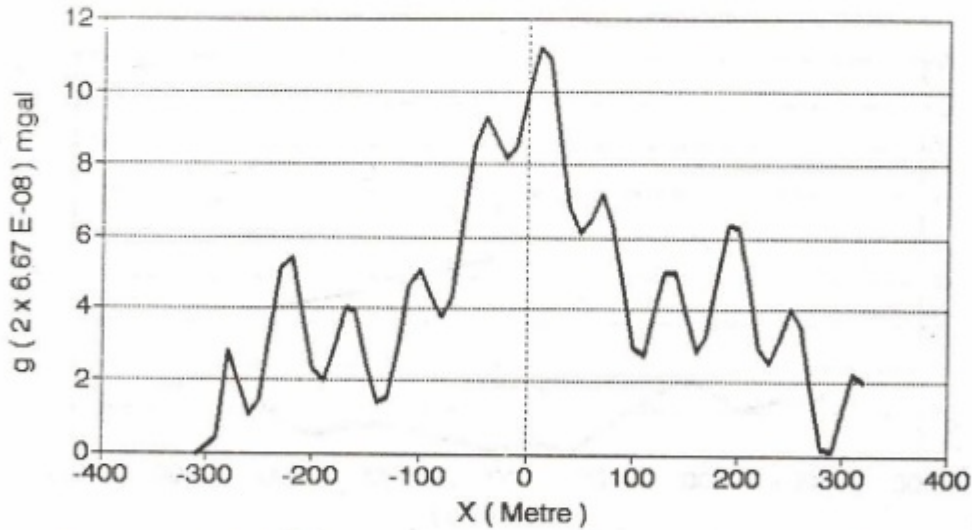
$m = 20000 \text{ kg.}$
 $z = 70 \text{ m.}$



$m = 100000 \text{ kg.}$
 $z = 101 \text{ m.}$

Şekil 23. Zaman ortamında eklenen sinüzoidal yapay gürültü ($A \sin 2\pi nf$).

Fig. 23. Sinusoidal artificial noise that added in time domain ($A \sin 2\pi nf$).



$m = 10000 \text{ kg.}$
 $z = 55 \text{ m.}$



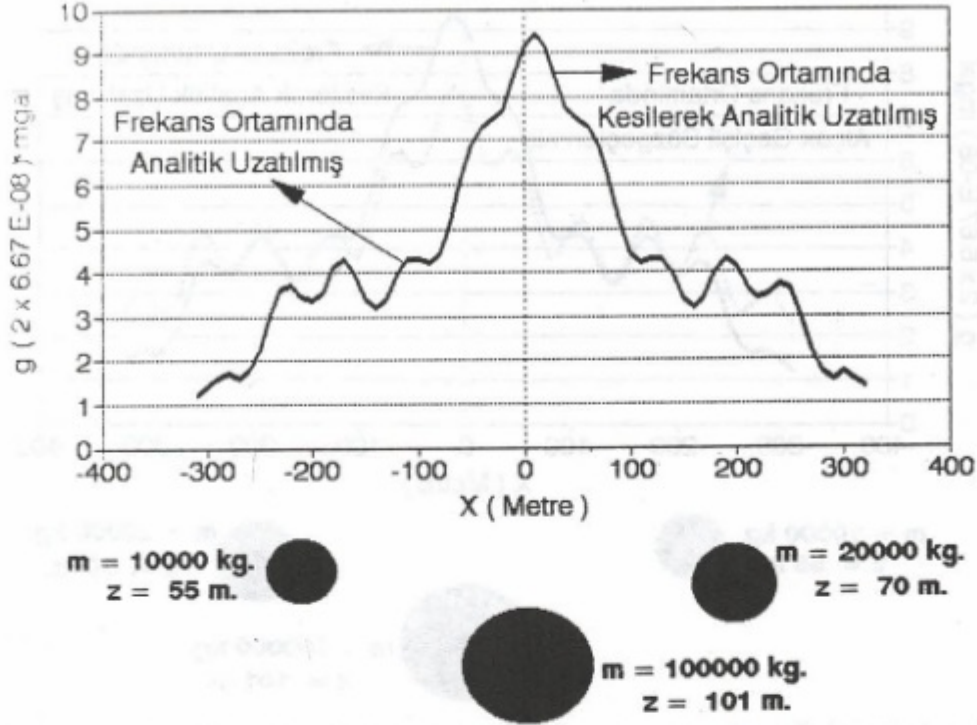
$m = 20000 \text{ kg.}$
 $z = 70 \text{ m.}$



$m = 100000 \text{ kg.}$
 $z = 101 \text{ m.}$

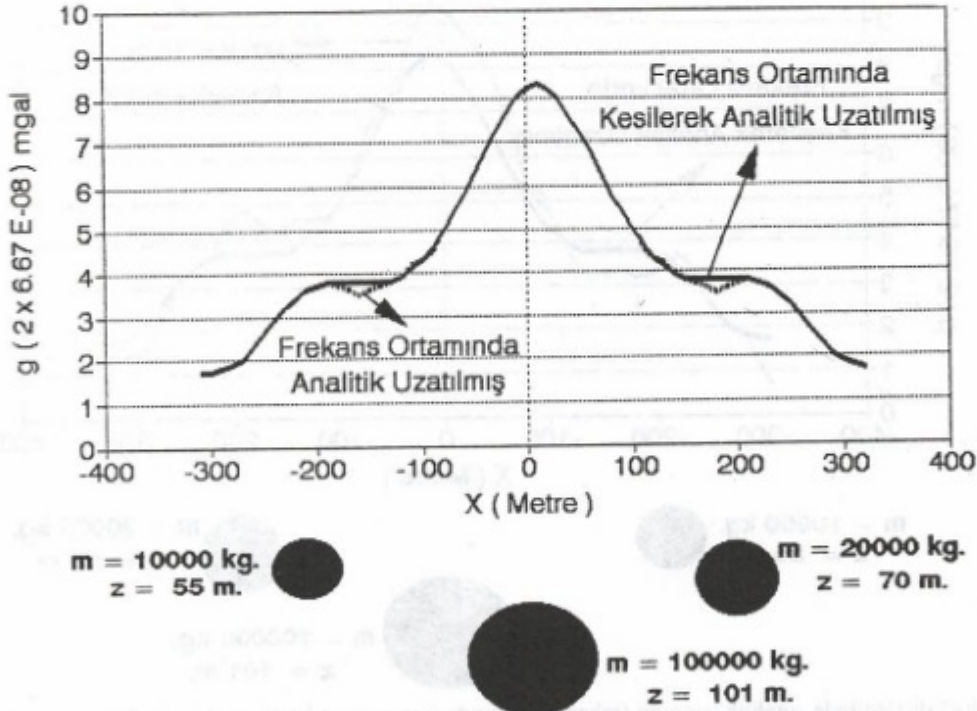
Şekil 24. Sinüzoidal gürültü eklenmiş üç kürenin anomalisi.

Fig. 24. Anomaly of three spheres with sinusoidal noise.



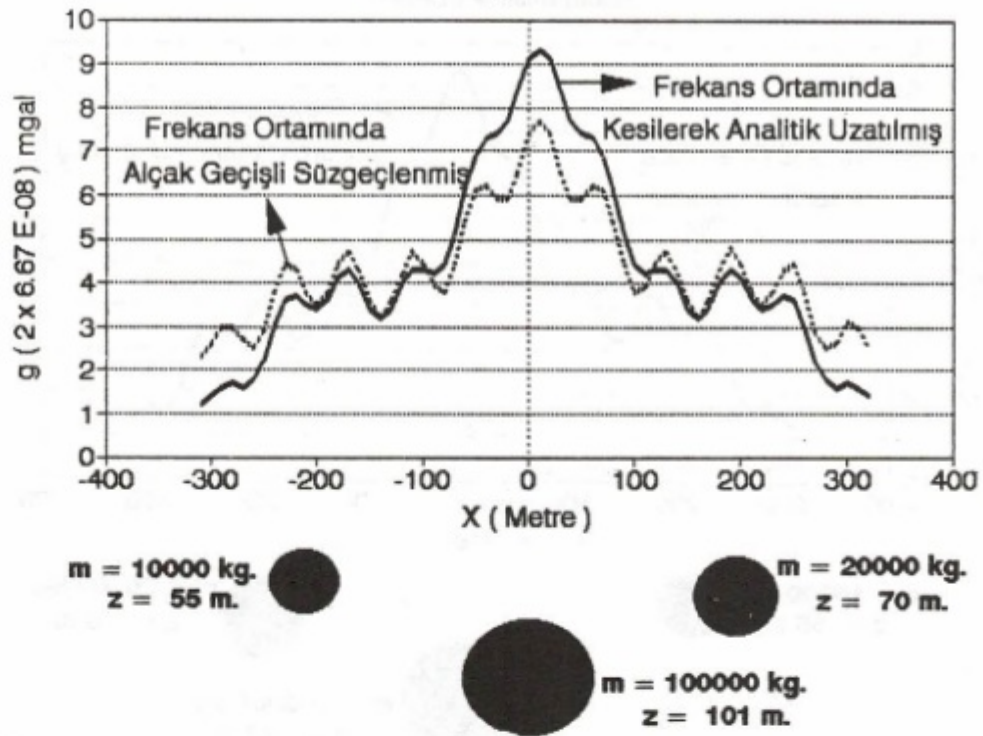
Şekil 25. $h=1$ düzleminde frekans ortamında tepki işlevi kesilmiş ($U_c=0.26$) ve kesilmemiş analitik uzanımlar.

Fig. 25. On $h=1$ level in frequency domain, response function of analytical continuations has been truncated ($U_c=0.26$) and hasn't been truncated.



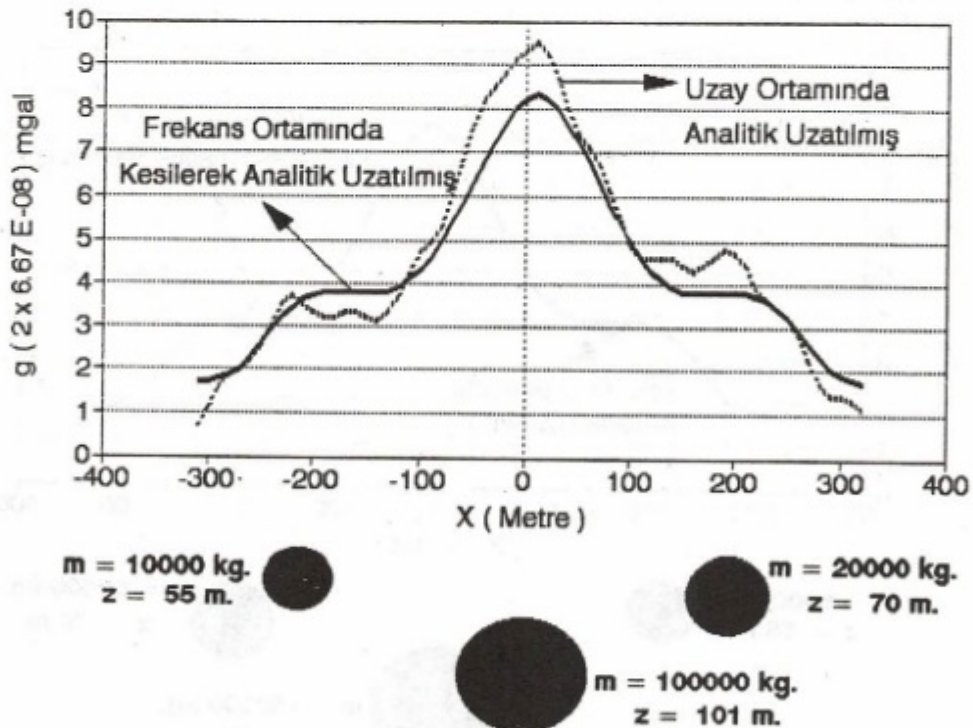
Şekil 26. $h=2$ düzleminde frekans ortamında tepki işlevi kesilmiş ($U_c=0.13$) ve kesilmemiş analitik uzanımlar.

Fig. 26. On $h=2$ level in frequency domain, response function of analytical continuations has been truncated ($U_c=0.13$) and hasn't been truncated.



Şekil 27. $h=1$ düzleminde frekans ortamında yapılmış (kesilmiş tepki işlevi $U_c=0.26$) analitik uzanım ve aynı kesme frekanslı alçak geçişli süzgeç çıktısı.

Fig. 27. On $h=1$ level truncated analytically continued outputs in frequency domain (truncated response function $U_c=0.26$) and low-pass filter outputs with same cut-off frequency.



Şekil 28. $h=2$ düzleminde, analitik uzanımı frekans ortamında (tepki işlevi kesilmiş ($U_c=0.13$) ve uzay ortamında yapılmış analitik uzanım çıktıları.

Fig. 28. On $h=2$ level, analytically continued in frequency domain outputs (truncated response function $U_c=0.13$) and analytical continuation in space domain.

Çizelge 1 de, ilgili yanılgılar, yanılgı 1 ve yanılgı 2 sütunlarında verilmektedir. Bu sütunlara bakıldığında, doruklarda (yöntemin içeriği nedeniyle doruk noktalarında en büyük yanılgılara rastlanır) yanılgıların birbirine eşit olduğu görülmektedir. Bu nedenle geleneksel yollardan yapılan analitik uzanım, kesilmiş AU'dan doruk noktasındaki farklılığı % 1 veya % 2 dir.

Bu nedenlerle, belirli kesme frekanslı AU'n (kesilmiş analitik uzanım), geleneksel AU yerine kullanılması büyük bir yanılgı getirmemektedir. Gerçekten de saçılım eğrilerinin standart sapmaları, her ikisinde de $h=1$ düzleminde 0.369, $h=2$ düzleminde 0.329 dur. Saçılım eğrileri (Şekil 15, 16, 17, 18) incelendiğinde her iki düzlemdeki en büyük ve küçük saçılımlar aynı noktalara denk gelmektedir. Bu nedenle saçılımların bile aynı olduğu görülmektedir.

Gürültülü verilerde ise, kuramsal değerlerle karşılaştırma yapılamamıştır. Çünkü Dx kadar yukarıda kürenin anomalisi hesap edilirken, yüksekliğin sinüzoidal gürültü üzerinde hiçbir etkisi yoktur. Bu nedenle, kuramsal analitik denklemin kullanılması yanlış olur. Bunun yerine kuramsal uzanıma uyumlu olduğu daha önceden kanıtlanmış kesilmiş YAU ideal varsayılarak saçılım eğrileri ve standart sapmaları hesaplanmıştır. Şekil 19 ve 20 den de görüldüğü gibi, AGS çıktısının, kesilmiş AU ile farkları büyüktür. Saçılım eğrisinin standart sapması $h=1$ düzleminde 0.546, $h=2$ düzleminde ise 0.404 tür.

Yanılgıların bu derece büyük olması ürkütücüdür. Dolayısı ile AGS'ler kullanılırken daha dikkatli olunmalıdır. Gürültü içeren sinyallerde kürelerin üzerindeki yanılgılar Çizelge 2 de verilmektedir. Çizelge 2'de fark ile gösterilenler, (kürelerin üzerine gelen yerlerde) çizelge altlarında verilen denklemlerle hesap edilmiş değerlerdir.

Birinci sütunda kürelerin üzerindeki normal AU'la elde edilmiş yanılgılar, Fark 1 de ise aynı yerlerde, kesilmiş AU'la elde edilen yanılgılar görülmektedir. Bu yanılgıların $h=1$ düzleminde sıfır olması, kesilmiş AU ile frekans ortamı AU'ı arasında bir fark olmadığını, $h=2$ düzleminde ise ancak % 3'lük bir yanılgı gelebileceğini göstermiştir.

Fark 2 ile gösterilen üçüncü sütunda ise, frekans ortamında normal YAU ile AGS'in yanılgıları kürelerin üstlerinde araştırılmıştır. Genelde bu yanılgılar, kesilmiş AU'n yanılgılarına oranla daha büyüktür. Dolayısıyla da gürültülü sinyallerde de kesilmiş YAU'nın, AGS lere oranla daha iyi sonuç verdiği, bir kez daha görülmektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada elde edilen sonuçlar, aşağıdaki şekilde özetlenebilir.

1) YAU tepki işlevinin belli bir frekansta kesilmesiyle elde edilen kesilmiş YAU'larla yapılan uzanımların, kesilmemiş YAU'larla hemen hemen aynı değerleri verdiği

saptanmıştır. Dolayısıyla, Nyquist frekansına kadar uzanan bir analitik uzanım tepki işlevi kullanılmıyorsa belli bir frekansta kesilmiş analitik uzanım tepki işlevini kullanmak büyük bir yanılgı getirmez.

2) AGS'in çok kullanılmasının nedeni; kesme frekansının seçilebilmesidir. Analitik uzanımların az kullanılması da aynı nedenden ötürüdür.

Bu çalışmada frekans ortamında YAU'lar, AGS ile eşlenerek süzgeçleme yapılmıştır. Bu durumda $h=1$ düzlemi için $U_c = 0.26$, $h=2$ düzlemi için $U_c = 0.13$ seçilmiştir (verilerin % 80'inin söndürülmesi koşuluyla).

3) Yapılan kuramsal çalışmalar sonucunda frekans ortamı kesilmiş YAU'nın, AGS e oranla doğruya daha yakın değerler verdiği gözlenmiştir.

KAYNAKLAR

- Byerly, P.E. 1965, Convolution filtering of gravity and magnetic maps, *Geophysics* 30, 281-283.
- Dean, W.C. 1958, Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation, *Geophysics* 16, 29-50.
- Elkins, T.A. 1951, The second derivative method of gravity interpretation, *Geophysics* 16, 29-50.
- Fuller, B.D. 1967, Two-dimensional frequency analysis and design of grid operators, in *mining geophysics*, Society of Exploration Geophysicists 2, 658-708.
- Henderson, R.G. and Zietz, I. 1949, The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields, *Geophysics* 14, 508-516.
- Henderson, R.G. 1968, Field continuation and the step model in aeromagnetic interpretation, *Geophysical Prospecting* 14, 528-546.
- Irshad, R.M. 1972, Design of small operators for the continuation of potential field data, *Geophysics* 37, 485-506.
- Mesko, A. 1965, Some notes concerning the frequency analysis for gravity interpretation, *Geophysical Prospecting* 13, 475-488.
- Mesko, A. 1966, Two-dimensional filtering and the second derivative method, *Geophysics* 31, 606-617.
- Peters, L.J. 1949, The direct approach to magnetic interpretation and its practical application, *Geophysics* 14, 290-319.
- Peters, L.J., and Elkins, T.A. 1953, Discussion of "A contribution to the computation of the 'Second Derivative' from gravity data", *Geophysics* 18, 894-912.
- Pınar, R. 1984, Potansiyel alanlarda yukarı ve aşağı analitik uzanım, *Madencilik Dergisi* 23, 5-18.
- Robinson, E.S. 1970, Upward continuation of total intensity magnetic fields, *Geophysics* 35, 920-926.
- Tsay, L.J. 1975, The use of Fourier series method in upward continuation with new improvements, *Geophysics* 23, 28-41.

GRAVİTE YÖNTEMİNDE GÜÇ SPEKTRUMUNUN DEĞİŞİK MODELLERE UYGULANMASI

Interpretation of the Gravity Data due to Various Models by means of Fourier Power Spectra

Mustafa AKGÜN*, Zafer AKÇIĞ* ve Rahmi PINAR**

ÖZET

Gravite yönteminde anomaliye neden olan yapıya ait parametrelerin frekans spektrumu üzerindeki etkilerinin belirlenmesi ve güç spektrumundan yararlanarak yapı parametrelerinin saptanması bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır.

İlk aşamada düşey dayk, tek yatay tabaka, silindir ve küre modellerinin analitik olarak güç spektrumları hesaplanmıştır. Sadece yapı derinliğinin spektrum eğimini etkilediği saptanmıştır.

İkinci aşamada modellerin ayırık değerlerinden yararlanarak sayısal güç spektrumları hesaplanmış ve yapı derinlikleri bulunmuştur.

Yapılan çalışmalar sonucunda; spektrum üzerindeki temel etkinin yapı derinliklerinden kaynaklandığı ve spektrum eğrisinin eğiminden yararlanarak yapı derinliklerinin bulunabileceği saptanmıştır.

ABSTRACT

The subject of this study is to evaluate the influence of body parameters on the frequency spectra of the gravity anomalies and to determine the parameters using the power spectra.

Some power spectra were calculated analytically for the vertical dike, semi-infinite horizontal sheet, cylinder, and sphere models to test the proposed method. Effective slopes of the spectra are only dependent on the depth of buried bodies.

At the second step, the depth of causative bodies were obtained by using the discrete power spectra calculated from the theoretical responses of the examined models.

It was concluded that the fundamental affect on the spectra was originated from the body depths, which could be obtained from the slopes of power spectra.

