

171207

**ELBİSTAN (K.MARAŞ)-HAFİK (SİVAS) ARASINDAKİ
BÖLGENİN YERALTI KABUK YAPISININ
MANYETOTELLÜRİK VE GRAVİTE
YÖNTEMLERİ İLE İNCELENMESİ**

**Sevda ÖZEL
YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
2005**

T.C.

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ELBİSTAN (KAHRAMANMARAŞ)-HAFİK (SİVAS) ARASINDAKİ
BÖLGENİN YER ALTI KABUK YAPISININ MANYETOTELLÜRİK VE
GRAVİTE YÖNTEMLERİ İLE İNCELENMESİ**

Sevda ÖZEL

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

2005

Hüseyin YILMAZ

Jeofizik Mühendisliği Bölümü

Yrd.Doç.Dr.

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜ'NE

**Bu çalışma, jürimiz tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda
Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.**

Başkan : Prof.Dr. Ali YILMAZ 

Üye : Yrd.Doç.Dr. Hüseyin YILMAZ 

Üye : Yrd.Doç.Dr. Cemal KAYA 

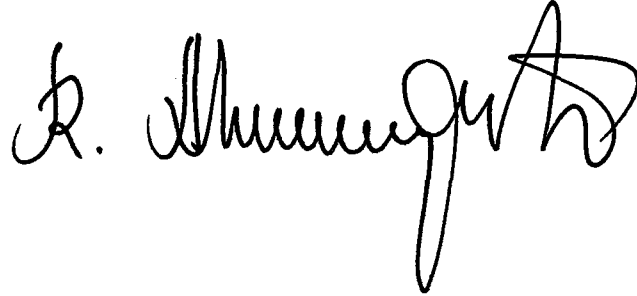
ONAY

Yukarıdaki imzaların, adı geçen Öğretim Üyelerine ait olduğunu onaylarım.

19/01/2005

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

Prof.Dr. Rauf AMİROV



Bu tez Cumhuriyet Üniversitesi Senatosu'nun 05.01.1984 tarihli toplantısında kabul edilen ve daha sonra 01.01.2004 tarihinde Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğü'nce hazırlanan ve yayınlanan "Yüksek Lisans ve Doktora Tez Yazım Klavuzu" adlı yönergeye göre hazırlanmıştır.

Bu tez çalışması, CÜBAP komisyonunun M-251 nolu projesi tarafından desteklenmiştir.

ÖZET**Yüksek Lisans Tezi****ELBİSTAN (KAHRAMANMARAŞ) – HAFİK (SİVAS) ARASINDAKİ
BÖLGENİN YERALTI KABUK YAPISININ
MANYETOTELLÜRİK VE GRAVİTE YÖNTEMLERİ İLE İNCELENMESİ****Sevda ÖZEL****Cumhuriyet Üniversitesi****Fen Bilimleri Enstitüsü****Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı****Danışman: Yrd.Doç.Dr. Hüseyin YILMAZ**

Sunulan çalışmada, Elbistan (Kahramanmaraş) ve Hafik (Sivas) arasındaki bölgenin yeraltı kabuk yapısı Manyetotellürik (MT), Gravite yöntemleri ve Sismolojik verilerle incelenmiştir.

Bölgenin jeolojisi de gözeticilerle bölgenin yeraltı elektrik özdirenç dağılımına dayalı 25 km derinliği esas alan MT modellemede, Sivas havzasındaki kırıntılı çökel kayalara karşılık gelebilecek düşük özdirenç değerleri (<68 Ohm.m) havza derinliğinin 6-7 km olduğunu göstermektedir. Aynı özdirenç değerleri, Kangal havzasının derinliğinin 3-4 km, Gürün havzasının 4-10 km, Ovacık havzasının 6 km ve Elbistan havzasının ise 6-7 km kadar olduğunu göstermektedir. Gürün havzasının üst kesimindeki yüksek özdirenç değerleri (>68 Ohm.m) üste doğru karbonat ara katkılarının egemen olmasıyla ilişkili olabilir.

75 km'lik derinliğin esas alındığı MT modellemede, Kuzey Anadolu Fayı'nın güneyinde 2.664 gr/cm³ yoğunluklu, özdirenç değerleri 128-516 Ohm.m arasında değişen ve yaklaşık 47 km derinliğe ulaşan kütle, Pontid Yayı'nın

güney ucu olarak değerlendirilmiştir. Koşutdere-Kamış arasındaki çökel havzasının tabanında 15 km derinlikteki Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı'nın uzanımına karşılık gelen 3.0 gr/cm^3 yoğunluklu ve kuzeye dalımlı yapı Ankara-Erzincan suture zonuna denk gelmektedir. Yılanlıdağ-Koşutdere arasındaki çökel kayalarının altında derinliği belirlenemeyen 2.640 gr/cm^3 yoğunluklu ve öz direnç değerleri 128-516 Ohm.m arasında değişen kesim Kırşehir Masifi'nin doğu uzantısıdır. Pınarbaşı-Divriği Ofiyolit Kuşağı'nın altında yaklaşık 15 km derinlikte 3.0 gr/cm^3 yoğunluklu yapı olasılıkla İç Toros Okyanusu'nun kapanmasıyla ilişkili suture zonuna karşılık gelen üst manto gerecidir. Gürün-Görelî Otoktonu kesiminde bulunan 2.676 gr/cm^3 yoğunluklu ve öz direnç değerleri 128-516 Ohm.m arasında değişen kütle, kıta kabuğunun bu kesimde 55 km derinliğe kadar devam ettiğine kanıt sayılabilir.

Çalışma alanındaki magnitüd-hiposantr dağılımı kıta kabuğunun güneyden kuzeye doğru kalınlaştığını ve üst kabuk derinliğinin yaklaşık 10 km derinde olabileceğini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Kabuk yapısı, manyetotellürük yöntem, gravite, Elbistan (Kahramanmaraş) – Hafik (Sivas).

ABSTRACT

Master Thesis

**THE INVESTIGATION OF THE CRUSTAL STRUCTURE OF THE
AREA BETWEEN ELBISTAN (KAHRAMANMARAS)-HAFIK (SIVAS)
BY MAGNETOTELLURIC AND GRAVITY METHODS**

Sevda ÖZEL

Cumhuriyet University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Geophysical Engineering Department

Supervisor: Assist.Prof.Dr. Hüseyin YILMAZ

The crustal structure of the area between Elbistan (Kahramanmaraş) and Hafik (Sivas) has been examined by using Magnetotelluric (MT), Gravity methods and Seismological data.

In the MT modelling for depth of 25 km, the low values of resistivity (<68 Ohm.m) related to sedimentary rocks shows that the depth of Sivas Basin is 6-7 km. The same resistivity values shows that the depth of Kangal Basin is 3-4 km, the depth of Gürün Basin is 4-10 km, the depth of Ovacık Basin is 6 km and the depth of Elbistan Basin is 6-7 km. High resistivity values (>68 Ohm.m) through upper part of the Gürün Basin are related to increasing of carbonate intercalations upward.

In the MT modelling for depth of 75 km, the mass extending approximately 47 km downward, with density of 2.664 gr/cm³ and resistivity of 128-516 Ohm.m on South of Northern Anatolian Fault was evaluated as south point of Pontid Arc. The structure with density of 3.0 gr/cm³ that corresponds to extending of North Anatolian Ophiolitic Belt in 15 km depth under sedimentary basin between Koşutdere-Kamış is Ankara-Erzincan Suture dipping

northward. The structure under the sedimentary rocks between Yılanlıdağ-Koşutdere, with undetermined depth, density of 2.640 gr/cm^3 and resistivity of 128-516 Ohm.m, might be the eastward extending of Kırşehir Massif. The structure with 15 km depth and density of 3.0 gr/cm^3 under the Pınarbaşı-Divriği Ophiolitic Belt probably belongs to the upper mantle related to the Inner Taurid Suture. The values 2.676 gr/cm^3 density and 128-516 Ohm.m resistivity in Gürün Relative Autochton can be considered as evidence for extending of continental crust 55 km downward.

From distribution of magnitudes and hypocenters of earthquakes, it can be suggested that the continental crust in the study area is getting thicker northward and the thickness of upper crust is approximately 10 km.

Key Words: The crustal structure, mangnetotelluric method, gravity, Elbistan (Kahramanmaraş) – Hafik (Sivas).

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans tezimin danışmanlığını yürüten Sayın Bölüm Başkanım Yrd.Doç.Dr. Hüseyin YILMAZ ile çalışmalarım sırasındaki öneri ve katkılarından dolayı Sayın Yrd.Doç.Dr. Cemal KAYA başta olmak üzere, yine değerli öneri ve katkılarından dolayı Sayın Misafir Öğretim Üyesi Doç.Dr. Semir ÖVER'e, Bölümümüz Öğretim Üyesi Sayın Yrd.Doç.Dr. Aydın Büyüksaraç'a, Çevre Müh. Bölüm Başkanı Öğretim Üyesi Sayın Prof.Dr. Ali Yılmaz'a ve Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi Sayın Yrd.Doç.Dr. Sûha ÖZDEN'e teşekkürlerimi sunarım. Bölümümüz Arş. Gör. arkadaşlarıma da çalışmalarım sırasındaki yardımlarından dolayı ayrıca teşekkürlerimi sunarım.

Son olarak, bu çalışmam sırasında desteğini sürekli yanımda gördüğüm sevgili ailem ile sevgili arkadaşım Zekiye Gülel'e ve diğer arkadaşlarıma çok teşekkür ediyorum. Hepinizi çok seviyorum.

Sevda ÖZEL

Ocak 2005

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖZET	I
ABSTRACT	III
TEŞEKKÜR	V
SİMGELER DİZİNİ	VIII
KISALTMALAR DİZİNİ	X
ŞEKİLLER DİZİNİ	XI
ÇİZELGELER DİZİNİ	XIII
EKLER DİZİNİ	XIV
1. GİRİŞ	1
2. YÖNTEMLER VE TEKNİKLER	3
2.1. Manyetotellürik (MT) Yöntem	4
2.1.1. Kaynak (MT Alan)	5
2.1.2. Manyetosferin Yapısı	5
2.1.3. Yer Manyetik Alanın Değişimi	7
2.1.4. MT Olayların Frekanslarına Göre Sınıflandırılması	7
2.1.5. MT Yöntemde Ölçü Düzeni	10
2.1.5.1. MT ölçüm cihazını oluşturan araçlar	10
2.1.5.2. Arazide ölçü alma düzeni	10
2.1.6. MT Yöntemde Temel Bağıntılar	12
2.1.6.1. MT yöntemin ilkeleri	12
2.1.6.2. EM dalga denklemi	13
2.1.6.3. Tensörel empedans	17
2.1.6.4. TE ve TM modları	18
2.1.6.5. Elektrik ve manyetik alan vektörlerinin döndürülmesi	19
2.1.6.6. Görünür öz direnç	21
2.1.6.7. MT yöntemde boyutluluk	22
2.1.7. MT Yöntemde 2-Boyutlu Modelleme	24
2.1.7.1. Sonlu Farklar (SF) yöntemi ile 2-Boyutlu modelleme	25

2.1.8. MT Verilerin 2-Boyutlu Ters Çözümü (TÇ)	28
2.1.8.1.MT verilerin gradyent tipi en küçükleme algoritması ile 2- Boyutlu TÇ'ü	29
2.1.8.2. NLCG algoritması (Non-Linear Conjugate Gradient)	32
2.1.9. Kabuk Araştırmalarında Öncel MT Çalışmalar	34
2.2. Gravite Yöntemi	35
2.2.1. Kabuk Araştırmalarında Öncel Gravite Çalışmaları	37
2.2.2. Gravitede Modelleme	37
3. İNCELEME ALANININ JEOLojİK VE JEOFİZİK ÖZELLİKLERİ	38
3.1. İnceleme Alanı ve Yakın Dolayının Jeolojisi	38
3.1.1. Pontid Yayı	38
3.1.2. Tokat Masifi	39
3.1.3. Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı	42
3.1.4. Akdağ-Kırşehir Masifi	42
3.1.5. Pınarbaşı-Divriği Ofiyolit Kuşağı	43
3.1.5.1. Pınarbaşı ve Güneş Ofiyoliti	43
3.1.5.2. Yeşiltaşayla Karışığı	45
3.1.6. Gürün Görelî Otoktonu	45
3.1.7. Keban-Malatya Birimi	47
3.1.8. Göksun Ofiyolit Kuşağı	49
3.1.8.1 Göksun Ofiyolitleri	49
3.1.8.2 Dağlıca Karışığı	50
3.1.9. Örtü Kayaları	50
3.2. MT Veriler	58
3.3. Gravite Verileri	62
3.4. Sismoloji Verileri	65
4. TARTIŞMA ve SONUÇLAR	68
5. KAYNAKLAR	71
6. EKLER	84

SİMGELER DİZİNİ

∇	Gradyent
\vec{E}	Elektrik alan şiddeti (V/m) (Volt/metre)
\vec{B}	Manyetik akı yoğunluğu (Wb/m) (Weber/m ²)
\vec{H}	Manyetik alan şiddeti (A/m) (Amper/metre)
\vec{D}	Elektrik akı yoğunluğu (C/m ²) (Coulomb/m ²)
\vec{J}	İletkenin elektrik akım yoğunluğu (A/m ²) (Amper/m ²)
$\bar{\rho}_v$	Hacim başına düşen birim yük yoğunluğu (C/m ³)
ϵ	Dielektrik sabiti (F/m) (Farad/metre)
μ	Manyetik geçirgenlik (H/m) (Henry/metre)
σ	Öziletkenlik (S/m) (Seimens/metre)
ρ	Özdirenç (Ohm-m) (σ 'nın tersi, $\rho=1/\sigma$)
μ_0	Serbest havanın manyetik geçirgenliği, $\mu_0=4\pi \times 10^{-7}$ (H/m) (Henry/metre)
ϵ_0	Serbest havanın dielektrik sabiti, $\epsilon_0=8.87 \times 10^{-12}$ (F/m) (Farad/metre)
$\sigma=0$	Serbest havanın öziletkenliği (Seimens/metre) (S/m)
$H_{Rx} - H_{Ry}$	Yerel uzak-referans (remote-reference) kanalı manyetik alan bileşenleri
Z	Empedans (Ohm)
k	Dalga sayısı
d_e	Etkin derinlik (skin depth) (m) (metre)
f	Frekans (Hz) (Hertz)
T	Periyot (sn) (saniye)
ω	Açısal frekans (rad) (radyan)
Z_D	Döndürülmüş empedans (Ohm)
D	Döndürme matrisi (rotational matrix)
ϕ	Faz açısı
Z_S	Empedansı Skew (Ohm)
ρ_a	Görünür özdirenç (GÖ) (Ohm.m)
v	Veri vektörü (data vector)
m	Model vektörü (model vector)
h	Hata vektörü (error vector)

d	İleri modelleme (düz çözüm) fonksiyonu
d'	Doğrusallaştırılmış ileri fonksiyon
Δv	Ölçülen ve kuramsal veriler arasındaki farkı içeren sütun vektör
Δm	Değiştirim (düzeltme) vektörü
I	Birim dizey (özdeşlik matrisi)
λ	Sönüm faktörü, düzgünleştirme parametresi (pozitif bir sayıdır)
∇^2	Laplacian operatörü
G^{-1}	Pozitif-sınırlı matris, h-hata vektörü varyansı'nda (değişinti) rol oynar
L	Basit ikinci-fark operatörü
R veya $R(m)$	Durağanlaştırıcı fonksiyonel/model fonksiyoneli/model uzayındaki en küçükleme fonksiyoneli (non-kuadratiktir)
R'	Doğrusallaştırılmış en küçükleme fonksiyoneli (kuadratiktir)
g	M-boyutlu gradyent vektör, R' 'nin gradyenti
g'	R' 'nin gradyenti
H	$M \times M$ boyutlu simetrik Hessian matrisi, R' 'nin Hessian'ı
H'	R' 'nin Hessian'ı
F	d' 'nin Hessian'ı
m_0	Ön-kestirim (ilk veri veya referans) modeli
P	Model uzayındaki araştırma yönü
m'_0	Doğrusallaştırılmış model
∂	Bir fonksiyonun kısmi diferansiyeli
α	Düzenleyici parametre
M_d	Duration magnitud (süre büyüklüğü)

KISALTMALAR DİZİNİ

MT	Manyetotellürük
EM	Elektromanyetik
MTA	Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü
DÇ	Düz Çözüm
TÇ	Ters Çözüm
SF	Sonlu Farklar (Finite Differences)
SE	Sonlu Elemanlar (Finite Elements)
CG	Eşlenik Türev (Conjugate Gradient)
NLCG	Doğrusal Olmayan Eşlenik Türev (Non-Linear Conjugate Gradient)
LCG	Doğrusal Eşlenik Türev (Linear Conjugate Gradient)
G-N	Gauss-Newton
M-M	Mackie-Madden
Pc	Sürekli titreşimler (continuous pulsations)
Pi	Geçici titreşimler (transient pulsations)
Pc1-Pc2	inciler (dalga biçimleri inci gerdanlığa benzer titreşimler)
TE	Transverse Electric Mode – Elektrik alan jeolojik doğrultuya paralel
TM	Transverse Magnetic Mode – Manyetik alan jeolojik doğrultuya paralel
EKK	En Küçük Kareler (Least Squares)
MD	Maxwell Denklemleri
SD	Steepest Descent (en dik iniş)
BA	Bouguer Anomalisi
SHA	Serbest Hava Anomalisi
IRIS	The Incorporated Research Institutions for Seismology
TURKNET	Türkiye Ulusal Deprem Gözlem Kayıt Ağı

SEKİLLER DİZİNİ**Sayfa No**

Şekil 1.1. Türkiye ve çalışma alanının tektonik birlikleri içeren yer bulduru haritası (Yılmaz ve Yılmaz (2004) ten yalınlaştırılmıştır).	2
Şekil 2.1. Manyetosferin yapısı.	6
Şekil 2.2. Düzlem EM dalga bileşenleri ve yayılım yönü.	6
Şekil 2.3. Yer manyetik alanın değişimi (Keller ve Frischknecht, 1966).	7
Şekil 2.4 Yer manyetik alanındaki değişimler (Ergün, 1995).	9
Şekil 2.5. 7-kanallı MT sistemle ölçü almada arazi yerleşim düzeni (MTA, 2001).	10
Şekil 2.6. EM dalganın etkin derinliği (Unsworth, 2001).	16
Şekil 2.7. Özdirençler ve etkin derinlik ilişkisi.	16
Şekil 2.8. Jeolojik yapı üzerinde TE – TM modlarında alanların görünüşleri.	19
Şekil 2.9. x-y ölçüm eksenlerinin θ kadar $x'-y'$ düzlemine döndürülmesi.	20
Şekil 2.10. İki-Boyutlu bir yer yapısı için $M \times N = 2 \times 2 = 4$ düğüm noktalı matris.	27
Şekil 3.1. Tokat ve dolayının genelleştirilmiş dikme kesiti (Seymen, 1993).	40
Şekil 3.2. Tokat masifi içindeki tektonik birimlerin ilişkileri.	41
Şekil 3.3. Akdağmadeni Metamorfikleri'nin genelleştirilmiş dikme kesiti ve Eosen yaşlı örtüsü (Yılmaz vd., 1997).	43
Şekil 3.4. Gürün Görelî Otoktonu'nun dikme kesiti ve örtüsü (Yılmaz vd., 1993).	47
Şekil 3.5. Keban-Malatya Birimi dikme kesiti ve örtüsü (Yılmaz vd., 1993).	49
Şekil 3.6. Pazarcık yöresi kuzeyinin (Sivas'ın doğusu) genelleştirilmiş dikme kesiti (Özcan vd., 1980; Yılmaz vd., 1997a).	52
Şekil 3.7. Divriği-Kangal yöresinin genelleştirilmiş dikme kesiti (Yılmaz ve Yılmaz, 2004a).	53
Şekil 3.8. Akdağmadeni Metamorfikleri'nin örtü kayalarının genelleştirilmiş dikme kesiti (Yılmaz vd., 1997a)	54
Şekil 3.9. Keban-Malatya Birimi üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Maden volkanitlerinin dikme kesiti ve diğer birimlerle ilişkileri (Yılmaz vd., 1997b).	55
Şekil 3.10a. A-B profili üzerinde TE modunda alınan MT ölçülerin ölçülen ve	59

hesaplanan periyot-görünür özdirenç ve periyot-faz kesitleri.	
Şekil 3.10b. A-B profili üzerinde TM modunda alınan MT ölçülerin ölçülen ve hesaplanan periyot-görünür özdirenç ve periyot-faz kesitleri.	60
Şekil 3.11. A-B profili üzerinde alınan MT ölçülerin 2-Boyutlu TÇ'nden elde edilen derinlik-görünür özdirenç model kesiti.	61
Şekil 3.12. Elbistan(Kahramanmaraş)-Hafik(Sivas) arasındaki bölge ve çevresinin Bouguer gravite anomali haritası (MTA, 1999).	63
Şekil 3.13. Çalışılan profil boyunca gravite verilerinin 2-Boyutlu DÇ'nden elde edilen derinlik-yoğunluk kesiti.	64
Şekil 3.14. Çalışma alanı ve çevresinin bölgesel deprem dağılım haritası.	66
Şekil 3.15. A-B profili boyunca ve yakın çevresindeki depremlerin derinlik-hiposantır dağılımı grafiği.	67

CİZELGELER DİZİNİ

Sayfa No

Çizelge 2.1. EM doğal mikropulsasyonları tanımlamada kullanılan sınıflandırma (Jacobs (1970) ve Bayrak (1998)'tan birleştirilmiştir).	8
--	---



EKLER DİZİNİ

Sayfa No

EK 1. Çalışma alanı ve dolayının jeoloji haritası ve enine kesitleri.

