

JEOFİZİK

CİLT 15, SAYI 2 / EYLÜL 2001 VOL. 15, NO. 2 / SEPTEMBER 2001

Enine Yön Bağımsız Ortamda Dalga Yayılımı
Selma KADIOĞLU

**Beşinci Derece Cash-Karp Runge-Kutta Yöntemi ile
Dalga Cephesi Oluşturarak
Seyahat Zamanı Hesaplanması**
Selma KADIOĞLU, Selda GÜRPINAR ve Orhan GÜRELİ

**Doğru Akım Öz direnç Verilerinin 2-B Ters Çözümü
ve İki-Yönlü Gradyen Dönüşümü ile
Arkeolojik Yapıların Aranması:
Moğolistan'daki Türk Anıtları Etrafında Yapılan
Jeofizik Çalışmalar**
*C.E. CANDANSAYAR, E.U. ULUGERGERLİ,
B. BATMUNKH, S. TOSUN ve B. GÜNDOĞDU*

**Batı Anadolu'nun Paleomanyetizması ve
Jeodinamik Gelişimi**
*N. ORBAY, M. SANVER, F. ÖZÇEP, T. İŞSEVEN,
M. HİSARLI ve C. TAPIRDAMAZ*

Wave Propagation in Transversely Isotropic Media
Selma KADIOĞLU

**Travel Time Computation Using Wavefront
Construction Via Fifth Order
Cash-Karp Runge-Kutta Method**
Selma KADIOĞLU, Selda GÜRPINAR and Orhan GÜRELİ

**An Investigation of Archaeological Targets By Using 2-D
Inversion and Two-Sided Gradient Transformation
of the Direct Current Resistivity Data:
Geophysical Survey Around Turkic Monuments
in Mongolia**
*C.E. CANDANSAYAR, E.U. ULUGERGERLİ,
B. BATMUNKH, S. TOSUN and B. GÜNDOĞDU*

**Paleomagnetism of Western Anatolia and
Geodynamic Evolution**
*N. ORBAY, M. SANVER, F. ÖZÇEP, T. İŞSEVEN,
M. HİSARLI and C. TAPIRDAMAZ*



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 TURKEY

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**

Adına Sahibi ve Sorumlu
Yazı İşleri Müdürü
Dr. İbrahim AYDIN

**YÖNETİM KURULU
Executive Committee**

Dr. İbrahim AYDIN
Musa KAYNAK
Dr. Günruh BAĞCI
Fikret ÖZKAZANÇ
Şinasi APAYDIN
Dr. Ahmet ÜÇER
Hasan GÖRMÜŞ

EDİTÖRLER

Editors
Dr. İbrahim AYDIN
Dr. Günruh BAĞCI

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**

Milli Müdafaa Cad. No: 10/7 P.K. 749
Kızılay - ANKARA - TÜRKİYE
Tel: (312) 418 42 20 - 418 82 69
Fax: (312) 418 83 64
web: www.jeofizik.org.tr
e-mail: jfmo@tr.net

**DİZGİ VE BASKI
KOZAN OFSET**

Matbaacılık San. ve Tic. Ltd. Şti.
Tel: (312) 384 20 04
e-mail: kozan@kozanoftset.com.tr

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

Published Twice a Year
in March and September

ISSN 0259-1472

CİLT 15, SAYI 2 / EYLÜL 2001

VOL. 15, NO. 2 / SEPTEMBER 2001

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

ENİNE YÖN BAĞIMSIZ ORTAMDA DALGA YAYILIMI83

Wave Propagation in Transversely Isotropic Media

Selma KADIOĞLU

BEŞİNCİ DERECE CASH-KARP RUNGE-KUTTA YÖNTEMİ

İLE DALGA CEPHESİ OLUŞTURARAK SEYAHAT

ZAMANI HESAPLANMASI95

Travel Time Computation Using Wavefront Construction Via

Fifth Order Cash-Karp Runge-Kutta Method

Selma KADIOĞLU, Selda GÜRPINAR ve Orhan GÜRELİ

DOĞRU AKIM ÖZDİRENÇ VERİLERİNİN 2-B TERS ÇÖZÜMÜ

VE İKİ YÖNLÜ GRADYEN DÖNÜŞÜMÜ İLE

ARKEOLOJİK YAPILARIN ARANMASI:

MOĞOLİSTAN'DAKİ TÜRK ANITLARI ETRAFINDA

YAPILAN JEOFİZİK ÇALIŞMALAR105

An Investigation of Archaeological Targets By Using 2-D Inversion
and Two-Sided Gradient Transformation of the Direct Current
Resistivity Data:

Geophysical Survey Around Turkic Monuments in Mongolia

**C.E. CANDANSAYAR, E.U. ULUGERGERLİ, B. BATMUNKH,
S. TOSUN ve B. GÜNDOĞDU**

BATI ANADOLU'NUN PALEOMANYETİZMASI VE

JEODİNAMİK GELİŞİMİ125

Paleomagnetism of Western Anatolia and Geodynamic Evolution

**N. ORBAY, M. SANVER, F. ÖZÇEP, T. İŞSEVEN,
M. HİSARLI ve C. TAPIRDAMAZ**

ODA ÜYELERİ143

ENİNE YÖN BAĞIMSIZ ORTAMDA DALGA YAYILIMI

Wave Propagation in Transversely Isotropic Media

Selma KADIOĞLU¹

ÖZET

Bu çalışmada, iki boyutlu enine yön bağımsız bir ortamda (EY ortam; transversely isotropic media; TI medium) dalga yayılımı irdelenmiştir. Önce EY ortam tanımlanmış sonra iki boyutlu ortam için hareket denklemleri çıkartılmıştır. Dalga yayılımının hesaplanması için sayısal hesaplama yöntemi geliştirilmiştir. Hız ve dalga cephesi eğrileri için temel yaklaşımlar incelenmiştir. Son olarak geliştirilen hesaplama yöntemi ile EY ortamda dalga yayılımı hesaplanmasının yapıldığı iki uygulama sunulmuştur.

ABSTRACT

In this study, wave propagation has been considered in two-dimensional transversely isotropic media (TI media). Firstly, transversely isotropic media has been defined. Then equations of motion for two-dimensional case have been derived. A numerical algorithm has been developed for computation of the wave propagation. Some basic concepts about velocity and wave front curves have been reviewed. Finally two applications of the numerical computation of the wave propagation in transversely isotropic media have been presented.

GİRİŞ

Yön bağımlı (anisotropic) ortam, hızın yayılma yönüyle değişmesi olarak tanımlanır. Yön bağımlı ortamlar birkaç çeşit simetriye sahip olabilirler. Simetriklik özelliklerine göre yön bağımlı ortamların herbiri farklı dalga yayılımı karakterine sahiptirler (Fagin, 1998; Helbig, 1994). Bunlardan en yaygın olanı enine yön bağımsız ortamdır (EY ortam; transversely isotropic media; TI media). EY ortam bir simetri eksenine sahiptir. Bu simetriklik bir eksen etrafında koordinat ekseninin rotasyonu durumunda elastik katsayıların değişmemesi anlamındadır (Helbig, 1994).

Bir EY ortamın tanımlanması için c_{11} , c_{12} , c_{13} , c_{33} ve c_{44} olmak üzere beş adet elastisite katsayısının tanımlanması gerekmektedir (Payton, 1983). Yine bu standart gösterime alternatif bir gösterim Thomsen (1986) tarafından geliştirilmiş ve "Thomsen yön bağımlı (anisotropi) parametreleri" olarak adlandırılmıştır. Bunlar sırasıyla düşey P ve S dalgalarının hızları α , β , SH dalga hızını belirleyen γ ve anizotropi parametreleri ϵ , δ (Thomsen, 1986) dir.

¹ Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 06100 Tandoğan / ANKARA
Fax: 0 312 215 04 87 e-mail: kadioglu@eng.ankara.edu.tr

Bu çalışmada EY ortamda dalga yayılımı irdelenmiştir. Bunun için sayısal hesaplama yöntemi geliştirilmiştir. Uygulama olarak Thomsen (1986)' dan elastisite katsayıları alınan iki örnek için hız ve dalga cephesi eğrileri ve yerdeğiştirme bileşenleri hesaplanıp bir t zamanındaki durumu görüntülenmiştir.

ENİNE YÖN BAĞIMSIZ (EY) ORTAMIN TANIMLANMASI

Tekdüze olmayan (heterogen), yön bağımlı (anisotropic) bir ortam genelleştirilmiş Hook kanunu ile tanımlanır:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} e_{kl} \quad i, j, k, l = 1, 2, 3. \quad (1)$$

Burada $\sigma_{ij}(\mathbf{x}, t)$ ve $e_{kl}(\mathbf{x}, t)$ sırasıyla gerilme (stress) ve yamulma (strain) tansörleridir, $c_{ijkl}(\mathbf{x})$ dördüncü düzen tansör bileşenleri, ortamın elastisiteyi olarak tanımlanır. $\mathbf{x}$ konum vektörünü, t ise zamanı tanımlar.

EY ortamda gerilme-yamulma ilişkisini elde etmek için burada literatürde ortak kullanılan kısaltılmış matris gösterimi kullanılmaktadır. Buna göre elastisiteyi tanımlayan alt indis çifti uygun bir düzeneyle

$$\begin{aligned} (11) \rightarrow 1, (22) \rightarrow 2, (33) \rightarrow 3, (23) = \\ (32) \rightarrow 4, (31) = (13) \rightarrow 5, (12) = (21) \rightarrow 6, \end{aligned} \quad (2)$$

şeklinde tek bir sayı ile tanımlanır. Bu gösterimi kullanarak simetri eksen z eksen x olan EY katıda gerilme-yamulma ilişkisi

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} \\ \sigma_{22} \\ \sigma_{33} \\ \sigma_{23} \\ \sigma_{31} \\ \sigma_{12} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} e_{11} \\ e_{22} \\ e_{33} \\ 2e_{23} \\ 2e_{31} \\ 2e_{12} \end{bmatrix}, \quad (3)$$

olarak verilir (Thomsen, 1986; Payton, 1983). Burada $c_{66} = (c_{11} - c_{12})/2$ dir. Bu bağıntı (3) denklemindeki beş bağımsız elastisite katsayısının uzaya bağımlı olabileceğini göstermektedir.

İKİ BOYUTLU EY ORTAMDA HAREKET DENKLEMLERİ

Yatay eksen x ve düşey eksen z olarak tanımlandığında iki boyutlu gerilme-yamulma ilişkisi

$$\begin{bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{13} & 0 \\ c_{13} & c_{33} & 0 \\ 0 & 0 & c_{44} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} e_{xx} \\ e_{zz} \\ 2e_{xz} \end{bmatrix}, \quad (4)$$

olarak bulunur. Burada iki boyutlu EY ortam için bağımsız elastisite katsayı sayısının dörde indiği görülmektedir.

Dalga yayılımı, gerilme-yamulma ilişkisine bağlı olan momentum korunumuna dayanmaktadır. Sürekli bir ortamda doğrusallaştırılmış hareket denklemi

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} + \mathbf{f}, \quad (5)$$

ile tanımlanır. Burada $\ddot{\mathbf{u}}(\mathbf{x}, t)$ yerdeğiştirme alanının zamana göre ikinci türevini, $\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{x}, t)$ gerilme tansörünü, $\mathbf{f}(\mathbf{x}, t)$ cisim kuvvetlerini, $\rho(\mathbf{x})$ yoğunluğu ve $\mathbf{x}$ konum vektörünü tanımlamaktadır. İki boyutlu durumda (5) denklemi

$$\rho \ddot{u}_x = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} + f_x, \quad (6.a)$$

$$\rho \ddot{u}_z = \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + f_z, \quad (6.b)$$

olur. Burada $\ddot{u}_x$ ve $\ddot{u}_z$ yer değiştirme alanı bileşenlerinin zamana göre ikinci türevleri, f_x ve f_z cisim kuvveti bileşenleridir. Yine iki boyutlu ortamda yamulma-yer değiştirme ilişkisi (Lay ve Wallace, 1995) veren

$$e_{ij} = (u_{i,j} + u_{j,i})/2, \quad (7)$$

ifadesi kullanılarak sırasıyla

$$\rho \ddot{u}_x = \frac{\partial}{\partial x} \left(c_{11} \frac{\partial u_x}{\partial x} + c_{13} \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(c_{44} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \right) + f_x, \quad (8.a)$$

$$\rho \ddot{u}_z = \frac{\partial}{\partial z} \left(c_{13} \frac{\partial u_x}{\partial x} + c_{33} \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(c_{44} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \right) + f_z, \quad (8.b)$$

elde edilir. (8) denklemleri yön bağımsız (isotrop) ortam için tanımlandığında $c_{11} = c_{33} = \lambda + 2\mu$, $c_{13} = \lambda$ ve $c_{44} = \mu$ olur (Thomsen, 1986). Burada λ ve μ lame sabitleridir.

Sayısal çözüm için, bu denklemler

$$\dot{U} = MU + F, \quad (9)$$

şeklinde birinci düzen denklem çiftine dönüştürülebilir. Burada

$$M = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \\ M_{31} & M_{32} & 0 & 0 \\ M_{41} & M_{42} & 0 & 0 \end{bmatrix}, \quad (10)$$

ile tanımlanan özel işleç (operator) matrisidir. M bileşenleri ise

$$M_{31} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial}{\partial x} c_{11} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} c_{44} \frac{\partial}{\partial z} \right), \quad (11.a)$$

$$M_{32} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial}{\partial x} c_{13} \frac{\partial}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} c_{44} \frac{\partial}{\partial x} \right), \quad (11.b)$$

$$M_{41} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial}{\partial x} c_{44} \frac{\partial}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} c_{13} \frac{\partial}{\partial x} \right), \quad (11.c)$$

$$M_{42} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial}{\partial x} c_{44} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} c_{33} \frac{\partial}{\partial z} \right), \quad (11.d)$$

dir. Yerdeğiştirme ve cisim kuvvet dizileri ise

$$U^T = [u_x, u_z, \dot{u}_x, \dot{u}_z], \quad (12)$$

$$F^T = [0, 0, f_x/\rho, f_z/\rho], \quad (13)$$

ile tanımlanabilir. Ek A' da işleç matrisinin tekil değerlerinin bulunuşu verilmektedir.

HIZ EĞRİSİ

EY ortam için normal eğri bileşenleri

$$p = R \pm (\theta) \cos \theta \text{ ve } q = R \pm (\theta) \sin \theta, \quad (14)$$

ile tanımlanmaktadır (Payton, 1983). Burada

$$R \pm (\theta) = \left(\frac{B(\theta) \pm B^2(\theta) - 4A(\theta)^{1/2}}{2A(\theta)} \right)^{1/2}, \quad (15)$$

ve

$$A(\theta) = \alpha \cos \theta + \gamma \cos^2 \theta \sin^2 \theta + \beta \sin^4 \theta, \quad (16.a)$$

$$B(\theta) = (\alpha + 1) \cos^2 \theta + (\beta + 1) \sin^2 \theta, \quad (16.b)$$

dir (Payton, 1983). Burada θ ışının yayılma açısıdır.

(16) denklemlerindeki α , β ve γ sırasıyla

$$\alpha = c_{33}/c_{44}, \quad (17.a)$$

$$\beta = c_{11}/c_{44}, \quad (17.b)$$

ve

$$\gamma = 1 + \alpha\beta - (c_{13}/c_{44} + 1)^2, \quad (17.c)$$

dir. Hız eğrisi, normal eğrinin tersi olarak tanımlanır ve bileşenleri

$$V_x \pm = V \pm (\theta) \sin \theta, \quad (18.a)$$

$$V_z \pm = V \pm (\theta) \cos \theta, \quad (18.b)$$

denklemleri ile tanımlanmaktadır (Payton, 1983). Burada

$$V \pm (\theta) = \frac{V_s}{R \pm (\theta)}, \quad (19)$$

ve

$$V_s = (c_{44}/\rho)^{1/2}, \quad (20)$$

dir. V_s , düşey ve yatay tam (pure) enine (transverse) dalga hızına uygun, EY ortamın referans dalga hızıdır (Postma, 1955).

Hız eğrileri (18) denklemlerinden de anlaşılacağı gibi iki bölümden oluşmaktadır ve

$$V_+(\theta) < V_-(\theta), \quad (21)$$

dir. (Payton, 1983). Eksi işaret ile tanımlanmış hız eğrisi quasi-boyuna kipi (quasi-longitudinal mod), Artı işaretlisi ise quasi-enine kipi (quasi-transverse mod) tanımlamaktadır. Bu kiplere uygun yerdeğiştirme genlikleri her zaman ortogonaldır. Ancak yönbağımsız katıdaki gibi dalga cephesi ile eşleşmiş veya dik değildir. Sismolojide bu kipler P ve SV dalga cephelerini temsil etmektedirler. Fakat gerçekte dalgalar sadece enine yön bağımsız katının simetri ekseni $V_p = (c_{33}/\rho)^{1/2}$ ile birleştiğinde veya yayılma yönü $V_p = (c_{11}/\rho)^{1/2}$ ye dik olduğunda tam makaslama (pure shear) veya tam basınç (pure compressional) dalgalarıdır (Postma, 1955).

DALGA CEPHESİ EĞRİSİ

Dalga cephesi eğrisi, verilen bir t zamanında düzlem dalgaların zarflanması ile oluşturulur ve

$$z \pm = \frac{V \pm t \cos \theta}{2A} \left(2\alpha \cos^2 \theta + \gamma \sin^2 \theta \pm \frac{\sin^2 \theta (k_1 \cos^2 \theta - k_2 \sin^2 \theta)}{(B^2 - 4A)^{1/2}} \right), \quad (22.a)$$

$$x \pm = \frac{V \pm t \sin \theta}{2A} \left(2\beta \sin^2 \theta + \gamma \cos^2 \theta + \frac{\cos^2 \theta (k_1 \cos^2 \theta - k_2 \sin^2 \theta)}{(B^2 - 4A)^{1/2}} \right), \quad (22.b)$$

şeklinde iki bölümden oluşur (Payton, 1983). Burada

$$k_1 = 2\alpha(\beta + 1) + \gamma(\alpha + 1) \text{ ve}$$

$$k_2 = 2\beta(\alpha + 1) - \gamma(\beta + 1)$$

Enine yön bağımsız materyallerde normal ve dalga cephesi eğrileri büküm noktalarının yerine göre veya eğrilerin teğetlerinin birleştiği yere göre sınıflandırılırlar (Payton, 1983).

Hız ve dalga cepheleri arasında basit bir uyum yoktur. Burada $V \pm$ hızı, $k(\theta)$ dalga cephesi eğrisine normal olan dalga sayısı vektörü boyunca dalga cephesinin ilerleme hızını tespit etmektedir. Bu eğri üzerinde verilen bir $P(x_0, z_0)$ nokta için hız eğrisini kesen ve k vektörü yönüne paralel orjinden geçen bir hat boyunca uygun $Q(v_{x_0}, v_{z_0})$ noktası bulunur (Postma, 1955).

UYGULAMALAR

Burada Thomsen (1986)' in farklı çalışmalardan alıp derlediği çeşitli yerlerdeki sedimanter kayalara ait ölçülmüş yön bağımlılık (anisotropic) özellikleri tablosundan seçilen Mesaverde killi şeyl ve Mesaverde kalkerli kumtaşı kullanılmıştır. Uygulamalarda bu iki materyale ait hız eğrileri, dalga cephesi eğrileri ve belli bir t zamanı için sismik dalga yayılımı hesaplanmış ve sonuçlar görüntülenmiştir.

Hesaplamalar için ortam 165×165 lik bir alanda ve grid aralığı $DX = DZ = 20m$ olarak tanımlanmıştır. Hareket z yönünde, tanımlanan alanın merkezinde, bir nokta kaynak tarafından oluşturulmuştur. Kaynak fonksiyonu

$$S(t) = e^{-0.5 f_0^2 (t-t_0)^2} \cos \pi f_0 (t-t_0), \quad (23)$$

olarak tanımlanmıştır. Burada $f_0 = 50Hz$ ve kaynak gecikme zamanı $t_0 = 60msn$ dir.

Elastisite katsayıları; basınç ve düşey makaslama hızları sırasıyla α_0 , β_0 , yoğunluk ρ , yön bağımlılık değiştirgen (parameter) değerleri ϵ ve δ Thomsen (1986) tarafından yayınlanmış verilerden yararlanılarak hesaplanmıştır. Buna göre Mesaverde killi şeyl için $\alpha_0 = 3794m/s$, $\beta_0 = 2074m/s$, $\epsilon = 0.189$, $\delta = 0.204$ ve $\rho = 2.560 g/cm^3$ dir. Yine Mesaverde kalkerli kumtaşı için $\alpha_0 = 5460m/s$, $\beta_0 = 3219m/s$, $\epsilon = 0.000$, $\delta = -0.264$ ve $\rho = 2.690 g/cm^3$ dir.

Elastisite katsayıları

$$c_{33} = \alpha_0^2 \rho, \quad (24.a)$$

$$c_{44} = \beta_0^2 \rho, \quad (24.b)$$

$$c_{11} = c_{33} (2\epsilon + 1), \quad (24.c)$$

ve

$$c_{13} = (2\delta c_{33} (c_{33} - c_{44}) + (c_{33} - c_{44})^2)^{1/2} - c_{44}, \quad (24.d)$$

bağıntıları yardımıyla hesaplanır. Mesaverde killi şeyl için

$$c_{11} = 66.6GPa, \quad c_{13} = 39.4GPa, \quad c_{33} = 39.9GPa \quad \text{ve} \\ c_{44} = 10.9GPa$$

olarak bulunur. Mesaverde kalkerli kumtaşı için ise

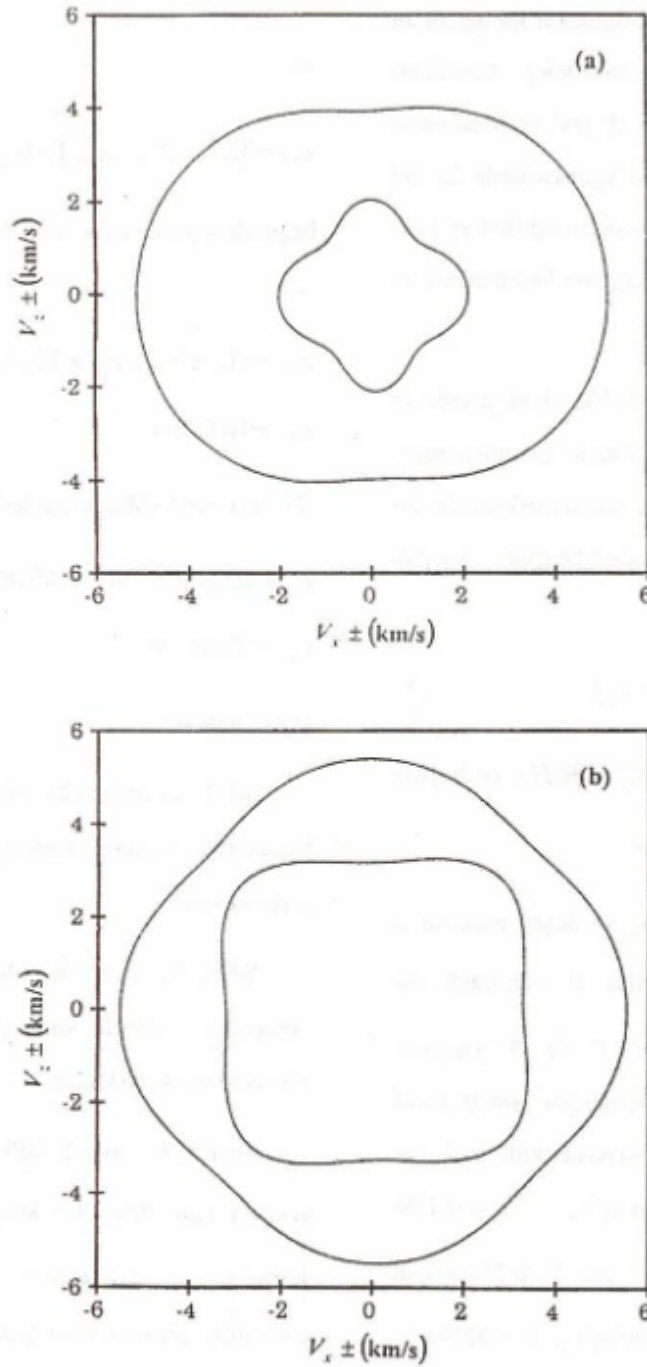
$$c_{11} = 80.2GPa, \quad c_{13} = -5.0GPa, \quad c_{33} = 80.2GPa \quad \text{ve} \\ c_{44} = 27.9GPa$$

olarak bulunur.

Şekil 1. sırasıyla Mesaverde killi şeyl'e ve Mesaverde kalkerli kumtaşı' na ait hız eğrilerini göstermektedir.

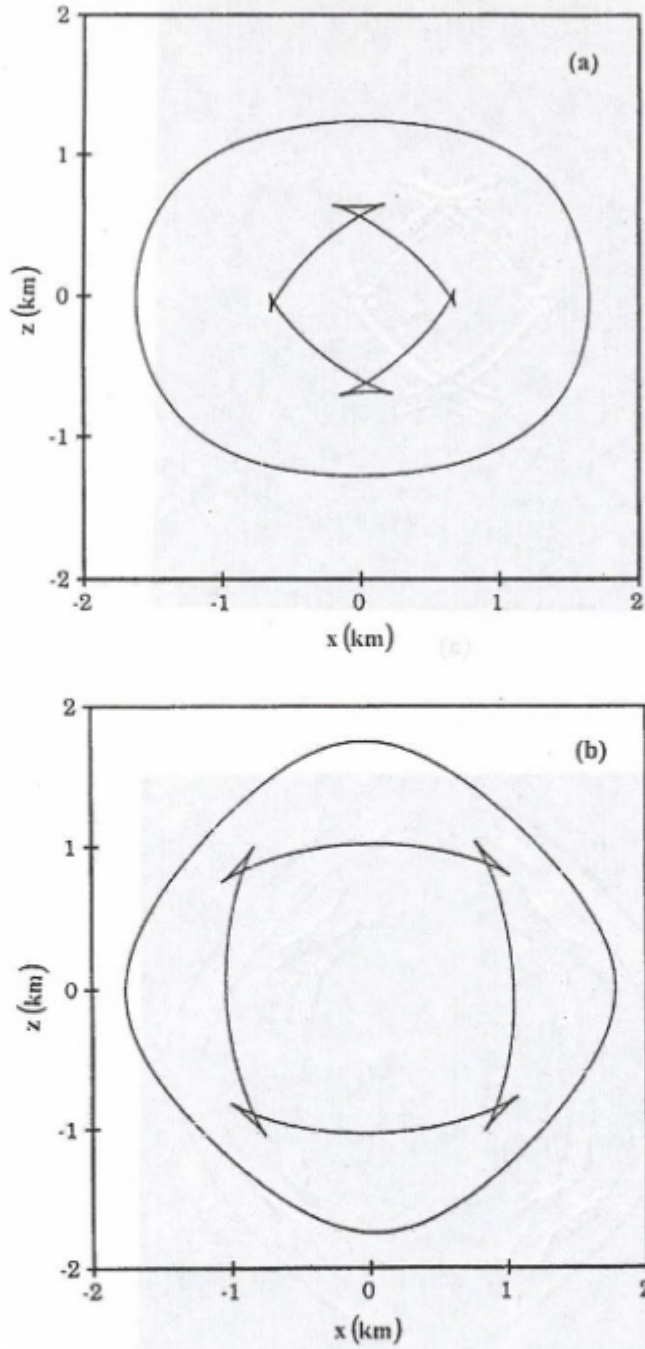
Şekil 2. sırasıyla Mesaverde killi şeyl'e ve Mesaverde kalkerli kumtaşı' na ait dalga cephesi eğrilerini göstermektedir.