GİRİŞ

Güç spektrumunun potansiyel verilere uygulanması ve bozucu kütlelerin oluşturduğu anomalilerin güç spektrumlarının elde edilmesi ile ilgili çalışmalar Bhattacharyya (1966) ve Spector ve Bhattacharyya (1966) tarafından geliştirilmiştir. Daha sonra anomaliye neden olan kütlelerin derinliklerinin saptanması ise Spector ve Grant (1970) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Son yıllarda ise küre ve çubuk şekilli yapıların oluşturacağı doğal potansiyel (SP) belirtileri dalgasayısı ortamına dönüştürülerek davranışları Akçığ ve diğ. (1990) tarafından incelenmiştir.

Bu çalışmada ise gravitede düşey dayk, tek yatay tabaka, silindir ve küre model anomalilerinin, Fourier dönüşümü (FD) kullanılarak, dalgasayısı ortamında davranışları kuramsal olarak incelenmiş ve güç spektrumlarından yararlanılarak yapı parametrelerinin frekans spektrumu üzerindeki etkileri araştırılmıştır.

KURAM

Bir $f(x)$ fonksiyonunun Fourier dönüşümü (FD)

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

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

$$F(w) = P(w) + i Q(w) \quad (2)$$

ile $F(w)$ nın genlik $A(w)$ ve güç spektrumları $E(w)$,

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

$$E(w) = |F(w)|^2 = (P^2 + Q^2) \quad (4)$$

bağıntıları ile bulunur.

Küre Modeli

Kütlesi m , derinliği h ve yarıçapı r olan bir kürenin yeryüzünde bir $P(x)$ noktasındaki (Şekil 1) gravite değeri

$$g(x) = 2Gm \frac{h}{(x^2 + h^2)^{3/2}} \quad (5)$$

bağıntısıyla verilir (Telford ve diğ. 1987). $g(x)$ denkleminin FD alındığında çift fonksiyon özelliğinden yararlanarak

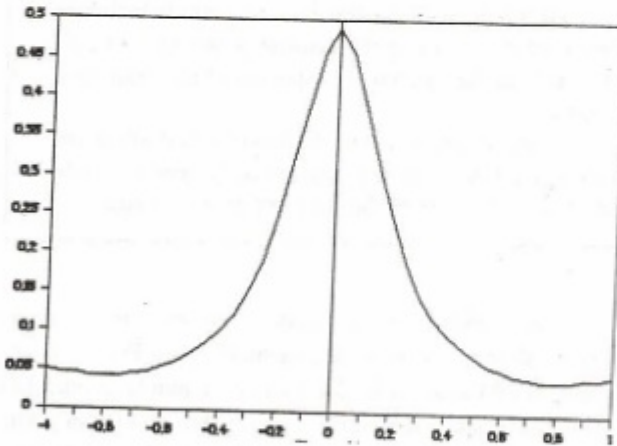
$$G(w) = 4Gm \int_0^{\infty} \frac{1}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \cos(wx) dx \quad (6)$$

elde edilir.

(6) bağıntısı Erdelyi (1954) tümleme çizelgeleri kullanılarak (Bkz. Ek) çözüldüğünde

$$G(w) = 4GmwK_1(wh) \quad (7)$$

sonucuna ulaşılır. Buradan güç spektrumu $E(w)$ da (4) yaklaşımı yardımıyla



Şekil 1. Küre modelinin gravite anomalisi.

Fig. 1. Gravity anomaly due to a sphere model.

$$E(w) = [G(w)]^2 = 16G^2m^2w^2K_1^2(wh) \quad (8)$$

olarak bulunur. (8) bağıntısında yer alan $K_1(wh)$ Modifiye Bessel fonksiyonu olup (Bkz. Ek) aşağıda tanımlanan özellikler;

$$wh \geq 2, K_0 \approx K_1 = K$$

$$K = \frac{1.253}{(wh)^{1/2}e^{wh}} \quad (9)$$

(Abramowitz ve Stegun, 1972) kullanılarak tekrar düzenlenirse

$$E(w) = 16G^2m^2w^2K^2(wh) \quad (10)$$

bağıntısı elde edilir. (10) bağıntısında aşağıdaki yaklaşım kullanılarak

$$A = 16G^2m^2$$

ve her iki tarafın logaritması alınarak,

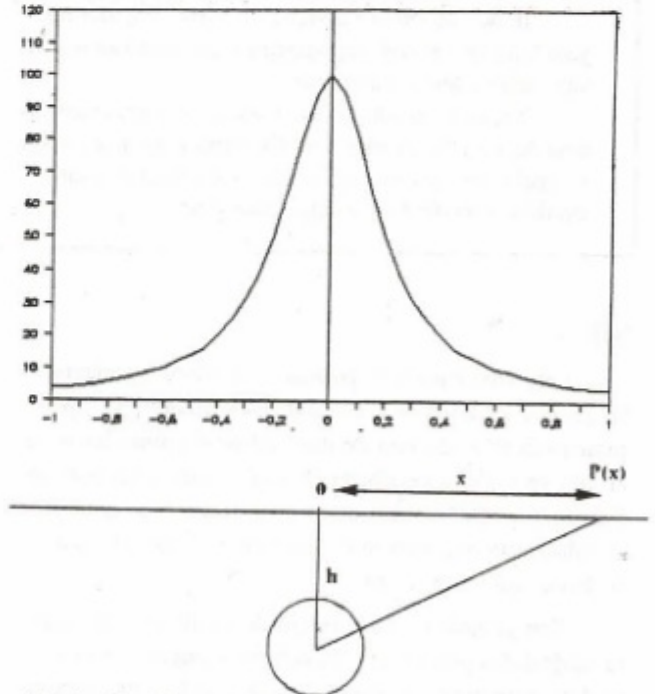
$$E(w) = Aw^2K^2(wh) \quad (11)$$

$$\ln[E(w)] = \ln A + 2\ln w + 2\ln K(wh) \quad (12)$$

bağıntısına ulaşılır. (12) bağıntısı (9) yaklaşımı kullanılarak tekrar düzenlenirse

$$\ln[E(w)] = \ln A + 2\ln w + 2\ln(1.25) - \ln wh - 2wh \quad (13)$$

bağıntısı elde edilir. (13) bağıntısı incelendiğinde de; birinci ve üçüncü terimlerin spektrumun genliğine etki ettiği, diğer terimlerin ise spektrumun eğimi üzerinde etkin olduğu görülmektedir. Eğimi denetleyen bu terimler incelendiğinde; ikinci ve dördüncü terimlerin, w 'nın değişimine



Şekil 2. Yatay silindir modelinin gravite anomalisi.

Fig. 2. Gravity anomaly due to a horizontal cylinder model.

Çizelge 1. Modellere ait derinlikler ve hata oranları.

Table 1. Percentage error and depths of the models

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

bağlı olarak spektrumun eğimi üzerindeki etkilerinin az olduğu anlaşılmaktadır (Çizelge 1). Bu durumda spektrumun eğimi üzerindeki temel etki $-2hw$ teriminden kaynaklanmaktadır. Bu yaklaşımlarla

$$Eğim = -2h \quad (14)$$

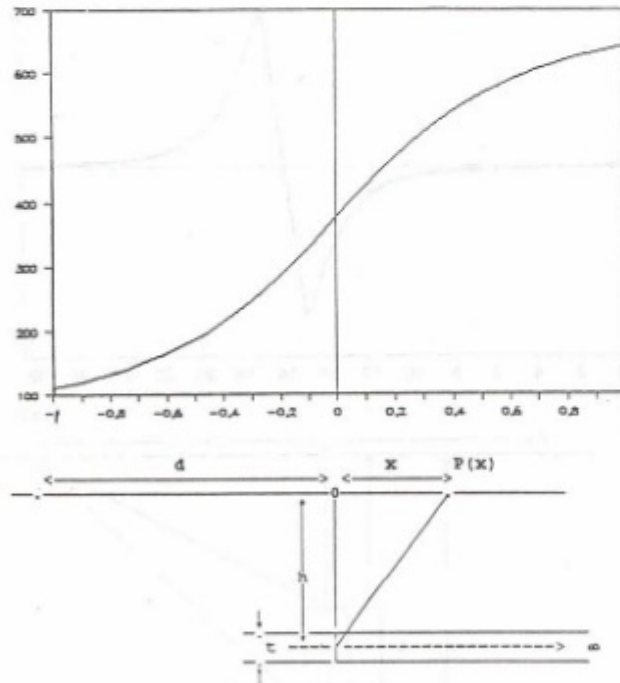
bağıntısı yazılabilir ve bu bağıntıdan anomaliye neden olan küre şekilli cismin merkezine olan derinliği (h) saptanabilir.

Silindir Modeli

Derinliği h ve kütlesi m olan bir silindir (Şekil 2) yeryüzünde bir $P(x)$ noktasındaki gravite değeri

$$g(x) = 2Gm \frac{h}{x^2 + h^2} \quad (15)$$

bağıntısı ile verilir (Telford ve diğ. 1987). (15) bağıntısı çift fonksiyon olduğundan sadece Fourier kosinüs dönüşü-



Şekil 3. Tek yatay yarı sonsuz tabaka modelinin gravite anomalisi.

Fig. 3. Gravity anomaly due to a semi-infinite horizontal sheet model.

mü kullanılarak

$$G(w) = 4Gm h \int_0^{\infty} \frac{1}{x^2 + h^2} \cos(wx) dx \quad (16)$$

sonucuna ulaşılır. (16) tümlemesi, Erdelyi (1954) tümleme çizelgeleri kullanılarak (Bkz. Ek) çözüldüğünde

$$G(w) = 2Gm \pi e^{-hw} \quad (17)$$

bağıntısı elde edilir. Buradan da güç spektrumu

$$E(w) = 4G^2 m^2 \pi^2 e^{-2hw} \quad (18)$$

olarak bulunur. (18) bağıntısında

$$A = 4G^2 m^2 \pi^2$$

yaklaşımı kullanılarak

$$E(w) = A e^{-2hw} \quad (19)$$

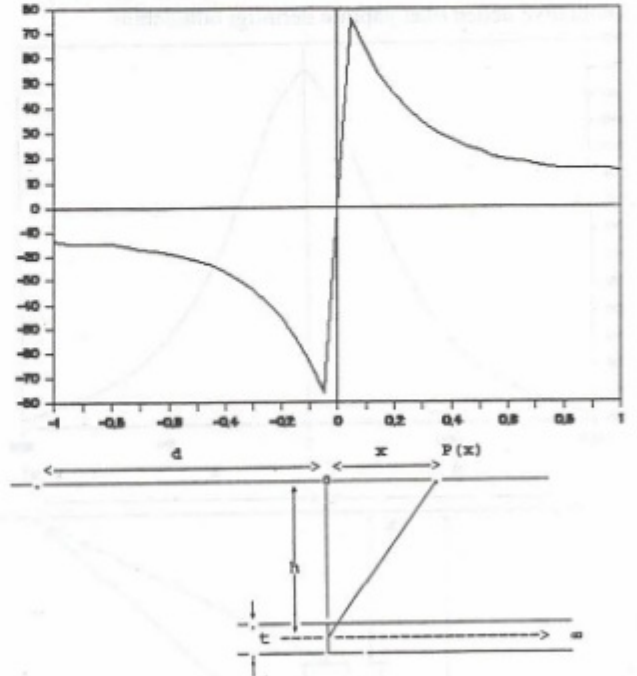
elde edilir. Bu bağıntının logaritması alınarak

$$\ln[E(w)] = \ln A - 2hw \quad (20)$$

sonucuna ulaşılır. (20) bağıntısından spektrumun eğimi üzerindeki temel etkinin $-2hw$ teriminden kaynaklandığı görülmektedir. Böylece küre şeklindeki yapılara benzer olarak spektrum eğiminden (14) bağıntısı kullanılarak silindir merkezine olan derinliği (h) bulunabilir.

Yarı Sonsuz Tek Yatay Tabaka Modeli

Yeraltında t kalınlığındaki tek yatay tabakanın (Şekil 3), yeryüzünde bir P noktasındaki gravite değeri



Şekil 4. Tek yatay yarı sonsuz tabaka modelinin $g_x(x)$ anomalisinin yatay türev bileşeni.

Fig. 4. The horizontal gradient of the anomaly $g_x(x)$ due to the semi-infinite horizontal sheet model.

$$g(x) = 2G\Delta\rho t \left[\frac{\pi}{2} + \arctan \frac{x-d}{h} \right] \quad (21)$$

olarak verilir (Telford ve diğ. 1987). Çözüm kolaylığı açısından önce anomali sıfıra asimtot konuma getirilir. Bunun için (21) bağıntısına x yönünde türev işlemi uygulanarak

$$g_{zx}(x) = 2G\Delta\rho t \frac{h}{x^2 + h^2} \quad (22)$$

bağıntısına ulaşılır (Şekil 4). (22) bağıntısının FD ü Erdelyi (1954) tümeleme çizelgeleri yardımıyla

$$G_{zx}(w) = 4G\Delta\rho t h \int_0^\infty \frac{1}{x^2 + h^2} \cos(wx) dx \quad (23)$$

$$G_{zx}(w) = 2G\Delta\rho t \pi e^{-hw} \quad (24)$$

olarak elde edilir. Buradan güç spektrumu ise

$$G(w) = 4G^2\Delta\rho^2 t^2 \pi^2 e^{-2hw} \quad (25)$$

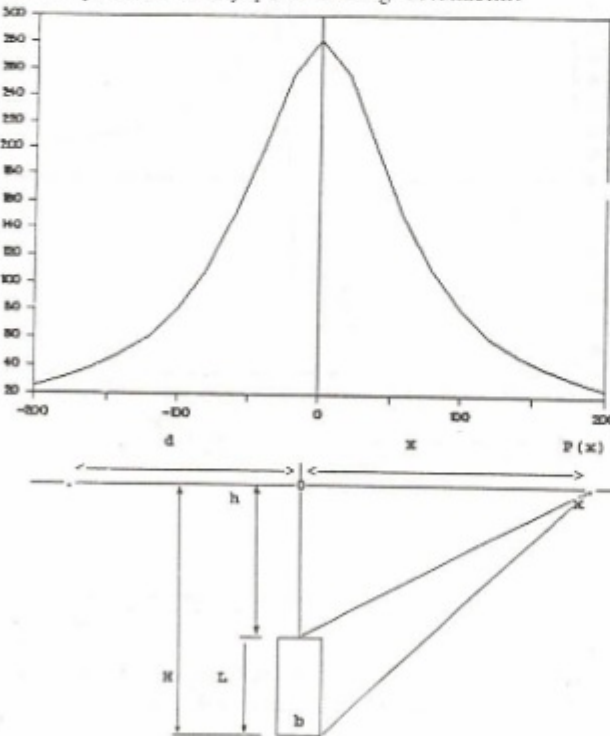
bağıntısı ile tanımlanır.

$$A = 4G^2\Delta\rho^2 t^2 \pi^2 \quad (26)$$

(26) bağıntısının logaritması yukarıdaki yaklaşım gözönünde bulundurularak alınır

$$\ln[E(w)] = \ln A - 2hw \quad (27)$$

olarak elde edilir. (27) bağıntısında da diğer yapılarda olduğu gibi spektrum eğimi, üzerindeki temel etki $-2hw$ teriminden kaynaklanmakta olup, (14) bağıntısı yardımıyla anomaliye neden olan yapının derinliği bulunabilir.



Şekil 5. Düşey dayk modelinin gravite anomali.
Fig. 5. Gravity anomaly due to a vertical dike model.

Düşey Dayk Modeli

Üst yüzünün derinliği h , alt yüzünün derinliği H ve genişliği b olan düşey bir daykın $P(x)$ noktasındaki gravite etkisi (28a) bağıntısı ile tanımlanır (Dobrin 1974). Güç spektrumu uygulamalarında logaritmali terimlerle çalışmak matematiksel olarak zor olduğundan, logaritma teriminden kurtulmak istenir. Bunun için $g_z(x)$ anomalisinin x yönünde türevi alınarak (28b) bağıntısı elde edilir ve güç spektrum uygulaması bu bağıntı üzerinde yapılabilir (Şekil 5 ve 6).

$$g_z(x) = G\Delta\rho b \ln \left[\frac{(x^2 + H^2)^{1/2}}{(x^2 + h^2)^{1/2}} \right] \quad (28a)$$

$$g_{zx}(x) = 2G\Delta\rho b \left[\frac{x}{x^2 + H^2} - \frac{x}{x^2 + h^2} \right] \quad (28b)$$

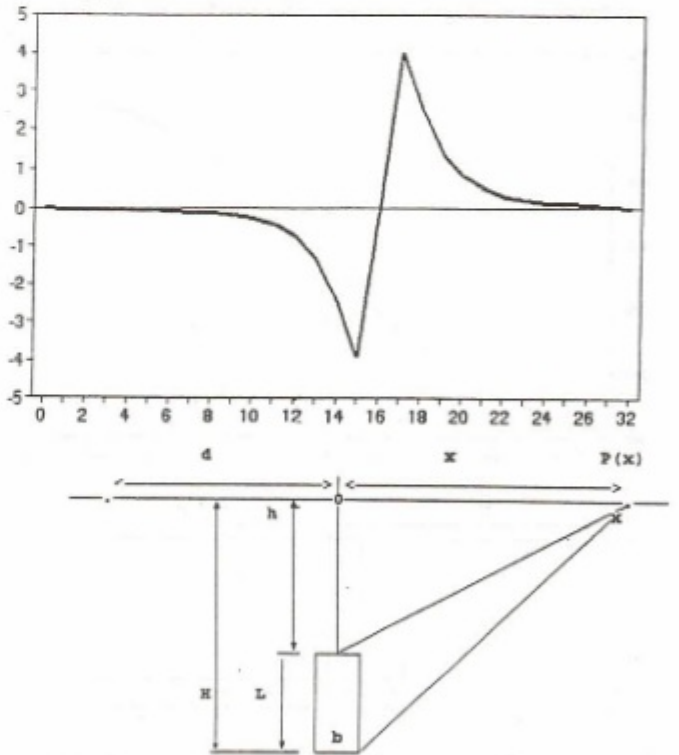
FD özelliğinden de (28b) bağıntısının FD

$$G_{zx}(x) = 4G\Delta\rho b i \int_0^\infty \left[\frac{x}{x^2 + h^2} - \frac{x}{x^2 + H^2} \right] \sin(wx) dx \\ = 2G\Delta\rho b i [-e^{Hw} + e^{hw}] \quad (29)$$

ve güç spektrumu

$$E(w) = [G_{zx}(w)]^2 = 4G^2\Delta\rho^2 b^2 [-e^{Hw} + e^{hw}]^2 \quad (30)$$

bağıntıları ile verilir. (30) bağıntısında aşağıdaki yaklaşımlar yapılarak



Şekil 6. Düşey daykın $g_z(x)$ anomalisinin yatay türev anomali.

Fig. 6. The horizontal gradient of the anomaly $g_z(x)$ due to the vertical dike model.

Çizelge 2. B teriminin w'ya göre değişimi

Table 2. Variation of the term B versus w

W	e^{-2Hw}	$e^{-w(H+h)}$	e^{-2hw}	B
0.1	$4.2 \cdot 10^{-18}$	$1.8 \cdot 10^{-13}$	$2.06 \cdot 10^{-9}$	$2.059 \cdot 10^{-9}$
0.2	$1.8 \cdot 10^{-35}$	$1.75 \cdot 10^{-26}$	$4.2 \cdot 10^{-18}$	$4.199 \cdot 10^{-18}$
0.3	$7.6 \cdot 10^{-53}$	$1.6 \cdot 10^{-39}$	$8.8 \cdot 10^{-27}$	$8.8 \cdot 10^{-10}$
0.4	$3.26 \cdot 10^{-70}$	$1.53 \cdot 10^{-52}$	$1.8 \cdot 10^{-35}$	$1.8 \cdot 10^{-35}$

$$A = 4G^2 \Delta \rho^2 b^2$$

$$B = [-e^{-Hw} + e^{-hw}]^2 \quad (31)$$

bağıntısı elde edilir ve (31) bağıntısındaki B eşitliğinin açılımı yapıldığında

$$B = e^{-2Hw} - 2e^{-w(H+h)} + e^{-2hw} \quad (32)$$

bulunur. w'nın çeşitli değerleri için (32) bağıntısındaki terimlerin değişimi Çizelge 2'de verilmektedir.