83

a) Yalınlaştırılmış jeoloji haritası.

b) Jeoloji enine kesiti.

c) Jeolojik ve jeofizik verileri içeren enine kesit.

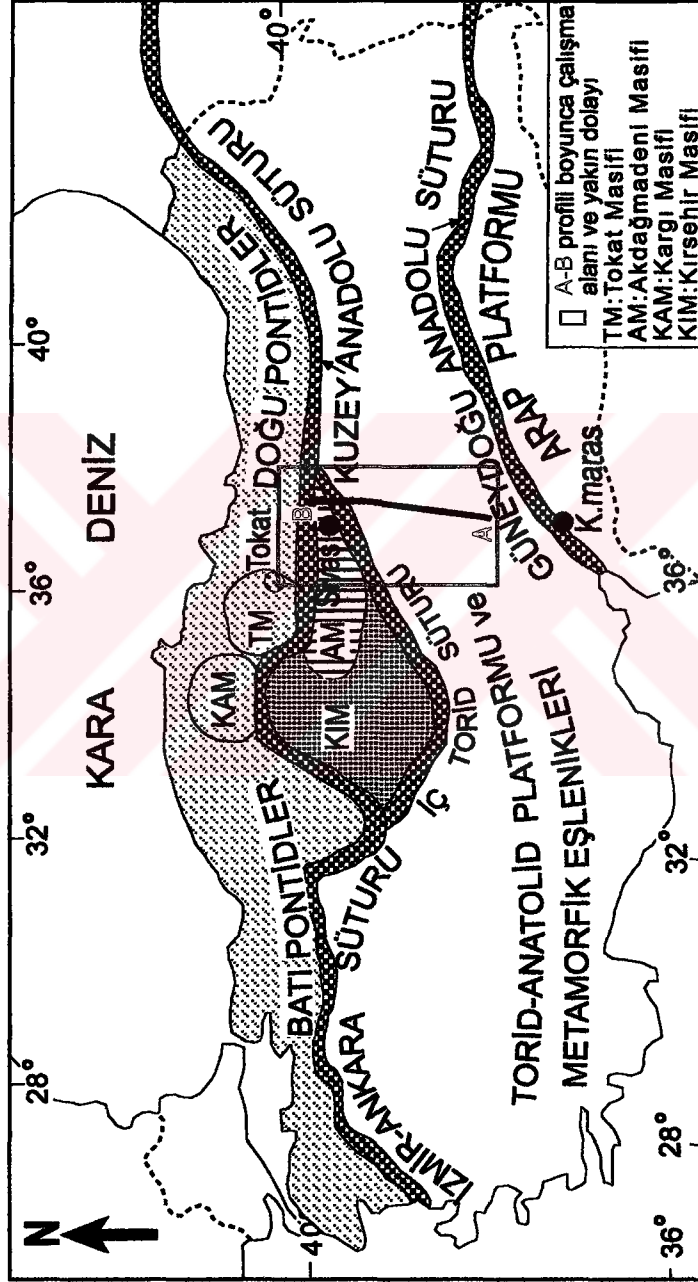


1. GİRİŞ

İnceleme alanı, Elbistan (Kahramanmaraş) – Hafik (Sivas) eksenini boyunca izlenen Elbistan, Gürün, Kangal ve Sivas havzalarıyla tartışmalı İç Torid Süturu'nun (?) yer aldığı bir bölgedir (Şekil 1.1). Bu bölgede çok sayıda jeolojik çalışma (Aktimur vd., 1990; Aziz vd., 1982; Cater vd., 1991; Demirtaşlı, 1977; Gökten, 1993a; Gökten ve Floyd, 1987; Gürsoy, 1986; Kartarı, 1986; Kelling vd., 1989; Koçyiğit, 1990; Kurtman, 1973; Metin vd., 1986; Norman, 1988; Özcan vd., 1980; Perinçek ve Kozlu, 1984; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1984; Tarhan, 1982; Tarhan, 1984; Tolluoğlu, 1989; Yılmaz, 1980; Yılmaz, 1983; Yılmaz ve Özer, 1984; Yılmaz vd., 1993; Yılmaz vd., 1997a-b) yapılmış olmasına karşın bölgesel ölçekte çok az jeofizik araştırma yapılmıştır (Duvarcı, 1994; Tufan ve Ateş, 1995a-b; Tufan ve Kadioğlu, 1998).

Bu çalışma ile yukarıda belirtilen havzaların geometrisinin ve Elbistan (Kahramanmaraş) ile Hafik (Sivas) arasındaki (Ek 1.a) yeraltı kabuk yapısının anlaşılmasında jeofizik yöntemlerin katkılarının sunulması amaçlanmıştır.

Bu amaçla doğal kaynaklı elektromanyetik (EM) yöntemlerden biri olan Manyetotellürik (MT) yöntem ve yine doğal kaynaklı olan Gravite yönteminden yararlanılmıştır. Bu yöntemler, en büyük araştırma derinliğini sağlayan jeofizik yöntemlerdendir. MT yöntem, dünyada olduğu gibi son yıllarda Türkiye'de de sığ ve derin jeolojik yapıların araştırılmasında kullanılmaktadır. Bu nedenle çalışmanın büyük bir bölümü Manyetotellürik (MT) yönteme dayalıdır. Bu kapsamda kuzey-güney yönlü yaklaşık 220 km uzunluğundaki bir profil boyunca toplam 37 noktada MT ölçümleri yapılmıştır. Aynı profil boyunca Türkiye Bouguer Gravite Anomali Haritası'ndan (MTA, 1999) yararlanılarak gravite verileri elde edilmiştir. MT ve gravite verileri kullanılarak ve bölgesel jeolojik özellikler de gözetilerek Elbistan (Kahramanmaraş) – Hafik (Sivas) arasındaki kabuk yapısı ortaya konulmaya çalışılmıştır.



Şekil 1.1. Türkiye ve çalışma alanının, tektonik birlikleri içeren yer bulduru haritası (Yılmaz and Yılmaz (2004) ten alınmıştır).

2. YÖNTEMLER VE TEKNİKLER

Yer manyetik alanı ve elektrik alanının (yeryüzünde ölçülen değişimleri) arasındaki ilişki Walker'den (1861) beri bilinmektedir. Manyetotellürik (MT) yöntemin kuramını ilk Tikhonov (1950) ve Cagniard (1953) adlı bilim adamları oluşturmuştur. Cagniard (1953) bu yöntemi önererek, kullanılan frekans aralığına bağlı olarak doğal elektrik ve manyetik alan değişimlerinden yer elektrik özelliklerinin belirlenebileceğini göstermiştir.

Jeofizik aramalar açısından MT yöntemde kaynağın doğal olması ve çok çeşitli frekanslarda veri kaydedilebilmesi nedeniyle çok farklı derinliklerden bilgi toplanabilir. Bu nedenle MT yöntem ile çok yüksek dirençli bir tabakanın altındaki düşük dirençli tabakayı görebilir ve çok daha büyük derinliklerden bilgi alınabilir. Bu yöntem, araştırma derinliğinin büyük olmasından dolayı derin kabuk yapısının araştırılmasında, okyanusal ve kıtasal kabuk arasındaki süreksizliklerin incelenmesinde, sedimanter havzaların ve faylı yapıların belirlenmesinde, petrol ve doğal gaz kaynaklarının araştırılmasında geniş bir uygulama alanına sahiptir.

Yer altında kayaların değişik litolojik özellikleri, geçirgenlik ve su içeriği nedeniyle 10^{-1} – 10^6 ohm-m aralığında değişen çok farklı öz direnç değerleri elde edilir. Ancak, bu geniş öz direnç aralığı özellikle 1970'lere kadar yorumlama yapmayı güçleştirmekteydi. 1970'lerden sonra elektronik ve bilgisayar teknolojisindeki hızlı gelişmelerle MT yöntemde yorumlamada karşılaşılan güçlükler azalmıştır. Bu nedenle yöntem yerküre yapısı araştırmalarında daha yoğun olarak kullanılmaya başlanılmıştır.

Gravite yöntemi de MT gibi doğal kaynaklı bir yöntemdir. Yöntemin temeli 18. yy. sonunda Bouguer'in yaptığı sarkaç ölçmeleri ile kayalar arasındaki yoğunluk farklarını bulmasına kadar uzanır. Yöntemle, yerçekim ivmesi değişimlerinden yararlanılarak yeraltındaki yanal yoğunluk farkları (değişimleri) bulunur. Yoğunluk farkları oldukça az ve tekdüze olduğundan gravite anomalileri küçük ve düzgün değişimler sunar. Değişimlerin küçük olması ise gravite ölçümlerinin oldukça duyarlı yapılmasını gerektirir.

Bu çalışmanın ilerleyen bölümlerinde ayrıntılı anlatılacağı gibi MT yöntem, güneyde Elbistan (Kahramanmaraş) ve kuzeyde Hafik (Sivas)'in kuzeybatı kesimini içine alan bölgede, güneyden kuzeye doğru devam eden yaklaşık 220 km'lik bir profil üzerinde uygulanmıştır. MT arazi verileri toplam 37 noktada yaklaşık 5km aralıklarla 320 Hz ile 0.00055 Hz frekans aralığında toplanmıştır. Bu veriler, Rodi ve Mackie'nin (2001) 2-Boyutlu ters çözüm (TÇ) yapan yeni NLCG (Non-Linear Conjugate Gradient) algoritmasıyla yorumlanmıştır. Bouguer Gravite Anomali Haritası'ndan (MTA, 1999) aynı profil hattı için elde edilen gravite verileri için de 2.5-Boyutlu program kullanılarak 2-Boyutlu düz çözüm (DÇ) işlemi yapılmıştır.

2.1. Manyetotellürik (MT) Yöntem

Manyetotellürik sözcüğü, manyetik karşılığı olan **manyeto** ve yerküre akımları için kullanılan **tellürik** sözcüklerinin birleşiminden oluşur. Bu anlamda Manyetotellürik, yer manyetik alanındaki tellürik ve manyetik akımların oluşturduğu değişimleri inceleyen bir yöntem olarak tanımlanabilir (Christopherson, 2001). Yöntem, kuramsal ilkeleri Tikhanov (1950) ve Cagniard (1953) tarafından belirlenen ve ölçü sistemleri açısından gerekli teknolojiye 70'lerde (Vozoff, 1972) ulaşılan jeofiziğin doğal kaynaklı elektromanyetik (EM) yöntemlerinden biridir. Başka bir tanımla MT, geniş bir frekans aralığında (Kaufmann ve Keller, 1981), genellikle 10^{-4} – 10^3 Hz aralığında, doğal elektrik ve manyetik alan değişimlerinin ölçülerek yer elektrik öz direnç yapısının belirlendiği bir yöntemdir (Vozoff, 1972).

Cagniard'ın (1953) önerdiği bu yöntem, yerküreyi oluşturan kayaçların iletkenlik (Ingham 1988, Ingham vd. 1982, Kurtz vd. 1993, Larsen 1986) değişimlerinden yararlanılarak yerkürenin derin elektrik öz direnç yapısının araştırılmasında yaygın olarak kullanılır.

2.1.1. Kaynak (MT) Alan

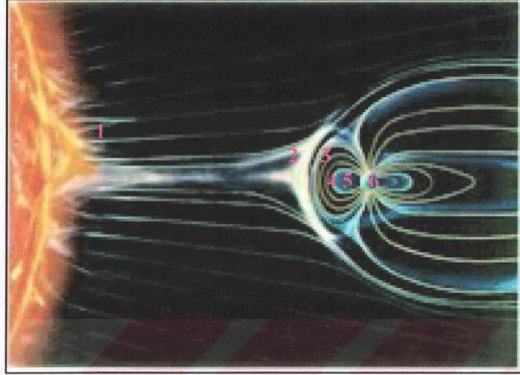
Yerküreyi saran katmanlarda (atmosfer, iyonosfer, manyetosfer) gelişen olayların, yerküre üzerinde yarattığı ani değişikliklere “manyetotellürik (MT)” değişimler denir. MT yönteminde, yer manyetik alanının zamanla değişimi sürekli gözlemlendiğinde çok uzun ve çok kısa periyotlar arasında oldukça geniş bir spektrumda yer alan olaylarla karşılaşılır. Bu aralıkta, iyonosfer ve manyetosfer içindeki manyetizma yüklü parçacıkların titreşimleri yer manyetik alan değişimlerinin kaynağıdır. Dolayısıyla bu değişimlere bağlı olarak yerküre katmanları içinde indüklenen elektrik akımları (Eddy-tellürik akımlar) da yerin doğal manyetik alanını oluştururlar (Şekil 2.1).

2.1.2. Manyetosferin Yapısı

Yerküre içinde zamanla değişen doğal elektromanyetik (EM) alanın iki önemli dalga kaynağı vardır.

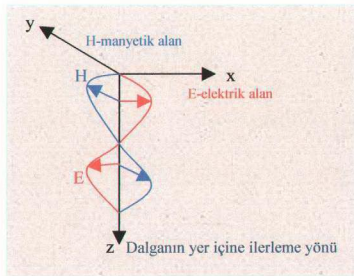
1) 1 Hz'den küçük frekanslardaki EM alanlar, güneşten gelen plazma akışı ile yerkürenin kalıcı doğal manyetik alanının birbirleriyle etkileşiminden oluşurlar (Şekil 2.1). Güneş rüzgarları olarak adlandırılan bu parçacık akışı, yerin kalıcı manyetik alanı üzerinde değişik frekanslarda salınımlara neden olur.

2) 1 Hz'den büyük frekanslardaki EM alan değişimlerini ise genellikle ekvator yakınında gerçekleşen dünya genelindeki yıldırım ve şimşekler oluşturur.



Şekil 2.1. Manyetosferin yapısı. 1-Güneş rüzgarı, 2-Darbe cephesi, 3-Manyetik alan çizgileri, 4-Plazma, 5-Radyasyon Kuşağı, 6-Yerküre, (R, yerküre yarıçapı=6370 km) (Science@Nasa, 2004).

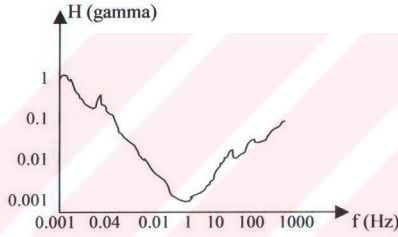
Doğal kaynaklı manyetik alandaki ($10^{-5} - 10^5$ Hz aralığında) değişimler nedeniyle atmosfere göre daha iletken olan yer içinde tellürik akımlar akar. Yer içinde elektrik alandaki değişimler manyetik alandaki değişimlere neden olur. MT yöntemiyle, dalga yayılım yönüne dik doğrultuda E ve H değişimlerini içeren düzlem dalgaların zamana bağlı değişimi kullanılarak, özdirenç frekansla değişimi incelenebilmektedir. E ve H vektörleri yatay düzlemedir (Şekil 2.2).



Şekil 2.2. Düzlem EM dalga bileşenleri ve yayılım yönü.

2.1.3. Yer Manyetik Alanın Değişimi

Yer manyetik alanın değişimi frekansın bir fonksiyonu olarak incelenirse, en zayıf değişim 1 Hz civarında görülür (Şekil 2.3). İyonosfer ve manyetosferde oluşan 1 Hz'in üzerindeki değişimler yere ulaşmadan iyonosfer içinde soğurulurlar. 1 Hz'in altındaki EM dalga ise güneşten gelen yükler ile manyetosfer sınırındaki girişimlerden oluşur ve astenosfer içinde yayılırlar.



Şekil 2.3. Yer manyetik alanın değişimi (Keller ve Frischknecht, 1966).

2.1.4. MT Olayların Frekanslarına Göre Sınıflandırılması

Yer manyetik alan değişimleri iç kaynaklı (seküler) ve dış kaynaklı (günlük veya yüksek frekanslı) değişimler olarak iki gruba ayrılır (Şekil 2.4).

1) Uzun süreli değişimler iç kaynaklı (internal)'dır. Bunlar epoklar, epoklardan daha kısa süreli olan manyetik olaylar, 11 yıllıklar (güneş lekelerinin arttığı dönemlerde yer manyetik alanında azalma olur), periyodu 1 yıl olan yıllıklar, yerkürenin güneşe olan uzaklığına bağlı mevsimsel değişimler, güneşin kendi eksenini etrafında dönmesinden kaynaklanan 27 günlükler şeklinde gruplandırılmıştır.

2) Dış kaynaklı (external) değişimler ise kısa sürelidir. Bunlar atmosferdeki elektromanyetik akımlarla düzensiz değişimler şeklinde oluşan ve periyot

uzunluğuna göre manyetik fırtınalar, körfezler, jetler, manyetik mikropulsasyonlar, astenosferikler olarak sıralanan değişimlerdir. Ayrıca yer manyetik alanın günlük 24 saat periyotlu bir sinüs eğrisi Şeklinde görüldüğü günlük değişimler de bu tür değişimlerdendir.

a-Mikropulsasyonlar

10^0 - 10^3 sn aralığındaki (1 Hz'den küçük) iyonosfer kökenli, küçük genlikli, hızlı yer manyetik alan değişimlerine mikropulsasyonlar denir (Şekil 2.4). Frekans, genlik ve kalıcılık gibi morfolojik özelliklerine göre düzenli ve düzensiz olmak üzere iki grupta sınıflandırılırlar (Çizelge 2.1). Düzenli pulsasyonlar 5-0.0017 Hz aralığında, düzensiz pulsasyonlar ise 1-0.00003 Hz aralığındaki değişimlerdir.

Çizelge 2.1. EM doğal mikropulsasyonları tanımlamada kullanılan sınıflandırma (Jacobs (1970) ve Bayrak (1998)'tan birleştirilmiştir).