Şekil 3. Mesaverde killi şeyl ve Mesaverde kalkerli kumtaşı için düşey bir kuvvetten dolayı u_x yatay yerdeğiştirme bileşeninin $t = 0.32s$ 'deki durumunu görüntülemektedir. Yine Şekil 4. Mesaverde killi şeyl ve Mesaverde kalkerli kumtaşı için düşey bir kuvvetten dolayı u_z düşey yerdeğiştirme bileşeninin $t = 0.32s$ 'deki durumunu görüntülemektedir.



Şekil 1. Hız eğrileri ($t = 0.32s$ için). a) Mesaverde killi şeyl. b) Mesaverde kalkerli kumtaşı. İçteki eğri yaklaşık enine kipi, dıştaki eğri yaklaşık boyuna kipi göstermektedir.

Figure 1. Velocity curves (for $t = 0.32s$). a) Shale with clay in Mesaver b) Sandstone with calcareous in Mesaver. Inside of the curve displays approximate transverse modal, outside of the curve displays approximate steadily modal.

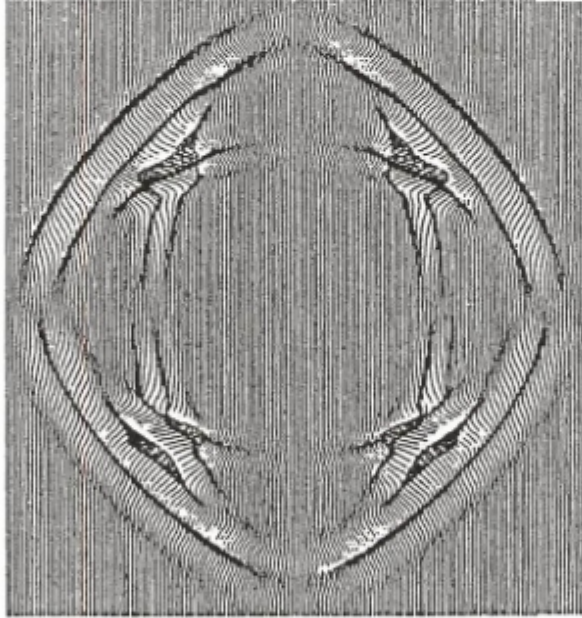


Şekil 2. Dalga cephesi eğrileri ($t = 0.32s$ için). a) Mesaverde killi şeyl. b) Mesaverde kalkerli kumtaşı. İçteki eğri yaklaşık enine kipi, dıştaki eğri yaklaşık boyuna kipi göstermektedir.

Figure 2. Wavefront curves (for $t = 0.32s$). a) Shale with clay in Mesaver b) Sandstone with calcareous in Mesaver. Inside of the curve displays approximate transverse modal, outside of the curve displays approximate steady modal.



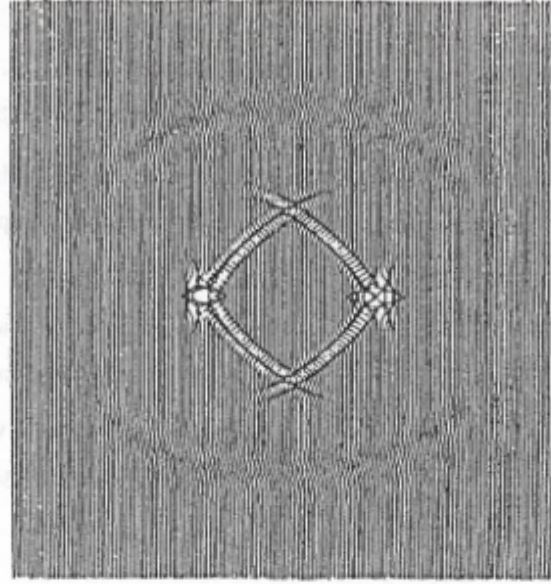
(a)



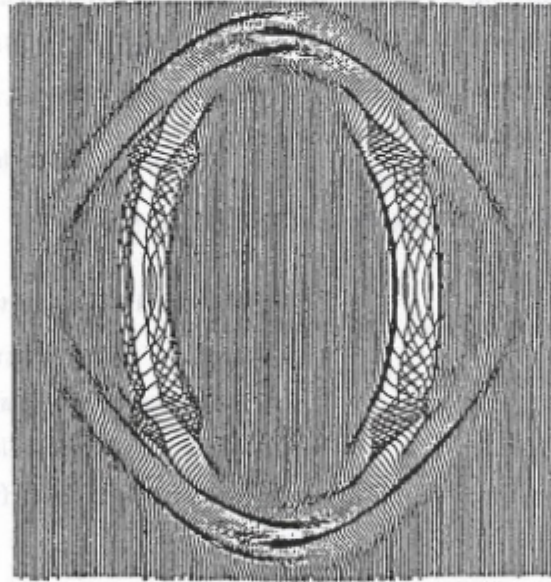
(b)

Şekil 3. Düşey kuvvetin meydana getirdiği yerdeğiştirme alanının $t = 0.32s$ ' de u_x yatay bileşeni a) Mesaverde killi şeyl. b) Mesaverde kalkerli kumtaşı.

Figure 3. The vertical force that composes the horizontal component of U_x in $t = 0.32s$ a) Shale with clay in Mesaver b) Sandstone with calcerous in Mesaver.



(a)



(b)

Şekil 4. Düşey kuvvetin meydana getirdiği yerdeğiştirme alanının $t = 0.32s'$ de u_z düşey bileşeni a) Mesaverde killi şeyl. b) Mesaverde kalkerli kumtaşı.

Figure 4. The vertical force that composes the vertical component of u_z in $t=0.32$ s a) Shale with clay in Mesaver b) Sandstone with calcereous in Mesaver.

SONUÇLAR

Bu çalışmada iki boyutlu enine yön bağımsız bir ortamda dalga yayılımı hesaplamaları üzerinde duruldu. Hesaplanan dalga cepheleri göreceli dalga cepheleri tarafından üretilmiş karakteristikleri gösterdi. Burada kullanılan sayısal hesaplama analitik çözümler çok karmaşık olduğu veya bilinmediği zaman elastodinamik çözümleri kararlaştırmada çok önemli olabilir. Bu sayısal hesaplama yöntemi farklı simetriye sahip materyaller için dalga yayılımı hesaplamalarına kolaylıkla dönüştürülebilir.

TEŞEKKÜR

Çalışmanın bir kısmı Ankara Üniversitesi Yurtdışı Araştırma-Eğitim Bursu ile gerçekleştirilmiştir. Ayrıca, Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) tarafından YDABÇAG-100Y105 Nolu Proje kapsamında desteklenmektedir. Katkılarından dolayı Ankara Üniversitesi'ne ve TÜBİTAK'a çok teşekkür ederim.

Bilimsel yardımlarından dolayı sayın Prof. Dan KOSLOFF'a (Tel-Aviv Üniversitesi/İSRAIL) çok teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Fagin, S., 1998. Model-Based Imaging. Course Notes Series, No. 10, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma USA.
- Helbig, K., 1994. Foundations of Anisotropy for Exploration Seismics. Handbook of Geophysical Exploration Sections. Vol. 22.

- Lay, T. and Wallace, T. C., 1995. Modern Global Seismology. International Geophysical series, 58.
- Payton, R. G., 1983. Elastic Wave Propagation in Transversely Isotropic Media., Martinus Nijhoff Publishers.
- Postma, G. W., 1955. Wave Propagation in Stratified Medium. Geophysics, 20, 780-806.
- Thomsen, L., 1986. Weak Elastic Anisotropy, Geophysics, 51, 1954-1966.

EK A

ENİNE YÖN BAĞIMSIZ BİR KATI İÇİN İŞLEÇ MATRİSİNİN TEKİL DEĞERLERİNİN VE R' NİN BULUNMASI

(9) denkleminin düzlem dalga çözümü

$$U = U_0 e^{i(wt - k \cdot x)}, \quad (A.1)$$

olduğu kabul edilir (Payton, 1983). Burada w açısal frekansı, k dalga sayısını ve x konum vektörünü tanımlamaktadır. Sabit elastisite katsayıları ve yoğunluk değerleri olduğu kabul edildiğinde ve kaynak terimi sıfır alındığında, (A.1) ifadesi (9)'da yerine konulduğunda

$$i\omega U = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \\ \tilde{M}_{31} & \tilde{M}_{32} & 0 & 0 \\ \tilde{M}_{41} & \tilde{M}_{42} & 0 & 0 \end{bmatrix} U, \quad (A.2)$$

elde edilir. Burada M bileşenleri

$$\tilde{M}_{31} = -\frac{c_{11}k_x^2 + c_{44}k_z^2}{\rho}, \quad (A.3a)$$

$$\tilde{M}_{32} = \tilde{M}_{41} = -\frac{(c_{13} + c_{44})k_x k_z}{\rho}, \quad (\text{A.3b})$$

$$\tilde{M}_{42} = -\frac{c_{44}k_x^2 + c_{33}k_z^2}{\rho}, \quad (\text{A.3c})$$

ile verilir. (A.2) denklemi $\lambda_i = iw$, $i = 1, 2, 3, 4$. tekil değerleri için tekil değer denklemini düzenler. Buna göre (A.2) denkleminin karakteristiği

$$\lambda_i^4 - (\tilde{M}_{31} + \tilde{M}_{42})\lambda_i^2 + (\tilde{M}_{31}\tilde{M}_{42} - \tilde{M}_{41}\tilde{M}_{32}) = 0, \quad (\text{A.4})$$

ile verilir.

EY bir katı için $c_{11}, c_{33}, c_{44} > 0$ ve $|c_{13} + c_{44}| < ((c_{11}c_{33})^{1/2} + c_{44})$ dir (Payton, 1983). Bu $B \equiv -(\tilde{M}_{31} + \tilde{M}_{42}) > 0$.

$C \equiv (\tilde{M}_{31}\tilde{M}_{42} - \tilde{M}_{41}\tilde{M}_{32}) > 0$ ve $B^2 - 4C > 0$ olduğunu göstermektedir. Bu şartlarda (A.4) denkleminin kökleri, yani tekil değerleri

$$\lambda_1 = \frac{i}{\sqrt{2}} \left[|\tilde{M}_{31} + \tilde{M}_{42}| + \left[(\tilde{M}_{31} - \tilde{M}_{42})^2 + 4\tilde{M}_{41}\tilde{M}_{32} \right]^{1/2} \right]^{1/2}, \quad (\text{A.5a})$$

$$\lambda_2 = -\lambda_1, \quad (\text{A.5b})$$

$$\lambda_3 = \frac{i}{\sqrt{2}} \left[|\tilde{M}_{31} + \tilde{M}_{42}| - \left[(\tilde{M}_{31} - \tilde{M}_{42})^2 + 4\tilde{M}_{41}\tilde{M}_{32} \right]^{1/2} \right]^{1/2}, \quad (\text{A.5c})$$

$$\lambda_4 = -\lambda_3, \quad (\text{A.5d})$$

olarak bulunur. Yön bağımsız bir ortam için (A.3) denklemleri

$$\tilde{M}_{31} = -\frac{(\lambda + 2\mu)k_x^2 + \mu k_z^2}{\rho}, \quad (\text{A.6a})$$

$$\tilde{M}_{32} = \tilde{M}_{41} = -\frac{(\lambda + \mu)k_x k_z}{\rho}, \quad (\text{A.6b})$$

$$\tilde{M}_{42} = -\frac{\mu k_x^2 + (\lambda + 2\mu)k_z^2}{\rho}, \quad (\text{A.6c})$$

olur. Bu denklemlerin (A.5) denklemlerinde yerine konulması ile

$$\lambda_1' = i \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right) (k_x^2 + k_z^2)^{1/2}, \quad \lambda_2' = -\lambda_1', \quad (\text{A.7a})$$

$$\lambda_3' = i \left(\frac{\mu}{\rho} \right) (k_x^2 + k_z^2)^{1/2}, \quad \lambda_4' = -\lambda_3', \quad (\text{A.7b})$$

elde edilir. Burada birinci ve ikinci tekil değer değerleri boyuna (longitudinal) dalga yayılımına, üçüncü ve dördüncü tekil değer değerleri makaslama (shear) dalga yayılımına uygundur. Bu değerler dağılım (dispersion) ilişkisini tanımlamaktadırlar. Buna göre

$$w = v_p (k_x^2 + k_z^2)^{1/2}, \quad (\text{A.8a})$$

ve

$$w = v_s (k_x^2 + k_z^2)^{1/2}, \quad (\text{A.8b})$$

dir. Boyuna ve makaslama dalgaları için sırasıyla $v_p = \sqrt{\mu/\rho}$ ve $v_s = \sqrt{\mu/\rho}$ dur.

Benzer şekilde EY katı için $\lambda_1 = iw$ ve $\lambda_3 = iw$ dağılım ilişkisini tanımlamaktadır. Dalga sayısı ifadesinin değiştirgen hali

$$k_x = k(\theta)\sin\theta, \quad k_z = k(\theta)\cos\theta, \quad (\text{A.9})$$

dir. Dağınım ilişkisi

$$k \pm (\theta) = w/V \pm (\theta), \quad (\text{A.10})$$

bağıntısını sağlar. Burada $V \pm (\theta)$, (19) ile verilen faz hızıdır. Dağınım ilişkisinin sayısal elde edilmesi $|\lambda_1(\theta)| = V_-(\theta)$ yaklaşık-boyuna kip (quasi-longitudinal mod) ve $|\lambda_3(\theta)| = V_+(\theta)$ yaklaşık enine kip (quasi-transverse mod) ilişkisini ortaya çıkarır.

Yayıma matrisi R 'nin tekil değerlerinin aralığı

$$k_x^N = \pi/DX, \quad k_z^N = \pi/DZ, \quad (\text{A.11})$$

değerlerinin (A.5a) ve (A.5b)'de yerine konulması ile bulunur. Nyquist dalga sayısı en yüksek tekil değerleri verir. Yön bağımsız katı için $v_p > v_s$ kullanılarak

$$R' = \pi v_p \left(\frac{1}{DX^2} + \frac{1}{DZ^2} \right)^{1/2} \quad (\text{A.12})$$

bulunur. Enine yön bağımsız katı için

$$R = |\lambda_1(k_x^N, k_z^N)|$$

olarak bulunur.

SEMBOLLER DİZİNİ

α	basınç dalgası hızı
β	düşey makaslama dalgası hızı
c_{ijkl}	ortamın elastisite veya elastisite katsayıları
DX	yatay örnekleme aralığı
DZ	düşey örnekleme aralığı

θ	ışının yayılma açısı
e_{ij}	yamulma tansörü
ε	yön bağımlılık değiştirgeni
f	cisim kuvvetleri
F	cisim kuvvetleri dizisi
γ	yön bağımlılık değiştirgeni
i, j, k, l	dördüncü düzen tansör bileşenleri
k	dalga sayısı
k_x^N	Nyquist dalga sayısının x bileşeni
k_z^N	Nyquist dalga sayısının z bileşeni
λ ve μ	Lame sabitleri
λ_i	operatör matrisinin tekil değerleri
M	işleç (operator) matrisi
R	yayıma matrisi
ρ	yoğunluk
S	kaynak fonksiyonu
δ	yön bağımlılık değiştirgeni
t	zaman
$u(\mathbf{x}, t)$	yer değiştirme alanı
U	yerdeğiştirme dizisi
$V_-(\theta)$	quasi-boyuna dalga hızı
$V_+(\theta)$	quasi-enine dalga hızı
V_s	kaynak dalga hızı
v_p	boyuna (longitudinal) dalga hızı
v_s	makaslama (shear) dalga hızı
w	açısal frekans
$\mathbf{x}$	konum vektörü

BEŞİNCİ DERECE CASH-KARP RUNGE-KUTTA YÖNTEMİ İLE DALGA CEPHESİ OLUŞTURARAK SEYAHAT ZAMANI HESAPLANMASI

Travel Time Computation Using Wavefront Construction Via Fifth Order Cash-Karp Runge-Kutta Method

Selma KADIOĞLU¹, Selda GÜRPINAR² ve Orhan GÜRELİ²

ÖZET

Homojen olmayan, izotrop bir ortamda ilerleyen ışınların herhangi bir noktaya varış zamanları, dalga cephelerinin oluşturulması yöntemi ile bulunabilmektedir. Dalga cephesi oluşturma yöntemi ile ışınların ilerleme zamanlarının başka bir deyişle seyahat zamanlarının hesaplanması eikonal denklem karakteristiklerinin çözümüne dayanmaktadır. Literatürde bu karakteristiklerin çözümü için Taylor açılımı, dördüncü derece Runge-Kutta ve sonlu farklar yöntemleri kullanılmıştır. Burada kullanılan beşinci derece (Cash-Karp) Runge-Kutta yöntemidir. Bu yöntem ile her işlem adımındaki hata kontrolü daha doğru bir şekilde yapılabilmektedir.

İlk dalga cephesi değerleri $t = 0$ anında kaynak noktasındaki yeterli sayıda ışın değerleri ile tanımlanmaktadır. Bu değerler ışınların vektör

ABSTRACT

Travel times of the rays in a heterogen, isotrop medium can be determined by wave front construction method. This method is based on the solution of eikonal equation characteristics of the ray. Fourth order Taylor expansion, Runge-Kutta and finite difference methods have been used for the solution of these characteristics in literature. The method employed here is fifth order Cash-Karp Runge-Kutta method. Control of the error at every step can be made more accurately with this method.

Initial values of the wave front are defined by a source point with a sufficient number of the rays at $t = 0$. These values are components of position vector and components of ray parameter of the rays. The new positions of the wave front are determined by calculating the eikonal equations at every Δt time increment.

¹ Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Tandoğan, 06100 ANKARA

² TPAO, Mustafa Kemal Mah. 2. Cad. No:86 06520, ANKARA
Fax: 0 312 215 04 87, e-mail: kadioglu@eng.ankara.edu.tr

bileşenleri ile ışın parametresi bileşenleridir. Daha sonra her zaman artımında dalga cephesinin yeni konumu eikonal denklemlerin çözümü ile bulunur.

Uygulamalarda hızı yatay ve düşey ekseninde lineer olarak artan modele, tabakalı ve faylı modellere ait dalga cephesi hesaplanmıştır. Buna göre; hız modeline ait türev değerleri sürekli olmalıdır. Modeldeki hız değişimleri yumuşak olmalıdır. Ayrıca daha duyarlı çözümler için küçük uzay ve zaman adımları önerilir.

In applications, the wave fronts belonging to the model where velocity increases linearly in the horizontal and vertical axes, layered and failed models were computed. Applications showed that the derivatives of the velocity model have to be continuous and the model has to be smooth in order to obtain successful results. In addition, it is suggested small steps be used both in time and space domains for more sensitive computations.

GİRİŞ

Sismik dalgaların ilerleme zamanının başka bir deyişle seyahat zamanının bulunması göç (migrasyon), tomografi ve modellemede gerekli olan işlemlerden biridir. Geleneksel olarak ilerleme zamanının bulunması için atış ve alıcı noktaları olmak üzere iki noktayı birbirine bağlayan ışın bulunmaya çalışılır. Işın izleme yöntemleri olarak paraxial uzanım (Cerveny 1985), sonlu farklar yöntemi (Reshef ve Kosloff 1986, Vidale 1988, Podvin ve Lecomte 1991) ve dalga cephesi yöntemi (Vinje ve diğ., 1993) kullanılabilir.

Bu çalışma Vinje ve diğ. (1993) tarafından eikonal ışın denklemlerinin Taylor açılımı kullanılarak çözümü ile dalga cephesi oluşturma yöntemine paralel bir çalışmadır. Vinje eikonal denklem çözümünü Taylor açılımı ile yapmıştır. Burada ise hata kontrolünün daha duyarlı olarak yapılabildiği, gizli Runge-Kutta yöntemi olan, beşinci derece (Cash-Karp) Runge-Kutta yöntemi (Cash and Karp 1990) kullanılmaktadır. Yöntem ile yanal ve düşey hız değişimin olduğu bir ortamda bir kaynaktan çıkan ışınların ilerleme zamanları, yeni konumları ve ışın parametreleri bulunmaktadır. Ayrıca bu yöntem ile istenirse genlik değişimi de hesaplanabilir.

Geleneksel ışın izleme geniş geometrik yayımlı bölgelerde varış zamanını doğru bulamayabilir. Yüksek frekans ışın yaklaşımı her yerde geçerli olsa bile kaynaktan yayılan ışınların tam modeli örtmesi zor olabilir. Dalga cephesi yöntemi bu sorunu çözer.

Aşağıdaki bölümlerde izotropik, homojen olmayan ortamlarda eikonal denklemlerin tanımı, dalga cephesi oluşturma ve beşinci derece (Cash-Karp) Runge-Kutta yöntemi ile dalga cephesi interpolasyon tekniği tanımlanmaktadır. Son olarak da bir kaç modele ait uygulamalar sunulmaktadır.

EİKONAL DENKLEM KARAKTERİSTİKLERİ

Işın izleme yöntemi bir çok bilim adamı tarafından irdelenmiş bir yöntemdir (Cerveny ve diğ., 1977; Cerveny ve Hron, 1980; Ergintav ve Canitez, 1992). İki boyutlu izotropik ortamda eikonal denklem karakteristikleri:

$$\begin{aligned} \frac{dx}{d\sigma} &= P_x \\ \frac{dz}{d\sigma} &= P_z \\ \frac{dP_x}{d\sigma} &= \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{V^2} \right) \\ \frac{dP_z}{d\sigma} &= \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{V^2} \right) \end{aligned} \quad (1)$$

ile tanımlanır (Cerveny ve diğ., 1977). Işın yolu bu denklem sisteminin çözümü ile bulunmaktadır. Burada σ ışın yolu boyunca düzenli olarak artan bir parametredir. $V(x, z)$ izotropik ortamın hızını, x ve z kartezyen koordinat sisteminde ışının pozisyon koordinatlarını tanımlar. $P_x = \cos \theta / V$ ışın parametresinin yatay bileşeni $P_z = \sin \theta / V$ ise dikey bileşenidir. Ayrıca θ ışının yatay eksene göre çıkış açısıdır. Eikonal denklemler zaman değişkeni τ ' ya göre

$$\frac{dx}{d\tau} = V^2 P_x$$

$$\frac{dz}{d\tau} = V^2 P_z$$

$$\frac{dP_x}{d\tau} = -\frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial x} \quad (2)$$

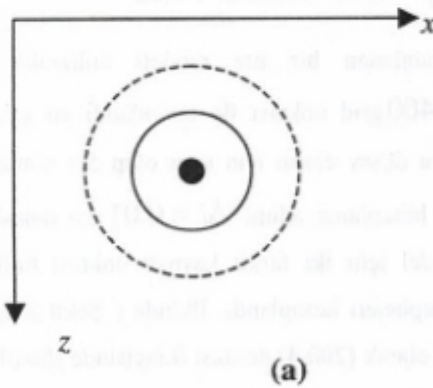
$$\frac{dP_z}{d\tau} = -\frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial z}$$

olarak verilir. Bu denklem sisteminin çözümü için değişik yaklaşımlar vardır. Vinje ve diğ. (1993) çözüm

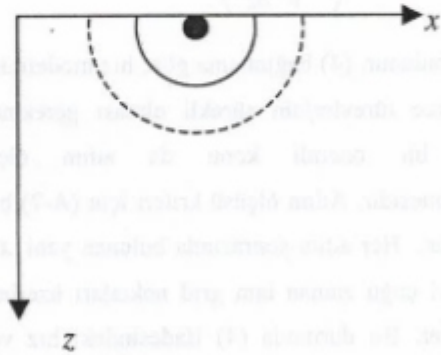
için Taylor açılımını kullanmışlar ve ilk terimi çözüm olarak almışlardır. Bunun dışında dördüncü derece Runge-Kutta yöntemi kullanılmıştır (Reshef ve Kosloff, 1986). Bu çalışmada ise beşinci derece Runge-Kutta yöntemi kullanılmıştır. Beşinci derece Runge-Kutta yönteminin tercih edilmesi nedeni gerek dördüncü derece Runge-Kutta yöntemine göre gerekse diğer yöntemlere göre daha sağlıklı hata kontrolünün yapılabilmesidir. Yöntem sadece ilk varış zamanlarının hesaplanmasını kapsamaktadır.

DALGA CEPHESİNİN İLK DEĞERLERİNİN TANIMLANMASI

Dalga cephesi hesaplama işlemine istenilen bir noktadan başlanabilir. Daha sonra bu noktadan yayılması istenen ışın sayısı belirlenmelidir. Işın sayısı için başlangıç noktasının konumu dikkate alınmalıdır. Mesela Şekil 1.b' deki gibi başlangıç noktası yüzeyde ise ışın sayısı Şekil 1.a' daki gibi herhangi bir başlangıç noktasına göre belirlenen ışın sayısının yarısı olarak alınabilir. Bu noktaya göre ışınların konumunu belirleyen ilk x , z , P_x ve P_z değerleri tanımlanır.



(a)



(b)

Şekil 1. Dalga cephesi hesabı için başlangıç noktası seçimi. Başlama noktası amaca uygun olarak seçilir.

Figure 1. Selection of origin point for wavefront construction. Origin point is selected in accordance with the aim.