Çizelgeden görüldüğü B bağıntısındaki terimlerin değişimi incelendiğinde eğim üzerindeki temel etkinin e^{-2hw} teriminden kaynaklandığı izlenmektedir. Sonuçta güç spektrumu ve logaritması

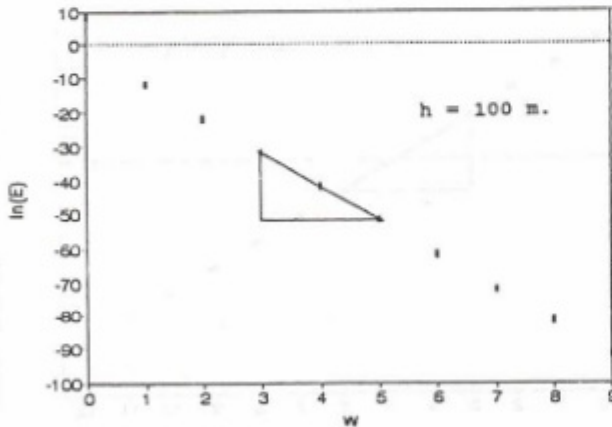
$$E(w) = A \cdot e^{-2hw} \quad (33)$$

$$\ln[E(w)] = \ln A - 2hw \quad (34)$$

bağıntıları yardımıyla elde edilir. (34) denkleminde görüldüğü gibi spektrum eğimi üzerindeki temel etki $-2hw$ teriminden kaynaklanmakta olup, buradan da (15) bağıntısı yardımıyla yapının üst yüzünün derinliği h bulunabilir.

UYGULAMA

Çalışmanın bu aşamasında sözkonusu yapılar için güç spektrumu uygulamaları sürekli ve ayrık veriler kullanılarak iki farklı şekilde yapılmış ve sonuçlar karşılaştırılmıştır.



Şekil 7. Kuramsal bağıntıdan hesaplanan küre modeli güç spektrumu.

Fig. 7. Power spectra calculated from the expression of the sphere model.

Çizelge 3. Model uygulama sonuçları

Table 3. The results of the model application

Model	Kuramsal derinlik h(m)	Analitik güç spektrumundan elde edilen derinlik h(m)	Sayısal güç spektrumundan elde edilen derinlik h(m)
Küre	100	100	80
Silindir	100	100	92
Düşey Dayk	100	100	95
Tek Yatay			
Tabaka	100	100	107

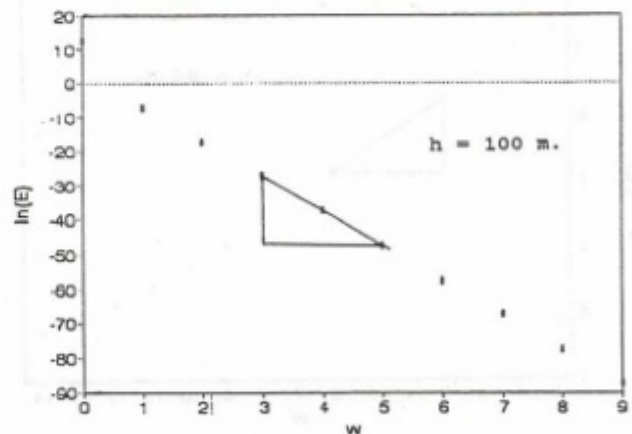
İlk olarak daha önceki aşamalarda her model için bulunan (küre modeli için (13), silindir modeli için (20), tek yatay tabaka modeli için (27), dayk modeli için (34) bağıntılar yardımıyla kuramsal güç spektrumu değerleri üretilmiştir. Daha sonra bu değerlerden yararlanarak elde edilen güç spektrumu eğrilerinin eğiminden (14) bağıntısıyla kuramsal yapı derinlikleri elde edilmiştir (Şekil 7, 8, 9, 10).

İkinci aşamada ise aynı modellerin analitik denklemlerinden elde edilen ayrık verilerden sayısal güç spektrumları hesaplanmış ve güç spektrumlarının eğiminden yapı derinlikleri bulunmuştur (Şekil 11, 12, 13, 14). Sonuçta her iki uygulamada bulunan derinliklerin birbirleri ile uyumlu olduğu görülmüştür (Çizelge 3).

SONUÇLAR

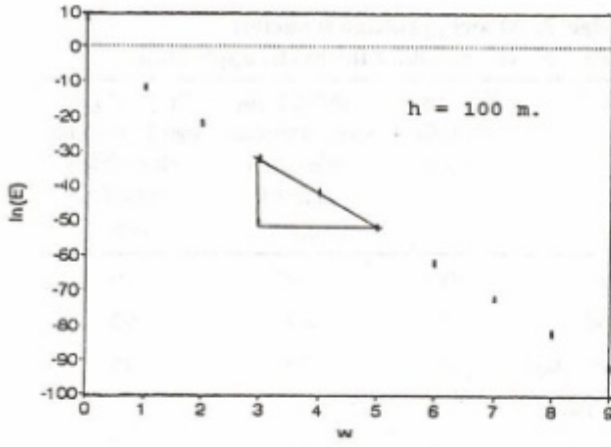
Gravite yönteminde çeşitli modellere ait sürekli ve ayrık veriler yardımı ile gerçekleştirilen güç spektrumu uygulamalarından aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

1. Model parametrelerinin spektrum üzerindeki etki-



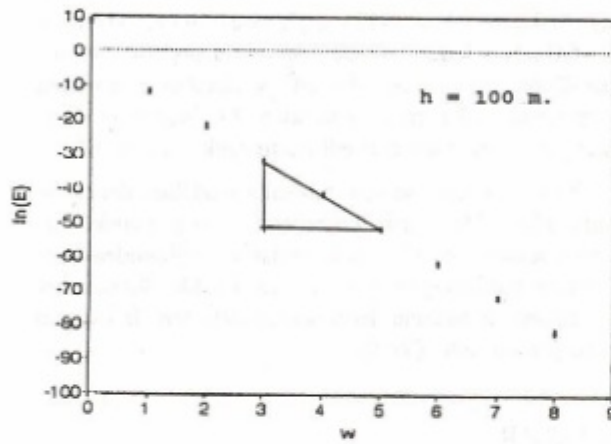
Şekil 8. Küre modeli sayısal değerlerinden hesaplanan güç spektrumu.

Fig. 8. Power spectra calculated from the discrete values of the sphere model.



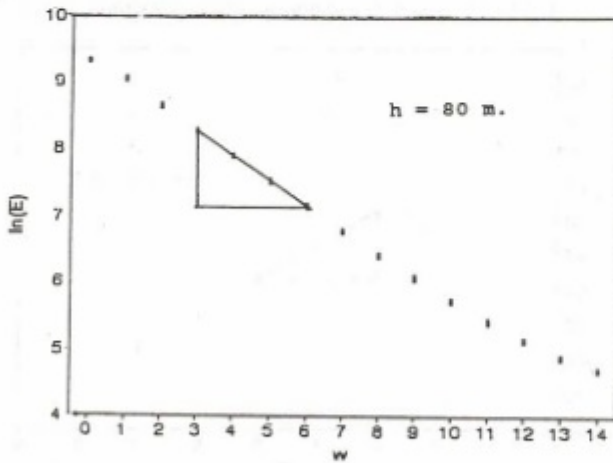
Şekil 9. Silindir modeli kuramsal güç spektrum değerleri.

Fig. 9. Theoretical calculated power spectra values due to the cylinder model.



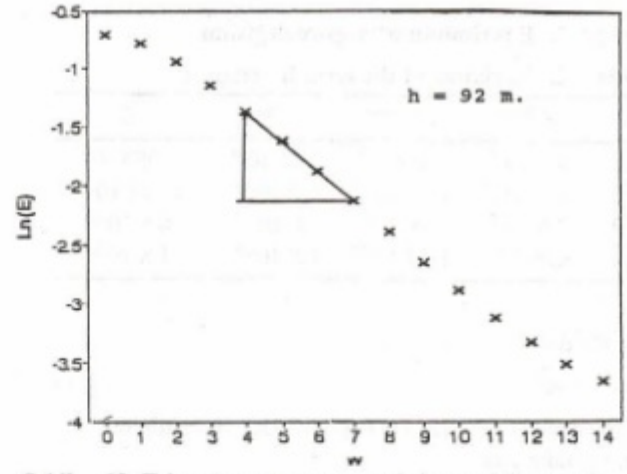
Şekil 10. Silindir modeli sayısal değerlerden hesaplanan güç spektrumu.

Fig. 10. Power spectra calculated from the discrete values of the cylinder model.



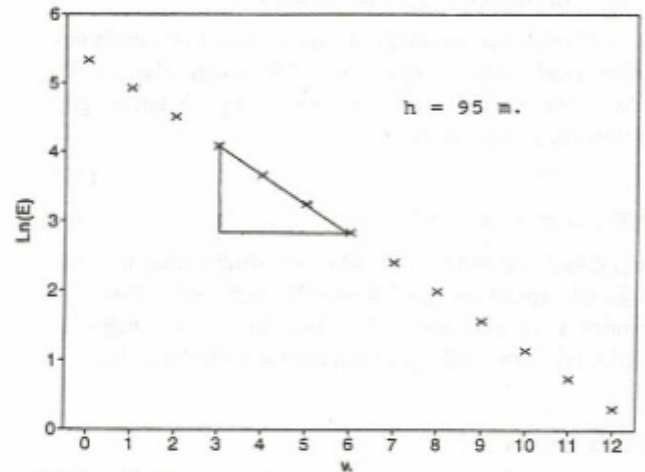
Şekil 11. Tek yatay yarı sonsuz tabaka modelinin kuramsal güç spektrum değerleri.

Fig. 11. Power spectra calculated from the expression of the semi-infinite horizontal sheet.



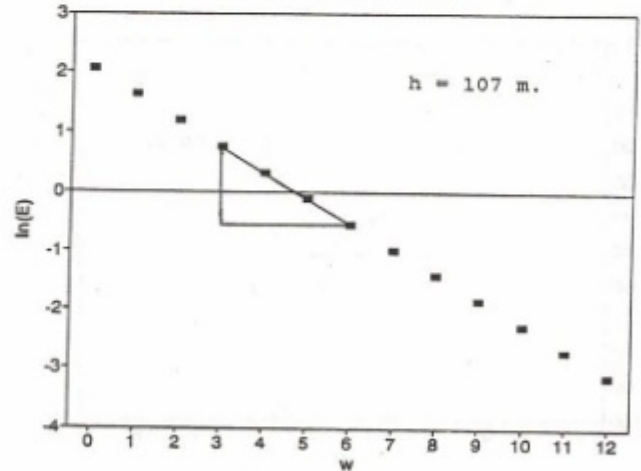
Şekil 12. Tek yatay yarı sonsuz tabaka modeli sayısal değerlerinden hesaplanan güç spektrumu.

Fig. 12. Power spectra calculated from the discrete values of the semi-infinite horizontal sheet.



Şekil 13. Düşey dayk modeli kuramsal güç spektrum değerleri.

Fig. 13. Theoretical calculated power spectra values due to the vertical dike model.



Şekil 14. Düşey dayk modeli sayısal değerlerinden hesaplanan güç spektrumu.

Fig. 14. Power spectra calculated from the discrete values of the vertical dike model.

leri araştırıldığında; derinliğin güç spektrumunun eğimini diğer parametrelerin ise (kütle, yoğunluk farkı, genişlik) spektrumun yalnızca genliğini etkilediği bulunmuştur. Böylece uygulanan tüm modellerde, güç spektrumunun eğimini sadece derinlik parametresinin etkilediği saptanmıştır.

2. Gerek bu çalışmadaki gerekse önceki çalışmalar-daki bulgular bizi tüm potansiyel alan verilerinin (gravite ve manyetik) güç spektrumu uygulamalarında, derinlik ta-yininin

$$Eğim = - 2h$$

bağıntısı ile bulunabileceği sonucuna ulaştırmıştır.

3. Ayrık ve sürekli ortamlarda yapılan işlemler sonu-cunda elde edilen sonuçların da birbiri ile uyumlu olduğu gözlenmiştir.

EK

$$g(y) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cos(xy) dx$$

$$f(x) = (x^2 + a^2)^{-v-1/2}$$

$$f(y) = (1/2y/a)^v \pi^{1/2} [\Gamma(v+1/2)]^{-1} K_v(ay)$$

$$a > 0, v > -1/2$$

(Erdelyi 1954, s. 11)

$$g(y) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cos(xy) dx$$

$$f(x) = (x^2 + a^2)^{-1/2}$$

$$g(y) = \frac{1}{2} \pi a^{-1} e^{-ay} \quad \text{Re } a > 0$$

(Erdelyi 1954, s.8)

$$g(y) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cos(xy) dx$$

$$f(x) = (x^2 + a^2)^{-1/2}$$

$$g(y) = K_0(ay) \quad \text{Re } a > 0$$

(Erdelyi 1954, s.9)

$$g(y) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \sin(xy) dx$$

$$f(x) = x(x^2 + a^2)^{-1}$$

$$g(y) = \frac{1}{2} (\pi e^{-ay}) \quad \text{Re } a > 0$$

(Erdelyi 1954, s.65)

$$\Gamma=1 \quad \Gamma(1/2) = (\pi)^{1/2} \quad \Gamma(3/2) = 1/2 (\pi)^{1/2}$$

(Abramowitz ve Stegun 1972, s. 255)

KAYNAKLAR

- Abramowitz, M. and Stegun, I.A. 1972, Handbook of Mathematical Functions, Dover Publications, Inc., New York.
- Akçığ, Z., Pınar, R. Ulugergerli, E. 1990, Güç spektrumunun SP yönteminde küre modeline uygulanması, Jeofizik 1, 37-40.
- Bhattacharyya, B.K. 1966, Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body, Geophysics 31, 97-121.
- Canitez, N., Yaramancı, U., Özdemir, H. 1987, Spectral Analiz ve Jeofizikte Uygulamaları, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Eğitim Yayınları, No: 1.
- Erdelyi, A. 1954, Tables of Integral Transforms, Vol. 1, McGraw-Hill Book Company, Inc., New York.
- Spector, A. and Bhattacharyya, B.C. 1966, Energy spectrum and autocorrelation function of anomalies due to simple magnetic models, Geophysical Prospecting 14, 242-272.
- Spector, A. and Grant, F.S. 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data, Geophysics 35, 293-302.

SEDİMANTER BASENLERİN GRAVİTE ANOMALİLERİNİN HIZLI YORUMUNDA KOLAY BİR YÖNTEM

A Simple Method for Rapid Interpretation of Gravity Anomalies Caused by Sedimentary Basins

Bülent ORUÇ*

ÖZET

Bu çalışmada iki boyutlu sedimanter basenlerin rezidüel gravite anomalilerinin ters problem çözümünde, yinelemesiz hızlı ve basit bir yöntem sunulmaktadır. Bu yöntemle göre yoğunluk kontrastının bilinmesi durumunda, anomali parametreleri ve model parametreleri arasında kurulan basit ilişkilerle, rezidüel gravite anomali değerleri derinlik değerlerine dönüştürülebilir. Böylece sedimanter bir basenin dik kesiti kolayca belirlenebilir.

Yöntemin geçerliliği model çalışmalarıyla kontrol edilmiş ve Manyas gölü basenine uygulanmıştır.

ABSTRACT

In this study, a noniterative, fast and simple method is presented for the inverse solution of the residual gravity anomalies caused by two-dimensional sedimentary basins. In this method, residual gravity anomaly values can be transformed to depth values by using some simple relations between anomaly and model parameters if the density contrast is known. Then, the cross-section of a sedimentary basin can easily be determined.

The validity of the method has been tested using theoretical model studies and the method has been applied to the data measured in Manyas Lake basin.

GİRİŞ

Jeofizik literatürde, rastgele şekilli yüzey-jeolojik yapıların gravite anomalilerinin yorumunda yinelemeli ve ampirik çözüme dayalı yorum teknikleri bulunmaktadır. Yinelemeli çözüme dayalı yöntemler, Bott (1960), Qureshi ve Idries (1972) ve Fournier ve Krupicka (1973) tarafından geliştirilmiştir. Gravite anomalisinin karakteristikleri ile model yapının geometrik parametreleri arasında ampirik ilişkiler sunan yöntemler ise Skeels (1963), Jacoby (1970), Fournier ve Krupicka (1975), Töpfer (1977) ve Scanvara (1983) tarafından geliştirilmiştir.

Çalışmada, ampirik yorum tekniği (Scanvara 1983, Töpfer 1977) esas alınmıştır. Bu yöntemin etkinliği model ve arazi çalışmaları ile araştırılmış ve elde edilen sonuçlar tartışılmıştır.

* Kocaeli Üni., Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Bölümü, İzmit, Kocaeli.

ANOMALİ PARAMETRELERİ VE MODEL PARAMETRELERİ ARASINDAKİ İLİŞKİLER

Burada ilk adım olarak model yapının ve anomalinin karakteristik parametreleri belirlenir (Şekil 1). Bu parametreler arasındaki basit ilişkiler, doğrusal bir gerileme analizi göre

$$D/D_0 = 0.072 \cdot A + 1.00 \quad (0 \leq A \leq 9) \quad (1)$$

$$D/D_0 = 0.12 \cdot A + 0.57 \quad (9 \leq A \leq 13) \quad (2)$$

$$W_b/W_a = -0.056 \cdot A + 1.827 \quad (0 \leq A \leq 13) \quad (3)$$

olarak verilir (Töpfer 1977).

Bu eşitliklerde yer alan A terimi,

$$A = g_{\max}/W_a \cdot \sigma$$

şeklinde tanımlanır. D model yapının maksimum derinliği-

dir. D_0 ise

$$D_0 = 23.866 * g_{\text{mak}} / \sigma$$

olarak verilir, birimi m'dir ve düz-plaka formülünden elde edilen derinliği ifade eder (Töpfer 1977). g_{mak} anomalinin maksimum genliğidir. W_a , anomalinin yarı genlik ($g_{\text{mak}}/2$) değerine karşılık gelen uzaklığı gösterir. W_b modelin tam genişliği, σ ise yoğunluk kontrastıdır (Şekil 1).

İkinci adımda, her noktada gravite anomalisi değerlerini derinlik değerlerine dönüştüren bir bağıntı belirlenir. Bu bağıntı

$$D_i/D = F(g_i/g_{\text{mak}}, A) \quad (4)$$

şeklinde tanımlanır (Töpfer 1977). Burada D_i , g_i gravite anomalisi değerlerine karşılık gelen derinlikleri gösterir.

(4) bağıntısı ile ilişkili olarak, Scanvara (1983) tarafından aşağıdaki eşitlikler tanımlanmıştır:

$$D_i/D = -0.136 * A + G_i \quad (0 \leq G_i \leq 0.1) \quad (5)$$

$$D_i/D = (0.1926 * G_i^4 - 0.3303 * G_i^3 + 0.2638 * G_i^2 - 0.1381 * G_i - 0.0021) * A + G_i \quad (0.1 \leq G_i \leq 0.95) \quad (6)$$

$$D_i/D = (0.43 * G_i - 0.43) * A + G_i \quad (0.95 \leq G_i \leq 1.0) \quad (7)$$

Burada, $G_i = g_i/g_{\text{mak}}$ olarak verilir.

MODEL ÇALIŞMASI

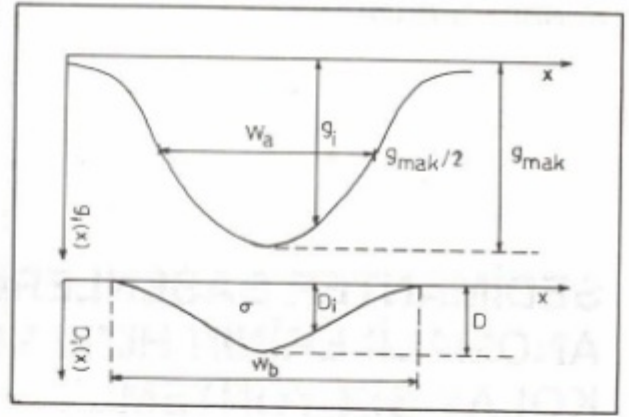
Yöntemin geçerliliğini araştırmak amacıyla basen modeline uygun olarak, çeşitli kuramsal modeller seçilmiştir. Yoğunluk kontrastı bütün modeller için aynı değerde (-0.1 gr/cm^3) alınmıştır.

Şekil 2'de bir üçgen model, Şekil 3'de bir basamak model, Şekil 4'de simetrik bir model ve Şekil 5'de ise simetrik olmayan bir model görülmektedir. Seçilen modellerin anomalileri Talwani yöntemi ile hesaplanmıştır. Daha sonra (5), (6) ve (7) bağıntılarıyla oluşturulan model ile gerçek model karşılaştırılmıştır.

YÖNTEMİN ARAZİ UYGULAMASI

Yöntemin arazi uygulamasında, Manyas gölü baseninin temel yapı derinliğinin belirlenmesi amaç edinilmiştir. Manyas gölü, Marmara havzası içinde ve Manyas ilçesi kuzeyinde yer alır ve 200 km^2 lik bir alanı kaplar. Manyas gölü civarında Paleozoik yaşlı metamorfik şist ve mermerler ile Permian, Jura ve üst Kretase'ye ait kireçtaşları bulunur. Ayrıca volkanik (Andezit-Tuf) mostralara da rastlanır.