Tip	Ortalama genlik(nT)	Peryot (sn)	Grlme zamanı	OluŐum
<u>Düzenli</u>				
Pc 1	0.05-0.1	0.2-5	Sabah, gündüz	Dar frekans bandı. Manyetik fırtınadan birkaç saat veya birkaç gün önce artan aktivite.
Pc 2	0.1-1	5-10	Sabah, gündüz	Manyetosfer sınırındaki turbulans pulsasyonlar. Belirgin ortalama periyodu ile nispeten düzenli pulsasyonlar.
Pc 3	0.1-1	10-45	Sabah, gündüz	
Pc 4	0.1-2	45-150	Sabah, gündüz	
Pc 5	1-20	150-600	Sabah,gündüz,akŐam	Manyetosferin gündüz ve gece tarafına güneş rüzgarının etkisi.
<u>Düzensiz</u>				
Pi 1	0.01-0.1	1-40	Gece,sabah,akŐam	Geniş band patlamaları. İyonosfer yüklü partikül enjeksiyonu.
Pi 2	1-5	40-150	Gece, gündüz	Manyetosferin kuyruğunda nötral tabaka içindeki patlamalar. Salınma trenleri gece yarıküresi üzerinde. Manyetik fırtınaların baŐlangıç fazi ile oluşur.

Őizelgedeki Pc (continous pulsations) sürekli titreŐimlerdir ve Pi (transient pulsations) ise geçici titreŐimlerdir. Ayrıca Pc1 ve Pc2 titreŐimlerine dalga

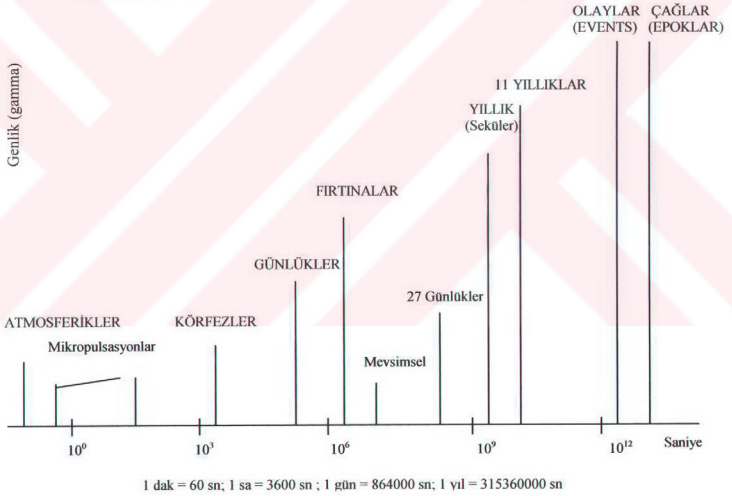
biçimlerinin inci gerdanlığa benzer şekilde bir salınım göstermesinden dolayı “inciler” adı verilir.

b-Günlük değişimler veya yüksek frekanslı değişimler

10^3 sn'den büyük ya da 1 Hz'in üzerindeki yavaş değişimler günlük değişimler olup, ay ve güneş kökenlidirler. Manyetik fırtına, manyetik körfez, manyetik çengel ve manyetik pulsasyonlar ise yüksek frekanslı değişimlerdir (Şekil 2.4).

DİŞ KAYNAKLI (EXTERNAL)

İÇ KAYNAKLI (INTERNAL)

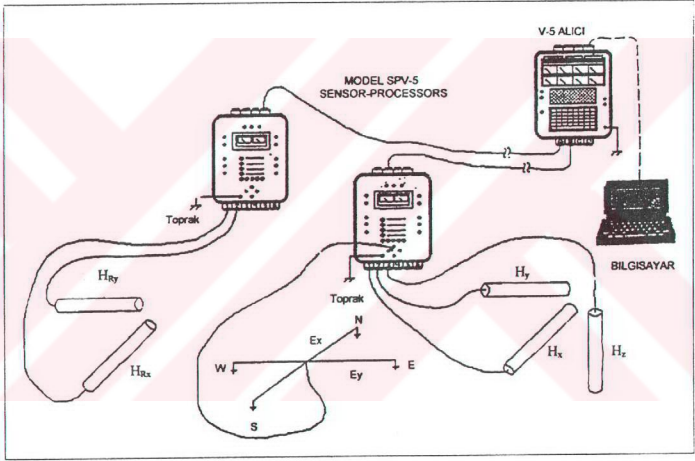


Şekil 2.4. Yer manyetik alanındaki değişimler (Ergün, 1995).

2.1.5. MT Yöntemde Ölçü Düzeni

2.1.5.1. MT ölçüm cihazını oluşturan araçlar

MT yöntem ile doğal kaynaklı düzlem dalgalarını kaydetmek için başlıca 5 tür ana gereci kullanılır. Manyetik alan algılayıcılar (3 adet bobin), 2'şer adet sensör işlemci, elektrik alan algılayıcıları (4 adet elektrot), 1'er adet alıcı ve bilgisayardan oluşan sistemle MT veriler toplanır (Şekil 2.5).



Şekil 2.5. 7-kanallı MT sistemiyle ölçü almada arazi yerleşim düzeni (MTA, 2001).

2.1.5.2. Arazide ölçü alma düzeni

MT yöntemde amaç, yeryüzündeki yatay bir doğrultudaki yer elektrik alan şiddeti ile buna dik açıdaki yatay doğrultudaki yer manyetik alan şiddetini zamanın bir fonksiyonu olarak ölçmektir. Ancak MT yöntem ile arazide ölçü alınırken ölçü almada belli bir düzen vardır. Ölçü almada, yeryüzünde belirlenen birbirinden bağımsız her MT istasyonda (gözlem noktalarında) doğal elektrik alanının (E) iki

bileşeni (yatayda E_x ve E_y) ve manyetik alanın (H) üç bileşeni (yatayda H_x ve H_y , düşeyde H_z) ölçülür.

Elektrik alan, kablo uzunlukları 100-150 m arasında değişen iki ucu polarize olmayan elektrotlar ile ölçülür. Elektrotlar seramik malzeme içinde elektrolit ($AgCl_2$ veya $PbCl$) ergiyik bulunan tabanı su sızdıran özellikte fincanlardır. Arazi koşullarına göre birbirlerinden 50-200 m uzaklıkta bulunan elektrotlar arazi üzerine L veya + oluşturacak biçimde yerleştirilerek MT ölçü alınır. L düzeneğinde ortak elektrot, ortak nokta olarak diğer iki elektrodun her ikisine de bağlanır. Manyetik alan ise etrafı su geçirmez PVC türü bir kaplama ile örtülmüş indüksiyon bobinleri ile ölçülmektedir. MT ölçü 2 veya daha fazla istasyon arasında eş zamanlı olarak elde edilebilir.

Bu çalışmada kullanılan MT ölçüler Phoenix firması tarafından üretilen 7 kanallı, çok amaçlı V-5 adlı alıcı kullanılarak ölçülmüştür. Kanallardan 2 tanesi E bileşenlerini, diğer 5 kanal ise H bileşenlerini ölçmede kullanılır (Şekil 2.5). Sistemin 7 kanallı olmasından dolayı bir MT istasyonda ölçülen beş ana bileşeni (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z), diğer iki manyetik alan bileşenleri (H_{Rx} , H_{Ry}) ise yerel uzak-referans (remote-reference) kanalı olarak ölçülür. H_z bileşeni jeolojik doğrultu (strike) hakkında bilgi almak için kaydedilir. Diğer bileşenler ise yeraltı elektrik öz dirençleri hakkında bilgi edinmek için ölçülür. Bu veriler gürültü içeren diğerleri ile karşılaştırılır. Bu amaçla Clarke vd. (1983) tarafından, E ve H'lerden hesaplanan empedans $Z(f)$ içindeki hataları gidermek amacıyla, uzak-referans MT tekniği geliştirilmiştir. Bu teknik klasik tekniğe ek olarak uzak bir noktadaki manyetik alan bileşenlerinin (H_x ve H_y) ölçülmesine dayanır.

MT parametreler gerçek zamanda hesaplanırken, zaman serisi verileri alıcı ile birleştirilmiş bir diz üstü bilgisayar aracılığı ile kayıt edilmektedir. Phoenix marka MT cihazı ölçülerinin ikisi yüksek frekans bandında (320–7.5 Hz arasında değişen frekanslarda), biri de alçak frekans bandında (6–0.00055 Hz arasında değişen frekanslarda) kayıt edilir. E, mV/km ve H, nT cinsinden ölçülen büyüklüklerdir. Birbirine yatay düzlemde dik olan E ve H'ların empedans ile olan ilişkisinden hesaplanan öz dirençler ise ohm-m cinsindedir.

2.1.6 MT Yöntemde Temel Bağıntılar

2.1.6.1 MT yöntemin ilkeleri

MT değerlendirmelerde manyetosfer ve iyonosferde oluşan doğal EM dalgaların düşey yönde ilerleyen düzlem dalgalar olduğu kabul edilir (Wait, 1962). EM alanın varlığını ilk Faraday (1791-1867) öne sürmüştür, Maxwell ise EM alanı matematiksel olarak açıklamıştır. Bu nedenle EM alanın veya dalganın davranışını ve yayılımını matematiksel olarak açıklayan denklemler “Maxwell Denklemleri (MD)” olarak bilinir. MD birbirinden bağımsız olarak geliştirilen dört denklemin bir araya getirilmesi ile oluşturulmuştur. Bu denklemler Hertz (1857-1894) tarafından yapılan laboratuvar deneyleri ile elde edilmiştir. MD kısmi türevli denklemlerdir ve sınır koşullarından yararlanılarak çözümlenirler.

Hareketli yüklerin zamanla değişmesi sonucu hem E hem de H’lar oluşur. Buna EM dalga adı verilir. Jeofizik uygulamalarda, EM dalgaların yer içindeki yayılım ilkeleri kullanılarak yer altı yapısı ve yeri oluşturan kayaçların fiziksel özellikleri bulunabilir. Buna göre zaman ortamında MD,

$$1. \text{ Faraday Yasası} : \text{rot}\vec{E} = \nabla \times \vec{E} = -\partial \vec{B} / \partial t \quad [2.1]$$

$$2. \text{ Ampere Yasası} : \text{rot}\vec{H} = \nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \partial \vec{D} / \partial t \quad [2.2]$$

$$3. \text{ Selenoidal B} : \text{div}\vec{B} = \nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad [2.3]$$

$$4. \text{ Coulomb Yasası} : \text{div}\vec{D} = \nabla \cdot \vec{D} = \rho_v \quad [2.4]$$

denklemleri ile ifade edilirler. Bu denklemlerde,

∇ gradyent,

\vec{E} elektrik alan şiddeti (V/m),

- \vec{B} manyetik akı yoğunluğu (Wb/m²),
 \vec{H} manyetik alan şiddeti (A/m),
 \vec{D} elektrik akı yoğunluğu (C/m²),
 \vec{J} iletkenin elektrik akım yoğunluğu (A/m²),
 $\bar{\rho}_v$ hacim başına düşen birim yük yoğunluğu (C/m³)'dur.

Yerküreye ilişkin EM uygulamaların çoğunda ortamın homojen (tekdüze) ve izotrop (yönbağımsız) olduğu kabul edilirse, $D = \epsilon E$, $B = \mu H$ ve $J = \sigma E$ (Ohm Yasası) bağıntıları geçerlidir ve burada, ϵ dielektrik sabiti (F/m), μ manyetik geçirgenlik (H/m), σ öziletkenlik (S/m), ρ öz direnç (Ohm-m) (σ 'nın tersi, $\rho = 1/\sigma$) olarak bilinir. Bir ortam μ , σ , ϵ parametreleri ile elektriksel olarak belirlenebilir. Frekansın değişmesi ile araştırma derinliği değişir. Bu nedenle jeofizik yöntemlerde bu büyüklükler (μ , σ , ϵ) değişken olma özelliklerinden yararlanılarak parametre şeklinde kullanılırlar. μ_0 , ϵ_0 , $\sigma = 0$ ise boşluğun (serbest havanın) parametreleridir ve genelde referans olarak kullanılırlar.

2.1.6.2. EM dalga denklemleri

Maxwell denklemlerinin quasi-statik limit ($\sigma \gg \epsilon\omega$) şartlarında iletken bir ortam için frekans ortamı görünümü aşağıda sunulmuştur.

$$\nabla \times \vec{E} = -i\omega\mu\vec{H} \quad [2.5]$$

$$\nabla \times \vec{H} = (\sigma + i\epsilon\omega)\vec{E} \quad [2.6]$$

$$\nabla \cdot \vec{E} = 0 \quad [2.7]$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = 0 \quad [2.8]$$

[2.5] ve [2.6] denklemlerindeki ω açısal frekanstır. Bu iki denklem değişken bir H tarafından kendisine dik bir E'ın, bu E tarafından ise bir H'ın oluşacağını gösterir. Bu hal hep bu şekilde devam eder gider. Birbirini izleyen E ve H'lar EM dalga olarak iletken ortam içinde ilerleyerek yayılır. Buna göre [2.5] eşitliğinin her iki tarafının rotasyoneli alınırsa,

$$\nabla_x \nabla_x \vec{E} + i\omega\mu \nabla_x \vec{H} = 0 \quad [2.9]$$

bulunur. Bu denklemde $\nabla_x H$ yerine (2.6) denklemi konursa,

$$\nabla_x \nabla_x \vec{E} + i\omega\mu(\sigma + i\omega\epsilon)\vec{E} = 0 \quad [2.10]$$

olur. Cebirsel işlemler yapılır, vektörlerin $\nabla_x \nabla_x a = \nabla(\nabla \cdot a) - \nabla^2 a$ özelliğinden yararlanır ve [2.7] denklemi kullanılarak [2.10] denklemi yeniden düzenlenirse,

$$\nabla^2 \vec{E} + (\epsilon\mu\omega^2 - i\mu\sigma\omega)\vec{E} = 0 \quad [2.11]$$

bulunur. Benzer biçimde (2.6) denkleminde verilen Ampere yasası kullanılarak da,

$$\nabla^2 \vec{H} + (\epsilon\mu\omega^2 - i\mu\sigma\omega)\vec{H} = 0 \quad [2.12]$$

bulunabilir. [2.11] ve [2.12] denklemlerinde ise $k^2 = \epsilon\mu\omega^2 - i\mu\sigma\omega$ özelliği kullanılarak,

$$\nabla^2 \vec{E} + k^2 \vec{E} = 0 \quad [2.13]$$

$$\nabla^2 \vec{H} + k^2 \vec{H} = 0 \quad [2.14]$$

biçiminde “frekans ortamı EM dalga denklem çifti” elde edilir. Burada k , dalga sayısıdır ve $k = (\epsilon\mu\omega^2 - i\mu\sigma\omega)^{1/2}$ biçiminde tanımlanır. k 'nın gerçel kısmı dalganın sönümünü, sanal kısmı ise derinlikle olan sinüsoidal değişimini gösterir (Ward ve Hohmann, 1987).

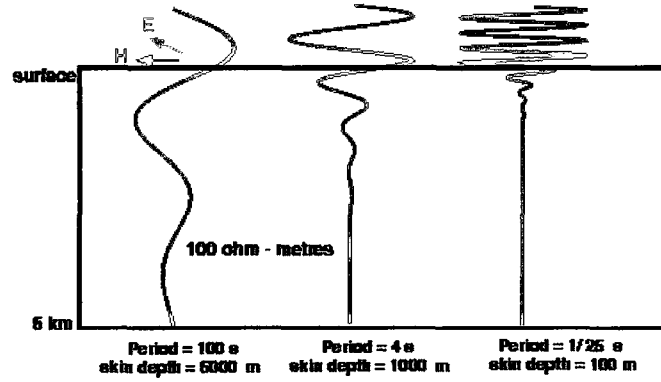
Yerküreyi oluşturan kayaçların öziletkenlikleri 10^{-4} S/m'den küçük, dielektrik sabitleri ise 10^{-11} F/m civarında olur. 10^5 Hz'den küçük frekanslarda yerdeğiştirme akımları iletkenlik akımlarından çok daha küçük olduğundan, yani $\sigma \gg \epsilon\omega$ (quasi-statik limit şartı) (Keller ve Frischknecht, 1966) olduğunda “ $\epsilon\omega$ ” ihmal edilebilir ve ortamın manyetik geçirgenliği (μ) yerine serbest havanın manyetik geçirgenliği $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m, ortamın dielektrik sabiti (ϵ) yerine serbest havanın dielektrik sabiti $\epsilon_0 = 8.87 \times 10^{-12}$ F/m kullanılabilir. Quasi-statik limit şartlarında $\epsilon\mu\omega^2 = 0$ olduğundan $k = (i\mu\sigma\omega)^{1/2}$ olur.

Bir EM dalga iletken bir ortam içinde ilerlediğinde genlikleri üstel olarak azalır. Bu zayıflamanın hızı frekans ve iletkenlik ile orantılıdır. EM dalga genliğinin (şiddetinin) $1/e$ 'ye (Jones, 1983) düştüğü derinliğe etkin derinlik (skin depth) denir ve

$$d_e = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad [2.15]$$

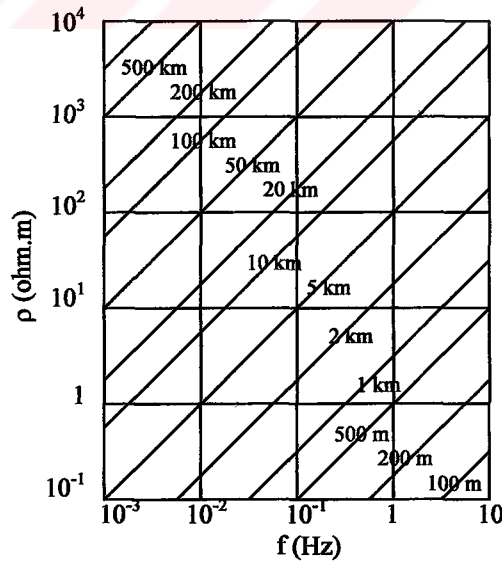
denklemleri ile ifade elde edilir ($\mu = 4\pi \times 10^{-7}$ ve $\sigma = 1/\rho$). Eğer frekans (Hz), iletkenlik (S/m) ve manyetik geçirgenlik (H/m) olarak tanımlanırsa etkin derinlik (m) bulunur. Başka bir deyişle, homojen yer ortamı için etkin derinliğin değişimi frekansın ve öz direncin bir fonksiyonu olarak gözlenir (Şekil 2.6). Yani yeryüzünde herhangi bir noktada MT alan ölçülür ve bu alanın empedansı hesaplanırsa etkin derinliğe kadar ortamın iletkenliği hakkında bilgi toplanabilir.

Şekil 2.6'da öz direnci 100 ohm.m ve derinliği 5 km olan bir ortamda bulunan EM dalganın etkin derinliği görülmektedir (Unsworth, 2001). Buna göre EM dalganın periyodu azaldıkça etkin derinliğinin de azaldığı görülebilir.



Şekil 2.6. EM dalganın etkin derinliği (Unsworth, 2001).

Şekil 2.7’de ise yerkabuğunu oluşturan kayaların olası öz dirençleri ve MT dalgaların 10^{-3} – 10 Hz aralığı için olan etkin derinlikleri verilmiştir. Burada yüksek periyotlar derin, düşük periyotlar ise sıg yapılar karşılık gelir. Patra ve Mallick (1980)’den MT değişimlerin 0.0001 sn’den bir kaç güne varan periyotta olduğu bilinmektedir.



Şekil 2.7. Öz dirençler ve etkin derinlik ilişkisi.