EIKONAL DENKLEM

KARAKTERİSTİKLERİNİN RUNGE -
KUTTA YÖNTEMİNE ADAPTE EDİLMESİ

Genel olarak Runge-Kutta yöntemi ve çeşitli versiyonları Ek A' da ayrıntılı olarak tanımlanmaktadır. Burada beşinci derece Cash-Karp Runge-Kutta yöntemini tanımlayan (A-4), (A-5) ve (A-6) denklemlerinden yararlanarak dalga cepheleri hesaplanır. Çözüm için kullanılan y fonksiyonu

$$\underline{y} = \begin{pmatrix} x \\ z \\ P_x \\ P_z \end{pmatrix} \quad (3)$$

şeklinde bir vektör fonksiyon olarak tanımlanır. İkinci olarak gerekli olan bu fonksiyonun türevini tanımlayan f fonksiyonu da (2) ve (A-1) ifadelerinden yararlanılarak

$$\underline{f}(y, t) = \frac{dy}{dt} = \begin{pmatrix} V^2 P_x \\ V^2 P_z \\ -\frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial x} \\ -\frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial z} \end{pmatrix} \quad (4)$$

olarak bulunur. (4) bağıntısına göre hız modelinin x ve z 'e göre türevlerinin sürekli olması gerekmektedir. Diğer bir önemli konu da adım ölçüsünün belirlenmesidir. Adım ölçüsü kriteri için (A-7) bağıntısı kullanılır. Her adım sonrasında bulunan yeni x ve z değerleri çoğu zaman tam grid noktaları üzerine denk gelmezler. Bu durumda (4) ifadesindeki hız ve hızın türevlerini alırken x ve z 'in konumuna göre bir ağırlıklandırma fonksiyonu kullanılmalıdır. Bu çalışmada kullanılan fonksiyon dört elemanlı bir dizidir ve

$$w = \begin{bmatrix} (1 - delx)(1 - delz) \\ delx(1 - delx) \\ delz(1 - delz) \\ delx delz \end{bmatrix} \quad (5)$$

olarak tanımlanır (Kosloff ve diğ., 1996). Burada bulunan x ve z değerlerine en yakın (i, j) grid noktası belirlendikten sonra aralarındaki uzaklık farkının grid aralıklarına oranı

$$delx = (x - idx)/dx \quad (6)$$

$$delz = (z - jdz)/dz \quad (7)$$

ile tanımlanır. Buna göre

$$V(x, z) = w(1)*V(i, j) + w(2)*V(i+1, j) + w(3)*V(i, j+1) + w(4)*V(i+1, j+1) \quad (8)$$

olarak bulunur. Benzer ağırlıklandırma türev değerleri için de yapılır.

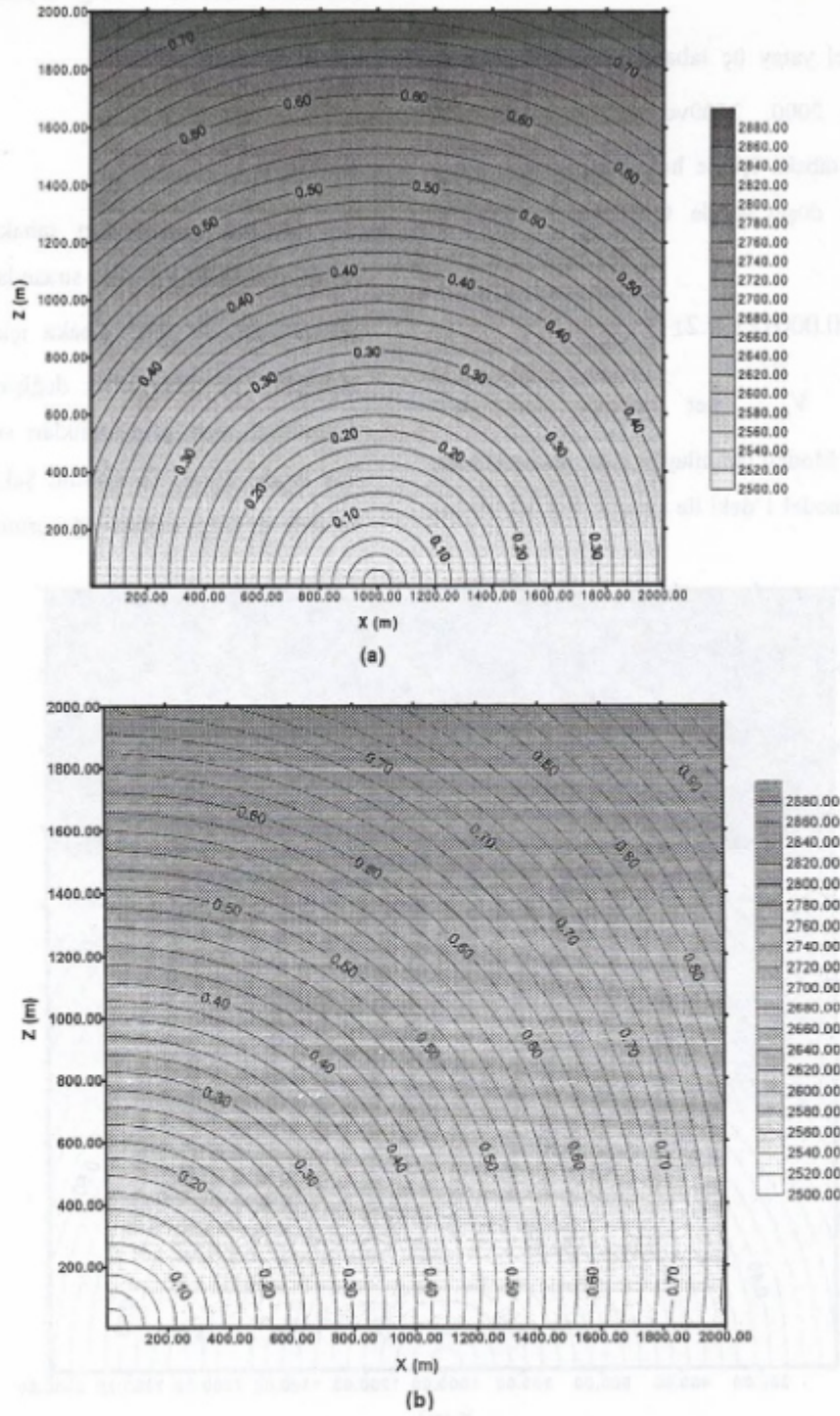
UYGULAMALAR

Model 1

İlk uygulama olarak, yöntemin doğruluğunu test amacıyla, sabit yatay ve düşey değişime sahip

$$V(x, z) = 2500 + 0.0001x + 0.2z$$

ile tanımlanan bir hız modeli kullanıldı. Model $400*400$ grid noktası ile tanımlandı ve grid aralığı yatay ve düşey eksen için aynı olup 5m olarak alındı. Zaman hesaplama adımı $\Delta t = 0.01$ sn olarak alındı. Bu model için iki farklı kaynak noktası kullanılarak dalga cepheleri hesaplandı. İlkinde (Şekil 2.a) kaynak noktası olarak (200,4) noktası ikincisinde (Şekil 2.b) ise (4,4) noktası seçildi. Amaç hesaplama doğruluğunu farklı kaynak noktaları için göstermek idi.



Şekil 2. 0.0001 yatay ve 0.2 düşey hız değişimine sahip tek tabaka hız modeli ve modele ait dalga cephesi değişim grafiği. a) Kaynak (200,4) grid noktasında iken b) Kaynak (4,4) grid noktasında iken.

Figure 2. 0.0001 horizontal and 0.01 vertical variation of the velocity is possessed of velocity model of one layer and wavefront graph belonging to the model variation. b) Source (4,4) is on the grid point.

Model 2

İkinci model yatay üç tabaka modelidir. Tabaka hızları sırasıyla 2000, 2500 ve 4000 m/sn dir. Bu modelde de her tabaka içinde hız sabit olmayıp yatay yönde 0.0001 ve düşey yönde 0.01 değişime sahiptir. Yani

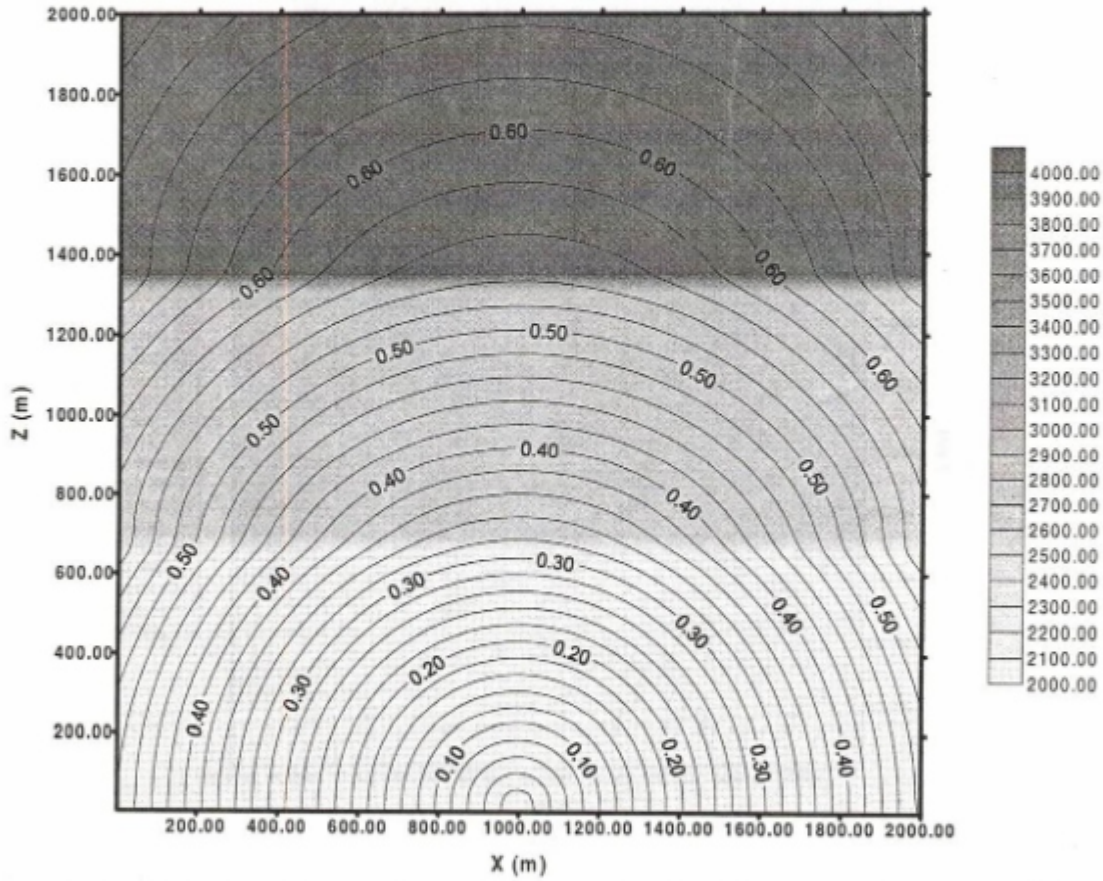
$$V(x, z) = V_{tab} + 0.0001x + 0.01z$$

ile tanımlıdır. V_{tab} , her tabaka için hızı tanımlamaktadır. Modeli tanımlayan alan, grid aralıkları ve zaman adımı model 1'deki ile aynıdır. Şekil 3.'de hız

modeli ve modele ait dalga cephesi eğrilerinin değişimi verilmiştir.

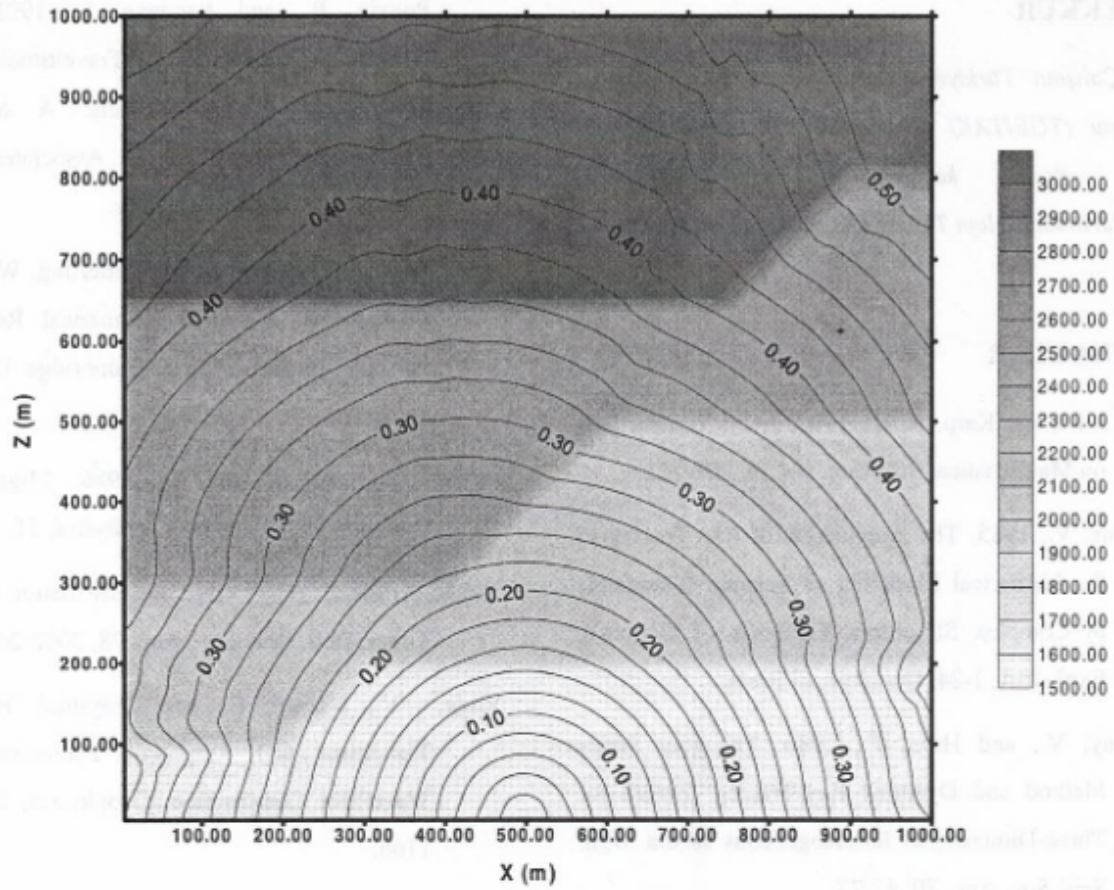
Model 3

Üçüncü model dört tabakalı yanal atımlı fay modelidir. Tabaka hızları sırasıyla 1500, 1900, 2400 ve 3000 m/sn dir. Her tabaka için yanal hız değişimi 0.000001 ve düşey hız değişimi 0.01 dir. Modeli tanımlayan alan, grid aralıkları ve zaman adımı model 1 ve model 2'deki ile aynıdır. Şekil 4.'de hız modeli ve modele ait dalga cephesi eğrilerinin değişimi verilmiştir.



Şekil 3. 0.0001 yatay ve 0.01 düşey hız değişimine sahip yatay üç tabakalı hız modeli ve modele ait dalga cephesi değişim grafiği.

Figure 3. 0.0001 horizontal and 0.01 vertical variation of the velocity is possessed of velocity model of three layer and wavefront graph belonging to the model variation.



Şekil 4. 0.000001 yatay ve 0.01 düşey hız değişimine sahip dört tabakalı yanal atımlı fay modeli ve modele ait dalga cephesi değişim grafiği.

Figure 4. 0.000001 horizontal and 0.01 vertical variation of the velocity is possessed of velocity model of four layer strike-slip fault model and wavefront graph belonging to the model variation.

SONUÇLAR

Dalga cephesi oluşturarak çıkış açısı bilinen bir ışının hız modeline göre ilerleme yolu, seyahat zamanı ve istenirse genlik bilgisi hesaplanabilir. Bu değerler özellikle sismik yığma öncesi migrasyon, tomografi ve modellemede kullanılmaktadır.

Dalga cephesi yöntemi özellikle kompleks ve düşük hız kontrastlı modeller için idealdir. Yöntemin uygulanmasında kinematik ışın izleme için modele ait değerlerin birinci türevlerinin sürekli olması gerekir.

Ayrıca dinamik ışın izleme için ikinci türevlerin de sürekli olması gerekmektedir. Yöntemin uygulanabilirliğinde uzay ve zaman sınırı yoktur. İstenildiği kadar geniş bir alan için hesaplama yapılabilir. Yöntem diğer yöntemlere göre oldukça güvenilir sonuçlar vermektedir. Yöntemin duyarlılığını bozmamak için küçük zaman ve uzay adımları kullanılması önerilir. Yöntemlerin karşılaştırılması Leidenfrost ve diğ. (1999) tarafından yapılmış olduğundan burada yeniden ele alınmamıştır.

TEŞEKKÜR

Çalışma Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) tarafından YDABÇAG-100Y105 Nolu Proje kapsamında desteklenmektedir. Katkılarından dolayı TÜBİTAK'a çok teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Cash, J. R., and Karp, A. H., 1990, ACM Transactions on Mathematical Software, vol.16, 201-222.,
- Cerveny, V., 1985. The Application of Ray Tracing to the Numerical Modeling of Seismic Wavefields in Complex Structures. Handbook of Geophys. Expl, 15A, 1-24, Geophysical Press.
- Cerveny, V., and Hron, F., 1980. The Ray Series Method and Dynamic Ray-Tracing System for Three-Dimensional Inhomogeneous Media. Bull. Seis. Soc. Am., 70, 47-77.
- Cerveny, V., Molotkov, I. A., and Psencik, I., 1977. Ray Method in Seismology. Univerzita Karlova, Praha.
- Ergintav, S., Canitez, N., 1992. Yapay Sismogram Üretimi. Jeofizikte Modelleme Kollokyumu. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, 127-156.
- Kosloff, D., Sherwood, J., Koren, Z., Machet, E., falkovitz, Y., 1996. Velocity and Interface Depth Determination by Tomography of Depth Migrated Gathers. Geophysics, 61, 1511-1523.
- Leidenfrost, A., Ettrich, N., Gajewski, D., and Kosloff, D., 1999. Comparison of Six Different Methods for Calculating Traveltimes. Geophysical Prospecting, 47, 269-297.

Podvin, P., and Lacomte, I., 1991. Finite Difference Computation of Traveltimes in Very Contrusted Velocity Models: A Massively Parallel Approach and its Associated Tools. Geophys. J. Int. 105, 271-284.

- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery B. P., 1992. Numerical Recipes in Fortran. Second Edition. Cambridge University Press.
- Reshef, M., and Kosloff D. 1986. Migration of Common Shot Gathers. Geophysics, 51, 324,331.
- Vidale, J., 1988. Finite Difference Calculation of Travel Times. Bull. Seis. Soc. Am., 78, 2062-2076.
- Vinje, V., Iversen, E., and Gjøystdal, H., 1993. Traveltimes and Amplitude Estimation Using Wavefront Construction. Geophysics, 58, 1157-1166.

EK A

RUNGE-KUTTA YÖNTEMİ

Runge-Kutta yöntemi bir veya birden fazla bağımsız değişkene bağlı bir fonksiyonun bir adım sonraki değerinin hesaplanmasını gerçekleştiren bir yöntemdir. Klasik Runge-Kutta yönteminde t bağımsız değişkenine bağlı bir y fonksiyonunun n . değerinden h gibi bir adım sonraki yeni y_{n+1} . değerini bulma işlemi için öncelikle y 'nin türevi

$$f(t_n, y_n) = \frac{dy_n}{dt} \quad (A-1)$$

ile tanımlanır. En basit ikinci derece Runge-Kutta'ya göre h adım sonrası fonksiyonun değeri

$$k_1 = hf(t_n, y_n)$$

$$k_2 = hf\left(t_n + \frac{h}{2}, y_n + \frac{k_1}{2}\right) \quad (A-2)$$

$$y_{n+1} = y_n + k_2 + O(h^3)$$

ile verilir. Buna orta nokta yöntemi adı da verilir (Press ve diğ., 1992). Burada $O(h^3)$ hata terimi olarak tanımlanır. Daha sık kullanılan dördüncü derece Runge-Kutta formülizasyonu ise

$$\begin{aligned} k_1 &= hf(t_n, y_n) \\ k_2 &= hf\left(t_n + \frac{h}{2}, y_n + \frac{k_1}{2}\right) \\ k_3 &= hf\left(t_n + \frac{h}{2}, y_n + \frac{k_2}{2}\right) \\ k_4 &= hf(t_n + h, y_n + k_3) \end{aligned} \quad (A-3)$$

$$y_{n+1} = y_n + \frac{k_1}{6} + \frac{k_2}{3} + \frac{k_3}{3} + \frac{k_4}{6} O(h^5)$$

ile verilir (Press ve diğ., 1992). Bir değerden yararlanarak bir sonraki değeri bulmak için kullanılan adım sayısı derece sayısını belirler. Derece sayısı arttıkça hata terimini tanımlayan katsayıda değişir. Derece sayısının artması her zaman daha doğru sonuç anlamında değildir. Bu sorunu kaldırmak için ayarlanabilir adım ölçüsü kontrollü Runge-Kutta yöntemi geliştirilmiştir. Uygulanabilmesi için adımlama algoritması gerekmektedir. Bunun için de önemli olan kesme hatası hesaplanmasıdır. Kesme hatası hesaplaması için yöntem her adımda iki kere uygulanır. İlkinde tam adım, ikincisinde yarım adım kullanılır. Daha sonra her iki sonuç arasındaki fark alınarak, bu farka göre istenen doğruluk derecesi belirlenebilir.

Adım ölçüsü kontrollü yöntem alternatif olarak gizli Runge-Kutta yöntemi geliştirilmiştir. Buna göre altı fonksiyonlu beşinci derece yöntemin yine farklı altı fonksiyonlu dördüncü derece yöntemi verdiği bulunmuştur. Her iki derece sonucunda bulunan değerlerin farkları adım ölçüsünü belirlemek için kullanılır. Bu mantıkla birden fazla gizli Runge-Kutta yöntemi bulunmuştur. Bunlardan biri de beşinci derece Cash-Karp Runge-Kutta yöntemidir. Bu çalışmada tam beşinci derece Runge-Kutta ve Gizli dördüncü derece Runge-Kutta yöntemleri kullanılmıştır. Tam beşinci derece Runge-Kutta formülizasyonu

$$\begin{aligned} k_1 &= hf(t_n, y_n) \\ k_2 &= hf(t_n + a_2 h, y_n + b_{21} k_1) \\ k_3 &= hf(t_n + a_3 h, y_n + b_{31} k_1 + b_{32} k_2) \\ &\vdots \end{aligned} \quad (A-4)$$

$$k_3 = hf\left(t_n + a_3 h, y_n + b_{31} k_1 + b_{32} k_2 + b_{33} k_3 + \dots + b_{35} k_5\right)$$

$$y_{n+1} = y_n + c_1 k_1 + c_2 k_2 + c_3 k_3 + c_4 k_4 + c_5 k_5 + c_6 k_6 + O(h^6)$$

ile verilir (Press ve diğ., 1992). Gizli dördüncü derece Runge-Kutta formülizasyonu ise

$$y_{n+1}^* = y_n + c_1^* k_1 + c_2^* k_2 + c_3^* k_3 + c_4^* k_4 + c_5^* k_5 + c_6^* k_6 + O(h^5) \quad (A-5)$$

dir. Buna göre hata tahmini

$$\Delta = y_{n+1} - y_{n+1}^* = \sum_{i=1}^6 (c_i - c_i^*) k_i \quad (A-6)$$

şeklinde bulunur. Press ve diğ. (1992), Cash ve Karp (1990) tarafından verilen ve Felberg'in orjinal değerlerinden daha etkin olan sabitlerin değerlerini tablo halinde vermişler ve yöntem ile ilgili 'rkck' adlı bir fortran alt programı sunmuşlardır. Sonuç olarak bu yöntem için h_1 adımı kullanıldığında üretilen hata Δ_1 ise h_0 adımı kullanıldığında üretilen Δ_0 hatası

$$h_0 = \begin{cases} Sh_1 \left| \frac{\Delta_0}{\Delta_1} \right|^{0.2} & \Delta_0 \geq \Delta_1 \\ Sh_1 \left| \frac{\Delta_0}{\Delta_1} \right|^{0.25} & \Delta_0 < \Delta_1 \end{cases} \quad (A-7)$$

bağıntısından bulunur. Burada S birim değerden biraz daha küçük olan 'safety faktörü' dür (Press ve diğ., 1992). Buna göre istenen doğruluk Δ_0 ile bulunabilir.

Her bir adım için, Δ_1 değeri Δ_0 değerinden küçük olduğunda bu ifadeden yararlanarak adım ölçüsünün ne kadar azaltılması gerektiği veya tersi olduğunda ne kadar artırılması gerektiği hesaplanabilir.

SEMBOLLER DİZİNİ

a, b, c, c^*	Beşinci düzen Cash-Karp Runge-Kutta yönteminde kullanılan ve değerleri bilinen katsayılar.
$delx$	Yatay eksende ağırlıklandırma parametresi.
$delz$	Düşey eksende ağırlıklandırma parametresi.

Δ	Hata miktarı.
$\underline{f}$	$\underline{y}$ vektör fonksiyonunun türevini tanımlayan vector fonksiyonu.
h	Runge-Kutta yönteminde hesaplama adımı miktarı.
$k_1, k_2, k_3, k_4,$ k_5, k_6	Runge-Kutta yönteminde düzen fonksiyonları.
$O(h^n)$	Runge-Kutta yönteminde düzen sayısına göre hata fonksiyonu.
P_x	Işın parametresi yatay bileşeni.
P_z	Işın parametresi düşey bileşeni.
S	Safety faktör olarak bilinen değeri birden biraz daha küçük olan bir katsayı.
σ	Işın yolu boyunca düzenli olarak artan parametre.
τ	Zaman değişkeni
x	yüzeyde yatay uzaklık değişkeni.
$V(x, z)$	İzotrop, homojen olmayan ortamın hızı.
w	Ağırlıklandırma fonksiyonu.
z	derinlik değişkeni.