Manyas gölü, Marmara çöküntü alanının bir parçası olan Gönen-Bursa baseni içinde bulunur. Bu basen güney-



Şekil 1. İdeal bir basen modelinin gravite anomalisi ve karakteristik parametreler.

Fig. 1. Gravity anomaly of an ideal basin model and characteristic parameters.

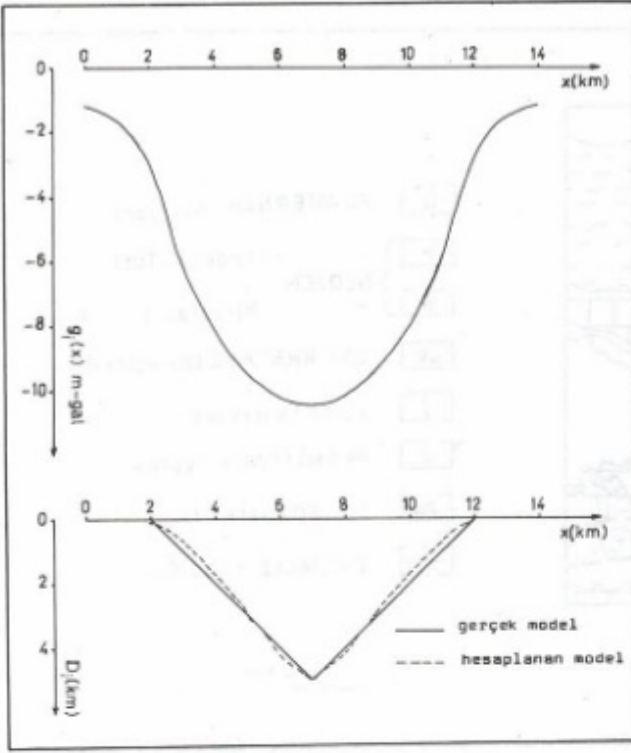
de Batı Anadolu kıvrımları ile kuzeyde ise Mudanya-Bandırma sıradağlarıyla sınırlanmıştır. Gölü çevreleyen Neojen arazisi Kuzey Anadolu fay sistemine ait bir çok faylarla kırılmıştır. Manyas gölü baseni dolayının jeoloji haritası Şekil 6'da verilmiştir.

Ertekin (1983), Manyas gölü baseninin gravite anomalisini bir Sayısal Diyagram tekniği ile üç boyutlu olarak modellemiş ve basenin maksimum derinliğini 2.85 km olarak belirlemiştir.

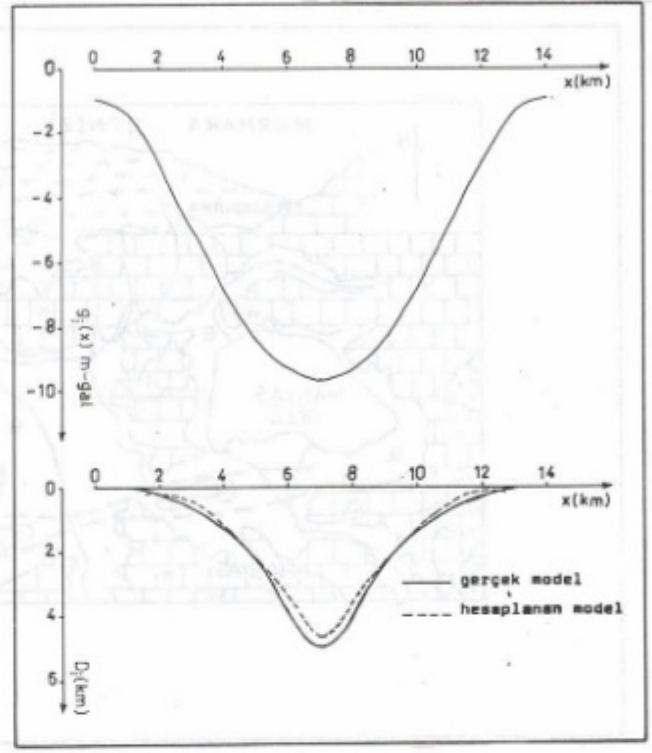
Bu çalışmada ise Manyas gölü baseninin, Şekil 7'de rezidüel gravite anomalisi haritasından bir AB profili alınmıştır. Şekil 8a'da bu profile ait anomalinin maksimum genlik değeri $g_{\text{mak}} = -10.37 \text{ mgal}$, yarı genlik ($g_{\text{mak}}/2$) değerine karşılık gelen genişlik ise $W_a = 6.3 \text{ km}$ olarak saptanmıştır. Bu verilere göre, A (10.97) ve D_0 (1650 m) değerleri bulunarak, (2) eşitliğinden basenin maksimum derinliği, $D = 3.11 \text{ km}$ olarak belirlenmiştir. Basenin AB profiline göre genişliği ise (3) eşitliğinden, $W_b = 7.63 \text{ km}$ olarak hesaplanmıştır.

Basenin yoğunluk kontrastı ile ilgili arazi bilgileri olmadığından, çeşitli yoğunluk kontrastı denemeleri için, söz konusu yorum tekniğine göre bulunan modellerin anomalileri hesaplanmış ve her defasında arazi anomalisiyle karşılaştırılmıştır. Burada, hesaplanan anomalisi ile arazi anomalisi arasında en iyi uyumu sağlayan yoğunluk kontrastı değeri, $\sigma = -0.15 \text{ gr/cm}^3$ olarak saptanmıştır. Böylece yoğunluk kontrastı ile beraber, aranan model de belirlenmiştir.

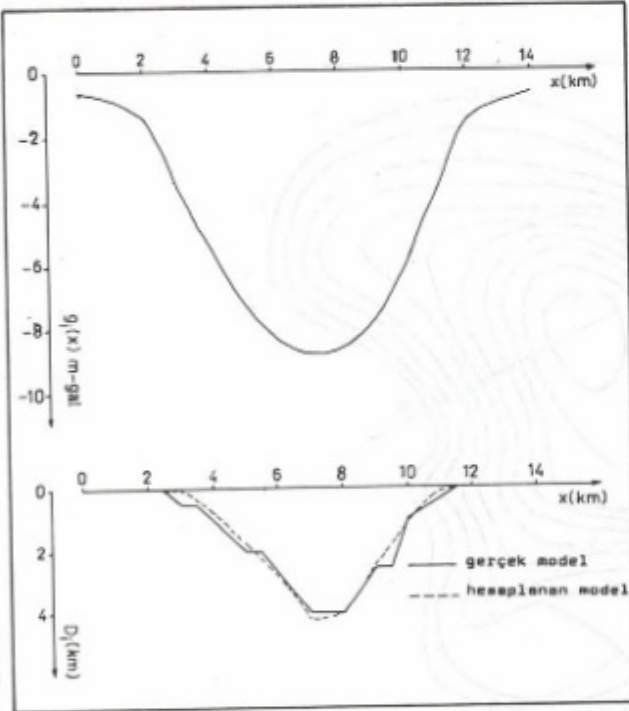
Şekil 8b'de Manyas gölü baseninin önerilen yorum tekniğine göre bulunan dik kesiti ve bunun anomalisiyle, arazi anomalisinin karşılaştırılması görülmektedir. Burada, model yapının anomalisiyle arazi anomalisinin iyi bir uyum sağladığı gözlenmiştir. Ayrıca, basenin $D = 3.11 \text{ km}$ olarak bulunan maksimum derinlik değeriyle Ertekin (1983) tarafından bulunan, $D = 2.85 \text{ km}$ değeri arasında yakın bir uyum elde edilmiştir.



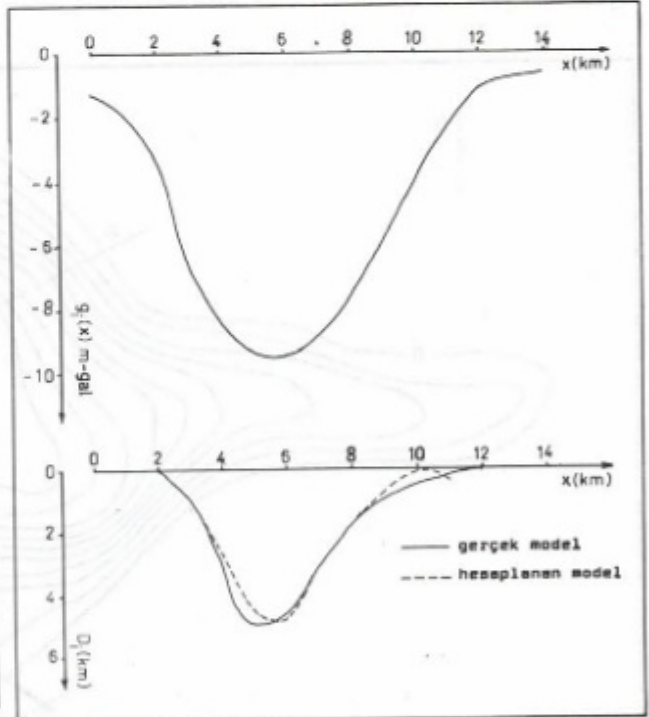
Şekil 2. Bir üçgen model ve gravite anomalisi.
Fig. 2. A triangular model and its gravity anomaly.



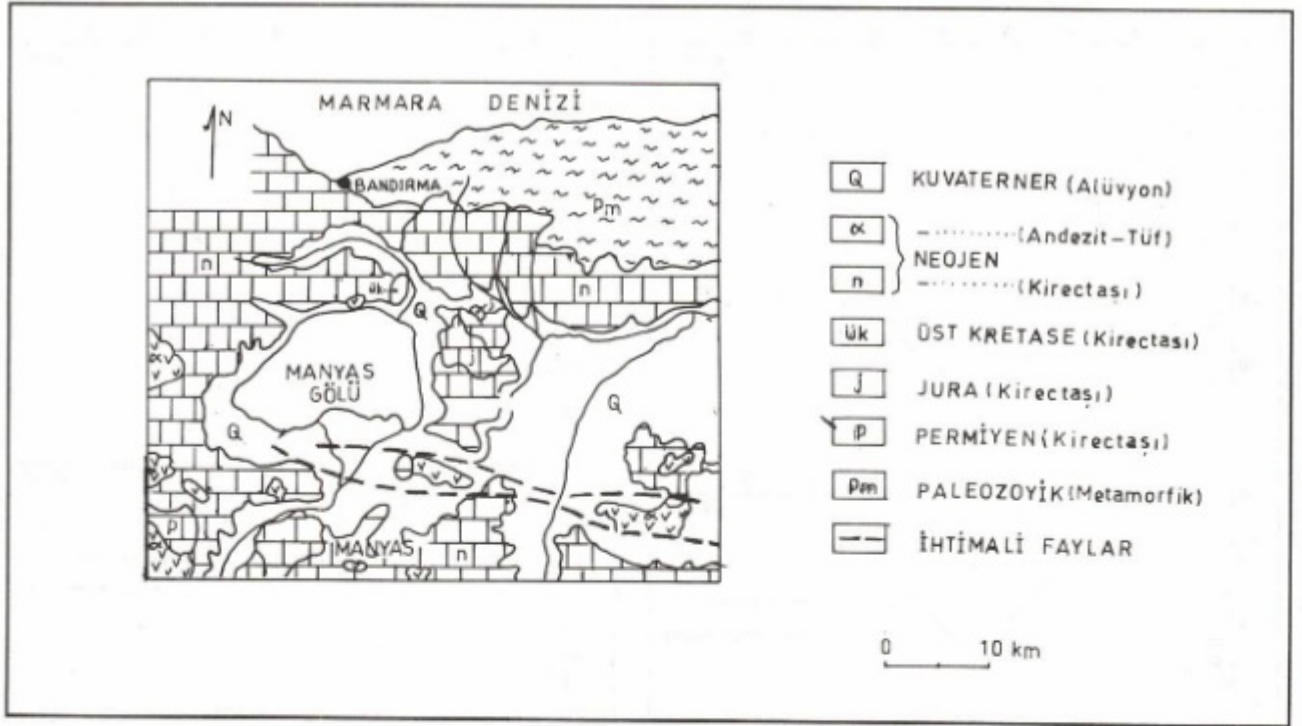
Şekil 4. Simetrik bir basin modeli ve gravite anomalisi.
Fig. 4. A symetrical basin model and its gravity anomaly.



Şekil 3. Asimetrik ve karmaşık bir basin modeli ve gravite anomalisi.
Fig. 3. An asymmetrical and complex basin model and its gravity anomaly.

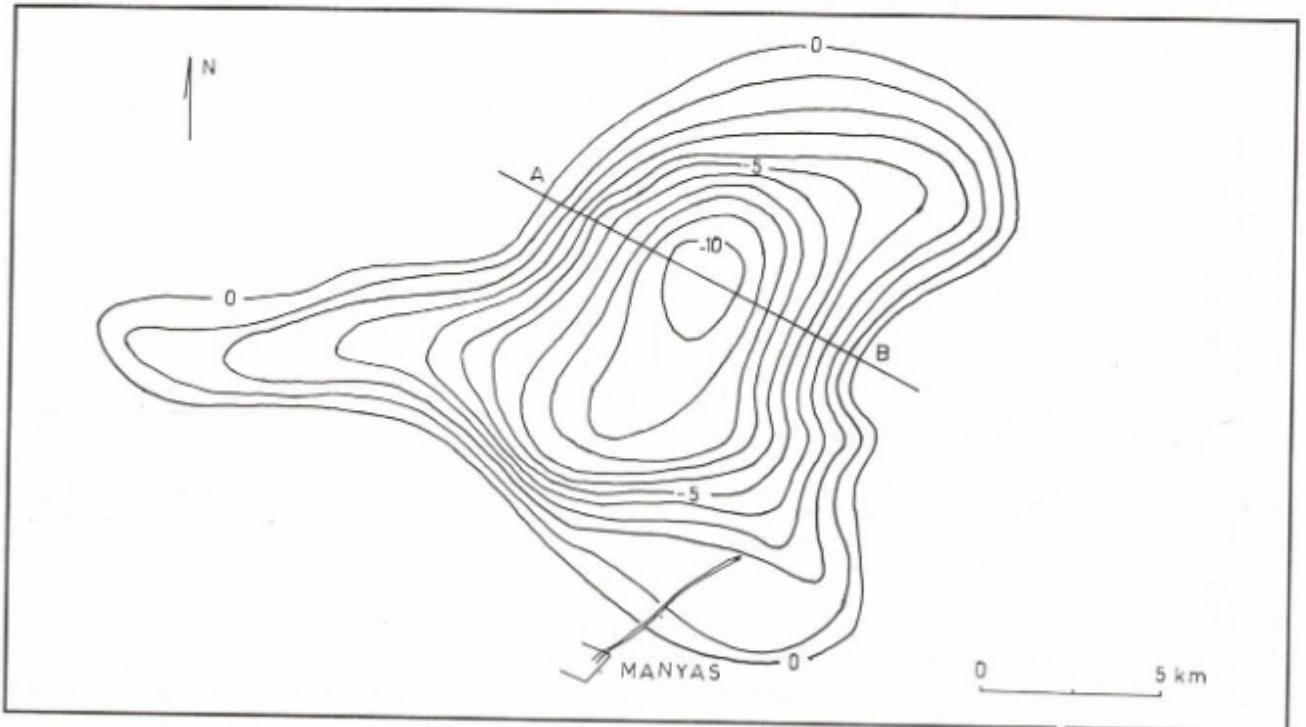


Şekil 5. Asimetrik bir basin modeli ve gravite anomalisi.
Fig. 5. An asymmetrical basin model and its gravity anomaly.



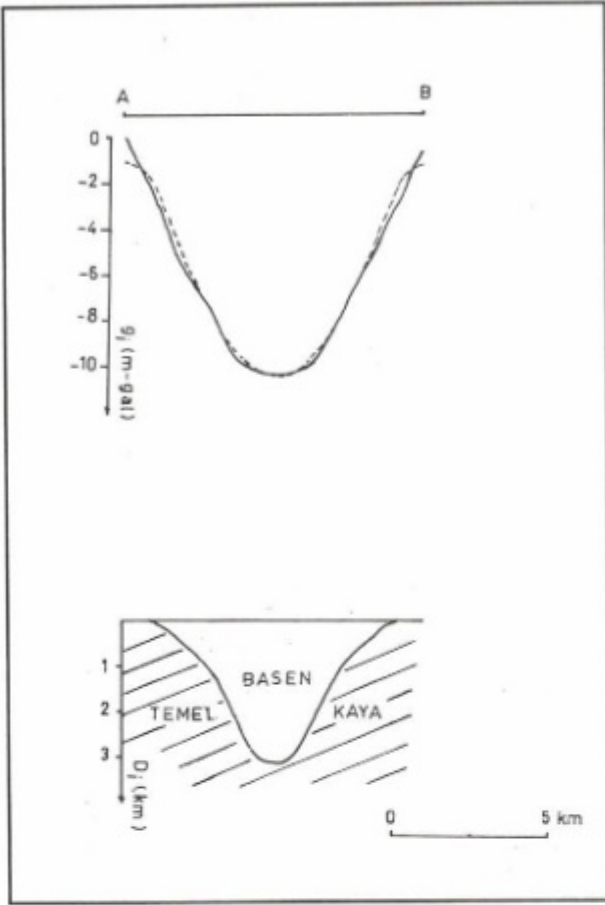
Şekil 6. Manyas gölü sahası jeoloji haritası.

Fig. 6. Geological map of Manyas lake area.



Şekil 7. Manyas gölü sahası rezidüel gravite anomali haritası ve AB profili.

Fig. 7. Residual gravity anomaly map of Manyas lake area and AB profile.



Şekil 8. AB profilinin yorumu. a) Arazi anomalisiyle, model anomalisinin karşılaştırılması (Arazi anomalisi ve bulunan modelin anomalisi, sırasıyla düz ve kesikli çizgiyle gösterilmektedir). b) Bulunan model.

Fig. 8. Interpretation of AB profile. a) Comparison of measured and model anomalies (measured and theoretical anomalies are denoted by straight and dashed lines, respectively). b) Determined model.

SONUÇ

Ampirik çözüme dayalı oldukça hızlı ve basit bir yöntemle, bir jeolojik basenin geometrisini belirlemek olasıdır. Seçilen modeller üzerinde yapılan çalışmalardan, gerçek model ile hesaplanan model arasında iyi bir uyum sağlandığı gözlenmiştir (Şekil 2, Şekil 3, Şekil 4, Şekil 5).

Yöntem, Manyas gölü baseninin rezidüel gravite anomalisinin yorumunda uygulanmıştır. Burada, bulunan model yapının anomalisiyle arazi anomalisi arasında iyi bir uyum sağlanmıştır. Diğer yandan, arazide basenin herhangi bir noktasında, yapının derinliğine ait bir sondaj bilgisi bulunamadığından, daha gerçekçi bir karşılaştırma mümkün olmamıştır.

Yöntemin bir avantajı da, yinelemeli ters çözüm metodları için güvenilir bir başlangıç modeli sunmasıdır. Bu durum, yineleme sayısının azaltılması açısından önemlidir.

Yöntemin etkili olabilmesi için, rezidüel anomali doğru bir şekilde elde edilmelidir. Ayrıca bu anomalinin karakteristik parametreleri (g_{mak} , $g_{\text{mak}}/2$ ve W_0) ile yapının yoğunluk kontrastı (σ) çok iyi bir şekilde saptanmalıdır. Çünkü yöntemin tek dezavantajı, sözkonusu parametrelerin belirlenmesinde yapılabilecek küçük bir hatanın, modellemeyi önemli ölçüde etkilemesidir.

KAYNAKLAR

- Bott, M.H.P. 1960, The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins, *Journal of Geophysics* 3, 63-67.
- Ertekin, E. 1983, Herhangibir şekle sahip üç-boyutlu jeolojik yapıların meydana getirdikleri gravite anomalilerinin sayısal diyagramlarla hesaplanması (Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi).
- Fournier, K.P. and Krupicka, S.F. 1973, Techniques for improved convergence in iterative analysis of gravity anomaly profiles, *Geophysics* 38, 500-506.
- Fournier, K.P. and Krupicka, S.F. 1975, A new approximate method for directly interpreting gravity anomaly profiles caused by surface-geologic structures, *Geophysical Prospecting* 23, 80-92.
- Jacoby, W.R. 1970, Gravity diagrams for thickness determination of exposed rock bodies, *Geophysics* 35, 471-475.
- Qureshi, I.R. and Idries, F.M. 1972, Two-dimensional mass distributions gravity anomalies, *Geophysical Prospecting* 20, 106-108.
- Scanvara, J. 1983, Approximate method for direct interpretation of gravity anomalies caused by surface three-dimensional geologic structures, *Geophysics* 48, 361-366.
- Skeels, D.C. 1963, An approximate solution of the problem of maximum depth in gravity interpretation, *Geophysics* 28, 724-735.
- Töpfer, K.D. 1977, Improved technique for rapid interpretation of gravity anomalies caused by two-dimensional sedimentary basins, *Journal of Geophysics* 43, 645-654.