2.1.6.3. Tensörel empedans (Z)

Tensörel empedans, yeraltının çok boyutlu elektrik iletkenlik yapısını araştırmada kullanılır ve MT ölçüm istasyonundaki EM alan bileşenleri arasındaki ilişkiden elde edilir. Bu amaçla MT yöntemde empedans, düzlem EM dalganın yer yüzünde birbirine dik E ve H bileşenleri kullanılarak hesaplanabilmektedir. Birbirine dik bu alanların frekans bölgesindeki oranları “empedans” olarak adlandırılır ve

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} \quad \text{ve} \quad Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x} \quad [2.16]$$

denklemleri ile ifade edilir. Empedans karmaşık bir sayı olduğundan genliği ve fazı,

$$|Z_{xy}| = \frac{|E_x|}{|H_y|} \quad [2.17]$$

$$\phi_z = \phi_x - \phi_y = \arctan\left(\frac{\text{Im}Z_{xy}}{\text{Re}Z_{xy}}\right) \quad [2.18]$$

$$\phi_z = -\arctan\left(\frac{\text{Im}Z_{xy}}{\text{Re}Z_{xy}}\right) \quad [2.19]$$

denklemleriyle verilir.

Ölçülen beş alan bileşeninden 2 asıl empedans (Z_{xy} , Z_{yx}), 2 de ikincil empedans (Z_{xx} , Z_{yy}) olmak üzere toplam 4 empedans (Z) tanımı elde edilir. Asıl empedanslar yorum aşamasında, ikincil empedanslar ise veri işlem aşamasında kullanılırlar. Empedans Z ile E ve H bileşenleri arasında,

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad [2.20]$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y$$

biçiminde bir ilişki vardır ve denklemlerdeki her terim frekansa bağlıdır. Bu denklemler, [2.20] denkleminde gösterilen dört elemanı kapsayan empedans tensörü kullanılarak,

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad [2.21]$$

şeklinde bir dizey denkleme dönüştürülebilirler. Bu denklem oluşan elektrik alanın, manyetik alan tarafından indüklendiği ve gürültü etkisinin ihmal edilmediği varsayımına dayanır. 2-Boyutlu durumda $Z_{xy}=Z_{yx}$ asıl empedansları, TE modunda $Z_{xy}=E_x/H_y$ ve TM modunda ise $Z_{yx}=E_y/H_x$ olmaktadır.

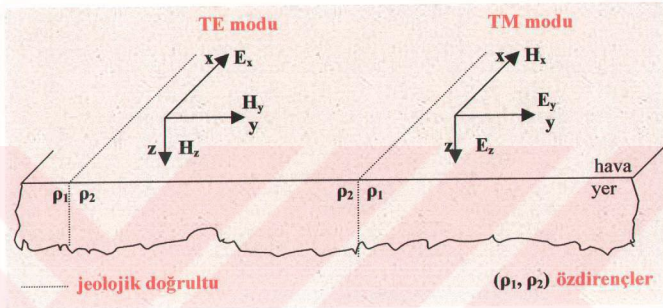
2.1.6.4. TE ve TM modları

2-Boyutlu bir yer yapısı modelinde jeolojik doğrultunun (ya da bir kırığın) her iki tarafında (ρ_1, ρ_2) öz dirençli iki durumda dalganın kutuplanması (polarizasyon) ve yapıdan etkilenmesi farklı olur (Şekil 2.8). Eğer μ_0, ϵ_0 ve σ parametrelerinin değişimi x-ekseninden bağımsız ise kutuplanmaya bağlı olarak birbirinden farklı iki EM alan modu vardır. 2-Boyutlu durumda bu modlarla çözüm yapılabilir. Bu modlar, TE modu (Transverse Electric veya E-parallel) ve TM modu (Transverse Magnetic veya H-parallel)'dur. Bu durumda, sınır koşulları x-ekseninden bağımsız olmalıdır ve TE modunda E_x bileşeni jeolojik doğrultuya paralel (iletkenlik doğrultusuna), TM modunda ise H_x bileşeni jeolojik doğrultuya paraleldir. Şekil 2.8'den de görüleceği gibi TE modu için manyetik alanın H_x ve elektrik alanın E_y, E_z bileşenleri, TM modu için ise elektrik alanın E_x ve manyetik alanın H_y, H_z bileşenleri sıfır olur. Yani;

TE modunda $E \rightarrow (E_x, 0, 0)$ ve $H \rightarrow (0, H_y, H_z)$

TM modunda $E \rightarrow (0, E_y, E_z)$ ve $H \rightarrow (H_x, 0, 0)$

olur.

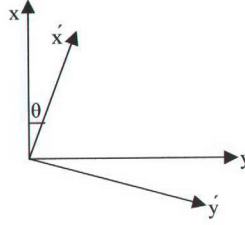


Şekil 2.8. Jeolojik yapı üzerinde TE – TM modlarında alanların görünüşleri.

2.1.6.5. Elektrik ve manyetik alan vektörlerinin döndürülmesi

MT ölçüler, jeolojik doğrultu önceden bilinemeyeceğinden coğrafi kuzey-güney ve doğu-batı eksen yönlerinde kayıt edilirler. 2-Boyutlu modelleme yapılmadan önce arazi ölçüleri jeolojik uzanım (strike) eksenini doğrultusunda döndürülmeleri gerekir. Bu nedenle veri-işlem aşamasında TE- ve TM-modlarına ait empedansların bulunması için Z_{xx} ve Z_{yy} empedanslarını minimum yapacak şekilde en küçük kareler (EKK) yöntemi ile empedans tensörü döndürülür.

Herhangi bir koordinat düzleminde verilen yöneyle istenilen bir doğrultuya döndürülebilirler (Şekil 2.9).



Şekil 2.9. x-y ölçüm eksenlerinin θ kadar x' - y' düzlemine döndürülmesi.

Döndürülmüş empedans,

$$Z_D = DZD^T \quad [2.22]$$

ile verilir. Bu denklemde T, D matrisinin transpose'u yani devriğidir. Buna göre,

$$D = \begin{vmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{vmatrix} \text{ ve } D^T = \begin{vmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{vmatrix} \quad [2.23]$$

olarak tanımlanır. Döndürme işlemi sonunda elde edilen empedansın ölçüm aşamasında aynı yönde alınmış ölçüm değerlerine eşit olduğu kabul edilir (Ulugergerli, 2003). Döndürme işlemi her bir frekans değeri için diğerlerinden bağımsız olarak yapılır. Empedans tensörü ve döndürme açısı arasındaki ilişki [2.23] denkleminden,

$$Z_\theta = \frac{(Z_{xx} + Z_{yy})\cos(2\theta)}{2} - \frac{(Z_{xy} - Z_{yx})\sin(2\theta)}{2} \quad [2.24]$$

formülü ile tanımlanabilir. Pratikte 180° döndürmede köşegen (diagonal) elemanlara yönelik iki minimum elde edilir ve eksenler asıl iletkenlik eksenleridir. Ölçme yönü

ve doğrultu arasındaki döndürme açısı θ 'yı elde etmek için minimize etmede $|Z_{xx} - Z_{yy}|$ ve maximize etmede ise $|Z_{xy} + Z_{yx}|$ kullanılabilir. Buradan döndürme açısı,

$$\theta = 0.25 \arctan \frac{\operatorname{Re}(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy}^* + Z_{yx}^*)}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \quad [2.25]$$

biçiminde elde edilir (Swift, 1967).

Uygulamada iki sorunla karşılaşılır. Bunlardan biri karmaşık jeolojik ortamlarda her bir frekans için farklı bir açı değerinin bulunması sorunudur. Döndürme işlemi her bir frekans için diğerlerinden bağımsız olarak yapılır. Bu durumda önerilen jeolojik haritadan veya yön analizinden elde edilen en uygun tek bir açı seçilir ve bütün veriler bu açı ile döndürülürler. Diğer sorun ise her zaman beklenen 90^0 belirsizliğidir. Bu belirsizlik elde edilen açının, jeolojik haritadan elde edilen doğrultu ile karşılaştırması yapılarak ortaya konulur. Belirsizliği gidermek için TE ve TM modu verileri yer değiştirilir. Seçilen doğrultunun önemi modelleme aşamasında ortaya çıkar. Bütün 2-Boyutlu modelleme programları, E (TE için) veya H (TM için) bileşeni ölçülerinin jeolojik yapıya paralel olduğu varsayımı ile hazırlanırlar. Mod seçiminden sonra veride durağan kayma için düzeltme yapılması gerekir. Her bir MT istasyonda TEM (Geçici Elektromanyetik Yöntem-Transient Electromagnetic Method) ölçüleri yardımıyla eğrilerde kayma olup olmadığı araştırılır ve gerekli kaydırmalar yapılır. Böylece uygun modları seçilen, gerektiğinde döndürülen ve durağan kayması giderilen veri modelleme çalışmaları için hazır hale gelmiş olur (Ulugergerli, 2003).

2.1.6.6. Görünür özdirenç (GÖ)

Yeraltı özdirenç dağılımı hakkında bilgi edinilmesi veya verilerin daha anlaşılabilir bir biçimde sunulması amaçları ile “görünür özdirenç” kavramı geliştirilmiştir. GÖ'in tekdüze bir ortamda, ortamın yüksek frekans limitinde birinci katmanın ve alçak frekans limitinde son katmanın özdirencine eşit olması ve ara

frekanslarda katmanların gerçek özdirençlerine mümkün olduğunca yakın olması gibi kriterlere uyum sağlaması beklenir (Başokur, 2003). MT yöntemde, tekdüze ve yatay düzlemde izotrop bir ortam için yüzey empedansına dayalı GÖ denklemi Cagniard (1953) tarafından,

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z|^2 \quad [2.26]$$

biçiminde tanımlanmıştır. Bu denklemde ρ_a görünür özdirenç (ohm.m), Z empedans (ohm), ω açısal frekans (radyan) ve μ_0 serbest havanın manyetik geçirgenliği (Henry/m) cinsindedir. Bu denklemden hesaplanan özdirenç değerlerinden yerin derine doğru değişen elektrik özdirenç yapısı ortaya konmaktadır. 2-Boyutlu durumda empedans tensörünün döndürülmesi ile GÖ'ler ve fazlar (ϕ) ise sırasıyla TE ve TM modları için,

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{xy}|^2 \quad \text{ve} \quad \phi_{xy} = \tan^{-1} \frac{\text{Im } Z_{xy}}{\text{Re } Z_{xy}} \quad [2.27]$$

$$\rho_{yx} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{yx}|^2 \quad \text{ve} \quad \phi_{yx} = \tan^{-1} \frac{\text{Im } Z_{yx}}{\text{Re } Z_{yx}} \quad [2.28]$$

denklemlerinden bulunabilirler.

2.1.6.7. MT yöntemde boyutluluk

1-Boyutlu durum: Yatay ve homojen (tekdüze) tabakalardan oluşan 1-Boyutlu yeraltı modeli için empedanslar herhangi bir yönde $Z_{xx}=Z_{yy}=0$ ve $Z_{xy}=-Z_{yx}$ koşullarını sağlar. Bu koşullar altında alan denklemleri ise,

$$E_x = Z_{xy}H_y \text{ ve } E_y = -Z_{yx}H_x \quad [2.29]$$

biçimde elde edilirler. Bu tür ortamlarda ikincil empedanslar olan Z_{xx} ve Z_{yy} sadece verideki gürültünün belirlenmesinde kullanılır.

2-Boyutlu durum: 2-Boyutlu yer altı modeli için E'nin yönü jeolojik doğrultu boyunca ise doğrultuya dik yöndeki H doğrusal olarak kutuplanır. TE modu veya E-kutuplanması olarak adlandırılan bu durumda empedans $Z_{xy}=E_x/H_y$ olur. E'nin doğrultuya dik olduğu TM modu veya H-kutuplanması olarak adlandırılan durumda ise empedans $Z_{yx}=E_y/H_x$ olur. x-ekseninin uzanım (strike) alınması durumunda,

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \text{ ve } Z_{xy} \neq -Z_{yx} \quad [2.30]$$

koşulu sağlanır. Ancak doğada tam 2-Boyutlu koşul sağlanamaz. Bu nedenle eksenlerin strike boyunca olmaması durumunda $Z_{xx} \neq -Z_{yy} \neq 0$ ifadesi geçerli olur.

3-Boyutlu durum: Doğada 3-Boyutlu ortamda tüm empedans bileşenleri sıfıra yaklaşır, ama sıfır olmaz. Bu durum,

$$Z_{xx} \neq -Z_{yy} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq 0 \quad [2.31]$$

denklemleri tanımlanır.

Empedans skew (çarpıklık) (Z_S): MT yöntemde $Z_1=(Z_{xy}-Z_{yx})/2$ ve $Z_2=(Z_{xx}+Z_{yy})/2$ biçiminde tarif edilen rotasyonel sabitler de MT araştırmalarda geniş bir şekilde kullanılır. Bunlardan empedans skew parametresi, yerkürenin 1-, 2- ve 3-Boyutlu'luğunun bir ölçüsüdür. Yani, MT veri için boyutluluğun ölçüsü empedans tensörünün, empedans skew parametresi ile elde edilmektedir (Vozoff, 1972). Bu parametre değeri 0-1 arasında değişmektedir. Empedans skew, tensör matrisinin

köşegen elemanları toplamının köşegen olmayan elemanları farklarına oranı olarak saptanır ve

$$\text{Skew} = Z_S = \frac{Z_2}{Z_1} = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad [2.32]$$

denklemleri ile tanımlanır.

Homojen ve izotrop (yönbağımsız) bir yer ortamında skew denkleminin değeri sıfıra yaklaşır. 1-Boyutlu durumda, iki ana öz direnç doğrultulu anizotrop (yönbağımlı) bir ortamda skew değeri küçük olur. Ancak sadece x ve y'nin ana doğrultuları ile aynı yöne getirilmesi durumunda sıfır olur. 2-Boyutlu yapıda, istasyon bir öz direnç süreksizliğinden uzaklaştırılmışsa küçük fakat sıfır olmayan skew değerleri elde edilir. Yüksek skew değerleri ise 3-Boyutlu duruma ve yüzey düzensizliklerine yakınlık demektir. Swift (1967) MT ölçülerin 3-Boyutlu değerlendirilmesi konusunda bu iki durumu inceleyerek, köşegen (diyagonal) elemanların en küçükleme yöntemi ile 2-Boyutlu yapıların doğrultu eksenlerini ve çarpıklık (skewness) katsayıları ile de 2-Boyutlu'luktan olan sapmalarını bulmuştur. Bu şekilde empedans tensörünün köşegen elemanları sıfırlanabilmektedir.

2.1.7. MT Yöntemde 2-Boyutlu Modelleme

MT yönteminde 2-Boyutlu modellemede analitik çözüm yapmak zor olduğundan sayısal yöntemler kullanılır. Analitik çözümler basit yapılar için uygulanır ve sadece basit 2-Boyutlu kuramsal modellerin TM modu için analitik çözümleri bulunabilir. TM modunda yüzeyde H_0 sabit olduğundan çözüm elde edilir. Ancak TE modunda yüzeyde E_0 sabit değildir, bu nedenle analitik çözümü de yoktur (Candansayar, 2002). Sayısal çözüm ise ortamı temsil eden yer elektrik kesitinin elde edilmesi için yeraltının gridlenmesi (ağ oluşturma) ve her bir grid içinde parametrenin sayısal işlem ile çözümünün bulunması esasına dayanır. Bu nedenle türev denklemleri ile

çözüm yapan Sonlu Farklar (SF) ve Sonlu Elemanlar (SE) 2-Boyutlu modellemede en çok kullanılan sayısal çözüm yöntemleri olmuştur.

MT yöntemde SF ile 2-Boyutlu modelleme ilk olarak Jones ve Price (1970), Jones ve Pascoe (1971), Pascoe ve Jones (1972), Cerv ve Praus (1972), Rodi ve Mackie (2001) tarafından yapılmıştır. MT yöntem kullanılarak yazılan ve doğruluğu kabul edilen program ise Brewitt-Taylor ve Weaver (1976) tarafından geliştirilmiştir. Smith ve Booker (1991) ve deLugao vd. (1997) aynı 2-Boyutlu modelleme bağıntılarını kullanarak farklı ters çözüm (TÇ) algoritmaları yazmışlardır. Bu araştırmacıların elde ettikleri sonuçların, Apprea vd. (1997) SE yönteminin sonuçlarına yakın olduğunu göstermiştir. MT yöntemde SE ile 2-Boyutlu modelleme ise ilk olarak Coggon (1971), Silvester ve Haslam (1972), Rodi (1976) ve Rijo (1977) tarafından yapılmıştır. Wannamaker vd. (1986, 1987) ise bu yöntemi kullanarak yazdığı ve doğruluğu kabul edilen yeni bir program geliştirmiştir.

Sayısal yöntemlerin duyarlılığı kullanılan ağın kalitesine ve yerin elektrik iletkenlik doğrultusuna dik alanların hesaplanmasına bağlıdır (Rodi, 1976). Yüzeğe yakın düğüm noktaları arasındaki düşey yöndeki uzaklığın büyük olması, düşey yöndeki türev ile hesaplanan jeolojik doğrultuya dik alanların (H_x ve H_y veya E_x) hatalı hesaplanmasına neden olmaktadır (Candansayar 2001). Jeolojik doğrultuya dik alanların üç nokta kullanılarak hesaplandığı ve bu yöntemin iki nokta kullanılarak uygulanan geleneksel yöntemden daha kullanışlı olduğu Weaver (1994) tarafından ortaya konulmuştur.

2.1.7.1. Sonlu Farklar (Finite Difference) yöntemi ile 2-Boyutlu modelleme

MT verilerin 2-Boyutlu modellenmesinde Sonlu Farklar (SF) yöntemi ile çözüm aşağıdaki sıraya göre yapılır (Candansayar, 2002).

1. Çözüm bölgesi tanımlanır ve SF ağı oluşturulur.
2. SF ağındaki her düğüm noktası (ağın köşeleri) için SF denklemi elde edilir.
3. SF denklemine E ve H'ların hesaplanması için sınır koşulları uygulanarak genel düzey denklemi elde edilir.

4. Bu dizey denkleminin sayısal çözümü yapılır.

5. Bu genel dizey denkleminin çözümü ile TE modu için E_x veya TM modu için H_x değerleri elde edilir. Bunlardan ise jeolojik doğrultuya dik E ve H'lar her düğüm noktası için ayrı ayrı hesaplanır.

6. Son olarak görünür özdirenç ve faz hesaplanır. Modellemesi bitmiş kesit, daha sonra araştırma alanına yönelik çeşitli jeofizik ve jeolojik yorumlar yapmada kullanılır.

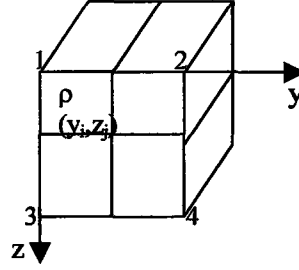
Çözüm bölgesinin tanımlanması ve SF ağının elde edilmesi için, 2-Boyutlu modellemede ilk önce çözüm bölgesi tanımlanır, daha sonra bu bölge kendi içinde SF ağının düzenlenmesi için gridlenir. Bu adım, algoritmaların doğru çalışması için en önemli etkidir. Ağ düzenlemede aşağıdaki kriterlere dikkat edilir (Weaver, 1994):

1 – Özdirençleri farklı iki yapı arasındaki uzaklık düşey ya da yatay yönde etkin derinliğin 2 katı kadar olmalıdır. İki yapı arasında kalan düğüm noktalarının birbirine göre uzaklıkları, etkin derinliğinin 1/4'ünden fazla olmalıdır. Bu uzaklık özdirenç farklı iki yapı sınırında ise daha az olmalıdır.

2 – İlk ve son düşey grid kendisine en yakın özdirenç sınırından en az etkin derinliğin 3 katı kadar uzakta olmalıdır.