DOĞRU AKIM ÖZDİRENÇ VERİLERİNİN 2-B TERS ÇÖZÜMÜ VE İKİ-YÖNLÜ GRADYEN DÖNÜŞÜMÜ İLE ARKEOLOJİK YAPILARIN ARANMASI: MOĞOLİSTAN'DAKİ TÜRK ANITLARI ETRAFINDA YAPILAN JEOFİZİK ÇALIŞMALAR^(*)

An Investigation of Archaeological Targets By Using 2-D Inversion And Two-Sided Gradient Transformation of the Direct Current Resistivity Data:
Geophysical Survey Around Turkic Monuments in Mongolia

M. E. CANDANSAYAR¹, E.U. ULUGERGERLİ¹, D. BATMUNKH²,
S. TOSUN³ ve B. GÜNDOĞDU⁴

ÖZET

Bu çalışmada, "Moğolistan' daki Türk anıtlarını kurtarma, koruma ve restorasyon (MOTAP)" projesi kapsamında yapılan doğru akım öz direnç (DAÖ) çalışmaları anlatılmıştır. Önce geniş alanlar Manyetik yöntem ile taranmıştır. Olası belirti (anomaly) bölgelerinde ise DAÖ ölçüleri alınmıştır. Veriler çok-elektrodlü ölçü aleti ile, iki-yönlü üç-elektrod elektrod (İYÜE) dizilimi kullanılarak ölçülmüştür. Ölçülen DAÖ profil verilerine iki-yönlü gradyen dönüşümü uygulanmıştır. Yine DAÖ yapma-kesit verilerine iki-boyutlu birleşik ters

ABSTRACT

In this study, direct current resistivity (DCR) application which are made in the project, "investigation, restoration and protection of ancient Turkic Monuments on territory of Mongolia (MOTAP)", are given. First, Magnetic data were collected wide-range of the area. Then, DCR measurements were taken on the anomalous part which was delineated from magnetic gradient map. The data were collected by using multi-electrode resistivity equipment for two-sided three-electrode configuration. Afterwards, two-sided gradient (TSG)

¹Ankara Üniversitesi, Müh. Fak., Jeofizik Müh. Böl., 06100, Beşevler-Ankara
e-mail: candansa@eng.ankara.edu.tr

²P.O. Box-152, Ulaanbaatar 51, MONGOLIA

³MTA Genel Müdürlüğü, Jeofizik Dairesi Başkanlığı, Söğütözü-Ankara

⁴TİKA Başkanlığı, Kızılay-Ankara.

^(*) Bu çalışmanın bir bölümü Türkiye 14. Jeofizik Kurultayı'nda sunulmuştur.

çözüm uygulanmıştır. Elde edilen sonuçların yorumlanması sonucu Bilge Kağan anıtının 65 metre doğusunda bir alan kazı için önerilmiştir. Kazılan alanda kerpiç bir duvar ve Bilge Kağan anıt külliyesine ait olduğu düşünülen taban taşları bulunmuştur.

transformation was applied to the measured profile data. In addition, two-dimensional joint inversion was performed on DCR data. After interpretation of the results, an area, some 65 meters eastern part of the Bilge Kagans monument, was suggested for excavation. A sun-dried brick wall and the floor stone used for the Bilge Kagans monuments area were found.

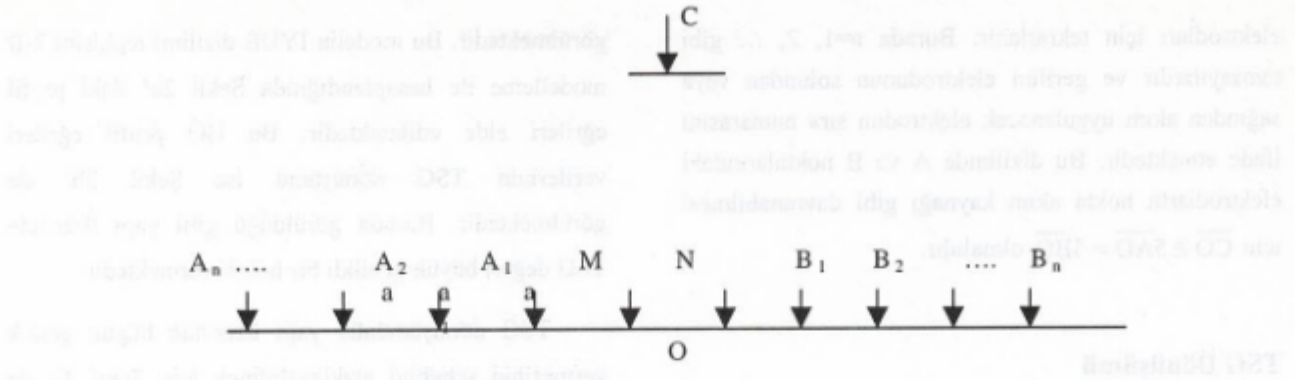
GİRİŞ

Arkeolojik alanlarda kazı yapılacak alanların belirlenmesi için jeofizik çalışmalar artık yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu amaçla en çok kullanılan yöntem DAÖ yöntemidir. Bu yöntemin arkeolojik sahalardaki uygulamasında, genelde birbirine paralel doğrultular boyunca profil ölçüsü veya birkaç seviye için sondaj-profil ölçüsü alınmaktadır. Ölçülen görünür öz direnç (GÖ) değerlerinden profil eğrileri veya sondaj-profil ölçüsü kullanılarak yapma-kesitler (pseudosection) çizilmekte ve bu grafiklerin yorumundan sonuca gidilmeye çalışılmaktadır. Doğrudan GÖ değerlerinden elde edilen grafiklerin yorumu nitel yorum olarak isimlendirilmektedir. Bu tip bir yorum uygulamacıyı yanlış sonuçlara götürebilir. Çünkü ölçülen GÖ değeri ortamın öz direnciden ayrı kullanılan elektrod diziliminde bağlıdır. Örneğin dipol-dipol elektrod dizilimi kullanılırsa, belirtinin (anomaly) yeri kaymış görülebilir. Eğer aranan yapı, yüksek öz dirençli bir tabakanın altında gömülü ise, bu tabaka yapının belirtisini göstermeyecektir (maskeleyecektir). Bu ve buna benzer nedenlerden dolayı, ölçülen GÖ değerlerine gömülü yapının belirtisini ortaya çıkaracak veri işlem teknikleri uygulamak gereklidir.

Genel olarak arkeolojik yapıları arama amaçlı jeofizik çalışmalarda, geniş alanlar hızlı ölçü alınabilen Manyetik yöntem ile taranır. Belirti bölgelerinde ise, DAÖ yöntemini kullanarak olası yapıların yüzeyden olan derinliği, boyutu ve konumu belirlenir. Bu bilgilerin doğru olarak elde edilebilmesi için DAÖ verilerine, verinin yeterliliğine bağlı olarak, iki-boyutlu (2-B) veya üç-boyutlu (3-B) ters çözüm uygulanması gerekmektedir.

Artık, geliştirilen çok-elektrodlü öz direnç ölçü düzenekleri sayesinde ölçü alımı kolay ve hızlı olmaktadır (van Overmeeren and Ritsema, 1988; Griffiths et al. 1990; Dahlin 1996). Bu düzenekler sayesinde 2-B ve 3-B veri yorumu için gerekli veri çok kısa sürede ölçülebilmektedir.

Bu çalışmada, çok elektrodlü öz direnç ölçü düzeneği kullanılmıştır. Ölçülen İYÜE verilerine 2-B ters çözüm uygulanmıştır (Candansayar ve diğ. 1999, Candansayar ve Başokur 2001). Arkeolojik sahalarda, elektrodları açacak alanın kısıtlı olması nedeni ile 2-B yorum için gerekli ölçü alınamayabilir. Bu durumda sadece bir veya birkaç seviye için profil ölçüsü toplanabilir. Ölçülen GÖ profil verilerine, yüzeye yakın gömülü yapıların belirlenmesinde kullanılan iki yönlü gradyen (TSG-Two-Sided Gradient) dönüşümü uygulanarak kazı çalışmaları yönlendirilebilir. Bu çalışmada, TSG dönüşümü de kullanılmıştır.



Şekil 1. İki-yönlü üç-elektrod dizilimi (Candansayar ve Başokur 2001' dan alınmıştır).

Figure 1. Two-sided three-electrode configuration (after Candansayar and Başokur 2001)

Çalışmanın başlangıcında, İYÜE dizilimi verilerinin TSG dönüşümü ve 2-B ters çözümü yapay veri kullanılarak anlatılmıştır. Daha sonra her iki işlem tekniğinin arazi verisine uygulanabilirliği gösterilmiştir. Arazi uygulaması olarak, Moğolistan'daki Türk anıtlarının araştırılması amaçlı yapılan jeofizik çalışma verilmiştir. Anılan arkeolojik alanda önce Manyetik ölçüler alınmıştır. Manyetik haritalarda görülen belirti bölgelerinde ise DAÖ verileri ölçülmüştür. Ölçülen verilerin yorumu sonucu Bilge Kağan anıtının yaklaşık 65 metre doğusunda bir alan kazı için önerilmiştir. Kazı sonucu, alanda çıkan buluntular yapılan jeofizik yorumu doğrulamıştır.

KULLANILAN YÖNTEMLER VE UYGULANAN VERİ İŞLEM TEKNİKLERİ

Manyetik Yöntemi

Manyetik ölçülerde Scintrex marka Gradyometre (SM-4G) aygıtında aralarında 1m yükseklik farkı bulunan iki sezyum manyetometresi kullanılmıştır. Her iki manyetometre ile beş metre aralıklarda sürekli olarak manyetik alanın toplam bileşeni kuzey-güney yönünde ölçülmüştür. Sürekli ölçü değerleri 10-15 cm aralıklarla

sayısallaştırılarak ölçüm noktaları arasına dağıtılmıştır. Profil aralığı ise 1m seçilmiştir. Yorum aşamasında fark (gradient) verilerinin görsel sunumu kullanılmıştır. Verilere herhangi bir veri-işlem uygulanmamıştır.

DAÖ Yöntemi

DAÖ verileri ise Scintrex marka çok-elektrodlü özdirenç ölçü aleti (SARIS-Scintrex Automated Resistivity Imaging System) ile ölçülmüştür. Veriler birbirine paralel doğrultular boyunca sondaj-profil ölçüsü şeklinde toplanmıştır. Ölçü alımında İYÜE elektrod dizilimi kullanılmıştır. İYÜE diziliminin yüzeye yakın küçük ölçekli yapıların aranmasında klasik elektrod diziliminden daha kullanışlı olduğu Candansayar ve Başokur (2000) tarafından verilmiştir. Bu dizilimde elektrodlar bir doğru boyunca sıralanır (Şekil 1). Burada A, B ve C noktalarında akım elektrodu, M ve N noktalarında ise gerilim elektrodu yer almaktadır.

Uygulamada, $n=1$ için A_1 ve C noktalarından akım uygulanır ve M, N arasındaki gerilim farkı ölçülür. Daha sonra B_1 ve C noktaları için ölçü alımı tekrarlanır. $n=2$ için aynı işlemler sırasıyla A_2 ve C ile B_2 ve C

elektrodları için tekrarlanır. Burada $n=1, 2, \dots$ gibi tamsayıdır ve gerilim elektrodunun solundan veya sağından akım uygulanacak elektrodun sıra numarasını ifade etmektedir. Bu dizilimde A ve B noktalarındaki elektrodların nokta akım kaynağı gibi davranabilmesi için $\overline{CO} \geq 5\overline{AO} = 5\overline{BO}$ olmalıdır.

TSG Dönüşümü

İYÜE dizilimi ile sabit bir "n" değeri için profil ölçüsü alındığında iki farklı GÖ profil eğrisi elde edilir. Bunlardan birisi A ve C akım elektrodları ile M ve N gerilim elektrodları kullanılarak ölçülen ρ_{aAMN} (veya AMN) GÖ profil eğrisi, diğeri ise B ve C akım elektrodları ile M ve N gerilim elektrodları kullanılarak ölçülen ρ_{aMNB} (veya MNB) GÖ profil eğrisidir.

ρ_{aAMN} ve ρ_{aMNB} profil eğrileri homojen ve izotrop katmanlardan oluşan yeraltı yapılarında üst üste çakışırlar. Yeraltındaki yanal süreksizliklerden dolayı bu eğriler farklı davranış gösterebilirler. Eğrilerin birbirlerine göre davranışları yeraltı hakkında daha fazla bilgi edinmemizi sağlar. ρ_{aAMN} ve ρ_{aMNB} değerlerini kullanarak yeraltının yanal yöndeki değişimi incelenebilir. Bu amaç için, her iki GÖ profil eğrisi verisini kullanarak TSG dönüşümü aşağıdaki gibi yazılabilir (Candansayar ve diğ. 1999)

$$TSG^i(a) = \frac{\rho_{aAMN}^i(a)}{\rho_{aAMN}^{i-1}(a)} + \frac{\rho_{aAMN}^{i+1}(a)}{\rho_{aAMN}^i(a)} + \frac{\rho_{aMNB}^i(a)}{\rho_{aMNB}^{i-1}(a)} + \frac{\rho_{aMNB}^{i+1}(a)}{\rho_{aMNB}^i(a)} - 4, \quad (1)$$

$i = 2, 3, \dots, J-1.$

Burada a, elektrodlar arası uzaklığı, J ise profil boyunca toplam istasyon sayısını göstermektedir. J-adet istasyon için (J-2) adet TSG değeri hesaplanabilmektedir. Bu dönüşümün başarısını göstermek için Şekil 2c' deki gibi, homojen bir ortam içinde öz direnci yüksek gömülü bir yapı ele alınmıştır. Ortamın ve cismin öz direnci ve boyutları şekil üzerinde

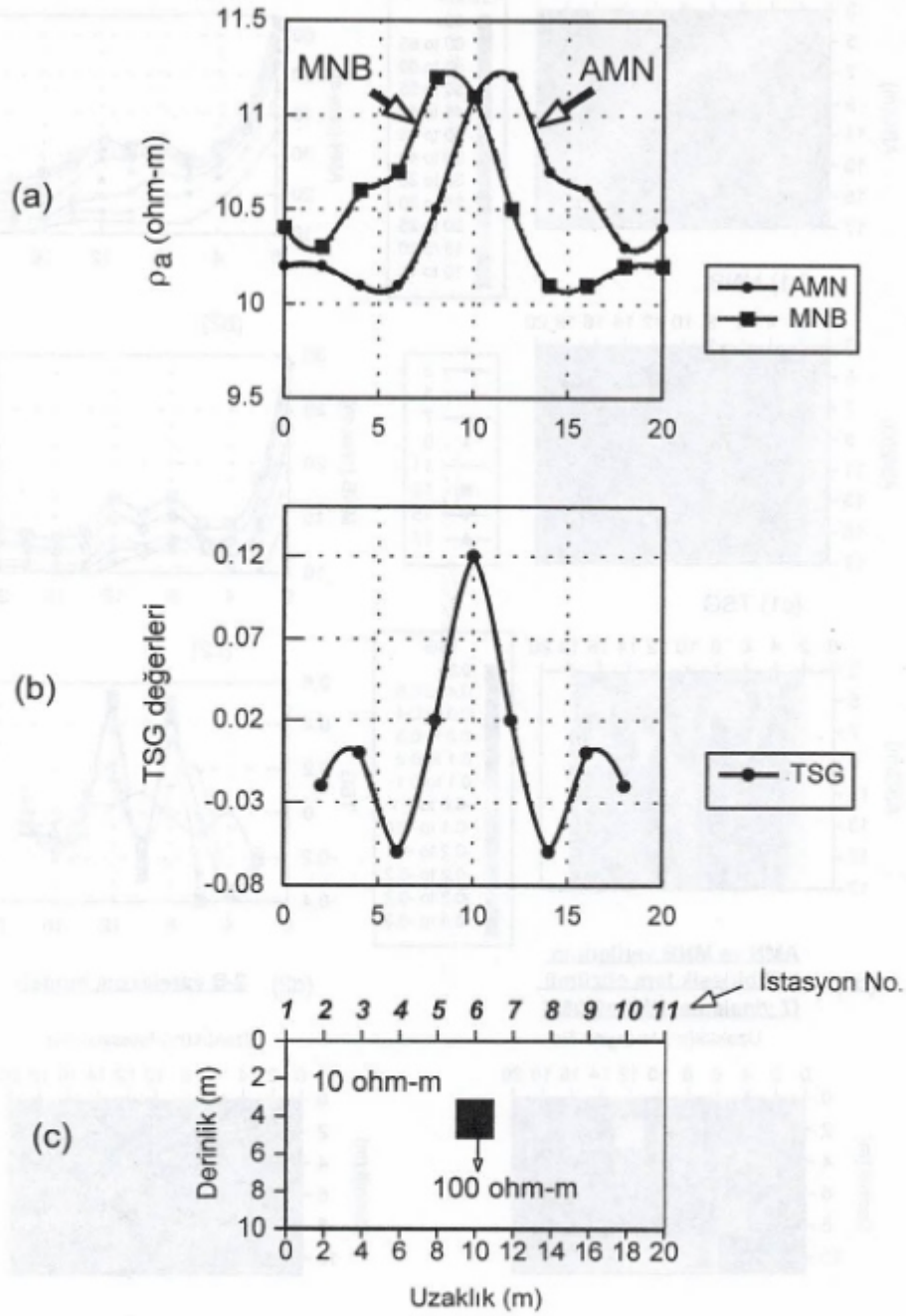
görülmektedir. Bu modelin İYÜE dizilimi tepkisini 2-B modelleme ile hesaplandığında Şekil 2a' daki profil eğrileri elde edilmektedir. Bu GÖ profil eğrileri verilerinin TSG dönüşümü ise Şekil 2b' de görülmektedir. Burada görüldüğü gibi yapı üzerinde TSG değeri büyük genlikli bir belirti vermektedir.

TSG dönüşümünün yapı üzerinde büyük genlik vermesinin sebebini açıklayabilmek için Şekil 2c' de görülen model üstündeki 6 nolu istasyon için (1) denklemi yeniden

$$TSG^6(a) = \frac{\rho_{aAMN}^6(a)}{\rho_{aAMN}^5(a)} + \frac{\rho_{aAMN}^7(a)}{\rho_{aAMN}^6(a)} + \frac{\rho_{aMNB}^6(a)}{\rho_{aMNB}^5(a)} + \frac{\rho_{aMNB}^7(a)}{\rho_{aMNB}^6(a)} - 4 \quad (2)$$

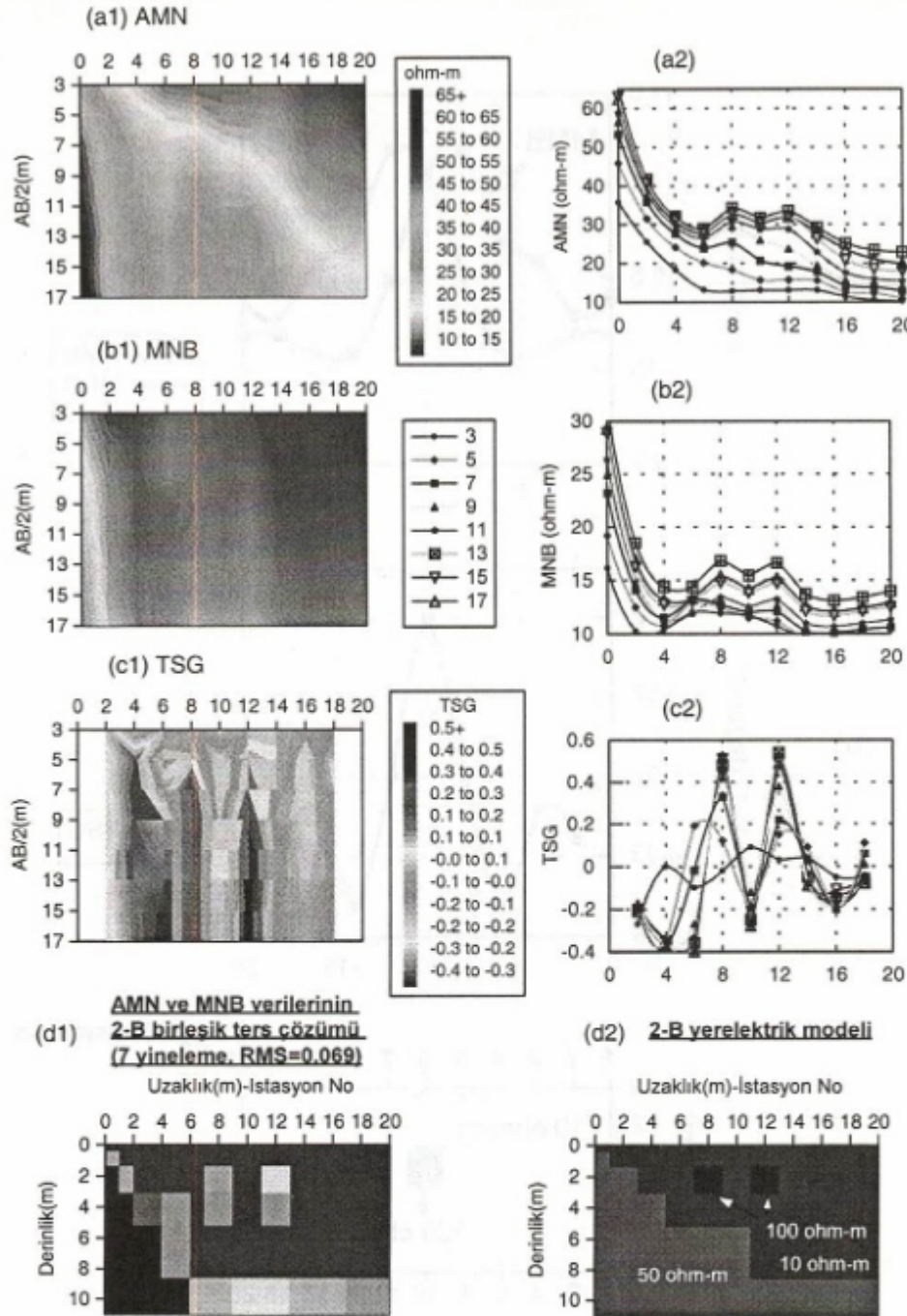
şeklinde yazılabilir. Bu denklem, sinyal katkı kesitlerindeki (signal contribution section), pozitif katkı bölgesi ve negatif katkı bölgesi kavramları kullanılarak şu şekilde açıklanabilir (Candansayar ve diğ. 1999). Şekil 2c, deki gibi, 10 ohm-m öz dirençli homojen bir ortamda 6 numaralı ölçü noktası altında 100 ohm-m öz dirençli küçük bir cisim olsun. Altı numaralı ölçü noktasında cisim pozitif katkı bölgesinde (MN arasında) olduğundan ortamda olmayan yüksek bir öz direnç değeri ölçülecektir. Beş ve yedi numaralı ölçü noktalarında ise cisim negatif katkı bölgesinde (sırasıyla A-M ve M-B arasında) kalacak ve buralarda ortamda olmayan küçük değerler ölçülecektir. Bu durumda (2) denklemindeki tüm oran değerleri birden büyük olacak $TSG^6(a)$ değeri sıfırdan büyük hesaplanacaktır.

Bu dönüşümün başarısını göstermek için Şekil 3.d2' deki modeli ele alalım. Eğimli arayüzeyi olan iki tabakalı bir ortamda öz direnci çevresinden büyük iki gömülü yapı görülmektedir. Bu modele benzer yapılar daha önce yapılan birkaç arkeolojik sahada raslanmıştır (Candansayar ve Başokur 2001). Gömülü cisimlerin boyutları, öz dirençleri ve tabakaların öz dirençleri şekil



Şekil 2. (a) ρ_{aAMN} ve ρ_{aMNB} GÖ profil eğrileri, (b) TSG profil eğrisi ve (c) 2-B yerelektrik modeli (Candansayar ve diğ. 1999' dan alınmıştır).

Figure 2. (a) ρ_{aAMN} ve ρ_{aMNB} apparent resistivity profile curves, (b) TSG profile curves and (c) 2-D geoelectrical model (after Candansayar et al. 1999).



Şekil 3. AMN GÖ yapma-kesiti (a1) ve profil eğrileri (a2), MNB GÖ yapma-kesiti (b1) ve profil eğrileri (b2), TSG yapma-kesiti (c1) ve profil eğrileri (c2), birleşik ters çözüm sonucu bulunan 2-B yerelektrik modeli (d1) ve 2-B yerelektrik modeli (d2).

Figure 3. AMN apparent resistivity pseudosection (a1) and profile curves (a2), MNB apparent resistivity pseudosection (b1) and profile curves (b2), TSG pseudosection (c1) and profile curves (c2), 2-D geoelectrical model obtained from joint inversion (d1) and 2-D geoelectrical model (d2).

üzerinde görülmektedir. İki metre aralıklı toplam 11 istasyonda ve her istasyonda toplam $n=8$ ($a=MN=2m$, $AB/2 = 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17$) seviye için bu modelin İYÜE dizilimine göre 2-B tepkisi Şekil 3.a1,a2 ve 3.b1,b2' de görülmektedir. GÖ yapma-kesitleri (Şekil 3.a1, b1) ve profil eğrilerine (Şekil 3.a2,b2) bakarak gömülü yapılar ayırt edilememektedir. AMN ve MNB GÖ değerlerinden elde edilen TSG yapma-kesitlerine bakıldığında (Şekil 3.c1), her iki yapıda kolayca belirlenmektedir. Farklı $AB/2$ değerleri için çizilmiş TSG profil eğrilerinden de bu iki yapıyı belirlemek mümkündür (Şekil 3.c2).

Diğer bir model, yine arazi çalışmalarımızda rastladığımız yapılara benzer, özdirenci sırasıyla 100 ohm-m ve 10 ohm-m olan iki tabakalı bir ortamda, özdirenci 1000 ohm-m olan ve ikinci tabakada gömülü bir yapı ele alınmıştır. Bu modelde de, istasyon sayısı, istasyon aralıkları ve elektrod açıklıkları bir önceki modelde kullanılanlar ile aynı seçilmiştir. Bu modelin İYÜE dizilimine göre 2-B tepkisi Şekil 4.a1,a2 ve 4.b1,b2' de görülmektedir. GÖ yapma-kesitleri ve profil eğrilerine bakıldığında, yüzeydeki yüksek özdirençli tabakanın, altındaki gömülü yapıyı maskeleyişi görülmektedir. TSG yapma-kesit ve profil eğrilerine bakıldığında ise, yüzeydeki yüksek özdirençli tabakanın maskeleye etkisinin ortadan kalktığı görülmektedir (Şekil 4.c1, c2). TSG grafiklerinden, gömülü yapı kolayca ayırt edilmektedir.