ÜÇ BİLEŞEN SİSMİK VERİLERİN POLARİZASYON ANALİZİ

Polarization Analysis of Three Component Data

H. Süleyman BASA*, M. Fırat ÖZER*, İlhan OSMANŞAHİN* ve Özer KENAR*

ÖZET

Bilindiği gibi, farklı sismik dalga türlerinin tane-
cik hareketleri de farklıdır. Sismik dalgaların bu özel-
likleri üç bileşen sismogramlarda fazların tanınmasında
kullanılabilir. Bu, özellikle, depremlerin yakın alan kısa
periyot kayıtlarındaki önemli kabuksal ve dönüşmüş
fazların tanınmasında yardımcı olabilir.

Sismik dalgaların polarizasyonlarına ait bilgiler
hem zaman hem de frekans ortamında elde edilebilir.
Bu çalışmada, kaydırılan zaman pencereleri için hesap-
lanan kovaryans matrisinin özproblem çözümüne dayalı,
bir zaman ortamı polarizasyon çözümleme tekniği
incelenmiştir. Bu teknik ilk kez Flinn (1965) tarafından
geliştirilerek kullanılmıştır.

Yöntem önce farklı frekans karakteristiklerinde
ve farklı seviyelerde rasgele gürültüler içeren yapay
sinyaller üzerinde denenmiştir. Veriler band-geçişli sü-
zülerek, farklı kaydırma ve pencere boyları için, sinyalin
geliş ve azimut açıları, doğrusalılık ve düzlemsellik
gibi parametreler hesaplanmıştır. Daha sonra yöntem,
yakın depremlere ait kısa-periyot üç bileşen sayısal ka-
yıtlara uygulanmıştır.

ABSTRACT

As well-known, each type of seismic waves has
different particle motion behavior. These properties of
seismic waves can be used to distinguish the phases on
the three component seismograms. This may particular-
ly be useful for identifying the main crustal phases of
converted phases on the short period records of local
earthquakes.

Information about the polarization of seismic
waves can be obtained both in time and frequency do-
main. In this study, a time domain polarization analysis
technique that is based on the eigenproblem solution of
covariance matrix computing for sliding time windows
has been investigated. This technique has been pro-
posed by Flinn (1965) and then developed and used by
many researchers.

Firstly, the method has been tested on the syn-
thetic signals having different polarization characteris-
tics and including random noise with different levels.
Parameters as angle of incidence and azimuth, degree
of rectilinearity and planarity of signal have been com-
puted for different sliding and windows lengths, after
filtering the data into the bandwidths. Then, the method
has been applied to the short-period three component
digital records of local earthquakes.

GİRİŞ

Bölgesel olaylarda ($\Delta \leq 20^\circ$) gözlenen fazlar büyük
geliş açılara sahiptir ve dolayısıyla enerjileri bileşenler
arasında nispeten daha eşit paylaşılır. Bu nedenle bölgesel
fazların tanınması nispeten güçtür. Bölgesel olaylarda,
cisim dalgalarının yerel olarak yüzey dalgalarına dönüşüm-
leri, kabuksal arayüzeylerden olan ardışık yansımalar,
yanal heterojenliklerden kaynaklanan kırınma ve saçılma-

lar sismogramları daha da karmaşık hale getirir. Özellikle
küçük magnitudü yerel olayların kayıtlarında fazların ta-
nınması oldukça zorlaşmaktadır.

Elastik dalgaların polarizasyon özellikleri farklı faz
varışlarının tanınmasında yardımcı olur. P-dalgasının pola-
rizasyonundan kaynağın doğrultusu, farklı fazların (Pn, Pg,
Sn ve Lg) göreceli zamanlarından ise kaynak uzaklığı be-
lirlenebilir. Böylece, yalnızca bir istasyon (üç bileşen) ka-

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

ytıları kullanılarak, küçük magnitudlü yerel olaylar ve bunların kaynakları incelenebilir.

Sinyalin polarizasyon özelliklerinin belirlenmesinde, genel olarak, zaman ve frekans ortamı olmak üzere iki yaklaşım vardır. Her iki yaklaşım da Flinn (1965) tarafından ortaya konulan bir tekniğe dayalı olarak geliştirilmiştir. Tek istasyon (Üç bileşen) için uygulanan değişik algoritmalar Shimshoni ve Smith (1964), Simons (1968), Montalbetti ve Kanasewich (1970), Smart (1977), Samson ve Olson (1980, 1981), Smart ve Sproules (1981), Von Seggern ve Marshall (1982), Christofferson ve diğ. (1985), Vidale (1986), Sutton ve diğ. (1987), Magotra ve diğ. (1987) gibi araştırmacılar tarafından geliştirilerek kullanılmıştır. Son yıllarda özellikle, sismik ağlar (seismic array) için oldukça yaygın olarak kullanılmaktadır (Jurkevics 1988, Jepsen ve Kewnett 1990, Bataille ve Chiu 1990).

Bu çalışmanın amacı tek istasyon üç bileşen kayıtlarında sismik dalgaların polarizasyon özelliklerinin belirlenmesi için bir zaman ortamı çözümleme (analiz) yöntemi sunmak ve uygulamalı amaçlar için ne ölçüde kullanılabileceğini göstermektir. Bunun için önce yöntem ayrıntılarıyla verilmiş, daha sonra yöntemin duraylılığı ve güçlü yapay verilerde denenmiş ve son olarak gerçek verilere uygulanmıştır.

YÖNTEM

Sismik dalgaların polarizasyon özelliklerini belirlemek için burada ele alınan yöntem, bir zaman ortamı yöntemidir. Çevresel gürültüleri gidermek amacıyla sismogramlar (3-bileşen) önce band geçişli süzülür. Sonra, kaydırılan zaman pencereleri için hesaplanan kovaryans matrisinden yararlanılarak dalgaların polarizasyon özellikleri hesaplanır.

Boyut $N \times T$ olan bir pencere içerisindeki N adet sıfır ortalamaya sahip verinin kovaryansları;

$$S_{jk} = (X X^T) / N \left[(1/N) \sum_{i=1}^N X_{ij} X_{ik} \right] \quad (1)$$

Burada X_{ij} , j -bileşenin i -inci elemanı; N , örnek sayısı; T , dönüğü gösterir. Bu şekilde elde edilen 3×3 boyutundaki kovaryans matrisi gerçel ve simetriktir. Kovaryans matrisinin katsayıları, hareketin üç bileşeninin varyansları ve kovaryanslarıdır.

$$S = \begin{bmatrix} S_{zz} & S_{zn} & S_{ze} \\ S_{zn} & S_{nn} & S_{ne} \\ S_{ze} & S_{ne} & S_{ee} \end{bmatrix} \quad (2)$$

Köşegen değerleri düşey (Z), kuzey-güney (N) ve

doğu-batı (E) bileşenlerin varyansları, köşegen dışı değerler ise Z-N, Z-E, N-E, bileşenlerin kovaryanslarıdır ve bunlar asal eksene göre simetriktirler. Kovaryans matrisinin özdeğerleri bir elipsoidi tanımlar ve özvektörler ise bu elipsoidin eksenlerinin uzay koordinatlarıdır. Polarizasyon elipsinin asal eksenleri özdeğerlerden, polarizasyonun yönü ise en büyük ana eksenin özvektörleri yardımıyla bulunabilir. Çünkü bu elipsoid en küçük kareler anlamında zaman penceresi içerisindeki veriye en uygun elipsoiddir.

Özdeğerler büyükten küçüğe doğru λ_1, λ_2 ve λ_3 olarak alınır. Tamamen doğrusal polarizasyon durumunda yalnızca bir özdeğer (λ_1) sıfırdan farklıdır. Eliptik polarizasyon durumunda iki özdeğer sıfırdan farklı olur ($\lambda_1 \lambda_2 > 0, \lambda_3 = 0$). Gerçek uygulamalarda, genellikle, özdeğerlerin tümü sıfırdan farklı ve birbirine eşit değildir. Yani polarizasyon elipsoidiktir. Burada önce polarizasyon elipsoidinin asal eksenleri kestirilerek, zaman penceresindeki verinin tanecik hareketi belirlenir. Yer hareketinin özelliklerini tanımlayan bilgiler asal eksenlerden hesaplanan nitelikler kullanılarak elde edilir.

Doğrusallık (rectilinearity) ilk olarak Flinn (1965) tarafından

$$rect = 1 - (\lambda_2 / \lambda_1)$$

şeklinde tanımlanmıştır. Daha sonra Montalbetti ve Kanasewich (1970) ise

$$rect = 1 - (\lambda_2 - \lambda_1)^n$$

ilişkisini vermişlerdir. Burada n ; bir sabittir (0.5-2). En uygun n değeri deneme yanılma yoluyla belirlenir. Son yıllarda daha farklı iki tanımın kullanıldığı görülmektedir. Bunlardan birincisi (Jurkevics 1988, Jepsen ve Kennett 1990);

$$rect = 1 - [(\lambda_2 + \lambda_3) / \lambda_1]$$

ikincisi (Bataille ve Chiu 1990, Cichowicz 1993);

$$rect = [(\lambda_1 - \lambda_2)^2 + (\lambda_1 - \lambda_3)^2 - (\lambda_3 - \lambda_2)^2] / 2(\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3)$$

şeklinde. Bu çalışmada bütün bu tanımların duyarlılığı ve duraylılığı yapay veriler üzerinde denenmiş, en son bağıntının en iyi sonucu verdiği görülmüştür. Bu nedenle doğrusallık bu bağıntıdan hesaplanmıştır. Bu bağıntıdan da görülebileceği gibi $\lambda_1 = 1$ ve $\lambda_2 = \lambda_3 = 0$ durumunda doğrusallık bir (1) değerini alır.

Sinyalin polarizasyon özelliklerinden birisi de düzlemselliğidir. Örneğin, tam polarize olmuş Rayleigh dalgası tanecik hareketi eliptiktir ve düşey düzlemde yer alır.

Düzlemsellik

$$plan = 1 - [2 \lambda_2 / (\lambda_1 + \lambda_2)]$$

şeklinde tanımlanır. Düzlemselliğin değeri doğrusallık gibi 1 ve 0 arasında değişir. Doğrusallığın 1 olması tanecik ha-

rekentinin tamamen bir doğru şeklinde olduğunu gösterir. Oysa, düzlemselliğin 1 olması kesinlikle hacimselliğin olmadığını göstermekle birlikte, doğrusal bir hareket olmadığını anlamına gelmez. Çünkü doğrusal polarizasyon gösteren bir sinyalin düzlemselliği de 1 olur. Bu nedenle düzlemselliği hacimsellik ile karşılaştırmak gerekir. Yani düzlemselliği 1 olan bir sinyalin hacimselliği 0 (sıfır) demektir. Bir sinyalin doğrusallık ve düzlemsellik değerleri eliptikliğinin derecesi ile orantılıdır. Polarizasyon daireselliğe yaklaştıkça doğrusallık küçülür, düzlemsellik artar.

Gelen dalganın azimutu, hareketin yatay yöneliminin elde edilebilir ve en büyük özdeğerin U_1 özvektörü ile verilir;

$$\text{azimut} = \tan^{-1}(U_{21}/U_{31})$$

Burada U_{j1} ($j=1, 2, 3$) U_1 özvektörünün doğrultman kosinüsleridir.

Yine, gelen dalganın görünür geliş açısı (düşeyden), U_1 özvektörünün düşey doğrultman kosinüsünden elde edilebilir;

$$P\text{-incidence} = \cos^{-1} |U_{11}|$$

Fazların tanınmasına yönelik olarak bunların dışında toplam enerji, bileşenlerdeki genlik oranları gibi değişik parametreler de kullanılabilir. Bütün bu nitelikler benzer şekilde kovaryans matrisinin özdeğerlerinden hesaplanmaktadır.

YÖNTEMİN TESTİ

Bu yöntemin temel ilkesi pencere içerisindeki veriye en küçük kareler anlamında en uygun elipsoidin belirlenmesidir. Dolayısıyla, yöntemin duyarlılığı uygulanan zaman penceresinin boyuna ve pencerenin kaydırma miktarına bağlıdır. Bu nedenle, önce, bu parametrelerin seçimi için incelenecek sinyalin frekansına bağlı bir ölçüt araştırılmıştır.

Bu amaçla farklı pencere boyları ve kaydırma miktarı için yapay bir verinin polarizasyon nitelikleri (doğrusallık, düzlemsellik, azimut ve geliş açısı) hesaplanmıştır. Kullanılan yapay veri örnekleme aralığı 0.01 sn, boyu 8 sn olan zaman dizisinin beşinci saniyesine yerleştirilen azimut ve geliş açısı 30° , periyodu 1 sn olan bir sinüsten oluşmaktadır. Bileşenler arasında faz farkı oluşturulmadığından, sinyal tam bir doğrusallık içermektedir. Bu zaman dizisine bilgisayarın rasgele sayı üretme fonksiyonu kullanılarak $S/G = 20$ olan rasgele gürültü eklenmiştir. Daha sonra sinyal 0.5-10 Hz ve 0.5-20 Hz lik bantlarda süzölmüş, hesaplamalar her iki süzgeçleme sonucu için de yapılmıştır. Hesaplamalarda pencere boyu sinyal periyodunun % 10'undan iki katına (0.1-2 sn), % 10 artırılarak ve kaydırma miktarı da bir örnek kaydırmadan başlayarak pencere boyuna kadar % 10 artırımlarla yapılmıştır. Bu şekilde hesaplanan

doğrusallık ve düzlemsellik değerleri konturlanarak Şekil 1'de verilmiştir.

Sinyal tam bir doğrusallık içerdiği için, hem doğrusallığının hem de düzlemselliğinin bir olması gerekir. Ancak S/G çok yüksek de olsa eklenen gürültü nedeniyle bu parametrelerin bire çok yakın (0.9-1) olarak elde edilmesi beklenmelidir. Bu nedenle her iki parametre için de 0.9'dan küçük değerlerin elde edildiği bölgeler koyulaştırılmıştır. Yani, koyulaştırılan bölgeler % 10'dan büyük hatalı değerlerin elde edildiği pencere boyu ve kaydırma miktarlarını göstermektedir.

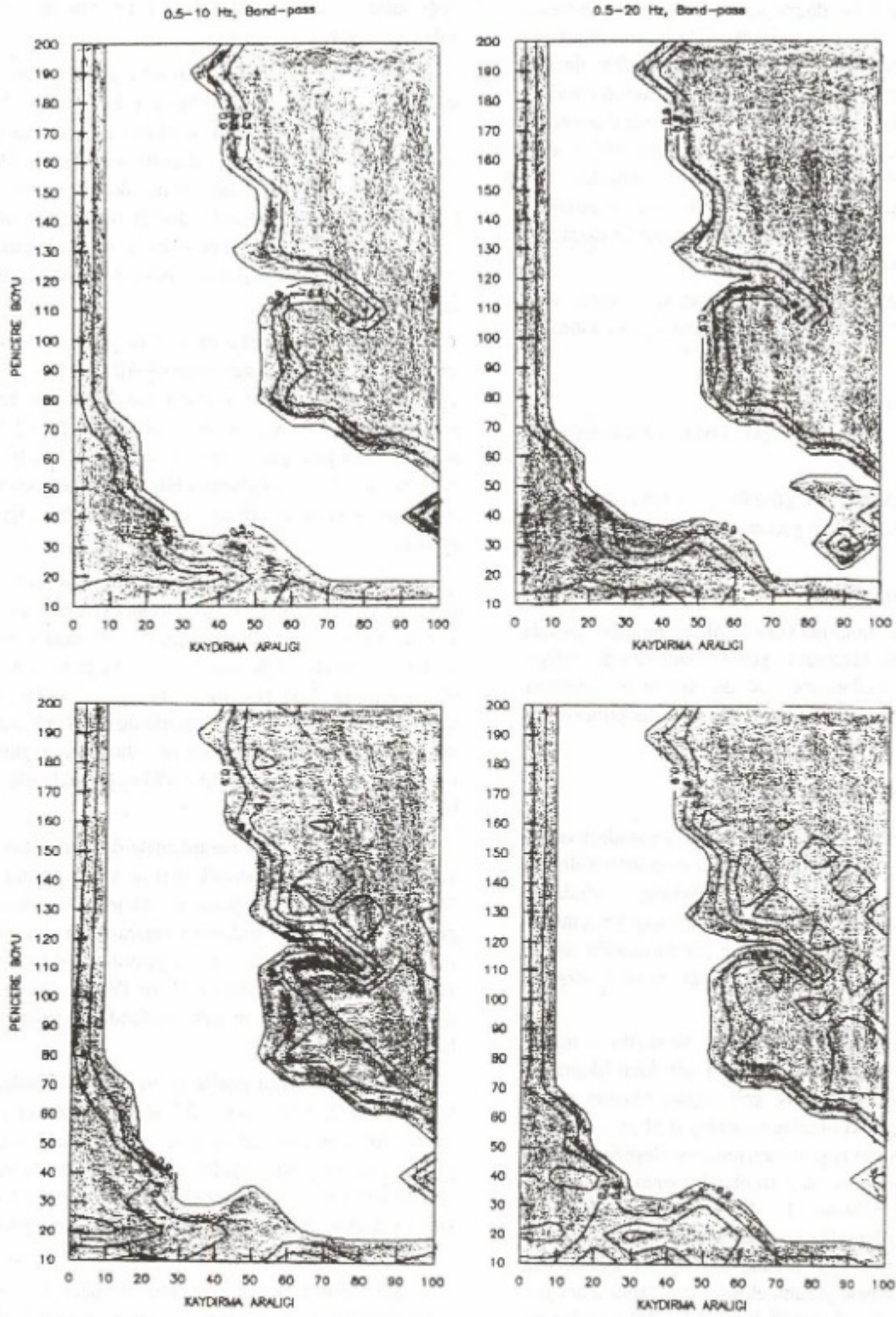
Benzer hesaplamalar azimut ve geliş açıları için de yapılmıştır. Sonuçların sunulduğu Şekil 2'de koyu bölgeler 10°'den büyük sapmaların elde edildiği pencere boyu ve kaydırma miktarlarını göstermektedir. Şekil 1 ve 2'de verilen sonuçlara göre geniş pencere boylarında küçük kayma miktarı, dar pencere boylarında büyük kayma miktarı seçilmesi halinde daha duyarlı sonuçlar elde edilebileceği söylenebilir.

S/G oranının etkisini görebilmek için aynı veriye farklı seviyelerde ($S/G = 1-20$) gürültü eklenerek polarizasyon özellikleri hesaplanmıştır (Şekil 3). Burada veriler 0.5-20 Hz arasında band-geçişli süzölmüş ve pencere boyu 0.4 sn, kaydırma miktarı pencere boyunun 1/3'ü kadar alınmıştır. Şekil 3'de görüldüğü gibi, gürültüden en çok etkilenen nitelikler doğrusallık ve azimut açılarıdır. Buna rağmen tüm nitelikler yaklaşık $S/G \geq 3$ için % 90 doğrulukla elde edilebilmektedir.

Şekil 4'de önceki hesaplamalarda kullanılan yapay verinin benzeri (farklı olarak azimut ve kaydırma aralığı 1/3 için hesaplanmış doğrusallık, düzlemsellik, azimut ve geliş açıları zaman fonksiyonu olarak çizimleri verilmiştir. Şekil 4'de görüldüğü gibi, doğrusallık ve düzlemsellik sinyal süresi boyunca yüksek (1 ve 1'e çok yakın) olarak elde edilirken, azimut ve geliş açıları tam olarak (45°) bulunmuştur.