3 – Özdirenç sınırına yakın yerde komşu düğüm noktaları arasındaki uzaklık yaklaşık olarak eşit, bu süreksizliğin iki tarafında ise eşit olmalıdır. Model içinde düğüm noktaları arasındaki uzaklıklar küçük aralıklarla arttırılmalı ya da azaltılmalıdır. Ardarda gelen düğüm noktaları arasındaki komşu uzaklıklar arasındaki fark, küçük olan aralığın 2 katından az olmalıdır.

Bu kriterler doğrultusunda gridler ve düğüm noktaları sırayla numaralandırılır. Modellenecek alanın gridlenmesinde yz-düzlemi kullanılarak, grid noktaları y-yönünde $y=y_i$ ($i=1,2,\dots,M$) ve z-yönünde $z=z_j$ ($j=1,2,\dots,N$) olacak biçimde numaralandırılır. Böylece her ρ özdirençli grid bir (y_i, z_j) noktasında kesişir (Şekil 2.10).



Şekil 2.10. İki-Boyutlu bir yer yapısı için $M \times N = 2 \times 2 = 4$ düğüm noktalı matris.

Toplam $M \times N$ adet düğüm noktasında E ve H değerleri hesaplanır. Son düğüm noktaları sınır koşullarının uygulanacağı yerlerdir. Bu noktalardaki E ve H değerleri sınır koşullarından hesaplanarak, genel düzey denkleminde kaynakla ilgili sütun vektörünün sıfırdan farklı elemanları oluşturulur.

Randy Mackie'nin geliştirdiği yazılımda (WinGLink®) sonlu farklar ağı ile verilen elektriksel öz direnç yapı kesiti üzerinde "network analogy" (Madden, 1972; Jupp ve Vozoff, 1977) hesaplama yöntemi ile 2-Boyutlu model için düz çözüm yapılmaktadır. Sonlu farklar ağına hücrelerin kalınlık ve genişlikleri kullanılan frekanslara ve ölçülen GÖ'lere veya kestirilen ortalama ortam öz direncine bağlı olarak seçilmektedir. Jeolojik yapıların öz dirençleri göz önüne alınarak ağı oluşturan hücrelere istenilen öz direnç değerleri atanarak elektriksel yapılar oluşturulur. Böylece ağ üzerinde yapılan düz çözüm işlemi ile TE ve TM modları için hesaplanan elektrik ve manyetik alan değerlerinin oranından empedans tanımlanarak kuramsal GÖ (Cagniard, 1953) ve empedansın faz değerleri elde edilir (Başokur, 2001). TÇ işleminde parametre ağı oluşturan her bir hücrenin öz dirençleri, çözüm için de "complex conjugate gradient" (Rodi ve Mackie, 2001) yöntemi kullanılmaktadır. Bu yöntemde kısmi türevler düzeyinin tersinin alınmasını gerektirmediğinden geleneksel Gauss-Newton veya Marquard-Levenberg yöntemlerine göre oldukça hızlı çözüm yapabilmektedir. Ancak karmaşık modellerde en uygun modelin aranmasında diğer yöntemler kadar başarılı değildir (Başokur, 2001). TÇ işleminde GÖ ve fazlar birlikte modellenmekte ve TE ve TM modları için model kesitler ayrı olarak elde edilmektedir.

2.1.8. MT Verilerin 2-Boyutlu Ters Çözümü (TÇ)

Ölçülen veriden oluşturulacak model için parametre değerlerinin hesaplanması TÇ olarak tanımlanır ve ölçülen veri ile kuramsal veri arasında EKK yardımıyla çakışma sağlayan parametrelerin bulunması esasına dayanır. Kuramsal veri (model yanıtı) parametrelere atanan ön-kestirim değerleri yardımıyla düz çözümden hesaplanabilen sayısal veridir. TÇ algoritması ise,

$$\vec{v} = \vec{h} + \vec{d}(m) \quad [2.33]$$

biçiminde tanımlanır. Bu denklemden v =veri vektörü, h =hata vektörü, m =model vektörü, d =ileri modelleme (düz çözüm) fonksiyonudur. $v=[v_1v_2...v_n]^T$ düşey doğrultulu (TE ve TM), gözlenmiş veri fonksiyonunu ve $m=[m_1m_2...m_n]^T$ de elektrik özdirenç fonksiyonunu (yeraltını simgeleyen özdirenç bloklarını) tanımlayan bir vektörün parametreleri olarak kullanılır. Buna göre TÇ algoritması üç aşamada hesaplanır.

- 1.Modelden yola çıkarak kuramsal veri hesaplama (SF ile düz çözüm yapma).
- 2.Jacobian-duyarlılık (sensitivity) düzeyini hesaplama.
- 3.Çeşitli algoritmalarla(GN, MM, NLCG) parametre fonksiyoneliğini hesaplama.

TÇ'ün birinci adımında bir model kurulur. Model parametreleri için önce bir ön-kestirim yapılır, sonra ön-kestirime karşılık gelen kuramsal veriler hesaplanır ve ölçülen veriler ile bunlar karşılaştırılır. Daha sonra ölçülen ve kuramsal verinin çakışma derecesini arttırmak amacıyla iki veri kümesi arasında yeterli bir çakışma elde edilinceye kadar parametreleri yineleme işlemi sürdürülür.

MT verilerin TÇ'ü doğrudan veya yinelemeli yöntemlerle çözülür. Ancak doğrudan yöntemler daha duyarlı ve etkili sonuç verir (Varentsov ve Galubev, 1985; Cerv ve Segeth 1982). Doğrudan yöntemde Gaussian eliminasyon yöntemi (Wannamaker vd., 1987), yinelemeli yöntemde Gauss-Seidel yöntemi (Weaver, 1994) örnek verilebilir.

2.1.8.1. MT verilerin gradyent tipi en küçükleme algoritması ile 2-Boyutlu TÇ'ü

MT verilerin 2-Boyutlu TÇ problemlerini çözmeye yönelik Rodi ve Mackie (2001) yeni bir doğrusal olmayan eşlenik türev (Nonlinear Conjugate Gradient-NLCG) algoritması geliştirmiştir. Algoritma, yaklaşıma devam edilirken uzay modelleri üzerinde nesnel bir $R(m)$ foksiyonunu en küçüklemek için bir NLCG şeması kullanır. En küçükleme işlemi ile doğrusal olmayan TÇ probleminin optimal bir çözümü üretilir. Bu algoritma böylece en küçükleme-yapı modelleri yapmaya yönelik diğer algoritmalarla sayısal olarak ve teorik olarak karşılaştırılır. Bunlar, doğrusallaştırılmış TÇ problemlerini çözen ve doğrusal olmayan TÇ problemlerine bir yaklaşım bulan G-N (Gauss-Newton) yöntemi ve doğrusal eşlenik türev (Linear Conjugate Gradient-LGC) tekniğini kullanarak doğrusal TÇ problemini çözen M-M (Madden-Mackie) algoritmasıdır. Sayısal testler, önceki en küçükleme aşamalarında M-M algoritmasının NLCG algoritmasından daha hızlı bir şekilde $R(m)$ fonksiyonunu azalttığını göstermiştir. Fakat daha sonraki hesaplamalarda NLCG algoritması daha etkilidir (Rodi ve Mackie, 2001).

NLCG yada LCG'ler, doğrusal olmayan TÇ problemleri için tanımlanmış $R(m)$ fonksiyonunun en küçüklenmesine doğrudan uygulanır. Fonksiyonu en küçüklemeye yönelik kullanılan CG, iyi-bilinen bir optimizasyon (iyileştirme) tekniğidir (Fletcher ve Reeves 1964, Polak 1971). Bu teknik Fletcher ve Reeves (1964) ve Tarantola (1987) tarafından doğrusal olmayan TÇ problemleri için önerilmiştir. Rodi ve Mackie (2001) yeni NLCG algoritmasını, M-M algoritmasında kullanılan Jacobian işlemlerden ve hesaplama tekniklerinden yararlanarak düzenlemiştir. Bu nedenle yeni NLCG algoritması için M-M algoritmasını geliştirdikleri bir durağanlaştırıcı ile değiştirmişlerdir. Aşağıda, Rodi ve Mackie (2001)'in anlatımı doğrultusunda MT verilerin gradyent tipi en küçükleme algoritmaları ile 2-Boyutlu TÇ'ü anlatılacaktır.

Maxwell denklemleri, Madden (1972)'in türettiği sonlu fark denklemleri ile yaklaştırılır, her bir polarizasyon (kutuplanma) ve frekans için TÇ'ün (2.33) denklemi ve SF denklemleri karmaşık sistemli doğrusal denklemlerle (Candansayar,

2001) ifade edilir. Bu nedenle TÇ denklemi ve (2.30) ile tanımlı görünür öz direnç denkleminde, $R(m)$ ile tanımlı bir en küçükleme model fonksiyonunun olması için düzgünleştirme çözümü yapılarak, bir anlamda Tikhonov ve Arsenin (1977)'den EKK ile

$$R(m) = [v - d(m)]^T G^{-1} [v - d(m)] + \lambda m^T L^T L m \quad [2.34]$$

denkleminde TÇ'ü bulunur. Bu denklemde düzgünleştirme parametresi olan λ pozitif bir sayıdır. Pozitif-sınırlı matris G , veri yaklaşım matrisidir ve hata vektörü h 'nin varyansında (değişinti) rol oynar. $R(m)$ 'nin ikinci terimi model uzayında durağanlaştırıcı bir fonksiyoneldir. L matrisi basit bir ikinci-fark operatörüdür. Model bloklarının gridleri düzgün olduğu zaman Lm , $\log \rho$ 'nun Laplacian'ine yaklaşıp.

$R(m)$ fonksiyonunun m 'ye göre en küçüklenmesinde kullanılan NLCG sayısal algoritması için algoritmanın her adımında $k \rightarrow \infty$ iken $R(m_k) \rightarrow \min_m R(m)$ olduğu varsayılarak, m_0, m_1, \dots şeklinde modeller dizisi oluşturulmuştur. $R(m)$ 'nin gradyenti, M -boyutlu g vektöründen $g_j(m) = \partial_j R(m_k)$ ve Hessian'ı $M \times M$ -boyutlu simetrik matris H 'den $H_{jk}(m_k) = \partial_j \partial_k R(m_k)$ ($j, k=1, 2, \dots, M$) biçiminde tanımlanmış (burada ∂_j bir fonksiyonun j . elemanının kısmi diferansiyeli) ve en küçükleme algoritmalarında $A = \partial_j d_i(m)$ ($i=1, 2, \dots, N$ ve $j=1, 2, \dots, M$) kısaltması kullanılmıştır (burada A , ileri fonksiyon d 'nin Jacobian matrisi). Bu tanımlar ve kısaltmalar doğrultusunda [2.34] denklemi yeniden düzenlenirse gradyent ve Hessian'ı,

$$g(m) = -2A^T G^{-1} [v - d(m)] + \lambda L^T L m \quad [2.35]$$

$$H(m) = 2A^T G^{-1} A + \lambda L^T L - 2 \sum_{i=1}^N W_i F_i(m) \quad [2.36]$$

biçiminde bulunur. Bu denklemdeki F_i , d_i 'nin Hessian'ıdır ve $W = G^{-1}[v - d(m)]$ 'dir. [2.35] ve [2.36] denklemlerinden yaklaşık bir $R(m)$ fonksiyonunun ve d_i 'nin doğrusallaştırılmış gradyent ve Hessian'ı tanımlanır. Bir (m_0) ön-kestirim modelinden doğrusallaştırma denklemleri ise,

$$d'(m_0) = d(m_0) + A(m - m_0) \quad [2.37]$$

$$R'(m_0) = [v - d'(m_0)]^T G^{-1} [v - d'(m_0)] + \lambda m^T L^T L m \quad [2.38]$$

biçiminde tanımlanır. Bu denklemlerden $R'(m_0)$ 'in gradyent ve Hessian'ı,

$$g'(m_0) = -2A'^T G^{-1} [v - d'(m_0)]^T + 2\lambda L^T L m \quad [2.39]$$

$$H'(m_0) = 2A'^T G^{-1} A' + 2\lambda L^T L \quad [2.40]$$

denklemleri ile ifade edilir. Bu denklemde R' , m 'de kuadrattir (yani ikinci dereceden). g' , m 'de doğrusaldır ve H' , m 'den bağımsızdır. Dolayısıyla,

$$R'(m_0) = R(m_0) + g(m_0)^T (m - m_0) + \frac{1}{2} (m - m_0)^T H'(m_0) (m - m_0) \quad [2.41]$$

$$g'(m_0) = g(m_0) + H'(m - m_0) \quad [2.42]$$

olur. Bu denklemlerde $d'(m_0) = d(m_0)$, $R'(m_0) = R(m_0)$ ve $g'(m_0) = g(m_0)$ 'dir. Ancak $H'(m_0)$, (2.36) denklemindeki son terimin ihmal edilmesiyle sadece $H(m_0)$ ile bir yaklaşım elde etmektedir. Gupta vd. (1999) uygulamalarında TÇ'e Hessian düzeyini de katmışlardır.

2.1.8.2. NLCG algoritması (Non-Linear Conjugate Gradient)

NLCG'ler doğrudan yinelenmiş doğrusal TÇ yapısını terk ederek, kuadratik olmayan en küçükleme problemlerini çözerler. NLCG algoritmasında, [2.34] denklemini en küçükleme için NLCG'lere Polak-Ribiere değişkeni uygulanır (Polak, 1971). NLCG model dizisi, bir kaç tek-değişkenli en küçükleme ya da hat araştırmaları ile hesaplanmış araştırma yönleri boyunca belirlenir. m_0 = ilk veri ise,

$$R(m_k + \alpha_k P_k) = \min_{\alpha} R(m_k + \alpha P_k) \quad [2.43]$$

$$m_{k+1} = m_k + \alpha_k P_k \quad (k = 0,1,2,\dots)$$

olur. Bu model CG yönteminin temelidir. Araştırma yönleri, benzer bir şekilde doğrusal CG ile yinelenmektedir. Buna göre,

$$\begin{aligned} P_0 &= -K_0 g_0 \\ P_k &= -K_k g_k + \beta_k P_{k-1} \quad k = 1,2,\dots \end{aligned} \quad [2.44]$$

biçiminde yinelenir. Bu denklemler Polak-Ribiere tekniğinde,

$$\beta_{k,n} = \frac{[g_k]^T K_k (g_k - g_{k-1})}{[g_{k-1}]^T K_{k-1} g_{k-1}} \quad [2.45]$$

olur ve $-K_0 g_k$ miktarı m_k 'da hesaplanan $R(m)$ 'nin yönlü türevinden en küçüklenen en dik iniş yönü (ön-kestirilmiş) tekrarıdır.

Bir en küçükleme denklemi olan [2.34] denklemi kuadratik değildir ve yineleme tekniğiyle problemi çözer. Yeni NLCG algoritması, G-N yönteminin belli düzenlemelere uğratılmış tek-değişkenli bir versiyonudur. Rodi ve Mackie (2001)

bunu etkili bir biçimde tanımlamak için φ_k ve φ'_k olarak G-N yaklaşımını en küçükleyen tek-değişkenli bu fonksiyonları,

$$\begin{aligned}\varphi'_k(\alpha) &\equiv R(m_k + \alpha_k P_k) \\ \varphi'_k(\alpha, m'_0) &\equiv R'(m_k + \alpha P_k m'_0)\end{aligned}\quad [2.46]$$

biçiminde ifade etmiştir. Bu denklemlerden $m_{k+1} = m_k + \alpha_k P_k$ ($k = 0,1,2,\dots$) olacak biçiminde bir model oluşturulur ve $\alpha_{k,0} = 0$ olduğundan,

$$\varphi'_k(\alpha_{k,n+1}, m_{k,n}) = \min_{\alpha} \varphi'_k(\alpha, m_{k,n}) \quad k = 0,1,2,\dots \quad [2.47]$$

biçimini alır. $R'_k(m_k, m_{k,n})$, m 'deki kuadratik ve $\varphi'_k(\alpha, m_{k,n})$ ise α 'daki kuadrattir. [2.47] denkleminde α 'nın en küçüklenmesi ise,

$$\alpha_{k,n+1} = \frac{\alpha_{k,n} - [g_{k,n}]^T P_k}{[P_k]^T H'_{k,n} P_k} \quad [2.48]$$

denklemini ile kolaylıkla çözülebilir. Bu denkleminde $g_{k,n} \equiv g(m_{k,n})$ ve $H'_{k,n} \equiv H'(m_{k,n})$ 'dir.

NLCG algoritmasının esas hesaplamaları M-M'in benzeridir. $g_{k,n}$ ve $g_{k,n}$ ve $P_k^T H'_{k,n} P_k$ 'yi hesaplamak için [2.48] denkleminde $[A_{k,n}]^T G^{-1}(S - d(m_{k,n}))$ ve $[A_{k,n}]^T P_{k,n}$ vektör hesaplamaları kullanılır [burada $A_{k,n} \equiv A(m_{k,n})$ 'dir]. Kübik yineleme ile $\alpha_{k,n+1}$ hesaplama, ancak $A_{k,n} P_k$ elde edilmediği durumda φ'_k 'nin ikinci türevini gerektirmez. Aynı ileri modelleme (pseudoforward) algoritmaları, NLCG'de de (M-M'deki gibi) Jacobian işlemler için kullanılır. Bu nedenle NLCG'deki hat araştırmanın her adımı 2 yada 3 ileri problem eşitliği çözer.

Yukarıda, potansiyel zorluk (pitfall) ve bununla bağlantılı hat araştırmasının durdurulması koşulunun hesapsal yararı gösterilerek NLCG tanımlaması anlatılmıştır. Kuadratik ya da kübik yaklaşım koşulu, önceki $m_{k,n}$ modelinde açıklanan R ve buna dayanan en yeni model olan $m_{k,n+1}$ de açıklanan R 'leri karşılaştırır. Olası zorluklar, R 'nin α 'ya göre bir en küçüklemeye yakın olduğu düşüncesinin kesin olmamasından kaynaklanmaktadır. Bu sorun ortaya çıktığında araştırma erken durdurulabilir. $m_{k,n}$ ve en küçükleyici model arasındaki $d(m)$ fonksiyonu yaklaşık olarak doğrusal olduğunda yararlı olur. Bu durumda, araştırmanın sonuçlanması için gerekli koşul sağlanır ve hat araştırmada $m_{k,n+1}$ sonucu doğru bir sonuç olur. Dolayısıyla R ve R 'nin gradyenti ise, $m_{k,n}$ 'deki değerlerinden dolayı büyük ölçüde değişebilir. Araştırma, yeni modele ek olarak düzenlenmiş $m_{k,n+2}$ ya da yeni modelde ($A_{k,n-1}P_k$ gerektiren) ikinci türev bilgisi gibi gereksiz hesaplamalar eklenmeden durdurulur.

Sonuç olarak, NLCG yinelemesi $d(m)$ 'nin tüm araştırma yönlerinde doğrusal davranış gösterdiği noktaya ilerlendiğinde, her hattı sadece bir adımla ($m_{k+1} = m_{k,1}$) en küçükleyecektir. Geriye kalan hesaplamalar, esasen M-M'deki doğrusal CG hesaplamalarına benzerdir. Ancak $d(m)$ ileri modeli kullanıldığında her seferinde model düzeltilir.

2.1.9. Kabuk Araştırmalarında Öncel MT Çalışmaları

MT yöntem, kabuk ve üst mantonun elektriksel iletkenliğinin görüntülenmesi için jeofiziksel araştırmalarda (Orange, 1989; Vozoff, 1972) ve geniş ölçekli tektonik çalışmalarda (Jones, 1992; Wannamaker vd., 1994; Chen vd., 1996; Unsworth vd., 1999) gittikçe önemi artmaktadır. Bu amaçla dünyada olduğu gibi özellikle son yıllarda Türkiye'de de sığ ve derin jeolojik yapıların araştırılmasında daha sık kullanılmıştır.