2-B Ters Çözüm

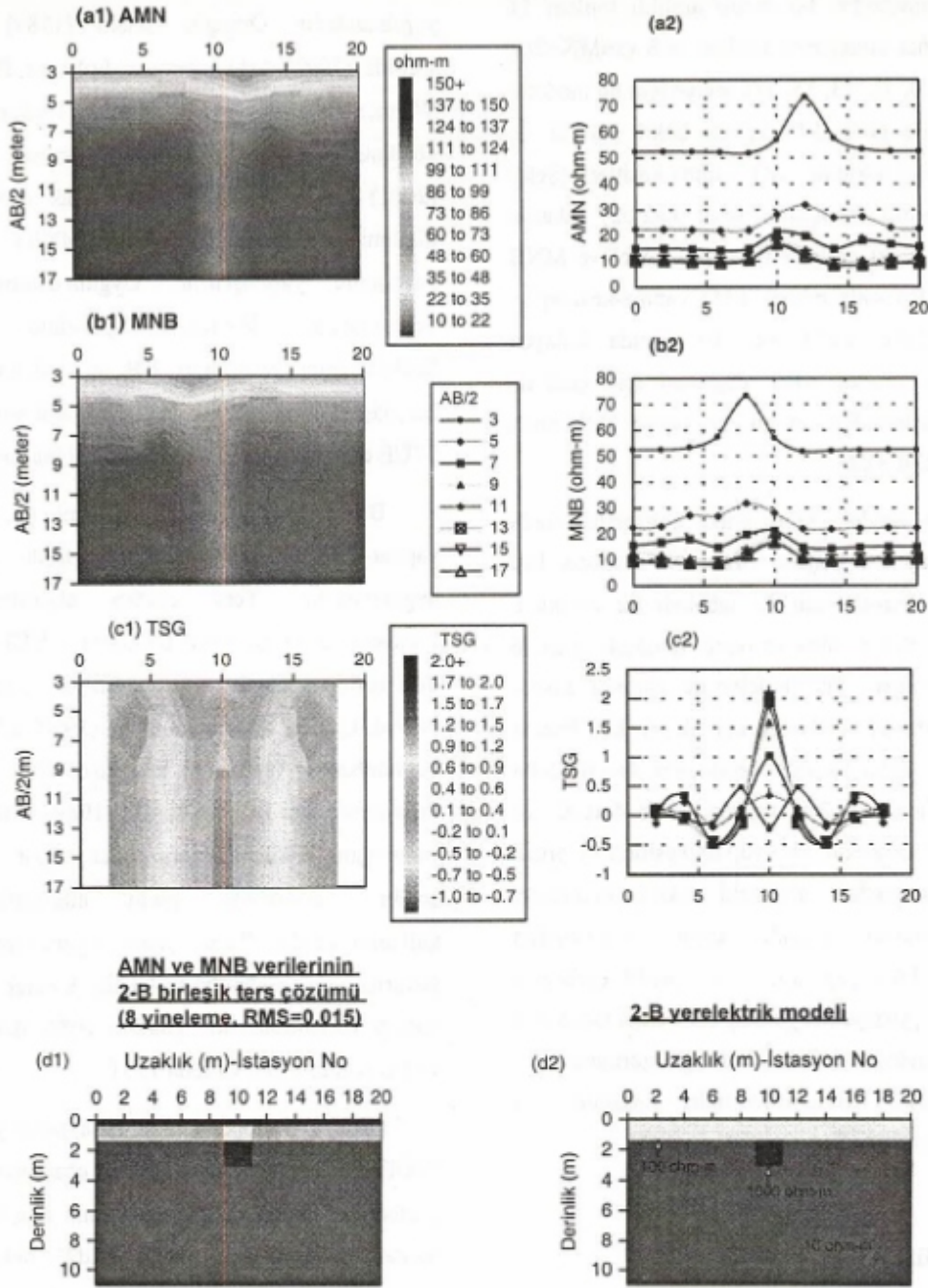
2-B ters çözümde genel olarak özdirencin x- ve z-yönünde değiştiği ve y-yönünde sabit olduğu kabul edilir. Amaç bu kabule göre oluşturulan 2-B model ağında, ağ bloklarına ait özdirenç değerlerini çözmektir. 2-B ters çözüm için bir doğrultu boyunca ölçülmüş sondaj-profil ölçülerine ihtiyaç vardır. Bilinen 2-B ters çözüm algoritmalarında genellikle dört elektrod kullanılarak ölçülen GÖ değerlerinin ters çözümü

yapılmaktadır. Örneğin Sasaki (1989) dipol-dipol, Uchida (1991) Schlumberger, Loke ve Barker (1996) Wenner elektrod elektrod dizilimi verilerinin 2-B ters çözümünü yapmışlardır. Candansayar ve Başokur (2001) ise üç elektrod kullanılarak ölçülmüş İYÜE dizilimi verilerinin (AMN ve MNB) birleşik ters çözümünü yapmışlardır. Uygulamalarında, İYÜE, Schlumberger, Wenner, Dipol-dipol ve yarım-Schlumberger verilerinin 2-B ters çözüm sonuçlarını karşılaştırmış ve yüzeye yakın gömülü yapıların en iyi İYÜE dizilimi ile belirlenebileceğini göstermişlerdir.

Bu çalışmada, İYÜE dizilimi ile ölçülen GÖ yapma-kesit verilerine 2-B birleşik ters çözüm uygulanmıştır. Ters çözüm algoritması olarak Candansayar ve Başokur' un (2001), İYÜE dizilimi için düzenlediği program kullanılmıştır. Bu programın orijinali Uchida ve Murakami' ye (1990) aittir ve sadece Schlumberger verilerinin ters çözümünü yapmaktadır. Programın ilkel hali ise Sasaki (1989, 1989) tarafından yazılmıştır. Kullanılan ters çözüm algoritmasının, düz çözüm bölümünde sonlu elemanlar yöntemi kullanılmaktadır. Ters çözüm algoritması olarak ise yuvarlatılmış sönümlü en-küçük kareler ters çözüm tekniği kullanılmaktadır (Sasaki 1989; deGroot-Hedlin ve Constable 1990; Uchida 1991).

Önce, 2-B modelleme ile hesaplanan yapay veri ile İYÜE dizilimi verilerinin 2-B ters çözümünün başarısını gösterelim. Burada TSG- dönüşümü için kullanılan iki model kullanılmıştır. Şekil 3.d2' deki modelden hesaplanan AMN ve MNB GÖ yapma-kesit verilerinin 2-B ters çözümü sonucu bulunan yer-elektrik modeli Şekil 3.d1' de görülmektedir. Elde edilen modelin gerçek modele yakın olduğu görülmektedir.

Şekil 4.d2' deki modelden hesaplanan AMN ve MNB GÖ yapma-kesit verilerinin 2-B ters çözümü sonucu bulunan yer-elektrik modeli ise Şekil 4.d1' de görülmektedir. Elde edilen modelin gerçek modele



Şekil 4. AMN GÖ yapma-kesiti (a1) ve profil eğrileri (a2), MNB GÖ yapma-kesiti (b1) ve profil eğrileri (b2), TSG yapma-kesiti (c1) ve profil eğrileri (c2), birleşik ters çözüm sonucu bulunan 2-B yerelektrik modeli (d1) ve 2-B yerelektrik modeli (d2).

Figure 4. AMN apparent resistivity pseudosection (a1) and profile curves (a2), MNB apparent resistivity pseudosection (b1) and profile curves (b2), TSG pseudosection (c1) and profile curves (c2), 2-D geoelectrical model obtained from joint inversion (d1) and 2-D geoelectrical model (d2).

benzediği görülmektedir. Tabakalar ve gömülü yapı gerçek modeldekine benzer elde edilmiştir. Fakat doğrudan GÖ yapma-kesitlerine bakıldığında doğru bir yorum yapmak olanaksızdır.

Fakat her iki ters çözüm sonucunda da gerçek modelin aynısı bulunamamıştır. Bunun nedeni, 2-B modelleme ve ters çözümde yapılan varsayımlar, sayısal hesaplamalardaki hatalar ve bilgisayar kesme hatasıdır (roundoff error).

TSG yapma kesiti sadece gömülü yapının yerini göstermektedir. 2-B ters çözüm sonucu bulunan yer-elektrik modelinde ise, gömülü yapıların boyutları ve derinliği doğru olarak bulunabilmektedir.

Arazi uygulamasında, tüm veriler için yapılan ters çözüm işleminde aynı model ağı kullanılmıştır. Böylece elde edilen 2-B özdirenç modelleri birleştirilerek "özdirenç kat haritaları" elde edilmiştir. Bu haritalar yerinin üç-boyutlu (3-B) özdirenç yapısı hakkında bilgi vermektedir.

ARAZİ ÇALIŞMALARI

MOTAP kapsamında yapılan jeofizik araştırmalardan iki örnek sunulacaktır. Bunlardan birincisi Bilge Kağan anıtı etrafı, diğeri ise Anonim 2 adı verilen gömüt alanıdır.

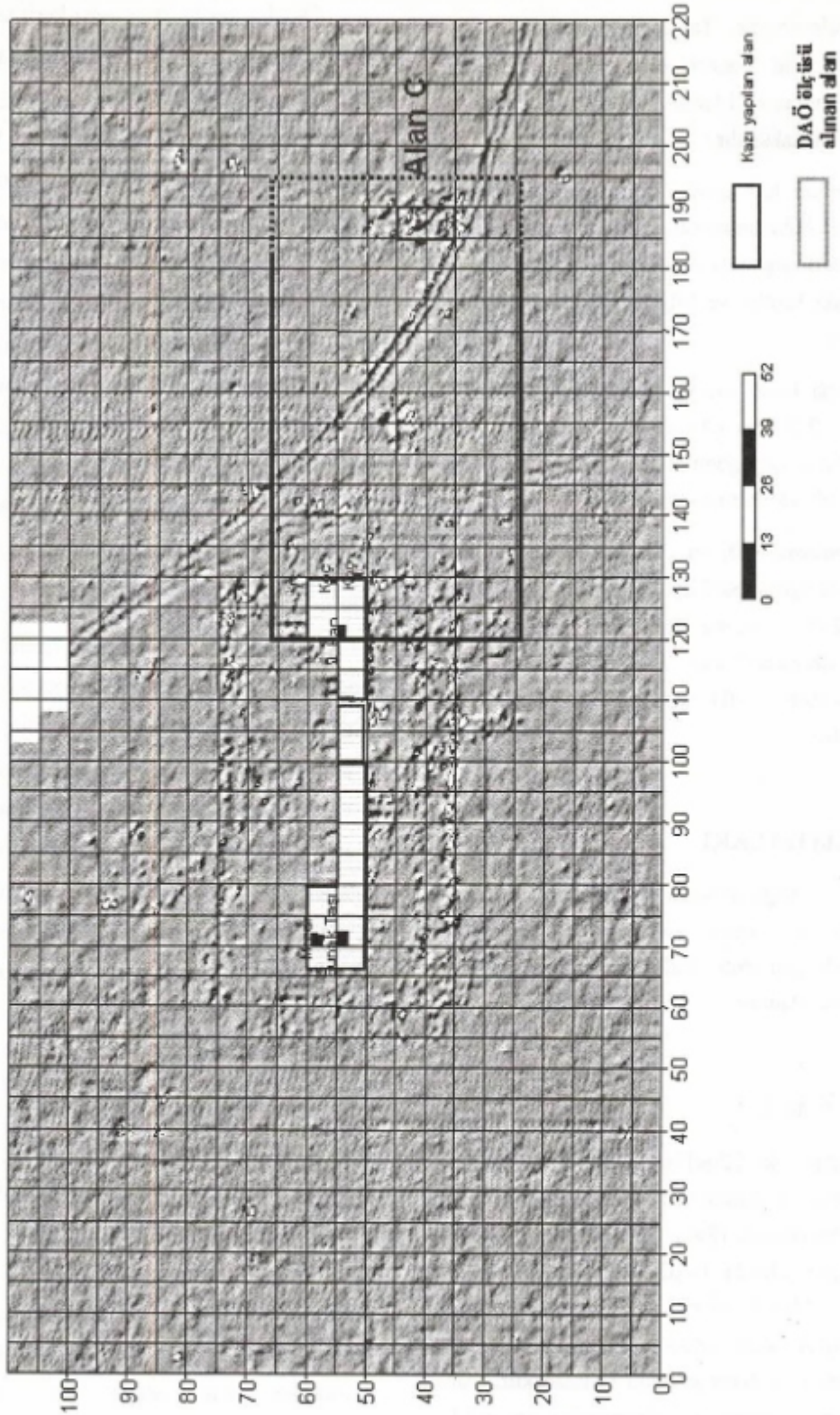
Bilge Kağan Alan-C

Bilge Kağan' da 220x110 m boyutlarında alan manyetik yöntem ile taranmıştır. Bu alan için çizilen manyetik fark haritasında (Şekil 5) görülen siyah renkli büyük dikdörtgen alanda DAÖ verileri ölçülmüştür. Burada sadece, Alan C olarak isimlendirilen noktalı-çizgili dikdörtgen alan içinde toplam 7 doğrultu boyunca ölçülmüş verilerin yorumu sunulacaktır. Tüm doğrultularda ölçü aralığı ve doğrultular arasındaki mesafe 1.5m seçilmiştir. $AB/2 = 2.25, 3.75, 5.25, 6.75$ ve 8.25 m ($n=5$) ve $a=MN=1.5$ m değerleri için toplam beş seviyede İYÜE dizilimi ile ölçüm yapılmıştır.

Ölçülen veriler ile yapma-kesit ve seviye haritaları elde edilmiştir. Bu grafikler ile yapılan nitel yorum ile bir sonuç elde edilememiştir. Bunu göstermek için bir doğrultuya ait GÖ yapma-kesitleri ve bir $AB/2$ seviyesi için de GÖ seviye haritasları sunulmuştur. Bulunan gömülü yapının yüzünden geçen doğrultulardan $y=6$ metre için AMN ve MNB GÖ yapma-kesitleri Şekil 6' da verilmiştir. Bu yapma kesitlerin birleşik ters çözümünden elde edilen yerelektrik modeli ise Şekil 9' de görülmektedir ($y=6$ metre için olan model). Burada yapma kestilerden belirgin bir belirti gözlenmemektedir. Şekil 7' de, yine $AB/2=3.75$ metre için tüm doğrultu verilerinden elde edilen AMN ve MNB GÖ seviye haritası görülmektedir. Bu haritadan da yapının olduğu yerde bir belirti gözlenmemektedir.

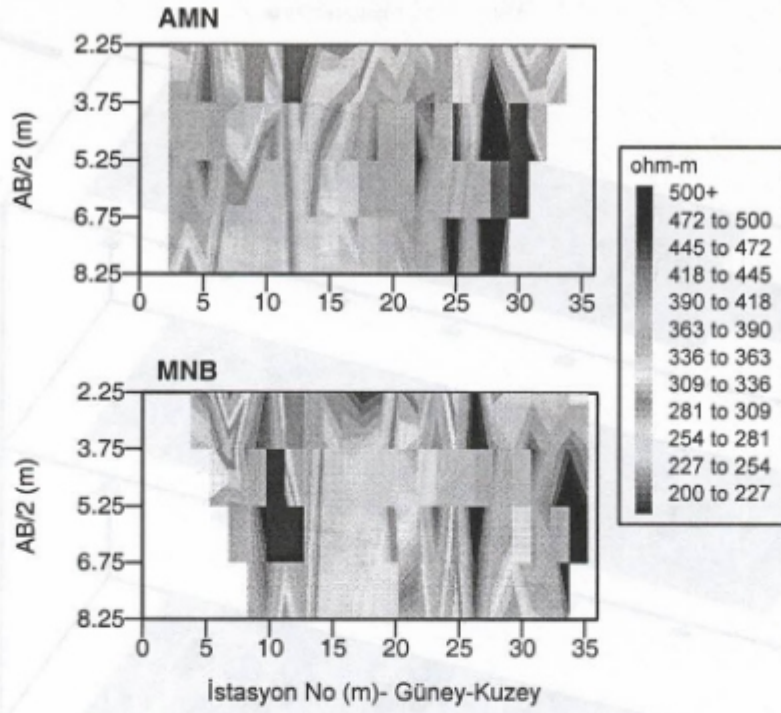
Alan C' de ölçülen GÖ profil verilerine TSG dönüşümü uygulanmıştır. Toplam yedi doğrultu boyunca elde edilen TSG değerleri kullanılarak beş adet seviye haritası çizilmiştir (Şekil 8). Bu seviye haritalarında Jeofizik yorum sonucu önerilen ve kazılan alanlar K1 ve K2 olarak isimlendirilen dikdörtgen siyah kareler içine alınmıştır. Bu çevrili alanlarda, $AB/2=2.25$ için çizilen TSG haritalarında belirtiler gözlenmektedir. Her iki haritadaki belirtiler de aynı alanı göstermektedir. Kazı sonucu bu belirtilere bulunan taban taşlarının sebep olduğu görülmüştür.

Aynı verilere, iki boyutlu birleşik ters çözüm uygulanmıştır. Toplam yedi doğrultu için ters çözüm sonuçları Şekil 9' da görülmektedir. Her doğrultu verisinin ters çözümü için yineleme sayısı ile karekök hata (Root means squares-RMS) Çizelge 1' de verilmektedir. Bütün ters çözümlerde aynı model ağı kullanılmıştır. Böylece her doğrultu boyunca 2-B ters çözümünden elde edilen yer elektrik kesitleri birleştirilerek, özdirenç kat haritaları elde edilmiştir (Şekil 10). Bu haritalarda da kazılan K1 ve K2 alanları çizilmiştir. Özdirenç kat haritalarında, G-K doğrultusu



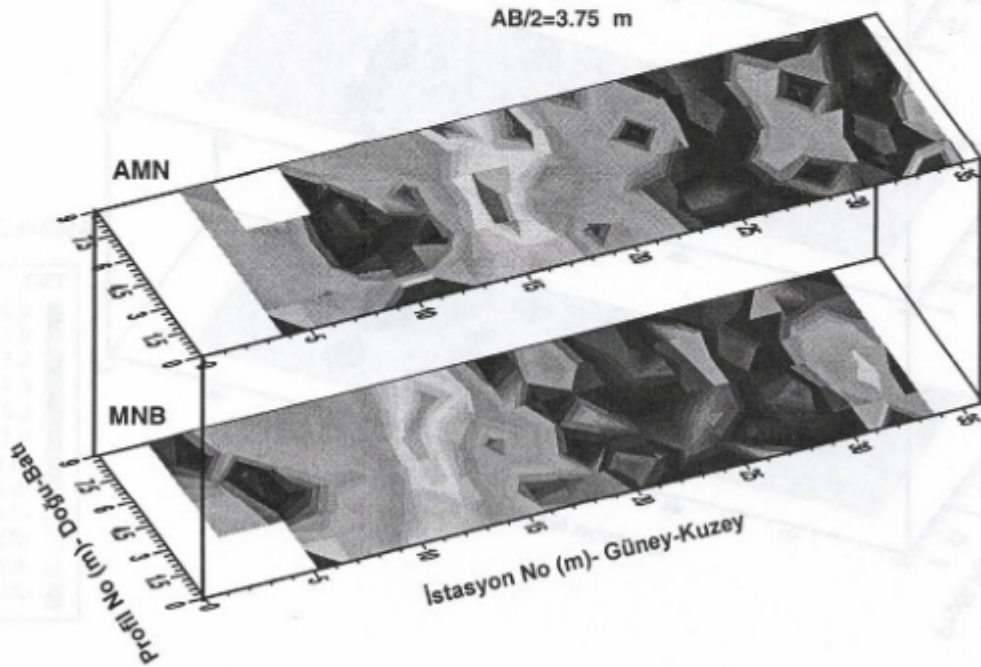
Şekil 5. Bilge Kağan, Manyetik fark haritası.

Figure 5. Magnetic gradient map of Bilge Kagans area.



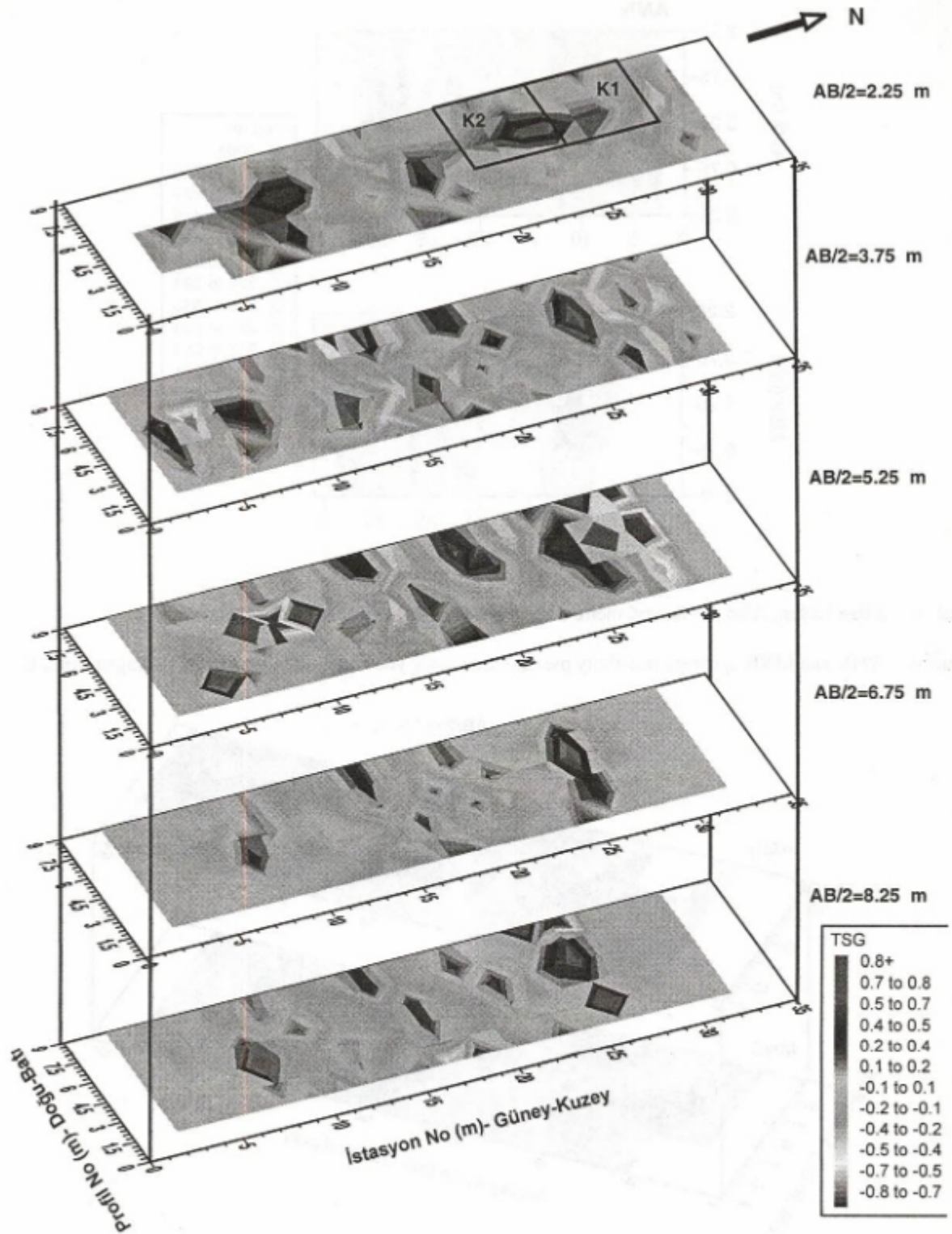
Şekil 6. Bilge Kağan, Alan-C' de, $y=6$ metre doğrultusu için AMN ve MNB GÖ yapma-kesitleri.

Figure 6. AMN and MNB apparent resistivity pseudosections for $y=6$ meters direction in Bilge Kagan, Area-C



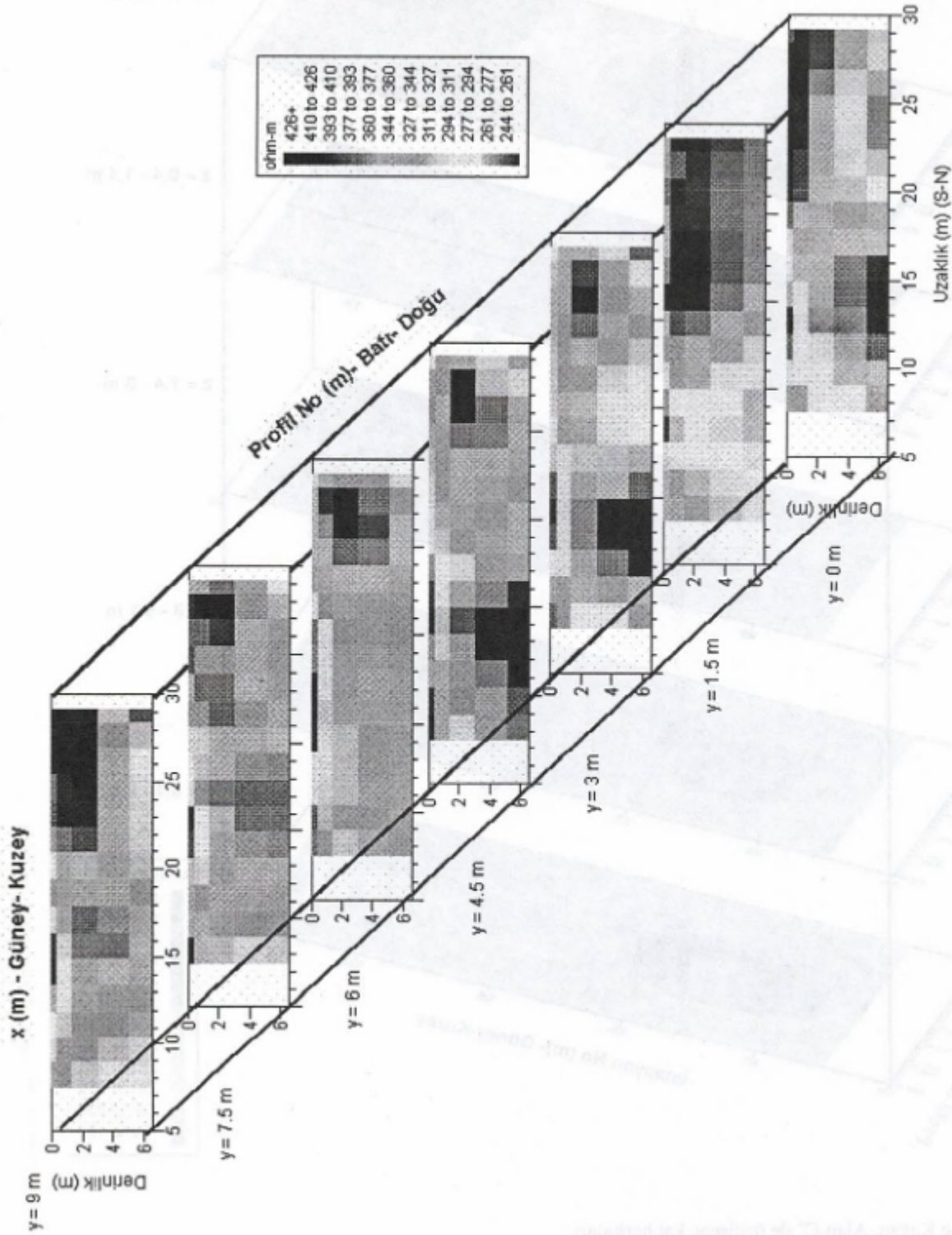
Şekil 7. Bilge Kağan, Alan-C' de, $AB/2=3.75$ m için AMN ve MNB GÖ seviye haritaları.