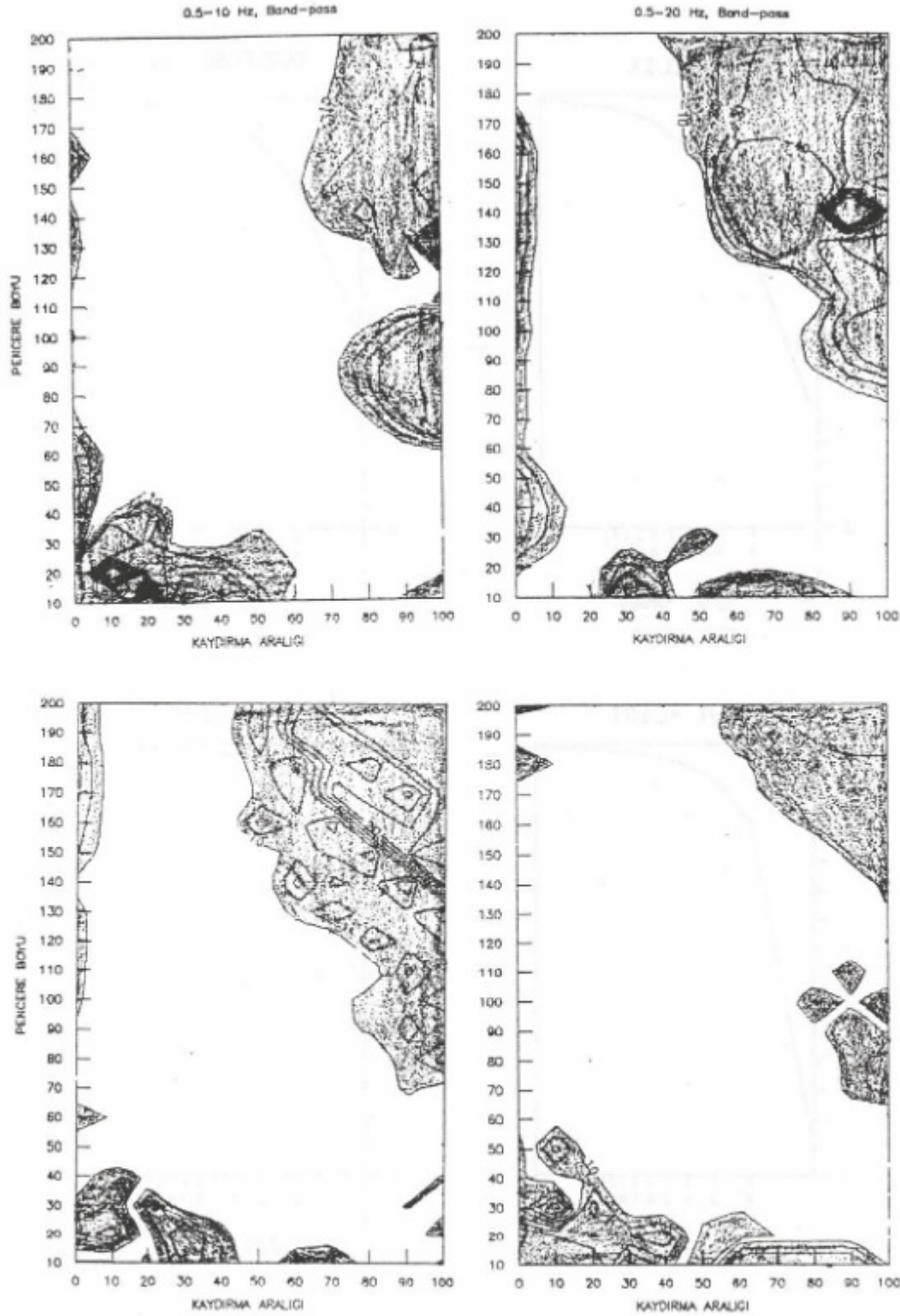
Son olarak farklı genlik ve frekanslarda (soldan, 10, 5, 3.33, 2.5, 2, 1.66, 1.43, 1.25 ve 1 Hz) azimut ve geliş açıları 30° olan sinüsten oluşan, 1-10 Hz arasında band-geçişli süzölmüş bir sinyalin, önce $S/G = 20$, daha sonra $S/G = 1$ için polarizasyon nitelikleri, pencere boyu 0.4 sn ve kaydırma miktarı 1/3 alınarak hesaplanmıştır (Şekil 5 ve 6).

Şekil 5'de S/G çok yüksektir. Bu nedenle tüm özellikler sinyallerin süreleri boyunca iyi bir şekilde elde edilmiştir. Ancak, pencere uzunluğunun sinyal periyodundan büyük olduğu (ilk üç sinyal) durumda, faz varyasyonlarında bir miktar kayma olduğu gözlenmektedir. Ters olarak pencere uzunluğunun sinyal periyodundan küçük olduğu durumlarda faz varyasyonlarında gecikme vardır.



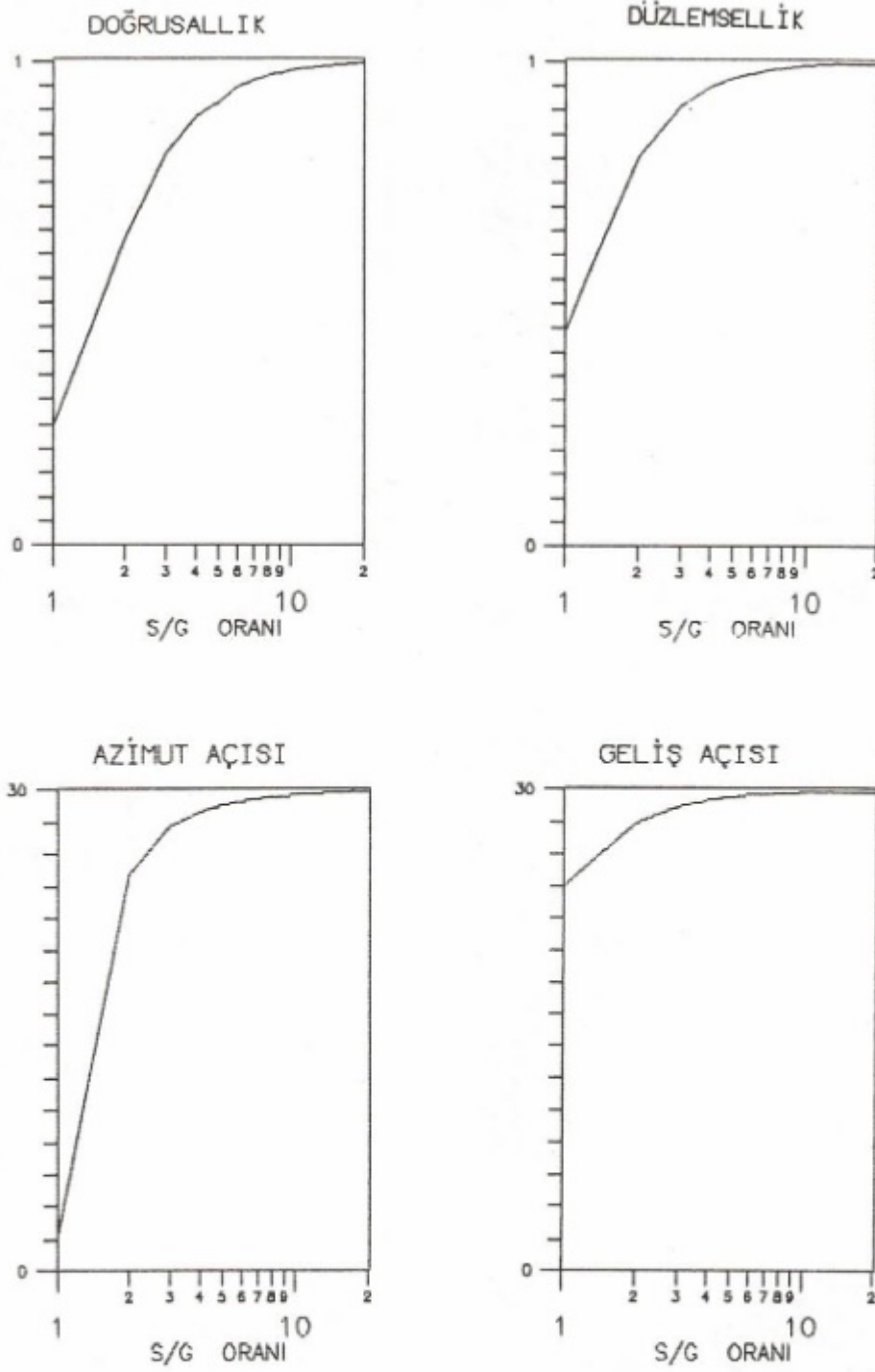
Şekil 1. Farklı kaydırma ve pencere boyları için doğrusallık (üstte) ve düzlemsellik (altta) değerlerinin kontur haritası. Koyu bölgeler % 10'dan büyük hataları göstermektedir.

Fig. 1. Contour maps of rectilinearity (top) and planarity (bottom) for the different sliding and window lengths. Shadow sections shows the errors greater than 10 percent.



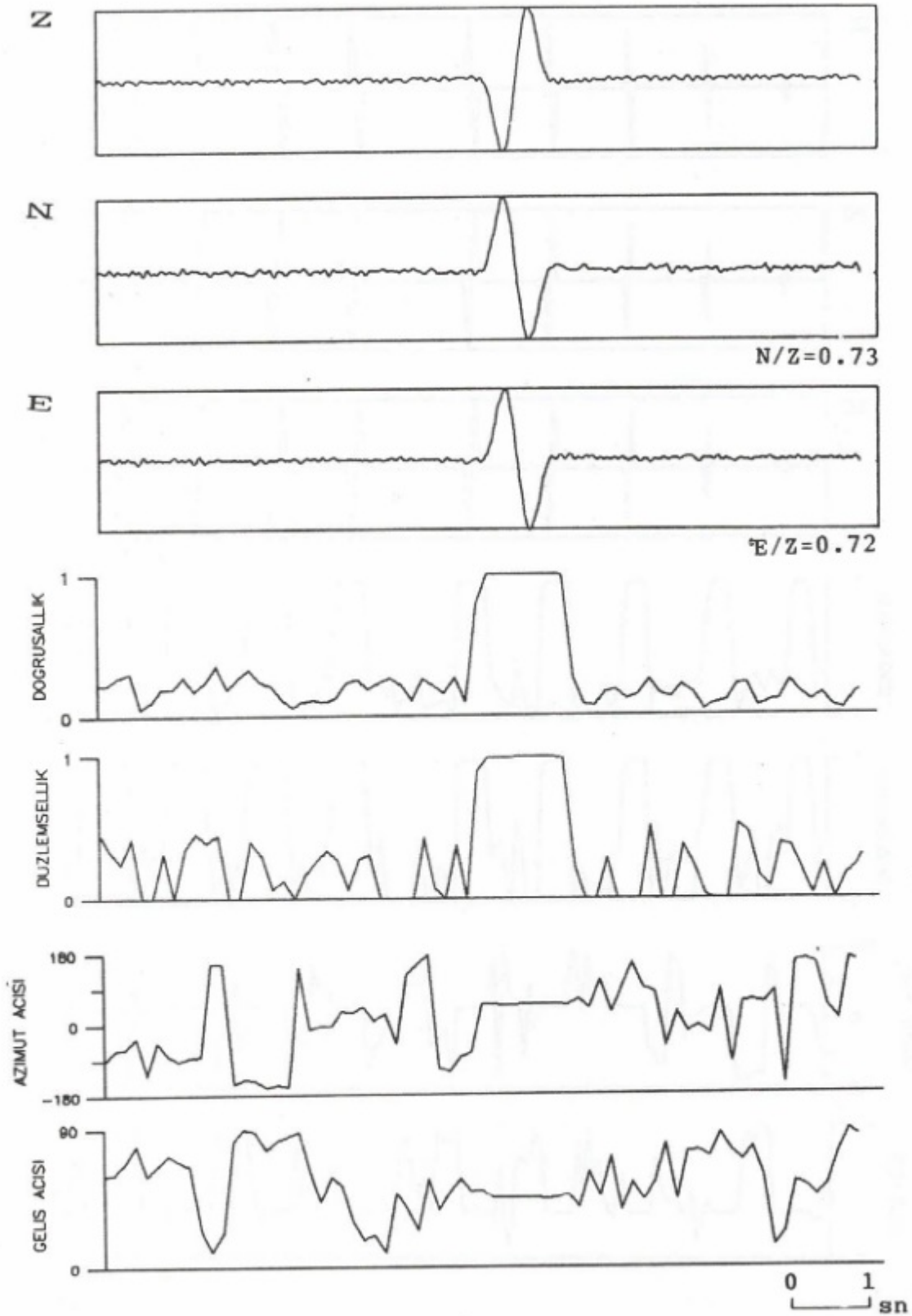
Şekil 2. Farklı kaydırma ve pencere boyları için azimut (üstte) ve geliş açısı (altta) değerlerinin kontur haritası. Koyu bölgeler 10°'dan büyük olduğu değerleri göstermektedir.

Fig. 2. Contour maps of azimuth (top) and incidence (bottom) angles for the different sliding and window lengths. Shadow sections shows the errors greater than 10°.

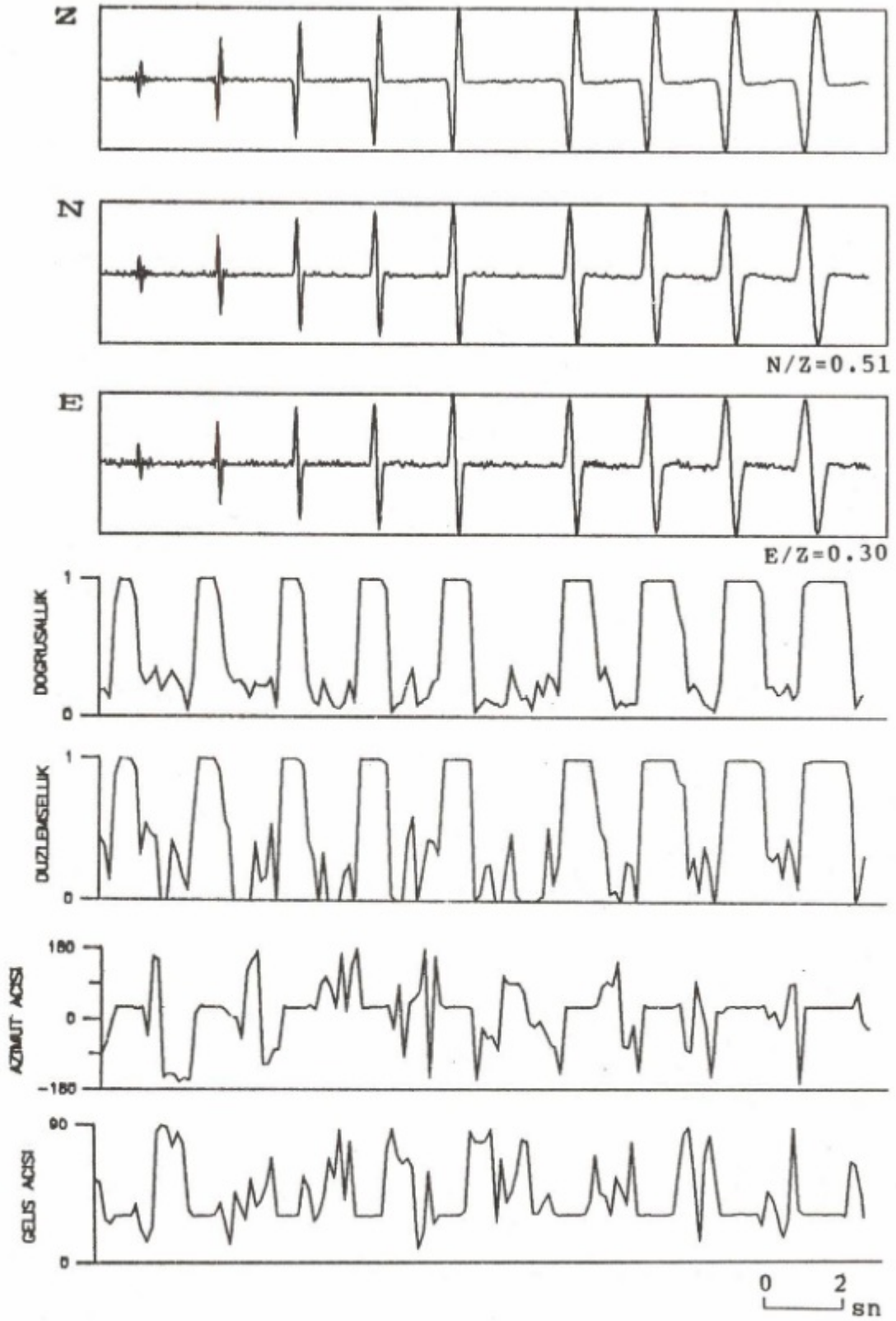


Şekil 3. Azimut ve geliş açısı 30° olan doğrusal polarizasyona sahip bir sinyal için S/G oranının fonksiyonu olarak polarizasyon nitelikleri.

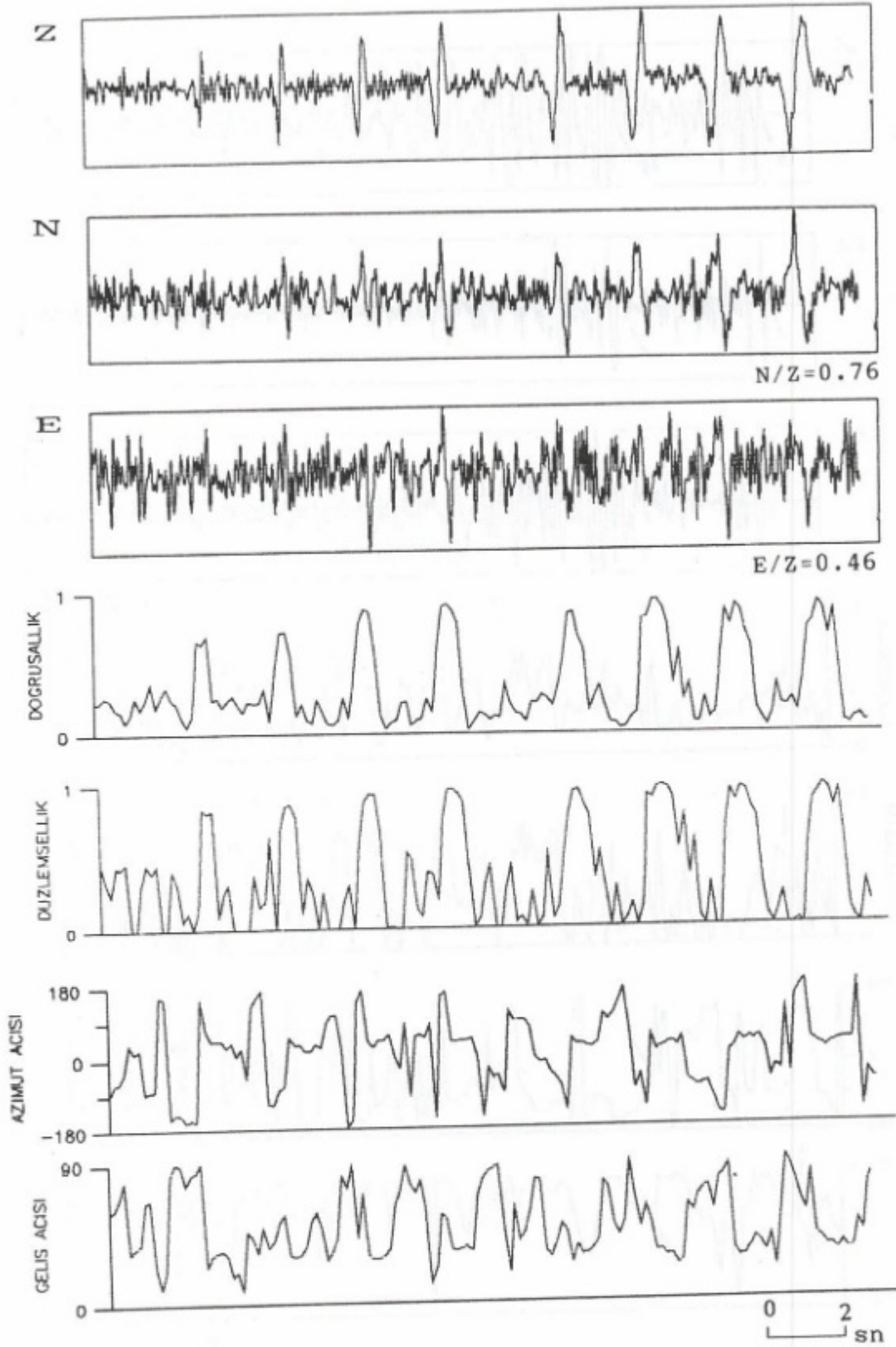
Fig. 3. Polarization attributes as a function of S/N ratios for the linear polarized signal which has 30° azimuth incident angles.