Türkiye'de MT yöntemle derin jeolojik yapıların araştırılması ilk olarak İlkışık (1980) tarafından gerçekleştirilmiştir. Son yıllarda Ankara Üniversitesi Jeofizik

Mühendisliği Bölümü ve Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü'nün ortaklığında Aliğa civarının jeotermal enerji olanaklarının MT yöntem ile araştırılması projesi kapsamında Hungarian Academy of Science ve ELGI (Eötvös Lorand Geophysical Enstitute)'nin katılımı ile Aliğa ve civarının mantoya kadar olan kesiminin kabuk yapısı incelenmiştir. Bölgede alt kabuk-üst kabuk sınır derinliği yaklaşık 12 km derinlikte olduğu daha alttaki bölümün ise yaklaşık 85 km kalınlığındaki üst kabuk+manto olarak yorumlanabileceği ve astenosferin üst sınırının da yaklaşık 100 km derinde olabileceği ileri sürülmüştür (Başokur vd. 2001).

MT yöntem ile ilgili diğer çalışmalar ise MTA'nın Türkiye Yerkağunun Araştırılması Projesi (Kaya, 1994), İlkışık (1981), Başokur vd. (1995), Bayrak vd. (2000) ve Çağlar (2001) Türkiye'de yapılan MT yöntem ile ilgili diğer çalışmalardır.

2.2. Gravite Yöntemi

18. yüzyıl sonunda **Bouguer**, sarkaç ölçmeleriyle önemli fiziksel parametrelerden biri olan kayalar arasındaki yoğunluk farklarını bulmuştur. 19. yüzyıl ortalarında ise **Pratt ve Airy**, yoğunlukla dengelenme konusundaki görüşlerini öne sürerler. 1855'te **Airy**, kabuk ve manto arasındaki yoğunluk farklarını, kabuksal köklerin derinlik farklarını da dikkate alarak belirgin sıradağların altında yeraltının katı (rijit) olmadığı, daha az yoğunluklu köklere sahip oldukları ve bir aysbergin suda yüzdüğü gibi daha yoğun bir temel üzerinde yüzdükleri düşüncesini ileri sürmüştür. **Pratt** ise yine aynı dönemde daha yüksek sıradağların düşük yoğunlukları nedeniyle dengede olduklarını ileri sürmüştür. Bu modeller ve yerküre üzerinde yapılan pek çok çalışma gravite değerlerinin, yüksek dağlık kesimlerde negatif anomali, denizlerde ise pozitif anomali sunduğunu göstermiştir (Meissner, 1986).

Sonuç olarak, izostatik denge durumu, genel olarak kıtaların altında kütle azalması (düşük yoğunluk) ve denizlerin altında ise kütle fazlalığı (yüksek yoğunluk) ile açıklanmıştır. Başka bir deyişle, gravitede yoğunluk değişimleri sığ kesimlerde kısa dalgaboylu (rezidüel), derinlerde ise uzun dalgaboylu (rejyonel) gravite anomalisi sunar.

Gravite yöntemi, yerçekim ivmesi değişimlerinden yararlanarak yeraltındaki yanal yönde değişen yoğunluk farklarını araştıran bir doğal potansiyel yöntemidir. Bundan yola çıkarak gravite tanımı yapılırsa; potansiyel, sonsuzdan bir noktaya getirilen yükün yaptığı iş, gravite ise potansiyelin herhangi bir yöndeki değişim miktarı olarak tanımlanabilir. Yöntemin uygulanmasında amaç, yeraltındaki bir cisim veya jeolojik yapıdan bilgi almak için farklı yoğunluklu kütlelerin oluşturduğu yerçekim ivmesinin küçük değişmelerini ölçmektir. Gravite yönteminde arazi ölçmelerinde yerçekim ivmesinin sadece g_z düşey bileşeni ölçülebilir. Diğer bileşenleri matematiksel olarak veri işlem teknikleri ile hesaplanır. Ölçülen gravite değeri ölçüm noktasından yerin merkezine doğru tüm yoğunluk değerlerini içerir.

Yerküre üzerindeki her noktada yerçekim ivmesinin yönü yerküre merkezine doğrudur. Yerküre şeklinin kutuplarda basık, ekvatorunda şişkin bir elipsoid olması ve dönme hareketi yapması nedeniyle gravite değeri, ekvatorundan kutuplara doğru azalan bir değişim gösterir. Dolayısıyla gravite değerleri enleme bağlı olarak farklı olur ve ekvatorundan kutuplara gidildikçe artar, yükseklik arttıkça azalır.

Gravite incelemelerinde yerküre ile ilgili yapısal değişiklikleri ortaya koymak için serbest hava anomalilerinden (SHA) ve Bouguer anomalilerinden (BA) yararlanılır. Her iki anomali türünde de gravitenin enleme değişim etkisi giderilmek istenir. Ancak burada, bu çalışmada kullanılan Bouguer anomalilerinden ayrıntılı bahsedilecektir.

BA, referans seviyesi altındaki yoğunluk anomalilerini yansıtır ve gravite istasyonu ile bir referans seviyesi arasındaki kütleleri de dikkate alan Bouguer düzeltmesinden elde edilir. BA, arama jeofizikinde, örneğin maden aramalarında yaygın olarak kullanılır. Bazen de BA ve genç sıradağlar arasındaki negatif ilişki nedeniyle izostatik problemlere yönelik olarak kullanılır. Tamamen dengelenmemiş bir dağ, bütün düzeltmeler yapılmışsa BA'si göstermez. Ancak genelde BA'nin yükseklikle ilişkisi belirgindir ve çoğu zaman 3000 m'lik bir yükseklikte 300 mgal'lik negatif bir BA değeri bulunur (Woollard, 1969). Bir çok jeolojik ortamda böyle karşılıklı ilişkiler elde edilmiştir ve sıklıkla izostatik denge ile kök zonlarının derinliği ortaya konulabilmiştir (Meissner, 1986).

BA'nde, ortamın belirli bir yoğunluk değerine sahip olduğu varsayılarak yükseklik düzeltilmesine ek olarak, indirgeme düzlemi ile yeryüzü arasındaki kütlelerin gravite etkisi giderilmek istenir. Herhangi bir nokta ile deniz yüzeyi arasında o noktanın denizden olan h kalınlığında bir yüksekliği ve ρ yoğunluğunda bir kütlesi vardır. Bu kütlelerin etkisi, $g_B=0.04191\rho h$ (mgal/m) olur. Yani her 1 m'de kütle, 0.04191ρ mgal kadar gravite değerini arttıracaktır. Bu etkiye Bouguer etkisi denir ve ölçü değerlerinden çıkarılması gerekir (Meissner, 1986). Dolayısıyla yorumlamada yer kabuğu araştırmaları için yoğunluk nedeniyle BA daha çok tercih edilmektedir.

2.2.1. Kabuk Araştırmalarında Öncel Gravite Çalışmaları

Tufan ve Ateş (1995a), Sivas havzasının potansiyel alan verilerinden yararlanarak 2-Boyutlu gravite verilerinin modellenmesi sonucunda havzanın taban topoğrafyası ve temel kaya ile çökeller arasındaki yoğunluk farkını 0.225 Mg/m^3 , havza kalınlığını 10.2 km ve taban topoğrafyasının da kırıklı olabileceğini bulmuşlardır. Bu sonuçlarla havzanın transtansiyonel kuvvetlerin etkisinde, fayların kontrolünde gelişen bir havza niteliğinde olduğunu, kıvrımlanma veya bindirmeler olarak önerilen deformasyonun da bu fayların etkisinde gelişebileceğini ileri sürmüşlerdir. Yine Tufan ve Ateş (1995b) gravite anomalileri ve Sivas havzasının önemli tektonik hatları arasındaki ilişkiyi ortaya koymuşlardır.

2.2.2. Gravitede Modelleme

Gravitede düz çözüm (DÇ) problemleri pek çok araştırmacı tarafından ayrıntılı ele alınmıştır. Bunlardan bazıları Parker (1973), Oldenburg (1974), Grant ve West (1965) sayılabilir. Düz çözümde bir modelden yola çıkarak jeofizik belirtinin, yani modelle ilgili parametrelerin bulunması amaçlanır. Bu çalışmaya konu olan gravite verileri, MT profil ile aynı hat boyunca Bouguer Gravite Anomali Haritası'ndan (MTA, 1999) elde edilmiştir. WinGLink programı ile de 2-Boyutlu DÇ yapılarak bu veriler değerlendirilmiş ve bunun sonucunda parametreler bulunmuştur. DÇ işlemi ortalama yoğunluk 2.670 gr/cm^3 kabul edilerek yapılmıştır.

3. İNCELEME ALANIN JEOLJİK VE JEOFİZİK ÖZELLİKLERİ

3.1. İnceleme Alanı ve Yakın Dolayının Jeolojisi

Sunulan çalışmada jeofizik verilerin derlendiği profillerin geçtiği alan ve dolayındaki kaya birimleri aşağıdaki biçimde özetlenmiştir. Kaya birimleri başlıca tektonik kuşaklar ve örtü kayaları olmak üzere iki temel gruba ayrılır. Tektonik kuşaklar kuzeyden güneye doğru sıra ile Pontid Yayı, Tokat Masifi, Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı, Akdağ-Kırşehir Masifi, Pınarbaşı-Divriği Ofiyolit Kuşağı, Gürün Görelî Otoktonu, Keban-Malatya Birimi, Göksun Ofiyolitleri ve Örtü kayaları ile temsil edilmektedir (Ek 1).

3.1.1. Pontid Yayı

Çalışma alanının kuzeyinde, Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzeyinde yer alan kayalar Pontid Yayı'na aittirler. Bu kaya topluluğu Permo-Triyas yaşlı metamorfik kayaların üzerine açısız uyumsuzlukla tabanda Alt-Orta Jura yaşlı aglomera-kumtaşı ile başlar ve üste doğru Üst Jura-Alt Kretase yaşlı çört yumrulu kireçtaşları ile devam eder. Bu birimi açısız uyumsuzlukla Senoniyen-Santoniyen yaşlı konglomera, kumtaşı, marn, şeyl, tûf, tûfit, aglomera ve killi kireçtaşı ardalanması üzerler.

Bütün bu birimleri bir ofiyolitli karışık, tektonik olarak üzerler. Ofiyolit karışığı Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı volkanik elemanlı kumtaşı, konglomera, aglomera, tûf, tûfit, killi kireçtaşı ve trakit-andezit uyumsuz olarak örter. Bu birimi uyumlu olarak sırasıyla Paleosen yaşlı marn, kumtaşı, kireçtaşı, ve kumlu kireçtaşı, Eosen yaşlı kumtaşı, çamurtaşı, filiş ve bazalt, andezit ve tûfler izler. Pliyosen yaşlı çakıltaşı ve kumtaşı daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak örter (Şekil 3.1) (Seymen, 1993).

3.1.2. Tokat Masifi

Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı'nın kuzeyinde yer alan ve Pre-Jurassik yaşlı metamorfik bir karmaşıkla temsil edilen Tokat Masifi, Doğu Pontitler'in batı kesiminin temelini temsil eder. Bu birim Turhal Metamorfitleri ve Devecidağ Karışığı'ndan oluşur (Şekil 3.2).

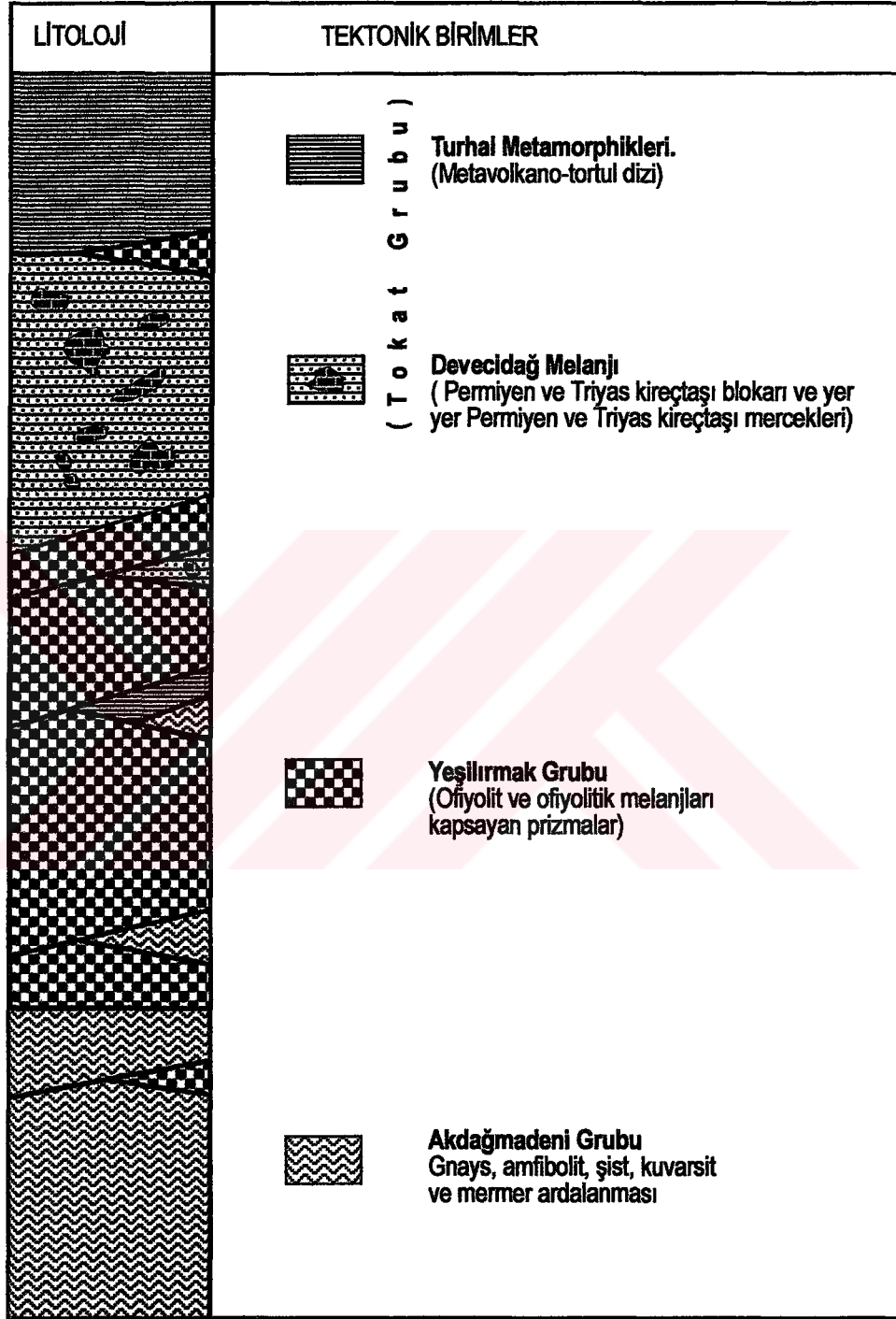
Turhal Metamorfitleri, masifin kuzeyini oluşturan metavolcano-tortul bir diziyi karakterize eder. Alt kesimi, gnays, amfibolit ve mikaşistlerle, üst kesimi ise mikaşist fillit, metakırıntılı, metabazit ve mermerin ardaşımından oluşan bu birim ağırlıklı olarak bir yay istifinin özelliklerini yansıtır.

Devecidağ Karışığı ise masifin güneyini oluşturan ve yer yer olistostromal özellikte bloklı metavolcano-tortul istifi karakterize eder. Bu birim, kimi zaman yitim karışığı kimi zaman yay-önü istifinin özelliklerini yansıtan ve ağırlıklı olarak yitim zonu ile yay-önü arasında gelişen heterojen bir kaya türü topluluğu ile temsil edilir.

Tokat Masifi'ni oluşturan metamorfik birimler, Doğu Pontidler'in diğer kesimlerinde ve Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı (KAOK) (Yılmaz ve Özer, 1984) boyunca da izlenmektedir ve bu birimler daha güneydeki KAOK'a ait ofiyolitli melanj prizmasına Üst Kampaniyen öncesinde tektonik dilimler halinde eklenmişlerdir. Üst Kretase yaşlı olan ofiyolitli melanj prizmasına ait bazı dilimler de Tokat Masifi arasında yaklaşık doğu-batı uzanımlı olarak yer almaktadır (Yılmaz and Yılmaz, 2004).

BİRİMLER		LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	YAŞ
Aluvyon/Traverten			al/tr: Akarsu çökelleri: Çakıl, kum, kil	HOLOSEN
CERKEŞ FORMASYONU			Cf: Bloklü çakılları ile başlayan kırmızı renkli kumlu çamurlar, kumtaşı; yer yer evapiritli	MIYO-PLİYOSEN
BAHŞİLİ FORMASYONU			Bf: Bloklü çakılları ile başlayan kırmızı renkli kumlu çamurlar. Yer yer ve kat jips.	OLİGO-
SUPURGEÇİK FORMASYONU	Karacagcuk bazalt üyesi		Cf: Mercıksel türbidit çakılları, yeşilim-gri çamurtaşı - türbidit kumtaşı ardışımı. Denizel fosilli. Sf: Bitki fosilli kırmızı-alacık konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı nobetleşmesi. Bir-iki düzeyde denizel marn aratabakaları. En üstte bazalt lav akıntısı. Her iki birimde <i>Nummulites cf. laevigatus</i> (BRUGUIERE), <i>Nm. stacidus</i> LEYMERIE, <i>Nm. gallensis</i> (HEIME), <i>Nm. burdigalensis</i> (de la HARPE), <i>Nm. pinfoldi</i> DAVIES, <i>Assilina cf. spira</i> (de ROISSY), <i>As. mamillata</i> (d'ARCHIAC), <i>Operculina parva</i> DOVILLE, <i>Discocyclina</i> sp., <i>Globotalia</i> sp., <i>Globigerina</i>	İPESİYEN
	CEVHERLİ FORMASYONU			
ACISU KIREÇTAŞI			Ak: Çakılları, çakıllı-kumlu ve fosilli kireçtaşı.	ÜST-DOĞER ÜST-KRETASE
HANKİRİTEPESİ KIREÇTAŞI			Hk: Altta resifal, kırıntılı, üstte pelajik-çörtlü kireçtaşı, kalsitürbiditler ve mikritler. Üstte <i>Hedbergella</i> sp., <i>Hetero helcidae</i> , <i>Globotruncanidae</i> , ortada <i>Calpionella alpina</i> LORENZ, <i>C. elliptica</i> CADISH, <i>Tintinopsella carpathica</i> (MURG-FILIP.), <i>Neotrocholina</i> sp., <i>Trocholina</i> sp., <i>Spirulina</i> sp., <i>Protopenoropsis cf. trochangularis</i> SEPTFONTAINE, alt düzeylerde <i>Protopenoropsis striata</i> (WEYNSCHENK), <i>Pseudocyclammina</i> sp., <i>Conicospirulina</i> sp., <i>Glomospira</i> sp., <i>Glomospirella</i> sp., <i>Kurnubia</i> sp., <i>Valvulina</i> sp., <i>Radiolaria</i> spp., <i>Ophthalmidiidae</i> , <i>Miliolidae</i> , <i>Laganidiidae</i> , <i>Textulariidae</i> , Alg., Bryozoa, Mercan yaygındır.	
Çulakkaya çakılları			Kf: Plaj çakılları-kumtaşı, yeşil mikrit ve seyl, marn, türbidit çakılları ve kumtaşı nobetleşmesi.	PERMO-TRİYAS
KARAKAYA KARIŞIĞI			Kk: Debent kireçtaşı olistolitlerinde <i>Fronicularia cf. woodwardii</i> HOWCHIN, <i>Glomospira cf. densa</i> (PANTIC), <i>Spirorbis phlyctaena</i> BRONIMAN-ZANETTI, <i>Meandospira cf. pusilla</i> (HO), <i>Haplophragma</i> sp., <i>Nodosinella</i> sp., <i>Endothyra</i> sp., <i>Endothyranella</i> sp., <i>Reophax</i> sp., <i>Aulotortus cf. imperassa</i> (KRISTAN-TOLMAN), <i>Thaumatoporella</i> sp., <i>Diploterma Ophthalmidium</i> sp., <i>Epistominidae</i> , <i>Duostominiidae</i> ile Orta ve Üst Triyas yaşları alınmıştır. Matrika, yeşiltaş, metasplitik yastık lav, metaçört-metagrovak-sleyt	
Derbent			ÜZERLEME	PRE-PERMIYEN
Çaykıyı			Tk: Çaykıyı mermer olistolitlerinin içinde dizilimlendiği, granatlı yeşil - glokolanitik sistler, filit-kalkşıst ve metasplitik ile yeşiltaş ve serpantinit karmasığı.	
TOZANLI KARMASIĞI				

Sekil 3.1. Tokat ve dolayının genelleştirilmiş dikme kesiti (Seymen, 1993).