Figure 7. AMN and MNB apparent resistivity maps for $AB/2=3.75$ meters in Bilge Kagan, Area-C



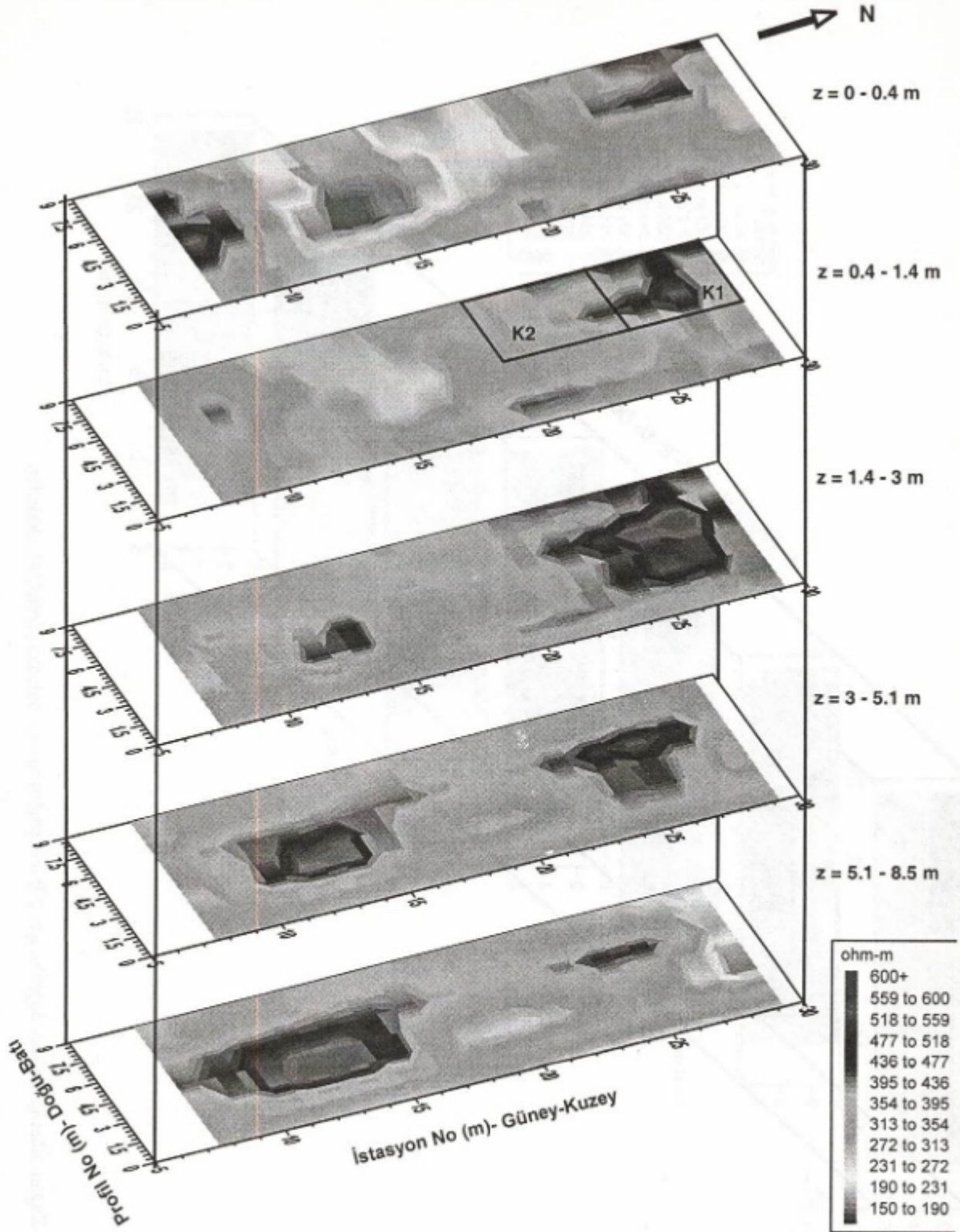
Şekil 8. Bilge Kağan, Alan-C' de farklı seviyeler için TSG seviye haritaları.

Figure 8. TSG maps for different AB/2 level in Bilge Kagan, Area-



Şekil 9. Bilge Kağan, Alan-C' de yedi doğrultu için 2-B ters çözüm sonucu bulunan yerelektrik modelleri.

Figure 9. Geoelectrical models obtained after 2-D inversion of seven direction data in Bilge Kagan, Area-C.



Şekil 10. Bilge Kağan, Alan-C' de öz direnç kat haritaları.

Figure 10. Resistivity maps for different depth-range in Bilge Kagan, Area-C.

Çizelge 1. Bilge Kağan, Alan-C deki tüm doğrultular için yineleme sayısı ve RMS değerleri.

Table 1. Number of iterations and RMS values for inversion of data in all directions in Bilge Kagan, Area-C.

Doğrultu No	Yineleme Sayısı	RMS
1	2	12.0
2	8	8.2
3	2	16.6
4	2	21.7
5	2	19.7
6	2	13.9
7	2	13.3

boyunca 20-28, D-B doğrultusunda 1.5-6.5 metreler arasında, 0.5-1.5 metre derinlikler arasında K1 ve K2 alanları içine düşen bir belirti görülmektedir. Bu belirti bölgesi, manyetik fark hatırasında görülen belirti bölgesi ve TSG seviye haritalarında görülen belirti bölgesi ile aynı yerdir. 2001 yılı kazı ekibine bu alan kazmaları için önerilmiştir. Kazı sonucunda gösterilen K1 ve K2 alanlarında, söylenen derinlikler arasında kerpiç bir duvar ile Bilge Kağan külliyesine ait olduğu düşünülen taban taşları bulunmuştur (Şekil 11). Buluntunun resmi güneyden çekilmiştir. K1 alanı kuzey tarafta görülen taban taşlarının bulunduğu alandır. Güney-Kuzey yönlü kerpiç duvar ise her iki açma içinde de görülmektedir.

Bu çalışma TSG dönüşümünün, gömülü yapının yerini belirlediğini göstermiştir. 2-B ters çözümün ise yapının konumu yanında, derinliği ve boyutları bilgisini de verdiğini göstermiştir.

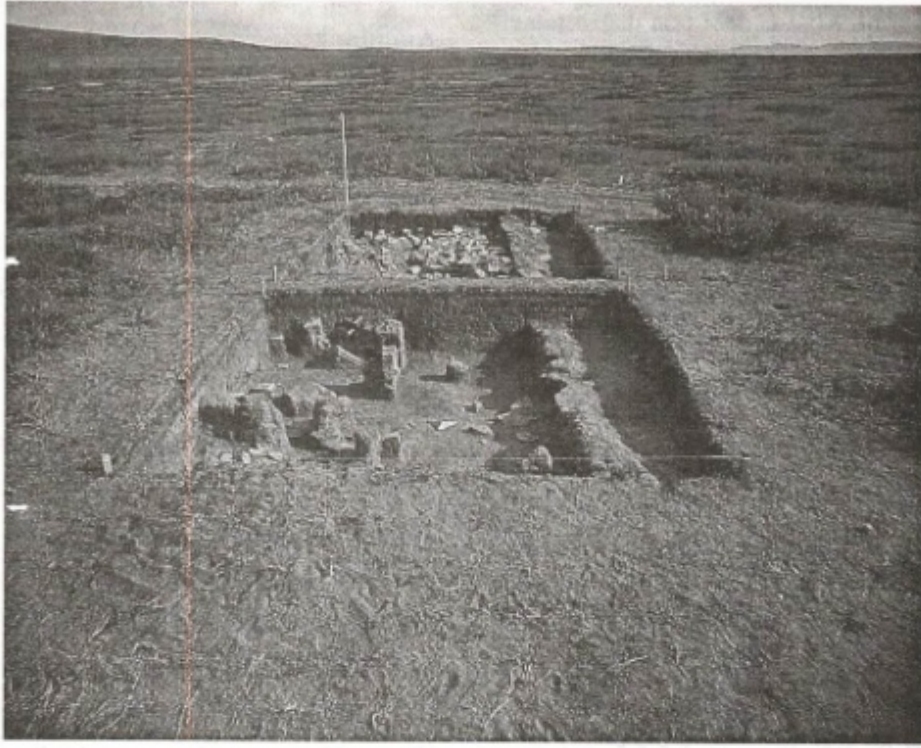
Anonim 2

Diğer bir çalışma alanı olan Anonim 2 ise Köl Tigin anıtının yaklaşık 2.5 km kuzey-doğusundadır. Burada, yaklaşık 30x30 m boyutlarındaki bir alanda, toplam 23 doğrultu boyunca DAÖ ölçümü yapılmıştır (Şekil 12). Uygulamada, ölçü ve doğrultu aralıkları ile elektrod aralıkları Bilge Kağan anıtında yapılan DAÖ ölçümlerdekiler ile aynı alınmıştır.

Tüm İYUE dizilimi yapma-kesit verilerine (AMN ve MNB) 2-B birleşik ters çözüm uygulanmıştır. Her doğrultu için toplam yineleme sayısı ve RMS değerleri Çizelge 2' de görülmektedir. Elde edilen 2-B yerelektrik modellerinden yararlanarak "özdirenç kat haritaları" elde edilmiştir (Şekil 13). Bu haritalarda yaklaşık 0.5-1.5 metre derinlik seviyeleri arasında G-K 10-15 ve D-B 0-10 ve 20-25 metreler arasında iki çizgisel belirti görülmektedir. Yine G-K 7-30 ve D-B yönünde 0-5 ile 20-25 metreler arasında uzanan birbirine paralel iki çizgisellik görülmektedir. Yine ortada G-K 15-20, D-B 10-15 metreler arasında bir belirti görülmektedir. Bu belirti yüzeyde bir bölümü görülen anıt mezar ile ilişkilendirilebilir. Bunun çevresindeki kare şekilli çizgisel belirti ise, anıt mezarı çevrelediği düşünülen duvar kalıntısını gösteriyor olabilir. Bu belirti bölgesi önümüzdeki yıllarda kazılacaktır.

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Arkeolojik yapıların aranmasında, doğrudan GÖ değerleri üzerinden yapılacak nitel yorumun yetersizliği bilinmektedir. Aranılan yapının konumu, yüzeyden olan derinliği ve boyutları hakkında bilgi elde edebilmek için DAÖ verilerinin 2-B (veya 3-B) ters çözümünün yapılması gerekliliği görülmektedir. Bu tip yorum için gerekli veri çok-elektrodlü özdirenç ölçü düzeneği ile hızlı bir şekilde toplanabilmektedir.



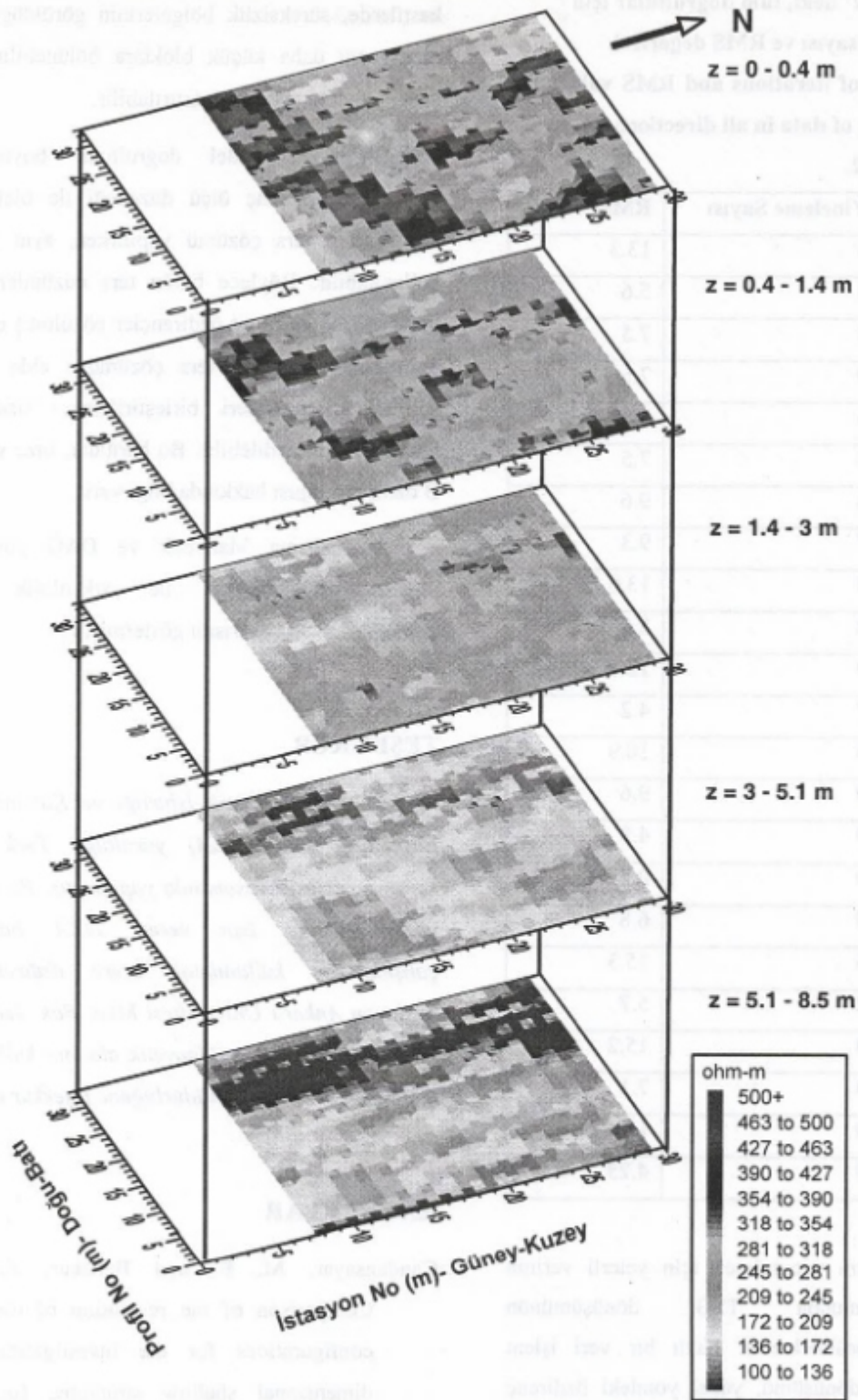
Şekil 11. Bilge Kağan, Alan-C' de kazılan K1 ve K2 alanlarının görüntüsü.

Figure 11. excavated areas, K1 and K2 in Bilge Kagan, Alan-C



Şekil 12. Anonim 2' de çok-elektrodlü ölçü düzeneği ile yapılan DAÖ çalışmasının görüntüsü.

Figure 12. Picture of direct current resistivity survey with multi-electrode resistivity equipment in Anonim-2 area.



Şekil 13. Anonim-2, öz direnç kat haritaları.

Figure 13. Resistivity maps for different depth-range in Anonim-2.

Çizelge 2. Anonim-2' deki, tüm doğrultular için yineleme sayısı ve RMS değerleri.

Table 2. Number of iterations and RMS values for inversion of data in all directions in Anonim-2.

Doğrultu No	Yineleme Sayısı	RMS
1	3	13.3
2	3	5.6
3	3	7.5
4	9	7.6
5	4	9.8
6	4	7.5
7	4	9.6
8	7	9.3
9	4	13.6
10	8	8.2
11	9	12.7
12	7	4.2
13	5	10.9
14	9	9.6
15	9	4.8
16	9	8.2
17	9	6.8
18	5	15.3
19	2	5.7
20	9	15.2
21	9	7.1
22	9	11.4
23	9	4.25

2-B ters çözüm yapabilmek için yeterli verinin olmaması durumunda TSG dönüşümünün kullanılabilirliği görülmektedir. Hızlı bir veri işlem tekniği olan TSG dönüşümü, yanal yöndeki öz direnç değişimi hakkında bilgi vermektedir. 2-B ters çözümde, ağ tasarımı yaparken TSG dönüşümünden yararlanılabilir. TSG değerleri ile çizilen yapma-

kestilerde, süreksizlik bölgelerinin görüldüğü yerlerde model ağı daha küçük bloklara bölünebilir. Böylece yanal yöndeki ayrımlılık artırılabilir.

Birbirine paralel doğrultular boyunca çok-elektrodlü öz direnç ölçü düzeniği ile ölçülmüş GÖ değerlerinin ters çözümü yapılırken, aynı model ağı kullanılabilir. Böylece bütün ters çözümlerde eni ve boyu eşit bloklara ait öz dirençler çözülmüş olur. Bütün doğrultular için 2-B ters çözümünden elde edilen bu yerelektrik modelleri birleştirilerek, "öz direnç kat haritaları" elde edilebilir. Bu haritalar, bize yerinin 3-B öz direnç yapısı hakkında bilgi verir.

Bu çalışma Manyetik ve DAÖ yöntemlerinin birarada kullanılması ile arkeolojik yapıların bulunmasındaki başarısını göstermiştir.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma, Türk İşbirliği ve Kalkınma İdaresi Başkanlığı' nın (TİKA) yürüttüğü Türk anıtlarını koruma projesi kapsamında yapılmıştır. Bu çalışmanın yayınlanmasına izin veren TİKA başkanlığına, çalışmalarda kullanılmak üzere öz direnç aletini sağlayan Ankara Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Böl. Başkanlığına ve Manyetik aletinin kullanılmasına izin veren MTA genel müdürlüğüne teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Candansayar, M. E. and Basokur, A.T., 2000. Comparison of the resolution of the electrode configurations for the investigation of two-dimensional shallow structures (in Turkish). Cumhuriyetin 75. Yılı Madencilik Kongresi Bildiri Kitapçığı, Maden Tetkik ve Arama, Ankara.

- Candansayar, M.E., Başokur A.T. and Pekşen, E, 1999. Detecting small-scale targets by the two-sided gradient transformation. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, Vol 2, No:1-4, P. 100-111.
- Candansayar, M.E. and Başokur, A.T., 2001. Detecting small-scale targets by the 2D inversion of two-sided three-electrode data: application to an archaeological survey. *Geophysical Prospecting*, Vol. 49, No. 1, P. 13-25.
- Dahlin T., 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break*, vol. 14 (7): 275-283.
- deGroot-Hedlin, C. And Constable, S., 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55, 1613-1624.
- Griffiths, D.H., Turnbull, J., and Olayinka, A.I. 1990. Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array. *First Break* 8(4):121-129.
- Sasaki, Y. 1989. Two-dimensional joint inversion of magnetotelluric and dipole-dipole data. *Geophysics*, 54.
- Sasaki, Y. 1989. Automatic Interpretation of resistivity sounding data over two-dimensional structures (I). *Butsuri-Tanko (Geophysical Exploration)*, 34(5):15-24.
- Sasaki, Y. 1989. Automatic Interpretation of resistivity sounding data over two-dimensional structures (II). *Butsuri-Tanko (Geophysical Exploration)*, 34(6):24-36.
- Uchida, T. 1991. Two-dimensional resistivity inversion for Schlumberger sounding, *Butsuri-Tansa*, 44 (1): 1-17.
- van Overmeeren, R.A., and Ritsema, I.L. 1988. Continuous vertical electrical sounding. *First Break*, 6(10):313-324.
- Loke M.H. and Barker R.D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, Vol 42, 813-824.

BATI ANADOLU'NUN PALEOMANYETİZMASI VE JEODİNAMİK GELİŞİMİ^(*)

Paleomagnetism of Western Anatolia and Geodynamic Evolution

N. ORBAY¹, M. SANVER², F.ÖZÇEP¹, T.İŞSEVEN²,
M. HİSARLI¹ ve C. TAPIRDAMAZ³

ÖZET

Bu çalışmada, Batı Anadolu'da genişleme rejimi etkisi ile açıldığı düşünülen körfezlerin ve genişleme rejimi etkilerinin paleomanyetik olarak kanıtlarını bulmak amaçlanmıştır. Bu amaçla Saroz körfezi, Gökçeada, Bozcaada ve Dikili-Bergama yörelerinden yönlü kayaç örnekleri alınmıştır. Ayrıca, Batı Anadolu'nun iç kesimlerinde Ege bölgesi genişleme rejiminin etkilerini paleomanyetik verilerle belirlemek amacıyla Balıkesir, Gediz, Kula ve civarlarında Kuaterner-Alt Miyosen yaşlı kayaç örnekleri alınmıştır. Çalışmada daha önce yapılmış paleomanyetik verilerden de yararlanılmıştır. Kalıntı mıknatıslanma doğrultuları arasındaki farklılığın Çandarlı Körfezinin açılması ile ilişkili olabileceği söylenebilir. Yunanistan ve Anadolu levhalarının Üst Miyosen'e kadar tek bir levha olarak birlikte hareket ederek saat yönünde dönmeye maruz kaldıkları gözönünde tutularak Saroz ve Çandarlı Körfezlerinin açılma öncesi paleocoğrafik konumları belirlenmiştir.

ABSTRACT

In this study, our aim is to determine the paleomagnetic evidence of opening of Gulfs in the coast of Aegean Sea, such as Candarli and Saros which it is considered to be opened by the effect of the Western Anatolian Extension regime. For this aim, it was collected oriented rock samples from Gökçeada, Bozcaada and Dikili-Bergama region. The second aim of this project is to point out the effect of the extension regime of the inner part of the Western Anatolia by using of paleomagnetic data. Previously obtained paleomagnetic results are also used together with the new results. Differences between remanent magnetization directions may be related to the opening of Candarli Gulf. Until to Miocene, Greek and Anatolian Plates act or behave as a single plate and show clockwise rotations. Pre-opening paleogeographic positions of Saros and Candarli Gulfs was modelled. The remanent magnetization directions obtained from western and eastern parts of

1. İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Avcılar, 34850, İstanbul
E Mail: ferozcep@istanbul.edu.tr; norbay@istanbul.edu.tr

2. İstanbul Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Maslak, İstanbul

3. TÜBİTAK MAM Yer Bilimleri Enstitüsü.

(*) Ulusal Jeofizik 2000 Ankara Toplantısında sunulmuştur.

İç kesimlerde elde edilen kalıntı mıknatıslanma doğrultuları incelendiğinde, bunların Balıkesir-Demirci hattının batısında kalanların saatin tersi ve doğusunda kalanların da saat yönünde dönme gösterdiği görülür. Bölgede, Balıkesir-Demirci hatları arasında kalan bölgenin saatin tersi yönünde dönme göstermesi, bölgenin Karlıova benzeri bir yapı gibi genişleyerek döndüğünün kanıtı olarak görülmektedir.

the Balıkesir-Demirci line are exhibit counter-clockwise and clockwise rotations, respectively. The counter-clockwise rotation of the Western Anatolia which is situated between Balıkesir-Demirci and Fethiye-Burdur lines could be explained by extension and rotation events like the Karlıova structure.

GİRİŞ

Jeofizikçiler yerkürenin yalnız zamanımızdaki fizik özelliklerini ve iç yapısını değil, jeolojik devirler boyunca evrimini de inceler. Günümüzde bir çok fiziksel parametre büyük bir duyarlılıkla ölçülebilmektedir. Bu parametrelerin en önemlileri yerçekiminin doğurduğu ivme, ısı akısı, elastik dalga hızları ve yer manyetik alanıdır. Sözü edilen bu parametrelerden sadece birini, yermanyetik alanının geçmişteki durumunu saptayabilmekteyiz. Bu özellikten yararlanılarak yapılan paleomanyetik çalışmalarla kara kütlelerinin jeolojik devirlerdeki konumlarını belirlemek olanaklı olmaktadır.

Afrika-Avrasya levhalarının çarpışmasının son aşamasında Apula-Anadolu mikro levhaları da Avrasya'ya kenetlenmiş ve Akdeniz'in jeodinamik gelişimi başlamıştır (Biju-Duval ve diğ. 1977, Channell ve diğ. 1979, Şengör ve Yılmaz 1981, Vergely 1984). Bu iki levhanın Mezozoik bağli hareketi Atlantik ve Hint Okyanuslarından elde edilen manyetik anomalilerden saptanmıştır (Patriat ve diğ. 1982; Olivet ve diğ. 1982). Bu anomalilerin değerlendirilmesi, Ege bölgesinin Tersiyer'deki tektonik gelişimini, bölgede

şiddetli deformasyonların olmasından dolayı tam olarak yansıtamaz. Ege bölgesinde, Oligosen-Miyosen zaman aralığında İyon-Likya yayının varlığı jeolojik çalışmalarla (Mercier ve diğ. 1979) belirlenmiştir. Ayrıca, bölgede Eosen-Orta Miyosen aralığında büyük bir sıkışma, daha sonrada genişleme rejimlerinin hüküm sürdüğü (Şengör ve diğ. 1984) ileri sürülmüştür. Genişleme rejimi sonunda bölgede genellikle doğu-batı gidişli graben sistemleri oluşmuş ve grabenler normal faylarla sınırlandırılmıştır. Fay düzlemi çözümlerinin ilk hareketin doğu-batı doğrultulu normal faylanma olduğu göstermiştir (McKenzie 1972 ve 1977, Alptekin 1973).

Ege Bölgesi için ortaya konan modeller temel olarak sismik ve tektonik verilere dayanmaktadır. Oysa levhaların jeolojik devirlerdeki coğrafik konumları ve dönme hareketleri bu tür çalışmalarla saptanamaz. Bu amaçlar için en uygun yöntem paleomanyetizma olarak görülmektedir.

Ege Bölgesinde, kuzey batı Yunanistan'da (Horner ve Freeman 1983, Kissel ve diğ. 1985 ve 1986) ve Batı Anadolu'da Karaburun Yarımadasından Biga Yarımadasına kadar olan bölgenin kıyı kesimlerinde ve Bey dağları civarında Lauer (1984), Kondopoulou ve

Lauer (1984), Kissel ve diğ. (1986), tarafından paleomanyetik çalışmalar yapılmıştır. Sonuçta kuzeybatı Yunanistan'ın saat yönünde 45° , Batı Anadolu'nun İzmir-Bergama bölgesinde Karaburun mevkiilerinin aksine saatin tersi yönünde 30° civarında bir dönmenin varolduğu ileri sürülmüştür.

Bu çalışmanın amacı Batı Anadolu'dan paleomanyetik çalışmalar sonunda Saroz, Edremit ve Çandarlı körfezlerinin açılımları ile ilgili modelleri ortaya koymaktır. Ayrıca, Batı Anadolu bölgesinin daha geniş bir alan üzerinde paleomanyetik verilerini elde etmek ve kıyı kesimlerinde yapılmış olan paleomanyetik çalışmalarla etkisi açıkça görülmüş olan genişleme rejiminin bölgenin iç kesimlerinde nereden başladığını belirlemeye yöneliktir.