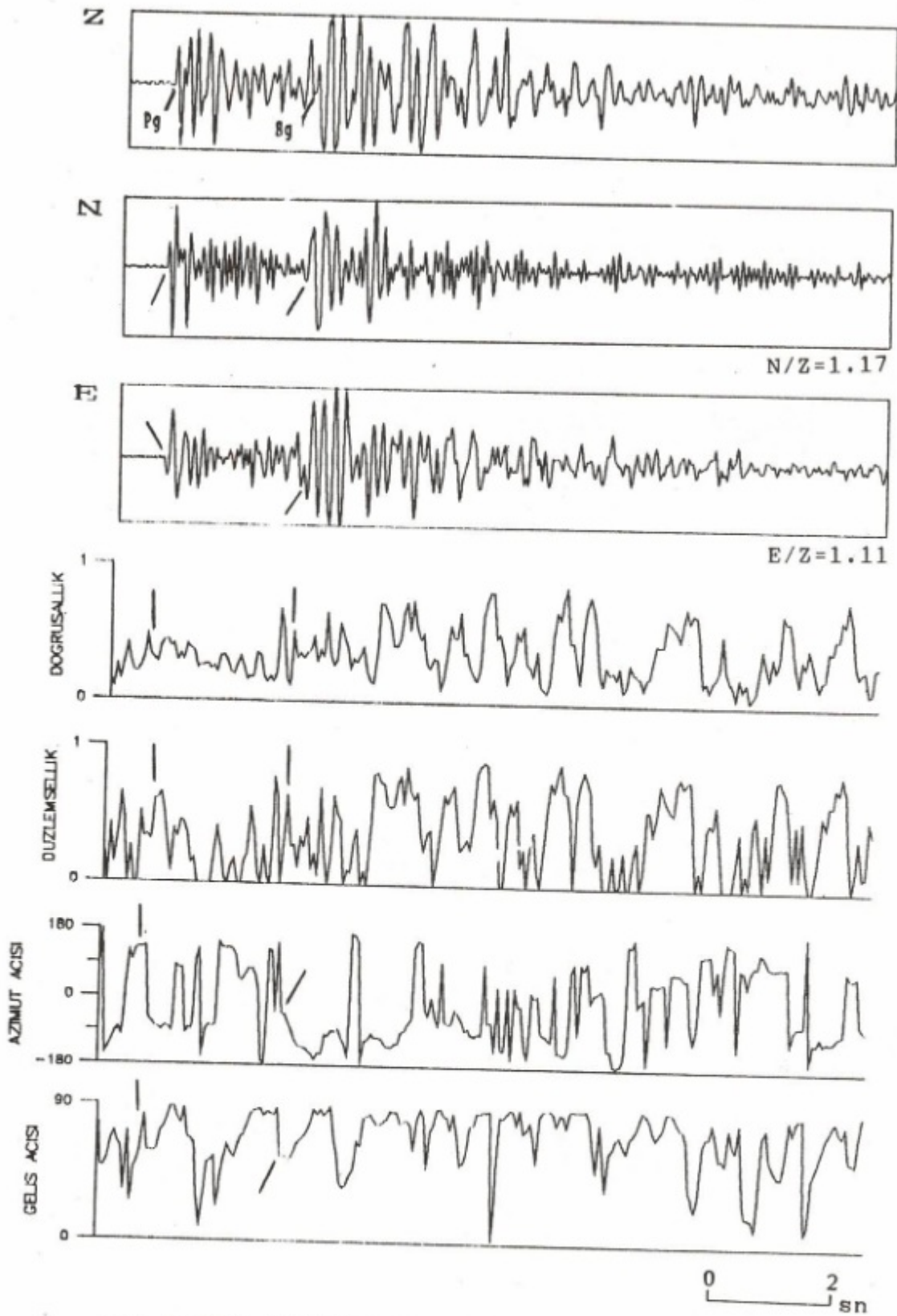
Şekil 4. Azimut ve geliş açısı 45° olan üç bileşen yapay veri ve bunların polarizasyon nitelikleri ($S/G=20$).
 Fig. 4. Three component synthetic data having 45° azimuth and incident angles ($S/N=20$), and their polarization attributes.



Şekil 5. Farklı genlik ve peryodlu sinüslerden oluşan üç bileşen yapay veri ve bunların polarizasyon nitelikleri ($S/G=20$).
 Fig. 5. Three component synthetic data consisting of the sinus functions having different amplitude and period ($S/N=20$), and their polarization attributes.

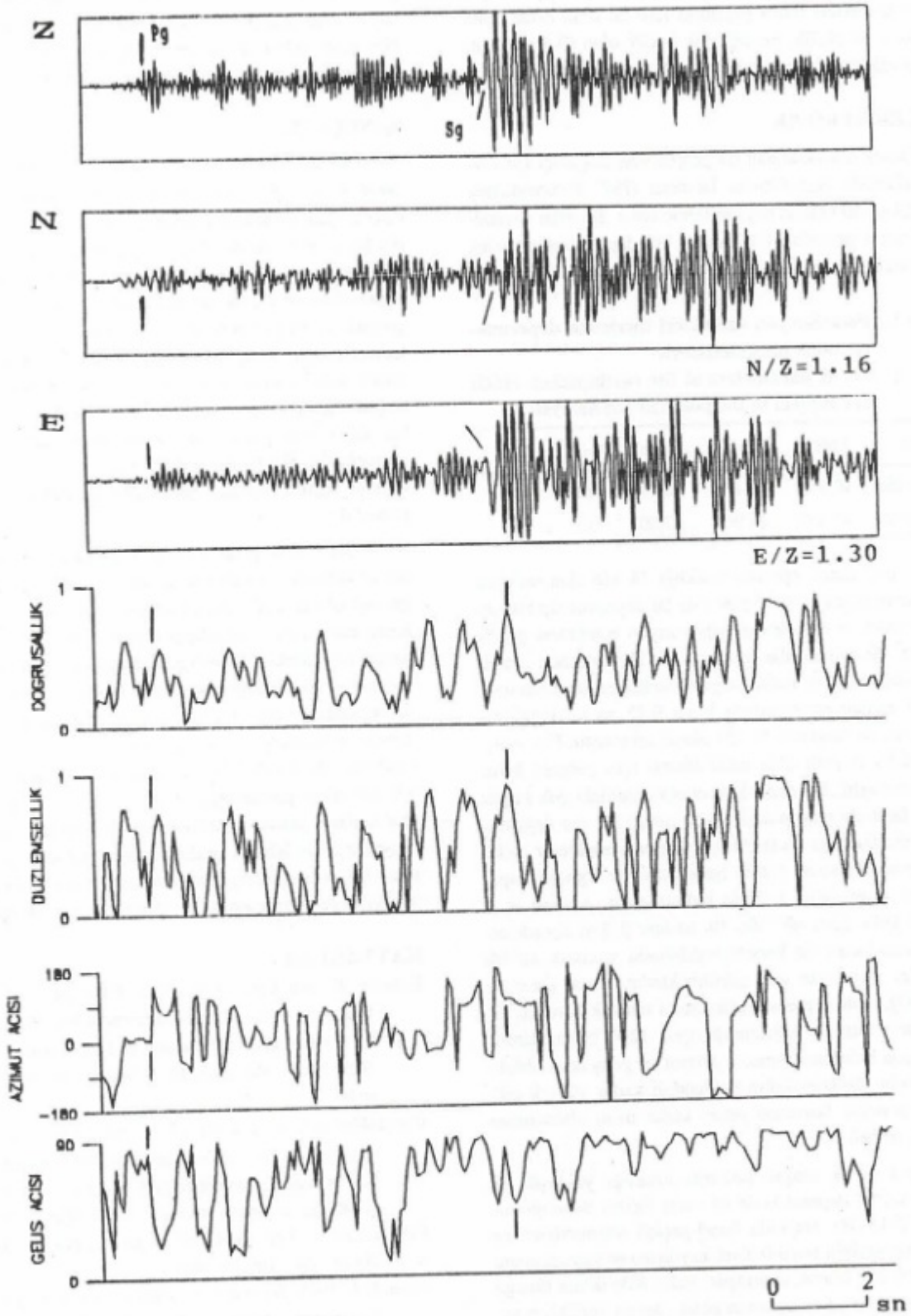


Şekil 6. Farklı genlik ve periyodlu sinüslerden oluşan üç bileşen yapay veri ve bunların polarizasyon nitelikleri ($S/G=1$).
 Fig. 6. Three component synthetic data consisting of the sinus functions having different amplitude and period ($S/N=1$), and their polarization attributes.



Şekil 7. Çizelge 1'deki ilk depremin üç bileşen kaydı ve bunların polarizasyon nitelikleri.

Fig. 7. Three component records of the first earthquake in Table 1, and their polarization attributes.



Şekil 8. Çizelge 1'deki ikinci depremin üç bileşen kaydı ve bunların polarizasyon nitelikleri.
 Fig. 8. Three component records of the second earthquake in Table 1, and their polarization attributes.

Şekil 6'da $S/G = 1$ alınmıştır (süzgeçleme işlemi gürültü eklendikten sonra yapıldığı için bu oran biraz daha artmıştır). 10 Hz'lik, genliği çok küçük olan (0.5 cm) sinyal dışında, tüm fazlar iyi bir şekilde tanınabilmektedir.

GERÇEK VERİLER

Örnek olarak alınan iki gerçek veri Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi İstanbul (İST) İstasyonu'nda kaydedilen yakın alan depremlerine aittir. Kayıtlar sayısaldır ve örnek aralıkları 0.01 sn'dir. Bu depremlere ait odak parametreleri Çizelge 1'de verilmiştir.

Çizelge 1. Polarizasyon özellikleri incelenen depremlerin odak parametreleri.

Table 1. Focus parameters of the earthquakes which are subject to the polarization analysis.

Tarih	Enlem	Boylam	Δ (Km)	Az(°)	Mb
29.08.1989	40.91N	29.13E	18.13	161	2.5
06.11.1989	40.46N	28.96E	67.00	187	3.3

Birinci örnek episantr uzaklığı 18 km olan oldukça yakın bir depreme aittir. Şekil 7'de bu depremin üç bileşen kaydı (üstte) ve belirlenen polarizasyon nitelikleri görülmektedir. Sismogramlar önce 1-15 Hz arasında band-geçişli süzölmüştür. Polarizasyon özelliklerinin hesaplanmasında zaman penceresinin boyu 0.25 sn ve kaydırma aralığı pencere boyunun % 25'i olarak alınmıştır. Faz varışlarının daha duyarlı elde edilebilmesi için pencere boyu küçük alınmıştır. Bu nedenle sismogramlardaki çok küçük genlikli fazlarda dahi polarizasyon nitelikleri ani değişimlerle faz başlangıçlarını iyi bir şekilde belirtmektedir. Şekil 7'de yalnızca Pg ve Sg fazları işaretlenmiştir. Pg için nispeten düşük doğrusalılık (≈ 0.65) bulunmuştur. Azimut açısı $\approx 120^\circ$ ve geliş açısı $\approx 82^\circ$ 'dir. Bu azimut değeri koordinatlardan hesaplanan ile karşılaştırıldığında yaklaşık 40° 'lik bir yamalı içermekte gibi görülmektedir. Oysa, Özer ve diğ. (1993), aynı depremin azimutunu tanecik hareketi çizimlerinden burada belirlendiği gibi 120° bulmuşlardır. Yani burada belirlenen tanecik azimut ve geliş açısı oldukça duyarlıdır. Doğrusallığın beklendiği kadar yüksek çıkamaması, pencere boyunun yeteri kadar uzun alınmaması nedeniyle olabilir.

İkinci örnek olayın episantr uzaklığı yaklaşık 68 km'dir. Yani bu depremde de ilk varış Pg'dir. Sismogramlar önce 1-15 Hz arasında band-geçişli süzölmüşler ve zaman penceresinin boyu 0.3 sn, kaydırma miktarı pencere boyunun % 25'i olarak alınmıştır. Şekil 8'de ikinci örneğe ait sismogramlar ve hesaplanan polarizasyon nitelikleri verilmiştir. Burada da yalnızca Pg ve Sg fazları işaretlenmiştir. Sismogramlarda Sg güçlü varışı ile açık bir şekilde görülebilirken, Pg varışı nispeten belirsizdir. Ancak elde

edilen polarizasyon niteliklerinin çizimlerinden Pg varışı tereddütsüz işaretlenebilmektedir. Birinci örnekte olduğu gibi diğer kabuksal fazların varışları ve polarizasyon özelliklerinden yararlanılarak tanıları yapılabilir.

SONUÇLAR

Sinyal polarizasyonu belirleme yöntemleri, daha önce de belirtildiği gibi, seçilen zaman penceresi içerisindeki sinyale en küçük kareler anlamında en uygun elipsoidin belirlenmesine dayanır. Bu nedenle sonuçların duyarlılığı pencere boyuna bağlıdır. Bu, incelenen zaman ortamı yönteminin en büyük dezavantajıdır. Pencere boyunun seçiminde en uygun pencere boyu amaca göre değişebilmektedir. Örneğin, amaç faz varışlarını duyarlı bir şekilde belirlemek ise, pencere boyu sinyal periyodundan kısa, amaç sinyalin polarizasyon özelliklerini daha duyarlı elde etmek ise, daha uzun pencere boyu seçilmesi daha iyi sonuçlar vermektedir. Bir sismogramın bütünü için, en uygun pencere boyu seçimi kayıttaki hakim periyod dikkate alınarak yapılmalıdır.

Dalgaların polarizasyon özellikleri geçmişten beri sinyal kökenli gürültülerin süzülmesinde polarizasyon süzgeçleri olarak kullanılmaktadır. Özellikle doğrusal polarize olan sismik dalgaların belirlenmesinde polarizasyon süzgeçleri oldukça başarılı bir şekilde kullanılmaktadır. Polarizasyon çözümlemesinde doğrusallağın yanısıra düzlemsellik, azimut ve geliş açılarının hesaplanması doğrusal olmayan polarizasyona sahip dalgaların da tanınmasında yardımcı olmaktadır. Faz tanımasında, bunların dışında, P, SV, SH enerji paylaşımları, toplam enerji, 3-bileşen genliği (bu toplam enerjinin değişik bir ifadesidir), yatay/düşey, radyal/teğetsel bileşen genlik oranları, polarizasyon elipsoidinin kısa eksenin oryantasyonu gibi sinyal polarizasyonuna dayalı parametrelerden de yararlanılabilmektedir.

KAYNAKLAR

- Bataille, K. and Chiu, J.M. 1990, Polarization Analysis of High-Frequency, Three-Component Seismic Data, Center for Earthquake Research and Information Memphis State Univ., Memphis, Bull. Seism. Soc. Am., (submitted).
- Christofferson, A., Husebye, E.S. and Ingate, S.F. 1985, A new technique for 3-component seismogram analysis, Semiannual Technical Summary, Oct. 1984-Mar. 1985, NORSAR Scientific Report 2-85/86, Kjeller, Norway.
- Cichowicz, A. 1993, An Automatic S-phase picker, Bull. Seism. Soc. Am. 83, 180-189.
- Flinn, E.A. 1965, Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion, Proc. IEEE 53, 1874-1876.
- Jepsen, D.C. and Kennett, L.N. 1990, Three-component analysis of regional seismograms, Bull. Seism. Soc. Am. 80, 2032-2052.

- Jurkevics, A. 1988, Polarization analysis of three-component array data, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 1725-1743.
- Kanasewich, E.R. 1981, Time Sequence Analysis in Geophysics, The University of Alberta Press, 334-354.
- Magotra, N., Ahmed, N. and Chael, E. 1987, Seismic event detection and source location using single-station (three-component) data, *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 958-971.
- Montalbetti, J.F. and Kanasewich, E.R. 1970, Enhancement of teleseismic body phases with a polarization filter, *Geophys. J.R. Astro. Soc.* 21, 119-129.
- Özer, M.F. Osmanşahin, İ. Türkmen, R.Ç. ve Kenar, Ö. 1993, Azimutal Anomalilere göre Marmara Bölgesinde Moho Süreksizliğinin Göreceli Topoğrafyası, Türkiye 13. Jeofizik Kurultayı (bildiri, yayınlanmamış).
- Samson, J.C. and Olson, J.V. 1980, Some comments on the descriptions of the polarization states of waves, *Geophys. J.R. Ast. Soc.* 61, 115-130.
- Samon, J.C. and Olson, J.V. 1981, Data-adaptive polarization filters for multichannel geophysical data, *Geophysics* 46, 1423-1431.
- Shimshoni, M. and Smith, S.W. 1964, Seismic signal enhancement with three-component detector, *Geophysics* 29, 664-671.
- Simons, R.S. 1968, A surface-wave particle motion discrimination process, *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 629-638.

YAZI VERENLER

GÜNAY ÇİFÇİ

1960 yılında Tire'de doğdu. 1984 yılında Yıldız Üniversitesi Kocaeli Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden mezun oldu. 1987 yılında Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'nden Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği programından Deniz Jeofiziği dalında Jeofizik Yüksek Mühendisi ünvanını aldı. Dokuz Eylül Üniversitesi Jeofizik Bölümü ile Durham Üniversitesi (İngiltere) Yer Bilimleri Bölümü arasındaki Güneybatı Türkiye Uydu Konum Belirleme ve Güneybatı Türkiye Sismotektonik projelerinde araştırmacı olarak görev aldı.

Eylül 1989-Aralık 1990 tarihleri arasında Trieste Üniversitesi, Uygulamalı Jeofizik ve Maden Bölümü'nde Konuk Araştırmacı olarak bulundu. Karlsruhe Üniversitesi (Almanya), Jeofizik Enstitüsü'nde DEKORP grubu ile derin sismik kabuk verilerinin işlenmesi ve yorumu çalışmalarına katıldı. Temmuz 1991 tarihinde Sovyet-Avrupa ülkeleri arasında Akdeniz ve Karadeniz'de Jeoloji/Jeofiziksel Araştırma ile Eğitim programı çerçevesinde Karadeniz ve Kırım çalışmalarında bulundu. Mayıs-Ağustos 1992 tarihlerinde Trieste Üniversitesi, Yerbilimleri ve Çevre Mühendisliği Bölümünde Derin Sismik Kabuk Verilerinin Tomografi ve Işın İzleme ile Modelleme çalışmalarını yaptı. Haziran 1993 yılında Girit'de Akustik Oşinografi konulu çalışmaya katıldı. 1993 yılında Dokuz Eylül Üniversitesi Jeofizik programında Derin Sismik Kabuk Çalışmaları konusunda doktora çalışmasını tamamladı. Eylül 1994 tarihinde Sicilya-Erice'de Yerin Sismik Modellemesi konulu çalışmaya katıldı. Ekim 1985 tarihinde Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde başladığı Araştırma Görevlisi görevine halen aynı yerde devam etmektedir.



AYBİGE AKINCI

1966 yılında Kızıltepe'de doğdu. DEÜ, Mühendislik Fakültesi Jeo. Mühendisliğinden 1982 yılında mezun oldu. 1988'de aynı Üniversitenin Fen Bilimleri Enstitüsü'nde yüksek lisans öğrenimini tamamladı. 1993-1994 tarihleri arasında Ege Bölgesi (Türkiye) ve Güney İspanya Bölgelerinin atenuasyon yapısını incelemeye yönelik doktora çalışmaları için İtalya ve İspanya'da bulundu. 1994 yılında Dokuz Eylül Üniversitesi'nden doktorasını aldı. Halen Dokuz Eylül Üniversitesi'nde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktadır.



A. GÜNGÖR TAKTAK

1973 yılında Sivrihisar/Eskişehir'de doğdu. İÜ, Fen Fakültesi, Jeofizik-Jeoloji Bölümü'nden 1961 yılında mezun oldu. 1964-65 yıllarında Fransa'da yabancı dil öğrenimini gördü. Strasbourg Jeofizik Enstitüsü'nde 1968'de Yüksek lisans ve 1971'de Louis Pasteur Üniversitesi'nde doktorasını tamamladı. 1972-1978 yılları arasında EÜ Fen Fakültesi'nde öğretim görevlisi olarak çalıştı ve 1980 yılında doçent oldu. 1982 yılına kadar EÜ Yer Bilimleri Fak. Jeofizik Müh. Bölüm başkanlığını yürüttü. 1982-1989 yılları arasında DEÜ, Müh. Mim. Fak., Jeoloji Müh. Böl., Uygulamalı Jeofizik Anabilim dalı Başkanı olarak çalıştı. 1989 yılında Profesör oldu. 1990 yılından beri DEÜ, Müh. Mim. Fak., Jeofizik Müh. Bölüm Başkanlığını yürütmektedir.



O. METİN İLKİŞİK

1944 yılında Karabük'te doğdu. İTÜ Maden Fakültesinden Jeoloji Yük. Müh. olarak 1967'de mezun oldu. 1967-68 arasında MTA Jeofizik Dairesi'nde çalıştı. 1971'de İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Kürsüsü'ne asistan olarak girdi. Aynı fakülteden man-yetotellük çalışmaları konu alan tezi ile 1980'de "Research Associate" olarak çalışmalar yaptı. 1984 yılında Uygulamalı Jeofizik Doçenti oldu. 1983-86 arasında öğretim görevlisi olarak bulunduğu İTÜ Maden Fakültesi'ne 1986'da Doçent olarak atandı. Ekim 1987'de İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne katıldı. 1992'de Profesör oldu. Halen aynı bölümde Bölüm Başkan Yardımcısı olarak çalışmakta olup, aynı zamanda İstanbul Büyükşehir Belediyesi Şehir Planlama Müdürlüğü'nde danışman olarak görevlidir.