Şekil 3.2. Tokat masifi içindeki tektonik birimlerin ilişkileri.

3.1.3. Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı (Yılmaz ve Özer, 1984)

Bu kuşakta değişik ofiyolitik tektonostratigrafik birimler ayırt edilebilmektedir. Bu birimlerden kimilerinin iç düzeni yoktur, kimileri birbirinden kopuk bölümler halinde (dismembered) ve diğerleri ise düzenli ofiyolit dilimleridir (Yılmaz, 1980; Norman, 1988; Yılmaz vd., 1993). Tektonik melanjin hamuru Üst Kretase yaşlı pelajik kırıntılı çökellerdir. Bu karışıktaki diğer bloklar ofiyolitik kayalar ve Paleozoyik ya da Mesozoyik yaşlı diğer çökellerdir. Bu kuşak boyunca yer alan ofiyolitik dizilerle ofiyolitik karışıklar kimi yerlerde ayırılmıştır.

3.1.4. Akdağ-Kırşehir Masifi

Bu birim inceleme alanının batısında yüzeylenen kıtasal metamorfik kayalar olarak kabul edilen (Yılmaz, 1998) alttan üste doğru başlıca gnays, amfibolit, şist ardışımı (PzMzş), şist ve mermer ardışımı ve mermer (PzMzm), kuvarsit (PzMzk) gibi metamorfik kayalar ile gabro (PzMzg), granit, siyenit, monzonit teralit gibi granodiyoritik kayalar ve asidik dayklardan oluşur ve birim yaygın olarak kuvars damarları tarafından kesilir (Şekil 3.3). Akdağmadeni grubu İç Anadolu Masiflerinin bir parçasını temsil eder ve stratigrafik dizilimi Kırşehir Masifi'ne (Tolluoğlu, 1987; 1989) kısmen benzer (Yılmaz vd., 1997a).

Jeolojik Yaşı Geologic Age	Birimler Units	Kalınlık (m) Thickness (m)	KAYA TÜRÜ Lithology	Simgeler Symbols	AÇIKLAMALAR Explanations
Eosen Eocene	Tokuş Form. Tokuş Form.	> 200	Tb	Banaz üyesi, Kumtaşı, kilitaşı ve şeyl Banaz member, sandstone, claystone and shale	
			Ta	Asar üyesi, neritik kireçtaşı Asar member, neritic limestone	
			Ts	Susuzdağ üyesi, çakıltaşı ve kumtaşı Susuzdağ member, conglomerate and sandstone	
Üst Kretase öncesi Pre - Upper Cretaceous	Akdağmadeni Akdağmadeni	> 1000	Kag	Granit, siyenit, monzonit ve tonalit Granite, syenite, monzonite and tonalite	
			PzMzg	Ultramaftitler (Ultramafites)	
				Tektonik dokanak (Tectonic contact)	
				Kuvarsit (Quartzite)	
				Mermer (Marble)	
			PzMzm	Mermer yer yer şist Marble in places schist	
				Şist yer yer mermer ve kuvarsit Schist in places marble and quartzite	
PzMzk	Şist ve Gnays (Schist and gneiss)				
PzMzg	Gabro ve diyabaz daykan Gabbro and Diabase dykes				
PzMzs	Gnays ve amfibolit Gneiss and amphibolite				

Şekil 3.3. Akdağmadeni Metamorfitleri'nin genelleştirilmiş dikme kesiti ve Eosen yaşlı örtüsü (Yılmaz vd., 1997a).

3.1.5. Pınarbaşı-Divriği Ofiyolit Kuşağı

3.1.5.1. Pınarbaşı ve Güneş Ofiyoliti

Bu kuşaktaki Pınarbaşı yöresinde yüzeylenen bölümü, Pınarbaşı Grubu-Madentepe Formasyonu (Erkan vd., 1978) ve Pınarbaşı Ofiyolitleri (Yılmaz vd.,

1993) olarak adlandırılmıştır. Başlıca serpantin, serpantinleşmiş peridotit, harzburjit, dunit, proksenit, katmanlı yada masif gabro ve bu kaya türlerini kesen değişik dokuda diyabaz, mikrogabro ve pegmatitik dayklardan oluşan birim Üst Maastrichtiyen öncesinde ikincil konumlarına erişmişlerdir.

Çetinkaya-Divriği arasındaki alanda yüzeylenen ofiyolitik kayalar ilk kez Yılmaz vd. (2001) tarafından ofiyolitik diziyi oluşturan Güneş Ofiyoliti ve ofiyolitli karışığı oluşturan Yeşiltaşyayla Karışığı olarak ayırtlanmıştır. Birimin özellikleri aşağıdaki biçimde özetlenebilir.

Güneş Ofiyoliti (Bayhan, 1980) Munzur Kireçtaşı üzerinde tektonik dokanakla yer alır. Savaş Formasyonu ise Güneş Ofiyoliti ve Munzur Kireçtaşı üzerinde açılı uyumsuz olarak izlenmektedir (Yılmaz ve Yılmaz, 2004).

Güneş Ofiyoliti, Divriği-Çetinkaya arasındaki bölgede kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda geniş bir alanda yüzeylenir. Divriği dolayında birimin tabanında esas olarak serpantinleşmiş harzburjitlerden oluşan tektonitler gözlenir (Şekil 3.7). Tektonitlerin üzerinde yer yer piroksenit düzeyleri ve dunit mercekleri içeren kümülat dokulu peridotitler yer alır. Piroksenit düzeyleri düzensiz segregasyonlar ve mercekler halinde görülür. Kümülat peridotitlerin üzerinde ise bazı yerlerde katmanlı gabrolar gözlenir. Bu birimin tabanındaki gabrolar yer yer troktolit bileşimindedir. Çetinkaya'ya doğru ağırlıklı olarak daha çok katmanlı gabrolar yüzeylenirken diğer alanlarda izotrop gabrolar egemendir. İzotrop gabrolar tabanda izole diyabaz daykları ile kesilirler. Genellikle diyabaz bileşimli dayklar, üst bölümlerde sayıca giderek artar ve levha dayk karmaşığını oluştururlar. Levha dayk karmaşığının üzerinde ise yastık lavlar çok ince bir düzey oluşturur. Güneş Ofiyoliti yukarıda özetlenen özellikleriyle sedimanter örtü dışında ideal ofiyolitik dizideki tüm düzeyleri kapsar (Şekil 3.7). Ancak diziyi oluşturan as birimler arasındaki sınırlar genellikle faylıdır (Yılmaz ve Yılmaz, 2004).

Güneş Ofiyoliti, Jura-Kretase yaşlı Munzur Kireçtaşı ve Yeşiltaşyayla Karışığı üzerinde tektonik konumludur. Sivas Havzası'nın Maastrichtiyen-Tersiyeer yaşlı sedimanter birimleri ise Güneş Ofiyoliti, Yeşiltaşyayla Karışığı ve Munzur Kireçtaşı üzerine açıl uyumsuzlukla oturur (Şekil 3.7). Dolayısıyla bu tektonik birliklerin

yerleşme yaşının Maastrichtiyen öncesi olduğu söylenebilir (Yılmaz ve Yılmaz, 2004).

Özgül'ün (1976) Bozkır Birliği olarak ayırtladığı kuşak içinde yer alan Güneş Ofiyolit'i Gürün Görelî Otoktonu'nun kuzeyinde yer alan ve Üst Maastrichtiyen öncesinde ikincil konumlarına yerleşen Pınarbaşı Ofiyolitleri (Yılmaz vd., 1993) ile denestirilebilir (Yılmaz ve Yılmaz, 2004).

3.1.5.2. Yeşiltaşyayla Karışığı (Erkan vd., 1978; Yılmaz vd., 1989; Yılmaz vd., 1993)

Kampaniyen yaşlı birimin (Yılmaz ve Yılmaz, 2004) Alt sınırı Munzur Kireçtaşı ve üst sınırı Güneş Ofiyoliti ile tektonik dokanaklıdır (Şekil 3.4). Munzur Kireçtaşı'na ait bloklar ve metamorfik kaya blokları serpantinleşmiş bir matriks içinde görülür. Blokların dokanakları tektoniktir. Blokların arasındaki hamur kırıntılıdır.

Kireçtaşı blokları birkaç metre ve birkaç kilometre arasında değişen büyüklüktedir. Kireçtaşları gri, açık gri, mavimsi gridir. Yer yer kahverengimsi gri renkler de gözlenir. Yer yer masif, kimi yerler de ise kalın ve orta katmanlı olup bol çatlaklıdır.

Metamorfik blokları, ortognays, amfibolit, metavolkanit, metakuvarsit, kalkşist, mikaşist, muskovit-kuvars şist, biyotit-feldispat-kuvars şist, biyotit-feldispat-amfibol şistlerden oluşmaktadır.

Yeşiltaşyayla Karışığı, değişik tür ve yaşta blok ve allokton kaya birimleri içermesi, Bolkardağı Birliği'ne ait bloklar kapsamı ve ofiyolitli olması dolayısıyla Özgül'ün (1976) Bozkır Birliği ile denestirilebilir.

3.1.6. Gürün Görelî Otoktonu

Keban-Malatya Birimi'nin kuzeydeki metamorfik olmayan devamı olarak düşünülen Gürün Görelî Otoktonu (Yılmaz vd., 1993) Şekil 3.4'te sunulan istiften oluşur. Tabanda sırasıyla birbirleriyle uyumlu Devoniyen yaşlı resifal ya da

dolomitik kireçtaşlarından oluşan şafaktepe Formasyonu, kırıntılı kayalar ve kireçtaşlarından oluşan Gümüşali Formasyonu ve Karbonifer yaşlı kömürlü kırıntılı kayalar ve kireçtaşlarından oluşan Ziyarettepe Formasyonu bulunur. Bu birimi yerel uyumsuzlukla Permiyen yaşlı resifal kireçtaşlarından oluşan Yığıltepe Formasyonu izler. Bu formasyonun üzerinde Triyas yaşlı kireçtaşı ve kırıntılı düzeyler uyumlu olarak yer alır. Jura-Kretase yaşlı kireçtaşı ve yer yer dolomitik kireçtaşları daha yaşlı birimlerin üzerinde yerel uyumsuzlukla oturur. Bu birimin üstüne uyumlu olarak kırıntılı Maastrihtiyen-Paleosen yaşlı kireçtaşı-kiltaşı-şeyl ardaşımından oluşan Akdere Formasyonu gelir. Bu birimin üzerinde açısız uyumsuzlukla bir taban konglomerası ile başlayan ve çakıltası, kumtaşı, resifal kireçtaşları ve kırıntılı kayalardan oluşan Eosen yaşlı Demirooluk Formasyonu yer alır.

Jeojeolojik yaş Geologic age	Formasyonlar Formations	Kalınlık (m) Thickness (m)	Kayatürü Lithology	Simgeler Symbols	Açıklamalar Explanations
Liasiyen Liasian	Dentroluk	450		Tdb Tda Tdk	Tdb, Başören üyesi kırıklı kayalar. Başören member, clastic rocks. Tda, Arpaçukuru üyesi, reefal kireçtaşı. Arpaçukuru member, reefal limestone. Tdk, Kırmızıçalteppe üyesi, çakıltası, kumtaşı. Kırmızıçalteppe member, conglomerate, sandstone
Maastr. Paleoc. Maastr. Paleoc.	Akdere	500		KTa	Açık uyumsuzluk / Unconformity KTa, Akdere formasyonu, kırıklı kireçtaşı, kilitli seyl ardaşanı. Akdere formation, clastic limestone, claystone and shale alternations.
Jura - Kretase Jurassic - Cretaceous	Yüceyurt	1500		JKy	Ani fasiyes değişimi / Sharp facies change JKy, Yüceyurt formasyonu, kireçtaşı ve yer yer dolomitik kireçtaşı. Yüceyurt formation, limestone and in places, dolomitic limestone.
Triyas Triassic	Katarası	> 200		Rk	Rk, Katarası form. kireçtaşı, kırıklı düzeyler. Katarası form. limestone, clastic levels.
Permian Permian	Yığıltepe	~ 500		Py	Py, Yığıltepe form. reefal kireçtaşı. Yığıltepe form. reefal limestone. Yerel uyumsuzluk (Local unconformity)
Karb. Carb.	Güm. Ziya. refl.	200		Cz	Cz, Ziyarettepe form. kireçtaşı, kırıklı düzeyler, kömür. Ziyarettepe form. limestone, clastic levels, coal.
Devonyen Devonian	Şafaktepe	> 500		Dg Dş	Dg, Gümüşçal form. kırıklı kayalar, kireçtaşı. Gümüşçal form. clastic rocks, limestone. Dş, Şafaktepe form. reefal ya da dolomitik kireçtaşı. Şafaktepe form. reefal or dolomitic limestone.

Şekil 3.4. Gürün Görelî Otoktonu'nun dikme kesiti ve örtüsü (Yılmaz vd., 1993).

3.1.7. Keban-Malatya Birimi (Yılmaz vd., 1993)

Doğu Toroslar'da ve özellikle inceleme alanının güneyinde yer alan metamorfik birimlere yönelik olarak Keban Metamorfikleri (Metin vd., 1982; 1986), Keban ve Çağlıhan Metamorfikleri (Perinçek ve Kozlu, 1984; Yıldırım, 1989; Yiğitbaş, 1989), Binboğa Metamorfiti (Yılmaz vd., 1987), Engizek Birliği (Baydar, 1989) adları önerilmiştir. Bu çalışmada yöredeki birlikleri ele almak amacıyla Yılmaz vd. (1993)'nin önerdikleri Keban-Malatya Birimi adlaması birimin yer aldığı

geniş bir alanı çağrıştırdığı için benimsenmiştir. Bu araştırmacıların sundukları dikme kesitte de (Şekil 3.5) görüldüğü gibi birimin en alt düzeyini Karbonifer-Permien yaşlı Yoncayolu Formasyonu (Özgül, 1981) oluşturmaktadır. Yılmaz vd. (1993)'ne göre bu formasyon başlıca gnays, amfibolit şist ve kalkşist ardışımından oluşmakta, yer yer orta kalınlıkta mermer, kristalleşmiş kireçtaşı, fillit, kuvarsit ve metavolkanit ara katkılarını kapsamaktadır. Ayrıca birim içinde asidik siller, monzonit ve granitoyid türü intrüzif kayalar da metamorfitle birlikte kıvrımlı ve kırıklı bir yapıda gözlenmektedir.

Yoncayolu Formasyonu üzerine, genelde uyumlu ve geçişli olarak gelen şist ve yeniden kristalleşmiş kireçtaşı ardışımından oluşan Çayderesi Formasyonu (Özgül, 1981) ile bu ardışımın üzerinde yer alan metakarbonatlar gelmektedir (Yılmaz vd., 1993).

Permien yaşlı Çayderesi Formasyonu üzerinde uyumlu olarak Triyas yaşlı kristalleşmiş kireçtaşı ara katkılı fillit ve yeşil şistlerden oluşan Alıçlı Formasyonu (Özgül, 1981) bulunur. Bu formasyon başlıca kristalleşmiş kireçtaşı, kalkşist, yeşilimsi şist, fillit ve metaşeyl türü kayalardan oluşur. Yer yer kuvarsit, çörtlü kireçtaşı ve metakırıntılı ara katkılar kapsar.

Triyas yaşlı Alıçlı Formasyonu üzerine uyumlu ve geçişli gelen (Yılmaz vd., 1993) Kaletepe Formasyonu (Özgül, 1981), Jura-Kretase yaşlı platform türü karbonatlardan oluşmaktadır.

Keban-Malatya Birimi metamorfileri Paleozoyik yaşlı granitik kayalar tarafından kesilmektedir (Baydar, 1989; Yiğitbaş, 1989; Yıldırım, 1989).

Jeolojik yaşı Geologic age	Birimler Units	Kalınlık (m) Thickness (m)	Kayatürü Lithology	Simgeler Symbols	Açıklamalar Explanations
	Seske Seske	>200		Ts	Ts, Seske formasyonu, kireçtaşı. Seske formation, limestone. Açı uyumsuzluk / Unconformity
JURA - KRETASE JURASSIC-CRETACEOUS		>750		Jkk	Jkk, Kaletape formasyonu Kaletape formation Kireçtaşı, dolomit ve üst kesimi çakmaktı kireçtaşı. Limestone, dolomite and upper levels cherty limestone. Kristalize kireçtaşı. Crystallized limestone. Yerel uyumsuzluk (Local unconformity)
TRİYAS - TRIASSIC		>250		Ra	Ra, Açı formasyonu Açı formation Şist, kalsist, kristalize kireçtaşı. Schist, calcschist, crystallized limestone.
PERMİYEN PERMIAN	KEBAN - MALATYA BİRİMİ THE KEBAN - MALATYA UNIT	>1000		Pç	Pç, Çaydere formasyonu Çaydere formation Kristalize kireçtaşı, mermer, yer yer şist ve mermer ardışı. Crystallized limestone, marble, in places schist and marble alternations. Yerel uyumsuzluk (Local unconformity)
				PzMHz	PzMHz, Havcağ granitleri Havcağ granite
				Pzy	Pzy, Yoncayolu formasyonu Yoncayolu formation Şist, greyis ve mermer. Schist, gneiss and marble.
				???	

Sekil 3.5. Keban-Malatya Birimi dikme kesiti ve örtüsü (Yılmaz vd., 1993).

3.1.8. Göksun Ofiyolit Kuşağı

3.1.8.1 Göksun Ofiyolitleri

İnceleme alanının güneyinde yer alan ofiyolitler Göksun Birliği (Erdoğan, 1975), Giresun metamorfiti (Tarhan, 1982; 1984), kısmen Berit Grubu yada Yüksekova Karmaşığı (Perinçek, 1979a; Perinçek ve Kozlu, 1984) ve Yüksekova

Grubu (Yılmaz vd., 1987; Yiğitbaş, 1989) olarak adlandırılmıştır. Benzer konum ve özellikteki kaya topluluklarını Özgül (1976;1981) aynı kuşağın batı kesiminde Alanya Birliği içinde, doğu kesiminde ise Ovacık Birliği–Eriç Ofiyolitli Karmaşığı içinde irdelemiştir. Yılmaz vd. (1993) ise bu kayalardaki metamorfizma derecesinin çok değişken olmayan bir yapıda olduğunu gözeterek birimi Göksun Ofiyolitleri olarak yeniden adlandırmışlardır.