BATI ANADOLU'NUN TEKTONİK GELİŞİMİ

Türkiye'nin tüm cephelerinde sıkışma rejiminin başlangıcı Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından Geç Kretase olarak belirlenmiştir. Geç Eosen ve Erken Miyosen aralığında kuzey-güney yaklaşması devam etmiş ve Anatolid'lerin batı kesimi göreceli olarak yükselmiştir. Sıkışmanın devam etmesi ile artan kıtasal materyel alta dalmış ve bu Menderes Masifinin yükselmesini kolaylaştırarak yeniden ısınmasına neden olmuştur. Menderes Masifinin 15 my civarında başlayan yükselmesi Batı Anadolu'nun Tortoniye'de (10.5 my) başlayan genişleme rejimine kadar devam etmiştir. Menderes Masifinin yükselmesi ile eş zamanlı olarak Likya-Toros'da güney doğrultulu sürüklenme, batı Pontid'lerde ve Sakarya kıtasında kuzey doğrultulu

rötroşaryaj devam etmiştir (Şengör ve Yılmaz 1981, Yılmaz 1981). Sıkışmanın artması sonucu olarak, Batı Türkiye'de yapı taşınma doğrultusunda adım adım daha genç olan karmaşık nap sistemlerinin etkisi altına girmiştir.

Erken Miyosen, Likya naplarının son yerleşme zamanıdır. 100 km'lik Miyosen sürüklenmeleri ilk kabuk bindirmesinin en son adımını göstermektedir (Gutnic ve diğ. 1979). Eosen sonrası kuzey-güney kıta içi daralmanın sonucu olarak aşırı kalınlaşmış kabuğun ortalama kalınlığının 60 km üzerinde olabileceği Şengör ve diğ. (1984) tarafından ileri sürülmüştür.

Arabistan ve Anadolu levhalarının çarpışması sonucu olarak Ege bölgesi genişleme rejimi, Doğu Anadolu'dan tetiklenmiş ve birbirini takip eden jeolojik olayların sonucu olarak Orta Miyosen'de başlamıştır (Şengör ve Yılmaz 1981). Doğu Anadolu'daki tetikleme olayı, sıkışma sonucu oluşan kuzey ve doğu Anadolu transform faylarının arasında kalan Anadolu levhasının sıkışmayı rahatlatmak için batıya kaçıışı ile başlamıştır. Dewey ve Şengör (1979) ve Şengör (1980)'e göre, Yunan yırtılma zonunun şekline uygun Kuzey Anadolu Fay Zonunun güneybatıya doğru bükülmesi batı Anadolu'da doğu-batı sıkışmasını başlatmıştır. Bu sıkışma Tortoniyen'den buyana bölgedeki kuzey-güney genişleme ile rahatlamaya başlamıştır. Dewey ve Şengör (1979) Ege bölgesindeki genişlemeyi bu şekilde açıklarken McKenzie (1978) de güney Ege arkasında yay gerisi genişlemeyi ileri sürmüştür.

Batı Anadolu'nun günümüzdeki kabuk kalınlığı 30-40 km civarında hesaplanmıştır (Şengör 1982, Le Pichon ve Angelier 1981). Bu gözönüne alındığında,

genişlemenin başlangıcından beri genişleme miktarının 50% dolayında olduğu söylenebilir. Genişleme rejimi altında Batı Anadolu'da, kuzeydoğu ve Orta Ege'de yaklaşık doğu-batı gidişli graben sistemleri gelişmiştir. Sözü edilen grabenler doğuda birbirine daha yakındır ve Euboea'nın doğu kenarından Rodos'a bir hat boyunca batıya doğru son bulur (Arpat ve Bingöl 1969, Ketin 1970). Grabenler aktif normal faylarla sınırlanmıştır (Zeschke 1954, Arpat ve Şaroğlu 1975, McKenzie 1977). Fay çözümleri ilk hareketin doğu-batı doğrultulu normal faylanma ve küçük sağ yönlü kayma olduğunu ortaya koymuştur (McKenzie 1972, Alptekin 1973).

Batı Anadolu'da horst-graben sistemi, genişleme rejiminin başlaması ile kalınlaşmış ve alt seviyeleri kısmen ergimiş olan kabuğun gerilmeye başlaması sonucu oluşmuştur (Yılmaz, 1990). Söz konusu sistemler NW-SE ve NE-SW doğrultularında gelişen doğrultu atımlı ve listrik faylarla birçok küçük bloğa bölünmüştür.

PALEOMAĞNETİK ÇALIŞMALAR

Laboratuar çalışmalarına tüm örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanmalarının (DKM) ölçülmesiyle başlanmış ve daha sonra her mevkiyi temsil edecek şekilde bir adet pilot örneği seçilmiştir.

Bilindiği gibi, kayalar oluştukları andaki yermanyetik alanının etkisi ile mıknatıslanma kazanmaktadırlar ve mıknatıslanmanın yönü de o andaki yermanyetik alanının yönünde olmaktadır. Paleomanyetik çalışmalarda amaç bu mıknatıslanma

yönünü saptamaktır. Ancak, geçen çok uzun zaman içinde yermanyetik alanının çeşitli değişimleri yanısıra fiziksel ve kimyasal koşullarında değişmesinden dolayı kayaların ikincil mıknatıslanma kazanabildikleri de bilinmektedir. İstenmeyen bu ikincil mıknatıslanmaların kayaç örneği üzerindeki etkilerinin yok edilmesi gerekir. Bu amaçla, seçilen her bir pilot örneğe alternatif manyetik alan veya ısıtılma alan uygulanarak gerçek mıknatıslanma doğrultusunun belirlenmesine çalışılır. Laboratuarda seçilen pilot örnekler üzerine yüksek veya düşük mıknatıslanma şiddetlerine göre sırasıyla 50,75,100,.....,600,... (Oe veya C°) ve 10,20,30,40,.....,250,... (Oe veya C°) temizleme aralıkları uygulanmıştır. Temizleme işleminin uygulanmasından sonra pilot örneklerinin ölçülen kalıntı mıknatıslanma doğrultuları Wulf stereografik ve Zijderveld projeksiyonlarında verilmiştir. Her aşamadaki kalıntı mıknatıslanma şiddet değerlerinin doğal kalıntı mıknatıslanma şiddet değerine bölümü ile normalize edilerek grafiklenmiş ve bu verilerden pilot örneklerin ikincil mıknatıslanmalarının giderileceği temizleme aralıkları saptanmıştır.

Tüm mevkiilerin birincil mıknatıslanma doğrultuları belirlendikten sonra mevki ortalamalarının elde edilmesi için verilere Fisher istatistik yöntemi uygulanarak mevkiilerin ortalama sapma (D) ve eğim (I) açıları, güvenlik çemberlerinin yarıçapları (α_{95}) ve k duyarlılık parametreleri saptanmış ve daha önce bölgede çalışan araştırmacıların verileriyle Çizelge 1, 2, 3, 4'de verilmiştir.

Çizelge 1. Saros Körfezi, Biga Yarımadası ve Dikili-Bergama Yöresi örneklerinin temizleme öncesi ve sonrası kalıntı mıknatıslanma doğrultuları ve istatistik parametreleri

Table 1. Remanant magnetism directions and statistical parameters of the samples taken from Saros bay Biga peninsula and Dikili-Bergama region. (Before and after cleaning treatment)

Örnek No	Cins	Yaş	Örnek Sayısı	Doğal Kalıntı Mıknatıslanma			Temizleme Sonrası Kalıntı Mıknatıslanma			
				D	I	α_{sc}	D	I	α_{sc}	K
BOZ1	Latit	Üst Miyosen	11	312.0	48.0	20.1	321.0	54.0	8.3	39.0
BOZ2	Latit	Alt Miyosen	9	62.0	41.0	52.6	29.0	66.0	20.8	11.3
DIK1	Andezit	Alt Miyosen	6	209.0	-47.0	8.4	207.0 (27)	-49.0	7.7	76.5
DIK2	Andezit	Alt Miyosen	8	216.0	-40.0	21.2	203.0 (23)	-25.0	9.9	46.5
Ortalama							205.0 (25)	-37.0	9.2	
EGT1		Üst Miyosen	10	286.0	35.0	5.1	283.0	33.0	5.3	84.8
GÖK1	Andezit	Miyosen	11	140.0	-33.0	6.0	139. (319)	-37.0	4.8	92.4
GÖK2	Andezit	Oligosen	10	16.0	67.0	11.6	5.0	73.0	11.4	21.4
? LAP1		Eo-Oli		128.0	-65.0		199.0 (19)	-63.0		
MM1		O. Miyosen	11	7.0	36.0	12.9	350.0	49.0	4.0	149.9
MRF1	Andezit	Alt Miyosen	8	256.0	-39.0	9.5	243.0 (63)	-40.0	4.0	149.9
MFR2	Andezit	Alt Miyosen	9	193.0	-30.0	27.3	207.0 (27)	-53.0	6.1	83.0
Ortalama							225.0 (45)	-47.0	5.0	
PT1	Dasit	O.Ü.Miyose n	10	357.0	-42.0	48.5	339.0	21.0	16.3	17.9
PT2	Dasit	O.Ü.Miyose n	12	348.0	12.0	25.9	349.0	8.0	6.3	79.4
Ortalama							344.0	14.5	11.3	
SAR1	B.Ande zit	Oligosen	9	183.0	4.0	180.0	200.0 (20)	-36.0	11.4	24.7
SAR2	Andezit	Oligosen	9	4.0	18.0	49.0	231.0 (51)	-70.0	15.0	17.3
SMN1	Andezit	O.Miyosen	9	338.0	4.0	35.4	357.0	31.0	13.0	22.6
SMN2	Andezit	O.Oligosen	6	22.0	28.0	20.3	358.0	47.0	16.9	21.5
Ortalama							357.5	39.0	15.0	

Çizelge 2. Trakya, Biga Yarımadası ve Dikili-Bergama Yöresinden daha önceki çalışmalardan elde edilen kalıntı mıknatıslanma doğrultuları.

Table 2. Remanant magnetism directions obtained previous Studies in Thrace, Biga peninsula and Dikili-Bergama region.

Örnek No	Yaş	D	I	a_{95}	Kaynak
BR	O-Ü.Miyosen	349.4	68.5	6.4	Orbay ve diğ., 1993
BY	Alt Miyosen	336.4	54.6	4.9	" "
ÇA	Üst Miyosen	351.1	74.1	3.9	" "
DL	Orta Miyosen	349.3	63.4	7.7	" "
DT	Orta Miyosen	352.1	41.6	13.5	" "
FO	Alt Miyosen	30.5	54.2	11.4	" "
IZ22	Orta Miyosen	10.0	48.0	2.4	Kissel, 1986
IZ44	Orta Miyosen	342.0	71.4	1.6	" "
IZ45	Orta Miyosen	344.0	4.0	4.3	" "
OV	Üst Miyosen	339.1	63.6	16.6	Orbay ve diğ., 1993
BA5	Üst Miyosen	343.0	58.0	4.7	Orbay ve diğ., 1995
BA7	Orta Miyosen	31.0	53.0	13.6	" "
BA6	Üst Miyosen	337.0	67.0	6.9	" "
BA4	Alt Miyosen	214.0	-64.0	9.1	" "
BA16	Oligosen	152.0	-51.0	7.3	" "
BA17	Oligosen	138.0	-45.0	6.5	" "
B2	Üst Miyosen	131.0	-62.0	6.3	" "
B4	Alt Miyosen	42.0	53.0	9.1	" "
B10	Üst Miyosen	331.0	50.0	3.6	" "
IZ53	Alt Miyosen	209.4	-18.0	23.7	Kissel, 1986
IZ50	Alt Miyosen	194.0	-65.0	10.0	" "
TR10	Oligosen	5.0	46.0	7.8	Tapırdamaz ve Yaltırak, 1995
TR11	Oligosen	3.0	33.0	3.7	" "
TR19	Oligosen	194.0	-42.0	3.6	" "
TR21	Miyosen	116.0	-39.0	6.6	" "
TR20	Pliosen	179.0	-50.0	6.1	" "
TR13	Üst Miyosen	356.0	69.0	7.2	" "

Çizelge 3. Batı Anadolu'nun iç kesimlerine ait örneklerin temizleme öncesi ve sonrasının kalıntı mıknatıslanma doğrultuları ve istatistik parametreleri.

Table 3. Remanent magnetism directions and statistical parameters of the samples taken from inner areas of the Western Anatolia (Before and after cleaning treatment).

Mevki Adı	Yaş	Kayaç Cinsi	N	D	I	α_{95}	k	D	I	α_{95}	k
KULA1	200.000	Bazalt	4	357	65	12.2	57.7	352	60	9.3	53.0
KULA2	200.000	Bazalt	5	349	17	67.9	2.2	354	38	11.0	70.2
KULA4	300.000	Bazalt	8	348	62	6.1	84.3	350	54	7.0	75.7
KULA5	300.000	Bazalt	8	360	55	6.3	78.3	3	52	5.9	104.0
DER	Üst Pliyosen	Bazalt	10	228	-21	24.2	4.9	225 (45)	-21 (21)	5.6	99.9
ILI	Üst Pliyosen	Bazalt	11	200	-57	5.5	70.7	199	-60	5.1	81.3
NAS3	Üst Pliyosen	Bazalt	9	11	9	6.1	20.6	25	35	8.5	37.3
BOY	Alt-Orta Pliyosen	Andezitik Tuf	10	31	70	3.2	229.2	33	70	3.2	226.2
GOR	" "	"	9	131	-52	4.8	118.1	136 (316)	-52 (52)	3.9	179.2
KAB	" "	Bazalt	7	189	-30	35.1	3.9	177 (357)	-34 (34)	10.6	41.1
BAS1	Üst Miyosen	Bazalt	10	109	-65	7.7	40.4	121 (301)	-66 (66)	5.1	89.8
ORN	" "	Andezit	12	65	22	17.5	7.1	48	22	10.9	26.6
SAP	" "	Bazalt	9	60	59	4.2	153.7	64	60	4.7	119.5
SAP1	" "	Bazalt	9	354	61	6.1	73.0	348	56	5.8	91.5
SIN	" "	Andezit	8	219	-31	5.0	122.4	218 (38)	-31 (31)	5.0	122.5
ALC	Orta Miyosen	Andezit	9	316	-79	11.9	19.7	276	80	6.5	87.3
HOT	" "	Andezit	9	18	36	9.1	33.0	21	36	8.6	42.5
KAY	" "	Traki andezit	11	333	64	8.4	30.2	332	63	8.9	27.3
KUT	" "	Andezit	8	16	21	16.2	12.7	8	12	3.5	34.8
MND	" "	Bazalt	8	322	83	8.0	49.3	278	85	8.3	45.5
ÇDK1	Alt Miyosen	Andezit	8	174	11	78.4	1.5	8	12	3.5	34.8
ISK	" "	Andezitik Tuf	7	19	56	9.1	45.2	18	58	10.1	37.0
KRK	" "	Andezit	11	349	34	14.8	10.5	348	6	1.3	81.3
BLK1	Miyosen	Dasit	10	104	-60	4.6	113.5	109 (289)	-64 (64)	3.8	159.9
BLK3	"	Dasit	9	254	-25	13.6	15.4	154 (334)	-50 (50)	8.4	34.3
BLK4	"	Andezit	10	173	2	9.3	28.2	175 (355)	-10 (10)	5.6	75.8
BLK5	"	Andezit	9	154	-48	4.9	109.6	154 (334)	-49 (49)	4.2	134.8

Çizelge 4. Batı Anadolu iç kesimlerine ait daha önceki çalışmalardan elde edilmiş olan kalıntı mıknatıslanma doğrultuları ve istatistik parametreler.

Table 4. Remanant magnetism directions and statistical parameters obtained from previous studies in the inner areas of Western Anatolia.

Mevki Adı	Yaş	Kayaç Cinsi	D	I	α_{95}	k
DA	Pliyosen	Andezit	12.4	40.4	4.1	88.3
KR	Pliyosen	Andezit	7.0	42.6	5.3	87.3
SA	Pliyosen	Andezitik tüf	189.1 (9.1)	-27.6 (27.6)	3.1	280.5
TU	Pliyosen	Andezit	11.6	19.2	5.3	229.2
AK	Üst Miyosen	Andezit	47.2	63.4	11.4	37.6
BK	Üst Miyosen	Andeit	322.3	47.3	18.6	18.9
DU	Üst Miyosen	Andezit	234.2 (54.2)	-68.9 (68.9)	16.6	23.8
KP	Üst Miyosen	Andezit	229.3 (49.3)	-51.4 (51.4)	3.8	451.2
TA	Üst Miyosen	Andezit	204.1 (24.1)	-42.6 (42.6)	5.4	132.7
BH	Orta-Üst Miyosen	Andezit	332.0	48.0	15.6	27.0
ÇN	Alt Miyosen	Bazalt	337.2	43.0	16.4	14.6
AD	Alt-Orta Miyosen	Bazalt	30.1	48.6	3.7	471.8
GK	Alt Miyosen	Andezit	19.4	26.8	7.7	82.9
KE	Alt-Miyosen	Andezit	216.5 (36.5)	-40.5 (40.5)	7.3	122.7
MR	Alt Miyosen	Andezit	326.0	33.0	12.0	45.2
SF1	Alt Miyosen	Andezit	336.0	39.0	5.9	59.2
DN	Miyosen	Andesit-Dasit	183.8 (3.8)	-62.2 (62.2)	15.8	26.4

SONUÇLAR

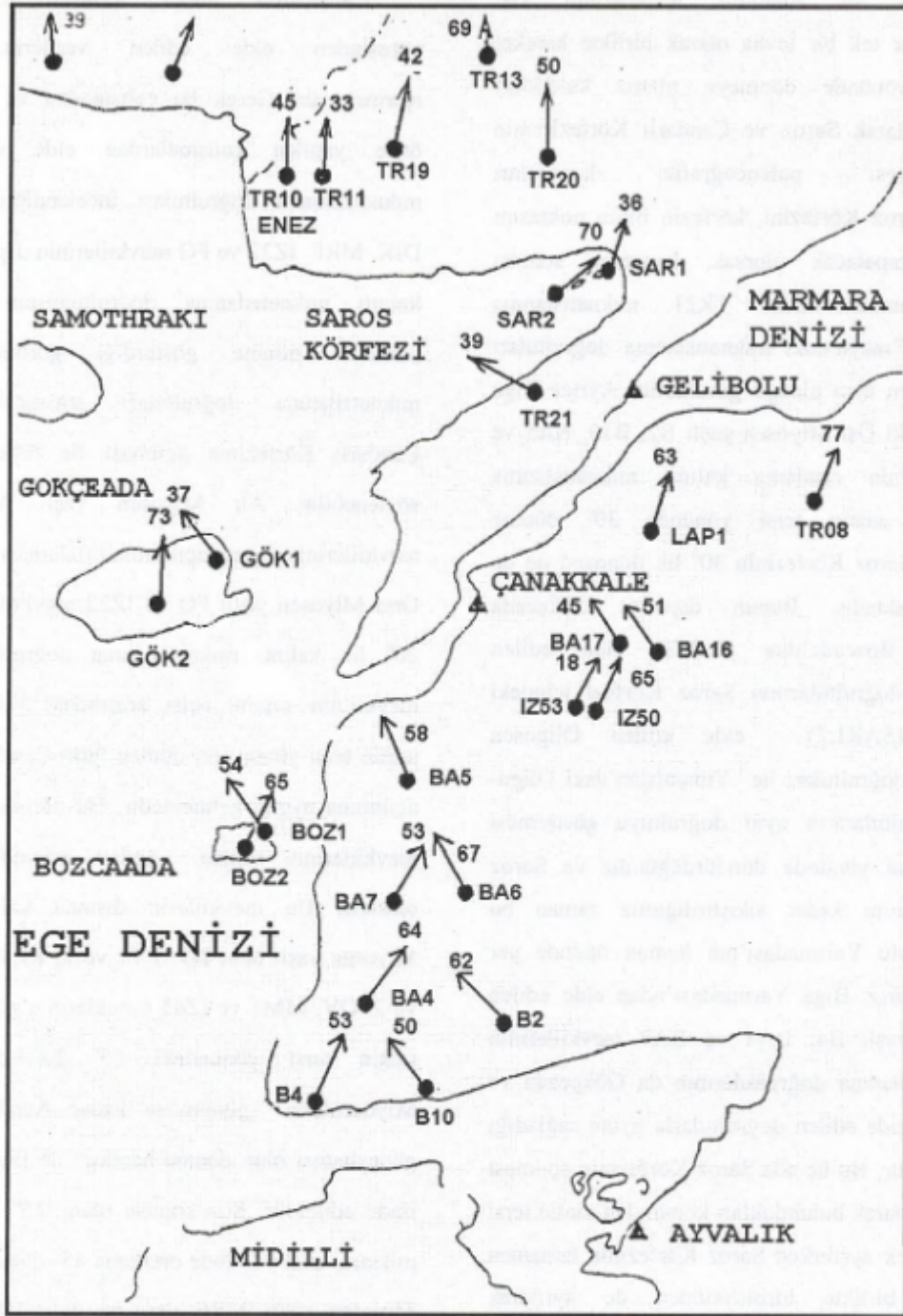
Elde edilen sonuçların yorumuna geçmeden önce değerlendirmeye temel oluşturacağını düşündüğümüz Yunanistan, Ege Denizi ve Batı Anadolu'dan elde edilmiş olan paleomanyetik verilerin genel olarak incelenmesini yapmak uygun olacaktır. Laj ve diğ. (1982), Kissel ve diğ. (1985), Dolapchieva ve diğ. (1986), Kondopoulou (1986), Spais (1987), Kondopoulou ve Westphal (1986), Pavlides ve diğ. (1988), Nazharov ve diğ. (1990), Westphal ve diğ. (1991), Orbay ve diğ. (1993;1995) tarafından günümüze kadar sözü edilen bölgede Eosen'den Pliyosen yaşına kadar volkanik kayalar üzerinde paleomanyetik çalışmalar yapmışlardır. Bu verilere göre, Yunanistan ve Ege Adalarından elde edilmiş olan doğrultuların Batı Anadolu'dan elde edilmiş olanlara oranla çok daha düzgün dağılım göstermesi göze çarpan ilk özelliktir. İkinci özellik, kuzey-güney yönde genişleme etkisinde olan Ege Denizinin kuzey Trakya bölgesindeki Oligosen ve güneydeki Girit ve Rodos adalarında ve hatta bir dereceye kadar Polepenez Yarımadasından elde edilen Miyosen ve Pliyosen yaşlı kayalardan elde edilen kalıntı mıknatıslanma doğrultularındaki dönme miktarı sıfıra çok yakın olmasıdır. Bu da genişleme doğrultusunda dönmenin olmadığını ancak her iki tarafta bulunan kara kütlelerinin dönmeye maruz kaldıklarını göstermektedir. Üçüncü ve en önemli özellik, bir kısım Miyosen yaşlı kalıntı mıknatıslanma doğrultuları da dahil olmak üzere tüm bölge doğrultularının saat yönünde bir dönme göstermesidir ki bu Yunanistan ve Batı Anadolu bölgelerinin yaklaşık olarak Miyosen sonlarına kadar tek bir levha olarak birlikte dönmeye maruz kaldıklarını göstermektedir. Benzer sonuç Oral ve diğ. (1995) tarafından da ifade edilmiştir (Şekil 1).

Saroz Körfezi ve civarından elde edilen kalıntı mıknatıslanma doğrultularına bakıldığında (Şekil 2); Saroz Körfezinin kuzeyinde Trakya bölgesinde Oligosen (TR10, TR11, TR19), Üst Miyosen (TR13), Pliyosen (TR20) ve Yunanistan'daki Oligosen yaşlı kalıntı mıknatıslanma doğrultularının hemen hemen hiç dönme göstermemesine karşın Saroz Körfezindeki adalar, Gökçeada, Bozcaada, Gelibolu ve Biga Yarımadasılarından elde edilen farklı yaştaki kalıntı mıknatıslanma doğrultuları farklı dönme göstermektedirler. Saroz Körfezi 30° lik bir açıya sahiptir. Trakya'dan Biga Yarımadasının güneyine kadar elde edilen kalıntı mıknatıslanma doğrultuları incelendiğinde, Gelibolu Yarımadası'ndan elde edilen Miyosen yaşlı TR21 örneğinin kalıntı mıknatıslanma doğrultusunun Saroz Körfezinin açılımını yansıttığı izlenebilir. Biga Yarımadası'ndan ve Bozcaada'dan elde edilen tüm Üst Miyosen yaşlı kayaların ortalama kalıntı mıknatıslanma doğrultusunun saatin tersi yönünde 37° döndüğü açıkça görülmektedir. Trakya verileri ile Biga ve Bozcaada verileri arasında görülen bu saatin tersi yönündeki 37° lik dönme ve TR21'in kalıntı mıknatıslanma doğrultusu ile yine Biga Yarımadası arasındaki açısal fark Saroz Körfezinin açılmasını yansıtmaktadır. Ayrıca, Alt Miyosen yaşlı olan IZ50 ve IZ53 örneklerinin saat yönünde 25° dönme gösteren kalıntı mıknatıslanma doğrultularına Orta-Üst Miyosen döneminin 37° lik dönmesinin düzeltilmesi uygulandığında, bunların yaklaşık olarak saat yönünde 62° lik bir dönme gösterdiği ortaya çıkmaktadır ki bu durumda bu veriler Yunanistan'dan aynı yaşlı veriler için elde edilmiş olan doğrultularla uygunluk sağlanmaktadır. Benzer işlem BA4, Ba7, B4 ve BOZ2 örneklerine de uygulandığında, Saroz Körfezinin 30° lik dönmesi ile bu doğrultuların saatin tersi yönünde dönerek ölçülen değerleri aldığı açıkça görülür.



Şekil 1. Yunanistan, Ege Denizi ve Batı Anadolu için Eosen'den Pliyosen'e değin Paleo-Alan Yönleri

Figure 1. Paleo-field directions in Greece, Aegean Sea and Western Anatolia from Eocene to Pliocene.