RAHMİ PINAR

1950 yılında Ankara'da doğdu. 1970 yılında girdiği İstanbul Üniversitesi Jeofizik Yüksek Mühendisliği Bölümü'nü 1975 yılında bitirdi. Aynı yıl MTA Enstitüsü Jeofizik Dairesi'nde görev aldı. 1977 yılında EÜFF de açılan asistanlık sınavını kazanarak EÜFF de jeofizik asistanı olarak göreve başladı. 1978-1980 yılları arasında vatani görevini Deniz Kuvvetlerinde Jeofizikçi olarak yerine getirdi. Daha sonra, sırası ile EÜYBF ve DEÜ Müh. Mim. Fak. de görev aldı. 1983 yılında "Doğrusal Dizge Kuramının Potansiyel Alanlara Uygulanması" isimli doktora tezini verdi. Nisan 1990 döneminde Uygulamalı Jeofizik dalında Doçentliğe yükseltildi. Halen DEÜ Müh. Mim. Fak. Jeofizik Mühendisliği Bölümünde çalışmaktadır.



ZAFER AKÇİĞ

1949 yılında İzmir'de doğdu. 1972 yılında İÜFF Jeofizik-Jeoloji dalını bitirdi. 1973-1974 yılları arasında EÜFF Jeoloji Bölümünde Teknik asistan olarak görev yaptı. 1974-1975 yılları arasında vatani görevini MSB Harita Genel Müdürlüğü Jeofizik Dairesinde tamamladı. 1976 yılında İÜFF Jeofizik Kürsüsünde Menderes Masifi Aeoromanyetik Haritası ile Düşey Bileşen Yerel Şiddet Anomali Haritasının Karşılaştırılması ve Yorumu isimli Lisansüstü çalışmasını tamamladı. 1976-1978 yılları arasında EÜFF Jeofizik Bölümünde asistan olarak görev yaptı. 1978 yılından itibaren sırası ile EÜYBF ve DEÜ Müh. Mim. Fak. de görev aldı. 1981 Kasım-1982 Nisan tarihleri arasında İngiltere Leicester Üniversitesi'nde bilimsel araştırmalarda bulundu. 1983 yılında "Batı Anadolu Gravite Verilerinin Veri-İşlem Yöntemleriyle Yorumu" isimli doktora tezini tamamladı. Nisan 1990 döneminde Uygulamalı Jeofizik dalında Doçentliğe yükseltildi. Halen DEÜ Müh. Mim. Fak. de çalışmaktadır.



H. AHMET ÖZEREN

1972 Sinop (Ayancık) doğumludur. İlköğrenimini 1980-81 öğrenim yılında İzmir Fevzi Özakat İlkokulu'nda, Ortaokulu 1983-84 öğrenim yılında İzmir-Güzelyalı Ortaokulu'nda, Liseyi 1986-1987 öğrenim yılında Eskişehir Atatürk Lisesi'nde tamamladı. 1988 yılında Dokuz Eylül Ün. Müh. Mim. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü'ne girdi. 1992 yılında Yüksek Lisansa başladı. Şu an tez aşamasındadır.



MUSTAFA AKGÜN

1955 yılında Edremit-Balıkesir'de doğdu. 1983 yılında DEÜ MMF Jeofizik Bölümünü bitirdi. 1985 yılında aynı yerde asistan olarak çalışmaya başladı. 1987 yılında DEÜ Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsünde Lisans Üstü çalışmasını tamamladı. Uygulamalı Jeofizik dalında 1993 yılında Doktor ünvanını aldı. Halen DEÜ Müh. Fak. Jeofizik Bölümü'nde Öğretim üyesi olarak çalışmaktadır.

**ÖZER KENAR**

1943 yılında Rusçuk'ta (Bulgaristan) doğdu. İlk ve orta öğrenimini İstanbul'da yaptı. İstanbul Üniversitesi, Jeofizik Bölümünden 1965 yılında mezun oldu. Askerlik görevini tamamladıktan sonra 1968-1971 arası MTA Enstitüsü Jeofizik Dairesi Sismik Prospeksiyon ve Kuyu Logları servislerinde çalıştı. Ekim 1971'de KTÜ Yerbilimleri Fakültesi'ne asistan olarak atandı. 1977 yılında İTÜ Maden Fakültesi'nden Sismoloji dalında Doktor, 1983'de Doçent ünvanını aldı. 1979-80 arası MİT'de (ABD) doktora sonrası araştırmacı olarak bulundu. 1986-1993 döneminde KTÜ Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü Başkanlığını yaptı. 1993 yılında Profesör oldu. Halen Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde görev yapmaktadır.

**BÜLENT ORUÇ**

1964 yılında Sakarya'da doğdu. Lisans öğrenimini 1982-1986 yılları arasında, Yıldız Üniversitesi Kocaeli Mühendislik Fakültesinde, yüksek lisans öğrenimini ise 1987-1989 yılları arasında İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde tamamladı. Halen aynı üniversitede doktora tezi hazırlamaktadır. 1988 yılından bu yana Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde araştırma görevlisi olarak çalışmaktadır. İlgilendiği konular gravite ve manyetik modellemedir.

**SÜLEYMAN HASAN BASA**

1968 yılında Rize'nin Pazar ilçesinde doğdu. İlk, Orta, Lise öğrenimini Pazar'da tamamladı. 1990 yılında KTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümünden mezun oldu. 1994'de KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Anabilim Dalından Jeofizik Yüksek Mühendisi Ünvanını aldı. Halen Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Anabilim Dalında Doktora öğrenimine devam etmektedir.



TEZ ÖZETLERİ

ZAMAN ORTAMI POLARİZASYON SÜZGEÇLERİ

Hasan Süleyman BASA

Çok iyi bilindiği gibi, her bir sismik dalga türü belirli tanecik hareketine sahiptir. Bu özellik sismogramlar üzerindeki fazların tanınmasında ve sinyal-gürültü oranının artırılmasında temel bir yaklaşım oluşturabilir. Cisim dalgaları doğrusal polarizasyon gösterirken gürültüler daha çok eliptik olarak polarize olurlar. Gürültüler bazen doğrusal polarizasyon gösterebilir de yönelmeleri rasgeledir. Polarizasyon süzgeçleri sinyal ve gürültünün bu özelliklerinden yararlanılarak geliştirilmiştir.

Sismik dalgaların polarizasyonlarına ait bilgiler hem zaman hem de frekans ortamlarında elde edilebilir. Bu çalışmada zaman ortamı yaklaşımı kullanılmıştır. Bu yaklaşım, seçilen bir uzunluktaki zaman penceresi içerisindeki veriye en küçük kareler anlamında en uygun elipsoidin belirlenmesine dayanır. Tanecik hareketinin polarizasyon özellikleri, yer hareketinin üç bileşeni üzerinde kaydırılan bir zaman penceresi için oluşturulan kovaryans matrisinin özdeğer ve özvektörlerinden elde edilir. Süzgeç fonksiyonları tanecik hareketinin doğrusallık ve yön niteliklerinden elde edildiğinden noktadan noktaya kazanç kontrol gibi davranırlar. Bu nedenle polarizasyon süzgeçleri doğrusal değildir.

Süzgecin duyarlılığı ve duraylılığı zaman penceresinin boyuna ve kaydırma miktarına bağlıdır. Bu parametrelerin seçimi amaca ve incelenecek sinyal/sinyallerin frekansına bağlı olarak değişir. Bu çalışmada süzgeç parametrelerinin seçimi yapay verilerle irdelenmiş, daha sonra deprem verilerine uygulanarak sonuçlar tartışılmıştır.

Yüksek Lisans Tezi (1994)

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü

Danışman: Prof. Dr. Özer Kenar

BAYBURT-SARIHAN SKARN ZONUNUN SÜSEPTİBİLİTE VE MANYETİK ÖLÇÜLERİ İLE DEĞERLENDİRİLMESİ

Ali AYDIN

Manyetik arama yönteminde yerin manyetik alanındaki değişimler incelenir. Arama amaçlı çalışmalarda daha çok toplam bileşen ve düşey bileşen ölçülmektedir. Bu yöntemle manyetik özelliği olan maden yatakları aranmaktadır. Ayrıca yöntem petrol etütlerinde sahayı sınırlamak amacıyla manyetik özellik gösteren temel yapıların incelenmesinde kullanılır.

Manyetik yöntemde bir doğrultu boyunca yapılan ölçülerden veya manyetik haritalardan yer yapısı belirlenmeye çalışılır. Manyetik anomaliler karmaşık olduğu için daha çok anomali ayırımına gitmeden yeraltı yapısı için nicelik ve niteliksel değerlendirilmeler yapılır. Günümüzde manyetik anomalilerin değerlendirilmesinde en çok kullanılan yöntemlerden birisi Talwani yöntemidir.

Manyetik yöntem süseptibilite kontrastı üzerine kurulmuştur. Bu yüzden manyetik verilerin yorumlanmasında süseptibilite ölçüleri çok önem taşımaktadır.

Bu çalışmada Bayburt-Sarıhan skarn zonu bölgesinde manyetik ve süseptibilite ölçüleri yapılarak bölgenin yeraltı yapısı ortaya konulmaya çalışılmıştır. Çalışma alanında ölçülen manyetik toplam bileşen değerleri uygun ölçekli haritalara geçirilerek değerlendirme yoluna gidilmiştir. Haritadan uygun iki doğrultu boyunca alınan anomaliler iki boyutlu Talwani yöntemiyle değerlendirilmiştir. Değerlendirmede modellerdeki bloklarda kullanılacak başlangıç süseptibilite değerleri numunelerden anizotropik manyetik süseptibilite (AMS) ölçülerinden elde edilmiştir.

Yüzey süseptibilite ölçüleri ile bölgenin yanal doğrultulardan süseptibilite değişimi ortaya konulup elde edilen değerler alınan toz numune ölçüleri ile karşılaştırılmıştır. Ayrıca toplam bileşen anomali haritasının niteliksel yorumlanması bölgedeki yüzey süseptibilite ölçüleri ile birlikte yapılmıştır.

Yapılan değerlendirmeler sonucunda inceleme alanı içerisinde bulunan mostra vermemiş manyetik kütlelerinin varlığı derinliği ve uzanımı ortaya çıkarılmıştır.

Yüksek Lisans Tezi (1994)

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Kenan Gelişli

EGE DENİZİ KABUK KALINLIĞININ BELİRLENMESİ

Z. Mümtaz HİSARLI

Çalışmada, Ege Denizi'nin 36°-40 K enlemi ve 24°-29 D boyları arasında kalan Bouger gravite anomali haritasına iki boyutlu Fourier güç spektrumunun uygulanması ve sonuçta bölgenin ortalama kabuk kalınlığının elde edilmesi amaçlanmıştır.

Ege Denizi'nin gravite verileri çalışmanın asıl veri kaynağını oluşturmaya karşı, bölgenin diğer jeofizik verileri de (örneğin, manyetik, sismoloji ve ısı akışı) derlenmiştir. Ayrıca bölgenin bütününe jeomorfolojik, jeolojik ve jeofizik bilgileri de toplanarak yorumlamaya destek olması sağlanmıştır.

Elde edilen ortalama kabuk kalınlığı haritasına bakıldığında, kabuğun Ege Denizi'nde GB'dan KD'ya doğru ondüveli bir yapıya sahip olduğu görülmektedir. Bu durum, kabuk kalınlığının orta Ege'de azaldığını, Kuzey Ege, Yunanistan ve Türkiye'ye doğru arttığını göstermektedir. Elde edilen sonuçlar daha önce yapılmış olan çalışmalarla da büyük uyumluluk göstermektedir.

Yüksek Lisans Tezi (1989)

İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği

Danışman: Prof. Dr. Naci Orbay

EGE DENİZİ KABUK YAPISINA TALWANI YÖNTEMİ LE YAKLAŞIM

Fethiye İpek BARUT

Çalışma; tartışmalı bölge olarak kabul edilen Ege Denizi'nde gravite verilerinin nitelik ve nicelik açısından değerlendirilmesiyle kabuk yapısı ve derinliklerine, ayrıca litosferin belirlenmesine yöneliktir. Bu nedenle Alan ve Morelli'nin (1961-1966) hazırladığı Bouguer gravite anomali haritasında belirlenen iki profil ile yeraltı yapısının modellenmesi amaçlanmıştır. Modellemede bir ters çözüm yöntemi olan Talwani yöntemi kullanılmıştır.

Gravite verileri kullanılarak bir sonuca ulaşılmasına rağmen, bölgede günümüze kadar yapılan jeomorfolojik, jeolojik ve jeofizik özelliklerin belirlenmesine yönelik çalışmalara da yer verilmiştir. Böylelikle bölgenin tanınarak elde edilen sonuçların yorumlanması yapılmıştır.

Çalışma sonucunda elde edilen yapı modellerinden kabuk kalınlığının Kuzey Ege'de kalınlaşmasına rağmen, güneyde Girit'in kuzeyinde incelendiği anlaşılmaktadır. Ayrıca modelleme yapılan iki profilin çakıştığı nokta olan Andros adası güneyinde litosferin yaklaşık 20 km olmasına karşılık, burada kabuk kalınlığının azalarak yaklaşık 10 km'ye inmesi dikkat çekicidir.

Yüksek Lisans Tezi (1990)

İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği

Danışman: Prof. Dr. Naci Orbay

YERMAĞNETİK ALANIN 11 YILLIK DEĞİŞİMİNİN SAPTANMASI

Tuğba Özay DİNCEL

Çalışmanın amacı yermagnetik alanın dış kaynaklı değişiminde en büyük etken olan güneş aktivitesine bağlı olarak, yermagnetik alanın 11 yıllık değişiminin güneş leke dönemleri ile ilgisinin araştırılmasına yöneliktir. Bu nedenle çalışmada dokuz gözlemevinin yatay (H), düşey (Z) ve toplam (F) bileşen değerleri üzerinde çalışılmıştır.

Yermagnetik alanının yıllık ortalama değerleri içinden 11 yıllık güneş leke dönemleri ile ilgili değişiminin bulunabilmesi için başlıca iki yöntem kullanılmıştır. Bunlardan ilki çalışmada incelenen gözlemlerin yatay (H), düşey (Z) ve toplam (F) bileşen değerlerine ayrı ayrı 2. dereceden polinom geçirilmesi ve bunun sonunda uzun süreli (seküler) alanın etkisinin alabildiğince yok edilmeye çalışılmasıdır. Diğer de, güneş leke sayılarına (R) ait değerler ile 5 gözlemevinin verilerine ana bileşenler analizinin uygulanmasıdır. Analiz sonucunda birinci bileşenler yermagnetik alanının iç kaynaklı uzun süreli değişimine, ikinci bileşenler de dış kaynaklı olan 11 yıllık değişimine karşılık gelmektedir.

Sonuçta amaca yönelik olarak yermagnetik alanının iç ve dış kaynaklı değişimlerini elde etmek için güneş leke sayısı veya Kp, aa, Ap v.b. gibi magnetik göstergelerden biri ile gözlemevi verilerine ana bileşenler analizinin uygulanmasının daha uygun olduğu saptanmıştır.

Yüksek Lisans Tezi (1990)

İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Naci Orbay

HAVZA İLE LADİK ARASINDAKİ BÖLGENİN PALEOMAĞNETİZMASI

Günay BEYHAN

Bu çalışmada, levha sınırı olarak tanımlanan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik evrimine biraz olsun ışık tutabilmek amacıyla, fayın kuzeyi ile güneyinden alınan toplam 22 adet Üst Kretase ve Eosen yaşlı yönlü el örnekleri üzerinde paleomağnetik çalışmalar yapılmıştır. Tüm örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanmaların ölçülerinden sonra seçilen pilot örneklerle alternatif manyetik alanla 0-767 Oe. arasında seçilen uygun aralıklarla temizleme işlemi uygulanmıştır. Elde edilen karakteristik mıknatıslanma doğrultuları Tablo 1 ve Tablo 2'de verilmiştir.

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin kuzeyinden diğer bir değişle Pontid'lerden elde edilen Üst Kretase zamanı için kalıntı mıknatıslanma doğrultusunun saatin tersi yönünde yaklaşık 15° dönme gösterdiği görülmektedir.

Sonuç olarak, KAFZ'nun kuzeyinde kalan bölgede diğer bir değişle Pontid'lerin Üst-Kretase'de 17° kuzey enleminde bulunduğu ve günümüze kadar kuzeye doğru itilerek bugünkü konumunu aldığı söylenebilir.

Yüksek Lisans Tezi (1992)

İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Naci Orbay

SİSMOMAĞNETİK ETKİNİN BELİRLENMESİ ÇALIŞMALARI

F. Gözde YAVUZ

Bu çalışmada Dokurcun-Abant bölgesi civarında sismomağnetik etkiyi saptamak amacıyla 11, 12, 13 Mayıs 1989 ve 27, 29 Mart 1990 tarihlerinde, belirlenen 23 istasyonda tekrarlamalı ölçüleri alınmıştır. Çalışma alanında Çakıllar, Mekece ve Umurbey olmak üzere üç tane baz istasyonu seçilmiş ve tekrarlamalı ölçülerinin bazlardan farkları alınmıştır. Alınan bu iki döneme ait tekrarlamalı ölçülerinde hem basit farklar yöntemi hem de ana bileşenler analizi yöntemi uygulanmıştır. Bu iki yöntem sonucunda elde edilen değerler tablolar halinde verilmiş ve ayrıca haritalanarak sismomağnetik etki yorumlanmıştır. Ana bileşenler analizi sonucunda elde edilen yerel manyetik anomali haritalarında görülen farklılığı bölgede oluşan depremlere bağlayabilmenin yamsıra, dış kaynaklı manyetik alanın neden olduğu değişimler olarak açıklamak ta olanaklıdır.

Yüksek Lisans Tezi (1992)

İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Naci Orbay

DOĞU ANADOLU BÖLGESİ KABUK YAPISI

M. Mücella CANBAY

Bu çalışmada, Türkiye Bouguer gravite haritasının 34°-44° E boylam ve 36°-42° N enlemleri arasında kalan kısmına tek ve iki boyutlu Fourier analizi uygulanarak anomaliye neden olan kütlelerin ortalama derinliklerinin saptanması yanında bölgeye ait kabuk kalınlığı haritası oluşturulmuş ve olası yapı modeli ortaya konmuştur.

Çalışma bölgesini içine alan Bouguer gravite haritası pek çok sayıda alt kareye ayrılarak bu bölgelere iki boyutlu Fourier dönüşümü uygulanmış ve buradan elde edilen güç spektrumları değerlendirilerek her bir alt bölgenin anomaliye neden olan kütlelerinin derinlikleri saptanmıştır.

Ayrıca Bouguer gravite haritası üzerinde seçilen beş profilden elde edilen gravite verilerine tek boyutlu Fourier dönüşümü uygulanmış ve buradan da ortalama derinlikler elde edilerek iki boyutlu Fourier dönüşümü sonuçları ile karşılaştırılmıştır.

Çalışma bölgesinde jeofiziksel çalışmaların yanında bölgeye ait jeolojik ve tektonik bilgi birikimine de yer verilerek konuda bir bütünlük sağlanmaya çalışılmıştır. Böylece daha önce bu konuda yapılan çalışmalara yeni bilgi üretimi sağlandığı inancındayız.

Tüm veriler birarada değerlendirildiğinde; oluşturulan olası yapı modelinin bölgenin karmaşık tektoniğine bağlı olarak, doğuya doğru ondüveli ve giderek kalınlaşarak devam ettiği belirlenmiştir. Orta Anadolu için elde edilen ortalama 34 km. derinlikler ile Doğu Anadolu için hesaplanan 40 km civarı ortalama derinlikler bu sonucu doğrulayan değerler olarak verilebilir. Bu durum, açık olarak elde edilen veriler ışığında çizilen kabuk kalınlığı ve kabuğa göre daha sık bir bölgede anomaliye neden olan kütlelerin derinlik haritalarında ve üç boyutlu yapı modellerinde görülebilmektedir.

Yüksek Lisans Tezi (1993)

İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü

Danışman: Prof. Dr. Naci Orbay

ODA ÜYELERİ

SİCİL NUMARASI

ADI SOYADI

1260	Erkan BİÇİCİ
1261	Birsen AKBAŞ
1262	Uğur Sina ŞEN
1263	Serpil ASILISKENDER
1264	Yasemin CİNİS
1265	Fadime ŞAHİN
1266	Turgay ACARTÜRK
1267	Gülen BAKIR
1268	Tolga BEKLER
1269	Hüsamettin CENK
1270	Rengin GÖK
1271	Gonca ÖRGÜLÜ
1272	Hasan ERGÜN
1273	Sibel ÇELİKEL
1274	Melek Deniz GÜLTEPE
1275	M. Korhan HAŞMET

SİCİL NUMARASI

ADI SOYADI

1276	Hasan YALÇIN
1277	M. Ali UĞURLU
1278	M. Faruk KÜÇÜK
1279	M. Gürol ÖZTÜRK
1280	Şahin KESKİN
1281	Selda YAĞIZ
1282	Songül KURU
1283	Nalan ERDEM
1284	Şükrü KAYIRAN
1285	Ümit KILIÇARSLAN
1286	Orhan GÜRELİ
1287	Sadi ÇİDEM
1288	A. Ergün TÜRKER
1289	B. Didem MUTLU
1290	N. Turan ALPAY