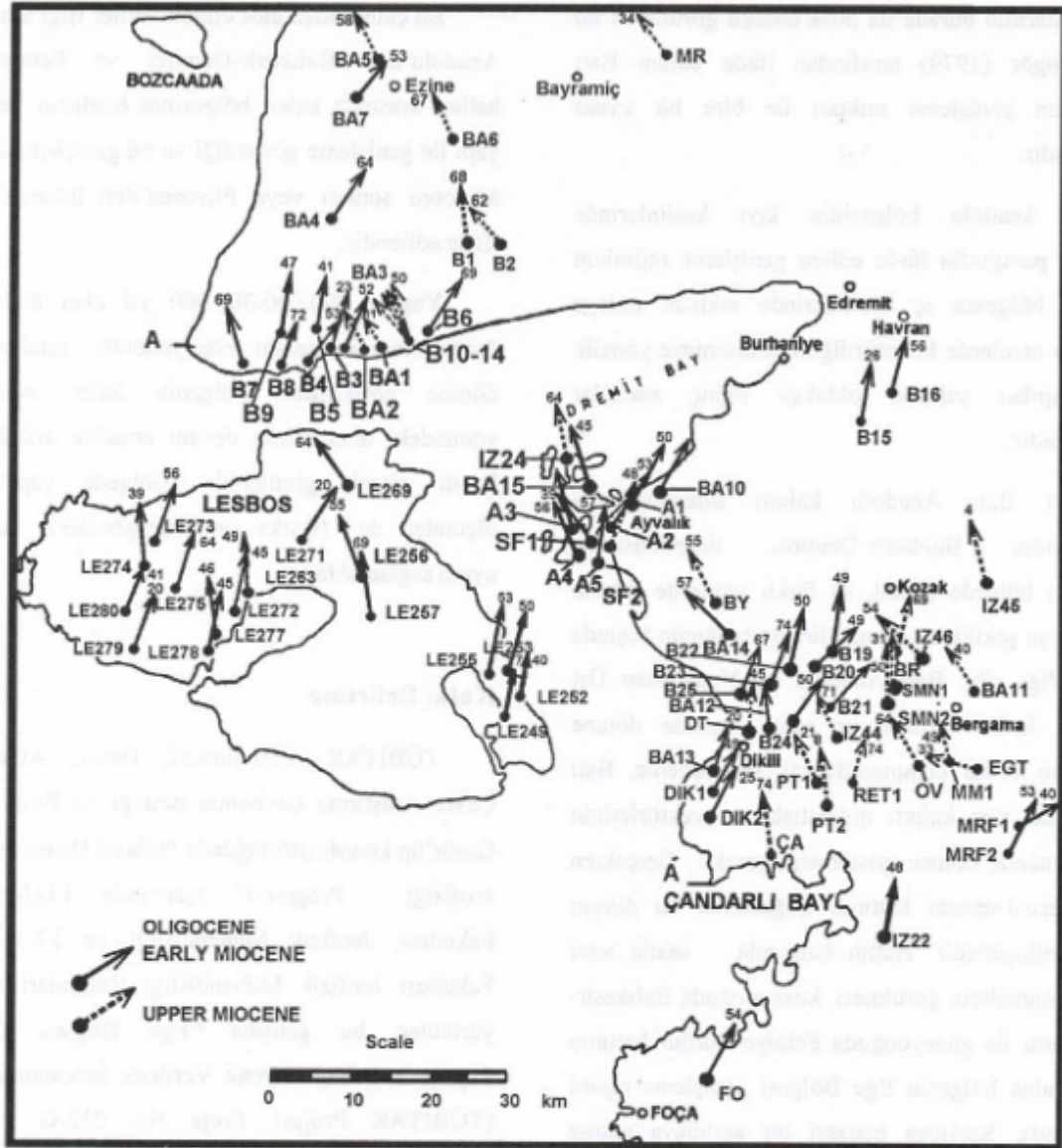


Şekil 2. Saros Körfezi ve civarı paleomanyetik verileri (Orbay ve diğ. 1995'den değiştirerek)

Figure 2. Paleomagnetic data from Saros bay region (After Orbay et al. 1995)

Yunanistan ve Anadolu levhalarının Üst Miyosen'e kadar tek bir levha olarak birlikte hareket ederek saat yönünde dönmeye maruz kaldıkları gözönünde tutularak Saroz ve Çandarlı Körfezlerinin açılma öncesi paleocoğrafik konumları belirlenebilir. Saroz Körfezini, körfezin bitim noktasını esas alarak kapatacak olursak, kapanma sonrası Gelibolu Yarımadası'ndaki TR21 mıknatıslanma doğrultusunun Trakya'daki mıknatıslanma doğrultuları ile hemen hemen aynı olduğu görülebilir. Ayrıca Biga Yarımadası'ndaki Üst Miyosen yaşlı B2, B10, BA5 ve BA6 örneklerinin ortalama kalıntı mıknatıslanma doğrultularının saatin tersi yönünde 30° dönme göstermesi de Saroz Körfezinin 30° lik dönmesi ile de uyum sağlamaktadır. Bunun dışında, Gökçeada (GÖK1) ve Bozcaada'dan (BOZ1) elde edilen mıknatıslanma doğrultularının Saroz Körfezi içindeki adalardan (SAR1,2) elde edilen Oligosen mıknatıslanma doğrultuları ile Yunanistan'daki Oligo-Miyosen doğrultularının aynı doğrultuyu göstermesi için adaları saat yönünde döndürdüğümüz ve Saroz Körfezinin açılımı kadar sıkıştırdığımız zaman bu adaların Gelinolu Yarımadası'nın hemen önünde yer aldığını görebiliriz. Biga Yarımadası'ndan elde edilen Alt Miyosen yaşlı B4, BA4 ve BA7 mevkiilerinin kalıntı mıknatıslanma doğrultularının da Gökçeada ve Bozcaada'dan elde edilen doğrultularla uyum sağladığı açıkça görülebilir. Bu üç ada Saroz Körfezinin açılması ile eş zamanlı olarak bulundukları konumdan saatin tersi yönünde dönerek ayrılırken Saroz Körfezinin tamamen açılması ile birlikte birbirlerinden de ayrılarak günümüzdeki konumlarını kazanmışlardır. Bu durum açılma öncesi ve sonrasında adalar ve Trakya ve Biga Yarımadası arasındaki uzaklıklar ölçülerek açılmanın oranı saptanabilir. Bu oran 50% olarak hesaplanmıştır. Bu durum veri olmamasına karşın Somathraki adasının da diğer adalarla birlikte olduğu olasılığını arttırmaktadır.

Çalışmanın ikinci aşaması Dikili-Bergama yöresinden elde edilen verilerin sonuçlarını içermektedir. Gerek bu çalışmadan ve gerekse daha önce yapılan çalışmalardan elde edilen kalıntı mıknatıslanma doğrultuları incelendiğinde (Şekil 3) DIK, MRF, IZ22 ve FO mevkiilerinin dışında kalan tüm kalıntı mıknatıslanma doğrultularının saatin tersi yönünde dönme gösterdiği görülmektedir. Bu mıknatıslanma doğrultuları arasındaki farklılığın Çandarlı Körfezinin açılması ile ilişkili olabileceği söylenebilir. Alt Miyosen yaşlı MRF1 ve 2 mevkiilerinin sapma açılarının ortalaması 45° dir. Alt ve Orta Miyosen yaşlı FO ve IZ22 mevkiilerinin yaklaşık 20° lik kalıntı mıknatıslanma doğrultusu ile MRF mevkiinin sapma açısı arasındaki yaklaşık 25° lik saatin tersi yönündeki dönme farkı Çandarlı Körfezinin açılımına uygun gelmektedir. Bu durumu ÇA ile IZ22 mevkiilerinin sapma açıları arasında da görmek olasıdır. Bu mevkiilerin dışında kalan Orta -Üst Miyosen yaşlı olan DT, PT1 ve 2, RET1, IZ44, SMN1 ve 2, OV, MM1 ve IZ45 örneklerinin göstermiş olduğu saatin tersi yönündeki 15° lik dönmenin Üst Miyosen'den günümüze kadar Anadolu levhasının güneybatıya olan dönme hareketi ile ilişkili olabileceği ifade edilebilir. Söz konusu olan 15° lik bu dönme miktarı, saat yönünde ortalama 45° dönme gösteren Alt Miyosen yaşlı MRF verisine eklendiğinde 60° elde edilir ki bu değer, Biga Yarımadası kuzeyinde bulunan Alt Miyosen yaşlı IZ50 ve IZ53 verilerinin daha önce ifade edilen 62° lik dönme miktarı ile aynı değeri gösterir.



Şekil 3. Çandarlı ve Edremit körfezi ile ilgili kalıntı mıknatıslanma doğrultuları.

Figure 3. Remanent magnetism directions in the Çandarlı and Edremit bay region.

Bu bölgede de açılma öncesi ve sonrasında uç noktalar arasındaki uzaklıkların oranı hesaplanırsa açılma miktarının burada da 50% olduğu görülür ki bu sonuç, Şengör (1979) tarafından ifade edilen Batı Anadolu'nun genişleme miktarı ile bire bir uyum sağlamaktadır.

Batı Anadolu bölgesinin kıyı kesimlerinde yukarıdaki paragrafta ifade edilen genişleme rejiminin etkilerinin bölgenin iç kesimlerinde etkisini nereye kadar veya nerelerde hissettirdiğini belirlemeye yönelik olarak yapılan çalışma oldukça ilginç sonuçlar göstermektedir.

Eldeki Batı Anadolu kalıntı mıknatıslanma doğrultularının Balıkesir-Demirci doğrultusunun ayırdığı iki bölgede (Şekil. 4) farklı yönlerde dönme göstermesi şu şekilde açıklanabilir: Bu bölümün başında ifade edildiği gibi, Batı Anadolu ve Yunanistan Üst Miyosen'e kadar birlikte ve saat yönünde dönme gösteren bir levha konumunda idi. Bu nedenle, Batı Anadolu'daki tüm kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin de saat yönünde dönme göstermesi gerekir. Gerçekten de, Balıkesir-Demirci hattının doğusunda bu durum açıkça görülmektedir. Hattın batısında saatin tersi yönünde dönmelerin görülmesi, kuzeydoğuda Balıkesir-Demirci hattı ile güneydoğuda Fethiye-Burdur hattının arasında kalan bölgenin Ege Bölgesi genişleme rejimi etkisi altında, Karlıova benzeri bir açılmaya maruz kalarak dönmesi ile açıklanabilir. GPS verilerine dayanan benzer model Barka ve Reilinger (1997) tarafından da ortaya konmuştur. Gördes civarındaki Pliyosen yaşlı kayaların ortalama kalıntı mıknatıslanması saatin tersi yönünde 44° dönme göstermektedir. Bu değer, Orta-Üst Miyosen verilerine düzeltme olarak eklendiğinde, günümüzde saatin tersi yönünde dönme gösteren bu kalıntı mıknatıslanma doğrultularının aslında saat yönünde $20-30^\circ$ lik bir dönmeye sahip oldukları ve bu durumda, Balıkesir-

Demirci hattının doğusunda kalan kalıntı mıknatıslanma doğrultuları ile büyük bir uyum içinde olduğu görülür.

Bu çalışmadan elde edilen veriler ışığı altında, Batı Anadolu'nun Balıkesir-Demirci ve Fethiye-Burdur hatları arasında kalan bölgesinin Karlıova benzeri bir yapı ile genişleme gösterdiği ve bu genişlemenin de Üst Miyosen sonları veya Pliyosen'den itibaren geliştiği ifade edilebilir.

Yaşları 200.000-300.000 yıl olan Kula mevkii örneklerinin ise saatin tersi yönünde ortalama 5° lik dönme göstermesi, bölgenin halen saatin tersi yönündeki dönmelerinin devam etmekte olduğunun bir kanıtı olarak görülebilir. Bölgede yapılan GPS ölçümleri de (Barka ve Reilinger, 1997) bu sonuçla uyum sağlamaktadır.

Katkı Belirtme

TÜBİTAK Yerbilimleri, Deniz, Atmosfer ve Çevre Araştırma Grubunun desteği ile Prof. Dr. Naci Görür'ün koordinatörlüğünde "Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı" içerisinde I.Ü.Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği ve İ.T.Ü., Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümleri tarafından yürütülen bu çalışma "Ege Bölgesi Genişleme Rejiminin Paleomanyetik Verilerle İncelenmesi I ve II (TÜBİTAK Projesi. Proje No: 232-G) projeleri kapsamında yapılmıştır. Çalışma, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği ile B.Ü.Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsünün ortak kuruluşu olan KANTEK Paleomanyetizma laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. Bu nedenle, Enstitü Müdürü Prof. Dr. A.Mete Işıkkara'ya ve özellikle TÜBİTAK Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programının koordinatörü Prof.Dr. Naci Görür'e teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Alptekin, Ö., 1973, Focal Mechanism of Earthquake in Western Turkey and Their Tectonic Implication, (Ph.D.), New Mexico Inst. Mining and Technology, Socorro, New Mexico.
- Arpat, E. ve Bingöl, E., 1969, Ege Bölgesi Graben Sitemlerinin Gelişimi Üzerine Düşünceler, M.T.A. Dergisi, No: 73, p.1.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1975, Türkiyedeki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar, Türkiye Jeol. Kur.Bül., V. 18, p:91.
- Barka, A. and Reilinger, R., 1997, Active tectonics of the Eastern Mediterranean: Deduced from GPS, neotectonic and seismicity, *Annali Di Geofisica*, V.XL, N.3, pp: 587-610.
- Buji-Dual, B., Dercourt, J. and Le Pichon, X., 1977, From the Tethys ocean to the Mediterranean Seas: A Plate Tectonic Model of the evolution of Western Alpin System, in *Historie Structurale des Basins Mediterranean*, Eds: Buji-Dual and L.Montadert, Paris, p:143.
- Channell, J. E. T., D'argenio, B., and Horvath, F., 1979, Adria the African Promontory in Mesozoic Mediterranean Paleogeography, *Earth Sci. Rev.*, 15, P:219.
- Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and Surrounding Regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. Am. Bull.*, I, 90, pp:87-92.
- Dolapchieva, M., Nozharov, P. and Petkov, N., 1986, Paleomagnetic Characteristic of the Young Volcanites, *Bul. Geophys. J.*, XII (2), pp:114-126.
- Gutnic, M., Monod, O., Poission, A and Dumont, F.D., 1979, *Geologie des Taurides occidentales* (Turquie), *Mem. Soc. Geol., France*, N, 5, p:58.
- Horner, F., and Freeman, R., 1983, Paleomagnetic Evidence from Pelagic Limestones for Clockwise Rotation of the Ionian Zone, Western Greece, *Tectonophysics*, 98, p.11.
- Ketin, İ., 1970, Batı Anadolu Neojen Havzalarının Sismotektonik Durumu, *Gediz Depremi Simpozyumu*, İnşaat Müh. Od. Ankara, p:8.
- Kissel, C., Laj, C., Mercier, J.L., Poission, A., Savaşçın, Y., and Simeakis, K., 1985, Tertiary Rotational Deformation in the Aegean Domain, *Terra Cognita*, 5, p. 139.
- Kissel, C., Laj, Poission, A., Savaşçın, Y., Simeakis, K. and Mercier, J.L., 1986, Paleomagnetic Evidence for Neogene Rotational Deformations in the Aegean Domain, *Tectonics*, 5, 5, p:783.
- Kondopoulou, D., 1986, Tertiary rotational deformation in the Greek Serbomacedonian massif, *Bulg. Geophys. J.*, XIII-4, pp:71-80.
- Kondopoulou, D. and Lauer, J.P., 1984, Paleomagnetic Data on the Northern Parth and a Tentative Overview on Neogene Rotation in the Aegean Zone, *Spec. Publ. Geol. London*, Eds: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F., p. 681.

- Kondopoulou, D. and Westphal, M., 1986, Paleomagnetism of the Tertiary Intrusives from Chalkidiki (Northern Greece), *J. Geophysical Res.*, 59, pp: 62-66.
- Kondopoulou, D., 1986, Tertiary Rotational Deformation in the Geek Serbomacedonian Massif, Bulg. *Geophys. J.*, XIII-4, pp: 71-80.
- Laj, C., Jamet, M., Sorel, D. and Valente, J.P., 1982, First Paleomagnetic Results from Mio-Pliocene Series of the Hellenic Sedimentary Arc, *Tectonophysics*, 86, pp: 45-67.
- Lauer, J.P., 1984, Geodynamic Evolution of Turkey and Cyprus Based on Paleomagnetic Data, The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Eds: Dixon, J.E. and Robertson, Spec. Publ. Geol. Soc., London, A.H.F., 17, p:483.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1981, The Aegean Sea, *Phil. Trans. Roy. Soc., London*, A-300, p:357.
- McKenzie, D.P., 1972, Active Tectonics of the Mediterranean Area, *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, V. 30, p:109.
- McKenzie, D.P., 1977, Can Plate Tectonic Describe Continental Deformation ? in B.Biju-Duval and L. Montadert, Edts, *Structural History of the Mediterranean Basins*, Editions Technip, Paris, p:189.
- McKenzie, D.P., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and Surrounding Regions (Tectonic of Aegean region): *Geophys. J. R Astr. Soc.*, 55, pp:217-254.
- Mercier, J. L., Delibasis, M., Gauthier, A., Jarrige, J. L., Lemeille, F., Philip, H., Sebrier, M. and Sorel, D., 1979, La Neotectonique de l'Arc Egeen, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 21, p:61.
- Nazharow, P., Dolapchieva, M. and Petkor, N., 1990, Paleomagnetism of the Young Magma Rocks from the Rhodope Massif, *Geol. Rhodopica*, 2, pp: 17-25.
- Olivet, J.L., Ronnin, J., Beuzart, P. and Auzende, J. M., 1982, Cinématique des Plaques et Paleogeographie: Une Revue, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 24(7), Part 5-6, p:875.
- Oral, B., Relinger, R.E., Toksöz, M.N., King, R.W., Barka, A., Kınık, I. and Cenk, O., 1995, Global Positioning System Offers Evidence of Plate Motions in Eastern Mediterranean, *EOS*, 76, 2, 9.
- Orbay, N., Düzgüt, Z., Gündoğdu, O., Hisarlı, M. ve Özçep, F., 1993, Batı Anadolu'nun Paleomanyetizması ve Tektonik Gelişimi, TÜBİTAK Projesi (YBAG-017).
- Orbay, N., Sanver, M., Tapırdamaz, C., Hisarlı, M., Özçep, F., 1995, Batı Anadolu'nun Mikro Bloklarının Paleomanyetizması ve Genç Tektonik Evrimi, TÜBİTAK Projesi (YBAG-127).
- Pavlidis, S., Kondopoulou, D., Kilios, A. and Westphal, M., 1988, Complex Rotational deformations in the Serbo-Macedonian Massif (N. Greece): Structural and Paleomagnetic Evidence, *Tectonophysics*, 145, pp: 329-335.

- Patriat, P., Segoulin, J., Schlich, R., Coslin, J., Auzende, J. M., Beuzart, P., Bonnin, J. and Olivet, J. L., 1982, Les mouvements relatifs de l'inde, de l'Afrique yet de l'Eurasie, Bull. Soc. Geol. Fr., 24(7), Part 2, p:363.
- Spais, C., 1987, Paleomagnetic and Magnetic Fabric Investigation of Tertiary Rocks from the Alexandroupolis Area, NE Greece, Ph.D. Thesis Univ. of Southampton.
- Şengör, A.M.C., 1979, On same 50 % Extension in Aegean Area and Its Implications for Orogenic Econtructions in the Taurides, Papp. Comm. Int. Mer. Medit., 25/26, 2a, pp: 41-42.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin Neotektoniğinin esasları, Türkiye Jeol. Kur. Yayını, 40, Ankara.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, Tectonophysics, 75, p: 181.
- Şengör, A.M.C., 1982, Ege'nin Neotektonik Evrimini Yöneten Etkenler, Türkiye, Jeol. Kur. Yayını, Ankara.
- Şengör, A.M.C., Satır, M. and Akkök, R., 1984, Timing of Tectonic Events in the Menderes Massif, Western Turkey: Implications for Tectonic Evolution and Evidence for Pan-African Basement in Turkey, Tectonics, 3, 693-707.
- Şengör, A.M.C., Satır, M. and Akkök, R., 1984, Timing of Tectonic Events in the Menderes Massif, Western Turkey: Implications for Tectonic Evolution and Evidence for Pan-African Basement in Turkey, Tectonics, 3, 693-707.
- Tapırdamaz, C. ve Yaltırak, C., 1995, Trakya'da Genç Volkanik Kayaçlar Üzerinde Yapılan Paleomanyetik Çalışma Sonuçları, Jeofizik, 9, 10, pp:213-218.
- Yılmaz, Y., 1981, Sakarya Kıtası Güney Kenarının Tektonik Evrimi, İstanbul Yerbilimleri Derg., 1/1-2, p:33.
- Yılmaz, Y., 1990, An Approach to the Origin of Young Volcanic Rocks of Western Turkey, Tectonic evolution of The Tethyan Region, ed: A.M.C. Şengör, Kluwer Academic Publ., p. 159.
- Westphal, M., Kondopoulou, D., Edel, J.B. and Pavlidess, 1991, Paleomagnetism of the late Tertiary and Plio-Pleistocene formations from N. Grece., Bull. Geol. Soc. Greece, XXV (3), pp: 239-250.
- Vergely, P., 1984, Tectonique des ophiolites dans les Hellenides Internes (Deformations, Metamorphismes et Phenomes Sedimentaires), Consequences sur l'evolution des regions Tethysiennes occidentales, (These d'etat), Univ. d'Orsay, France.
- Zeschke, C., 1954, Der Simav-Graben und Seine Gesteine, Türkiye Jeol. Kur. Bül., V.5, p: 179.

ODA ÜYELERİ

2420	HAKAN GEÇKO	2452	SALİH LİVAOĞLU
2421	MEHTAP EKİNCİ	2453	GÜLTEN ÖZNAZ
2422	OĞUZ ATILA	2454	NÜKET PELİT TANRIKULU
2423	ŞERİFE AKÇAKOYUNLU	2455	MEHMET RECEP
2424	RECEP İLBAY	2456	MUZAFFER ACAR
2425	NALANDOKUZLAR	2457	ZÜBEYİR KÜÇÜK
2426	REFİKA BELMA ALTUNHAN	2458	ZEYNEL AĞACIK
2427	VOLKAN GÖKSEL	2459	SALİM SEVİMLİ
2428	EVREN ŞÜKRÜ ÖZCAN	2460	DEMET GÜVEN
2429	ÖZGÜR ÖZER	2461	PINAR DENİZ
2430	UMUT ERGÜL	2462	ÖZGÜR YILMAZ
2431	MURAT İPEK	2463	ADNAN TEMİR
2432	HAKAN BAŞATICI	2464	EBRU TÜRKMEN
2433	ÜNSAL DURSUN	2465	GÖKHAN GÖKSU
2434	CEVAT ARICI	2466	ARDA SÜMERLİ
2435	NİHAT SAMİ YILDIRIM	2467	OYA TARHAN
2436	MEHMET AKİF ALKAN	2468	NİLGÜN AVCI
2437	ŞÜKRÜ ASLANTAŞ	2469	ABDULLAH KARAPIÇAK
2438	DERYA KİPRİT	2470	YASİN KILIÇ
2439	HANDAN YILMAZ	2471	MİNE KARATAŞ
2440	TAYFUN POYRAZ	2472	AYSUN NİLAY DİNÇ
2441	PINAR BÖLÜKBAŞI	2473	YASEMİN SOLEY KARAHAN
2442	MUSTAFA KAYKAÇ	2474	ÜLKÜ BİNLER
2443	MEHMET ERKAN ERTÜN	2475	ALİ AKDENİZ
2444	ÜMİT UYAR	2476	ZEYNEP GÜLMEZ
2445	KAMİL ÖZKAN	2477	TURAN ÖZKURT
2446	BARIŞ OZAN ÇELİK	2478	AYCANÇATAKLI
2447	BEGÜM KOCA	2479	MEHMET A. SÜNNETÇİOĞLU
2448	BİLAL BARBAROS YÜCE	2480	CAN BİNGÖL
2449	HAKAN KIRKLAR	2481	MEHMET LEVENT PEHLİVAN
2450	BOLKAR ÇAĞATAY KOCA	2482	NURCAN KAYA
2451	MELİH SALTOĞLU	2483	MURAT YARPUZ

ODA ÜYELERİ

2484	BÜLENT İŞÇİ	2510	LEVENT GÜNEŞ HELVACIOĞLU
2485	İ.HALİL ZARİF	2511	ERTAN KESER
2486	M.NURİ DOLMAZ	2512	BERADİYE SAKAL
2487	UFUK ANIL	2513	KUDURET KAPLAN
2488	BURAKAKBALIK	2514	CÜNEYT ATMACA
2489	AHMET DOĞAN GÜDER	2515	FİLİZ KILIÇ
2490	ESAT EKŞİ	2516	ÖZGÜR ATASEVEN
2491	OSMAN DUYDUKOĞLU	2517	V.ÖZLEM TOY
2492	AYLİN KAYA	2518	MAHİR ZEKAİ YÜKSEL
2493	SAMİ KARAKOYUN	2519	AŞKIN ŞENOL
2494	LEVENT PELİVAN	2520	ZAFER AYTAZ
2495	FARUK ÇAĞLAK	2521	KEMAL AND KARAMAN
2496	ÖZLEMAKAROĞLU	2522	TÜLAY ŞENSES
2497	KORHAN UMUT ŞEMİN	2523	CENGİZ HAN
2498	AYLA ÖZGÜLDEZ	2524	EREM YENİHAYAT
2499	PÜREN ŞENKAN	2525	SELÇUK AKŞİT
2500	UMUT UÇAR	2526	HALİL ÖZEL
2501	SEDAT BAĞDATLI	2527	NECMİ ALPTÜRKAN
2502	SERKAN ÖZTÜRK	2528	FERİDE BARLAS
2503	ELİF KARAGÖZ	2529	YUSUF OLAĞAN
2504	YASEMİN ŞEYLAN	2530	TİMUR ALTUNYAYGİL
2505	YEKDA DEMİRCİ	2531	KAMİLE GÜLER
2506	MUSA SURAT	2532	R.TUĞRUL KOÇ
2507	HATİCE YEZİZ	2533	SEDA OKAY
2508	MEVLÜT VURAL	2534	YASEMİN TOPRAK
2509	NİLGÜN TAYBARS	2535	KEREM SOLAKEL

TR.NET

Web: www.tr.net

E-mail: sales@tr.net

TÜRKİYE'NİN İNTERNETİ

- Alan Adı Yönlendirmesi
- E- Posta Adresleri
- Sanal Mağaza
- Hızlı Erişim Olanağı
- 7 / 24 Teknik Destek
- Veritabanı Desteği
- Süreklilik
- Güvenlik

Web Hosting

ve

Web Sıhırbazı

- Ayrıntılı Yardım Sayfası
- Şablon Seçenekleri
- Kolay Tasarım
- Ücretsiz

Merkez: ODTÜ Yerleşkesi, İnönü Bulvarı, 06531, Çankaya/Ankara
İstanbul Ofisi: Halaskargazi Cad. No:351, Kat:6, 80220 Sisli/İstanbul
Tel: +90(212) 233 76 67 Faks: +90(212) 241 13 12
Ankara Ofisi: Vakıfbank Bilgi İşlem Dairesi, Kat:1, Anadolu Bulvarı, Macunköy/Ankara
Tel: +90(312) 591 00 50 Faks: +90(312) 591 00 99