İnceleme alanında genelde Keban-Malatya metamorfitlelerinin altında tektonik pencereler halinde yer alan Göksun Ofiyolitleri eksiksiz bir diziyle temsil edilmektedir (Tarhan, 1982; 1984). Genel olarak alttan üste doğru serpantinit ve peridotit, katmanlı gabro, izotrop gabro, levha dayk kompleksi volkano-tortul bir örtüden oluşan birim Jura-Alt Kretase yaşındadır (Yılmaz vd., 1993).

3.1.8.2. Dağlıca Karışığı

İnceleme alanının güneyinde ofiyolit ve sedimanter kaya blokları kapsayan Üst Kretase yaşlı kaya türü topluluğu Perinçek ve Kozlu (1984) tarafından Dağlıca Karmaşığı ve Metin vd. (1987) tarafından ise Andırın Karmaşığı olarak adlandırılmıştır. Yılmaz vd. (1993) tektonik bölüm olistostromal bölümden ayrılarak Dağlıca Karışığı olarak adlandırılmıştır. Birim serpantinit, peridotit, gabro, diyabaz, çört, bazik lavlar ve Permian-Triyas-Jura-Kretase yaşlı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kaya türleri arasındaki dokanak tektoniktir. Ancak yer yer gereçleri piroklastik ya da epiklastik volkanitlerden oluşan hamur içinde ofiyolit ve sedimanter kaya blokları yer almaktadır (Yılmaz vd., 1993).

3.1.9. Örtü Kayaları

Yukarda özetlenen tektonik birliklerin üzerine Üst Maastrichtiyen-Kuvaterner yaşlı örtü birimleri açısız uyumsuzlukla gelirler.

Beritdağı-Uzunyayla arasında kuzeyde Eosen yaşlı çakıldaş, neritik kireçtaşı ve kırıntılı düzeylerden oluşan Demiroluk Formasyonu (Özgül vd., 1973) ofiyolitik kayaların ve Görelî Otokton Birliğı'nin üzerinde transgresif olarak bulunurken, güneyde ise Eosen yaşlı maden volkanitleri (Perinçek, 1979a; Yazgan, 1983) kırıntılı kayalardan oluşan Ballıkısık Formasyonu (Perinçek ve Kozlu, 1984), Olistostromal kaya türü topluluğundan oluşan Ericek Formasyonu (Baydar, 1989) Keban-Malatya Birimi üzerine açısız uyumsuzlukla gelir (Şekil 3.9). Bu kayalar yer yer Tombak İnrüzif kayaları tarafından kesilir.

c-Oligosen

Sivas havzasında Oligosen kırmızı alacalı üst düzeylere doğru gri renkli olan kırıntılı akarsu çökellerinden oluşan Selimiye Formasyonu (Kurtman, 1973) (Şekil 3.8), Divriğı-Kangal uzanımında ise Eosen yaşlı Kozluca Formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla gelen kırıntılı kayalardan oluşan alacalı renkli Altınyayla Formasyonu (Şekil 3.7) ve Beritdağı-Uzunyayla arasında ise andezitik, yer yer dasitik lavlardan ve piroklastik kayalardan oluşan Karatepe Volkanitleri (Yılmaz vd., 1992) ile temsil edilir.

d-Miyosen

Sivas Havzası'nda Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonu'nu açısız uyumsuzlukla tabanda denizel-karasal oluşuklardan oluşan Apa Formasyonu'nun bulunduğu üste doğru sırasıyla Karatepe Volkanitleri, Karapınar Jipsleri, kırıntılı çökellerden oluşan Tatlıcak Formasyonu, Sarıpınar Jipsleri ve en üstte akarsu oluşuklarından oluşan Alt-Orta Miyosen yaşlı bir istif üzerler. Bu istif ise Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı, tabanda akarsu çökellerinden oluşan üste doğru gölssel kireçtaşlarına geçen İncesu Formasyonu açısız uyumsuzlukla örter (Yılmaz vd., 1997a).

Jeoji Yaşı Geologic Age	Birimler Units	Kalınlık (m) Thickness (m)	KAYA TÜRÜ Lithology	Simgeler Symbols	AÇIKLAMALAR Explanations
Üst Kretase-Tersiyer (Upper Cretaceous-Tertiary)	Dermik V. Dermik V.	> 200		Kvd	Kıvrıklı volkanik kayalar ve lavlar Classic volcanic rocks and lavas
	Kılıçlı Olistostromu Kılıçlı Olistostrome	> 750		KTk	Maastrichtiyen yaşlı türbiditik kayalar Maastrichtian turbiditic rocks Kampaniyen ve daha yaşlı pelajik kireçtaşı Campanian and pre-Campanian pelagic limestone. Epiklastik ve piroklastik kayalar yer yer bloktu. Epiklastik - and pyroclastic rocks in places with blocks.
	Boğazköy Form. Boğazköy Form.	> 500		Tb	Epiklastik ve yer yer piroklastik kayalar. Epiklastik and in places pyroclastic rocks.
	Pazarcık V. Pazarcık V.	> 250		KTp	Alaçık sekli formasyonu, kireçtaşı, yer yer kırıntılı Alaçık sekli formation, limestone, in places clastics Piroklastik kayalar. Pyroclastic rocks.
					Akdağmadeni Lihodeni Akdağmadeni Lihodeni.

Şekil 3.6. Pazarcık yöresi kuzeyinin (Sivas'ın doğusu) genelleştirilmiş dikme kesiti
(Özcan vd., 1980; Yılmaz vd., 1997a).

	Jeolojik yaş		Grup	Formasyon Litodam	Üye	Kalınlık (m)	Kaya türü	Açıklamalar					
Senozoyik	Kuvaterner	Tenaşer	Yenideği	Örenice		60		Taraça / Alüvyon Yer yer kumtaşı ve silttaşı ara düzeyleri kapsayan çakıltaşı					
						Pliyosen	Adatapa Bezaltı İnalı		50		Bezalt Bezaltlık piroklastikler ve karasal kırıklı tortul kayalar Andezitik lav ve piroklastikler		
									Üst Miyosen	Höbek Volkanitleri		75	
						Orta Miyosen	Uzunyayla						
									Üst Oligosen	Sirozen Jipsleri Güneye		300	
						Eosen	Kulmapdağı						
									Paleosen	Altunyayla		300	
						Kretase	Maastrichtiyen	Söye					
									Jura		Dışbudak Keçikaya		750
						Kretase	Alt Maastrichtiyen						
Kampaniyen	Yeşilbaşyayla Karşığı				500					Ofiyolitik kayalar			
						Paleozoyik	Devonyen- Karbonifer	Alt Karbonifer			Kangal	Kınalar Bakırtaşı Düze	600
					1000					Meta-kuvars kumtaşı Meta-şeyli ve arduvaz Rekristalize kireçtaşı			

Şekil 3.7. Divriği-Kangal yöresinin genelleştirilmiş dikme kesiti (Yılmaz ve Yılmaz, 2004).

Jeolojik Yaşı Geological Age	Birimler Units	Kalınlık (m) Thickness (m)	Kaya türü Lithology	Simgeler Symbols	Açıklamalar Explanations
Üst Miyosen-Pliyo-Kuv. Upper Miocene-Plio-Quar	Orta kayalar Cover Rocks	>100		Cla	Cla: Alüvyon (Alluvium) Çakıllı - kumlu gevşek tutturulmuş kırıntılı kayalar. PIQ, Pebbly - sandy clastic rocks with loose matrix
		>500		Tip	Tip, İncesu form. Porsuk üyesi, gökbel kireçtaşı Porsuk member, lacustrine limestone
				Tia	Tia, İncesu form. Aydoğmuş ü., geçiş fasiyesi Aydoğmuş member, transition facies
				Tid	Tid, İncesu form. Derindere ü., akarsu oluşukdan Derindere member, fluvialite deposits.
Alt - Orta Miyosen Lower - Middle Miocene	Orta kayalar Cover Rocks	>1000		Th	Th, Hocabey form, akarsu oluşukdan fluvialite deposits
				Ts	Ts, Sarıpınar Jipsleri (Gypsum)
				Tts	Tt, Tatlıcak form.
				Tt	Tts, Tatlıcak form. Savcun üyesi Savcun member
				Tka	Tka, Karapınar Jipsleri (Gypsum)
				Tak	Tak, Apa form, Karatepe Volkanitleri (Volcanics)
				Ta	Ta, Apa form, denizel-karasal oluşuklar Marine-terrestrial deposits
Oligo. Oligo	Orta kayalar Cover Rocks	>750		Tsc	Tsc, Selimiye form., akarsu oluşukdan fluvialite deposits
				Tsa	Tsa, Selimiye form., Çatlı ü., Fluvialite deposits Ç. member
Eosen Eocene	Orta kayalar Cover Rocks	>750		Tka	Tka, Kılıçkızılkayalar Jipsleri (Gypsum)
				Tkv	Tkv, Karatepe Volkanitleri (Volcanics)
				Ttb	Ttb, Tokuş form., Baraz üyesi Baraz member.
				Ty	Ty, Yukarıçalkmak. Subvolkanik Subvolcanic.
				Tta	Tta, Tokuş form. Asar üyesi Asar member
				To	To, Ortaköy Tüfü (Tuff)
				Tts	Tts, Tokuş form., Susuzdağ üyesi Tokuş form., Susuzdağ member.
				PzAz	Akdağmadeni Litodemi Akdağmadeni Lithodemi

Şekil 3.8. Akdağmadeni Metamorfitleleri'nin örtü kayalarının genelleştirilmiş dikme kesiti
(Yılmaz vd., 1997a)

b-Eosen

Sivas güneyinde Akdağmadeni metamorfitleleri üzerine bir taban çakıltısı ile aşıl uyumsuzlukla Eosen yaşlı Tokuş Formasyonu (Yılmaz, 1982; 1983) gelir. Bu birimi uyumlu olarak orta-ince katmalı tüflerden oluşan Ortaköy Tüfü (Yılmaz vd., 1997a) üzerler. Kimi yerde Ortaköy Tüfü kimi yerde ise Tokuş Formasyonu üzerine

uyumlu olarak andezit yada bazaltik volkanitlerden oluşan Kaletpe Volkanitleri (Yılmaz vd., 1997a) gelir. Kaletpe Volkanitleri Oligosen yaşlı Küçük tuzhisar Jipsleri'ne (Yılmaz vd., 1997a) geçer (Şekil 3.8).

Divriği-Kangal yöresinde üzerine aşılmalı uyumsuzlukla gelen Maastrichtiyen yaşlı Salya Formasyonu ve Paleosen yaşlı granitik kayalarının üzerinde, tabanında Eosen yaşlı ve bir taban konglomerasıyla başlayan ve üstte doğru Nummulitesli kireçtaşı ve kırıntılı tortul kayaları kapsayan Kozluca Formasyonu bulunur. Kozluca Formasyonu üzerinde ise uyumsuz olarak alacalı renkli kırıntılı kayalardan oluşan Üst Oligosen yaşlı Altınayla Formasyonu yer alır (Şekil 3.7).

JEOLOJİ YAŞI GEOLOGIC AGE	BİRİMLER UNITS	KALINLIK (m) THICKNESS (m)	KAYA TÜRÜ LITHOLOGY	SİMGELER SYMBOLS	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS
MIYOSEN MIOCENE	ORTU KAYALARI COVER ROCKS	> 300 m		Tku	Tku, Kuzgun formasyonu, kırıntılı kayalar. Kuzgun formation, clastic rocks
				Tsa	Tsa, Salyan formasyonu, neritik kireçtaşı. Salyan formation, neritic limestone.
EOSEN EOCENE	ORTU KAYALARI COVER ROCKS	> 760 m		Ter	Ter, Ericcek formasyonu Ericcek formation
				Tm	Epiklastik ve piroklastik kayalar, yer yer kireçtaşı blokları. Epiclastic and pyroclastic rocks, in places, with limestone blocks.
				Tb	Tb, Balıksık formasyonu Balıksık formation.
				Tm	Tm, Maden volkanitleri Maden volcanics.
				PzMzk	PzMzk, Keban - Malatya birimi Keban - Malatya unit

Şekil 3.9. Keban-Malatya Birimi üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Maden volkanitlerinin dikme kesiti ve diğer birimlerle ilişkileri (Yılmaz vd., 1997b).

Beritdağı-Uzunyayla arasında kuzeyde Eosen yaşlı çakıltası, neritik kireçtaşı ve kırıntılı düzeylerden oluşan Demiroluk Formasyonu (Özgül vd., 1973) ofiyolitik kayaların ve Görelî Otokton Birliği'nin üzerinde transgresif olarak bulunurken, güneyde ise Eosen yaşlı maden volkanitleri (Perinçek, 1979a; Yazgan, 1983) kırıntılı kayalardan oluşan Ballıkısık Formasyonu (Perinçek ve Kozlu, 1984), Olistostromal kaya türü topluluğundan oluşan Ericek Formasyonu (Baydar, 1989) Keban-Malatya Birimi üzerine açısız uyumsuzlukla gelir (Şekil 3.9). Bu kayalar yer yer Tombak İnrüzif kayaları tarafından kesilir.

c-Oligosen

Sivas havzasında Oligosen kırmızı alacalı üst düzeylere doğru gri renkli olan kırıntılı akarsu çökellerinden oluşan Selimiye Formasyonu (Kurtman, 1973) (Şekil 3.8), Divriği-Kangal uzanımında ise Eosen yaşlı Kozluca Formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla gelen kırıntılı kayalardan oluşan alacalı renkli Altınayla Formasyonu (Şekil 3.7) ve Beritdağı-Uzunyayla arasında ise andezitik, yer yer dasitik lavlardan ve piroklastik kayalardan oluşan Karatepe Volkanitleri (Yılmaz vd., 1992) ile temsil edilir.

d-Miyosen

Sivas Havzası'nda Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonu'nu açısız uyumsuzlukla tabanda denizel-karasal oluşuklardan oluşan Apa Formasyonu'nun bulunduğu üste doğru sırasıyla Karatepe Volkanitleri, Karapınar Jipsleri, kırıntılı çökellerden oluşan Tatlıcak Formasyonu, Sarıpınar Jipsleri ve en üstte akarsu oluşuklarından oluşan Alt-Orta Miyosen yaşlı bir istif üzerler. Bu istif ise Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı, tabanda akarsu çökellerinden oluşan üste doğru gölsel kireçtaşlarına geçen İncesu Formasyonu açısız uyumsuzlukla örter (Yılmaz vd., 1997a).

Divriği-Kangal uzanımında alacalı renkli Üst Oligosen yaşlı Altınyayla Formasyonu'nun üzerinde uyumlu olarak gözlenen ve olasılıkla Üst Oligosen-Alt Miyosen yaştaki gölsel karbonat kayalar ise Kulmaçdağı Formasyonu'nu oluşturur. Kulmaçdağı Formasyonu'nu uyumlu olarak üzerleyen Alt-Orta Miyosen yaşlı jipsler, Sincan Jipsleri ve Divriği yakınlarında bu birimle aynı stratigrafik konumdaki, jips ara katkılı kırıntılı kayalar ise Güneyevler Formasyonu'nu oluşturur (Yılmaz ve Yılmaz, 2004). Sincan Jipsleri'ni açısız uyumsuzlukla Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı alacalı renkli karasal kırıntılı kayalardan oluşan Kurtoğlu Formasyonu örter. Bu birim üste doğru Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı gölsel çökellerden oluşan Uzunyayla Formasyonu'na (Altın, 1963) geçer.

Beritdağı-Uzunyayla arasında Alt-Orta Miyosen akarsu çökellerinden oluşan Gövdelidağ Formasyonu (Aziz vd., 1982) ve Üst Miyosen-Pliyosen ise gölsel çökellerden oluşan Uzunyayla Formasyonu ile temsil edilir.

e-Pliyo-Kuvaterner

Sivas Havzası'nda Pliyo-Kuvaterner oluşuklar, travertenler ve akarsu yataklarında ve kimi düzlüklerde çökelen çakıltaşı ve kum depolarıdır.

Divriği-Kangal yöresinde daha yaşlı kaya birimlerini Pliyo-Kuvaterner yaşlı Yamadağı Volkanitleri keserek örter. Bu yörede daha yaşlı birimlerin üzerine açısız uyumsuzlukla gelen Pliyo-Kuvaterner yaşlı akarsu çökelleri ise Örenlice Formasyonu (Kartarı, 1986; Gürsoy, 1986) olarak adlandırılmıştır.

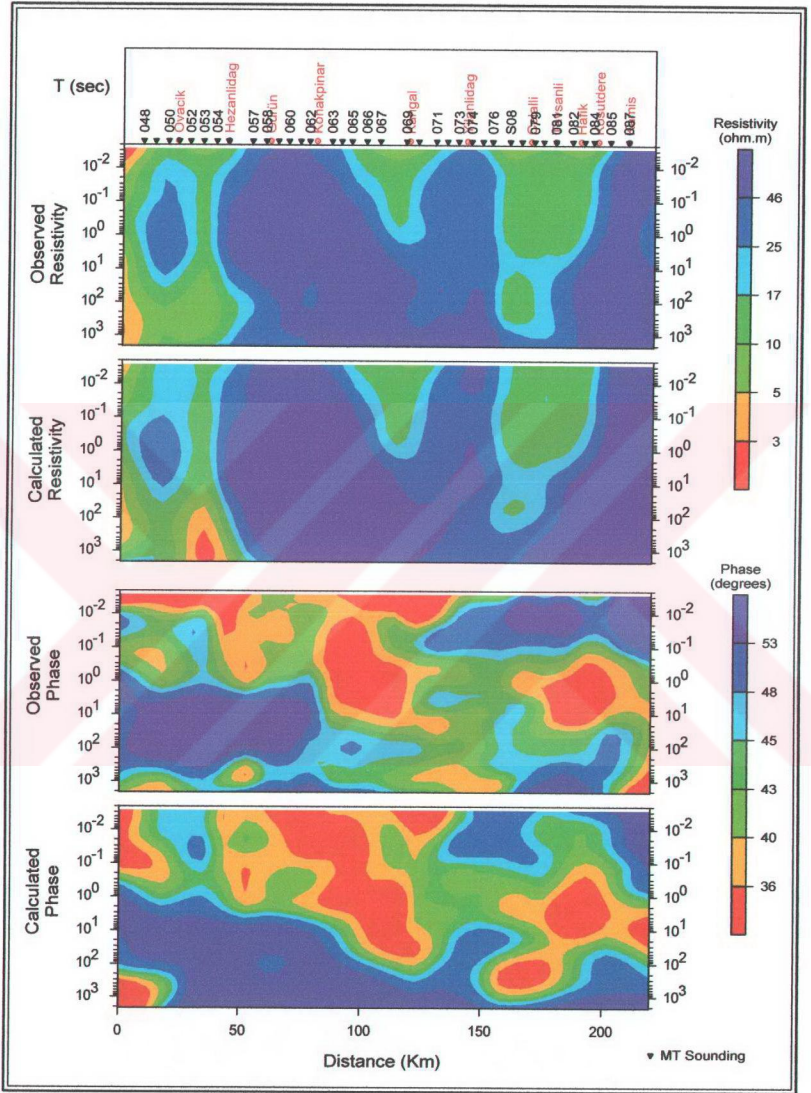
Beritdağı-Uzunyayla arasında Üst Miyosen-Pliyosen'de plato bazaltlarından oluşan Adatepe Volkanitleri (Gökten, 1983b; Yılmaz vd., 1989) oluşmuştur. Aynı yörede Pliyosen yaşlı akarsu-göl ortamı ürünü kırıntılı kayalardan oluşan Gürün Formasyonu (Yılmaz vd., 1992) ve Pliyosen yaşlı kırıntılılar ve gölsel karbonatlardan oluşan Evciköy Formasyonu (Özgül vd., 1973) daha yaşlı birimleri uyumsuzlukla örtmektedir.

3.2. MT Verileri

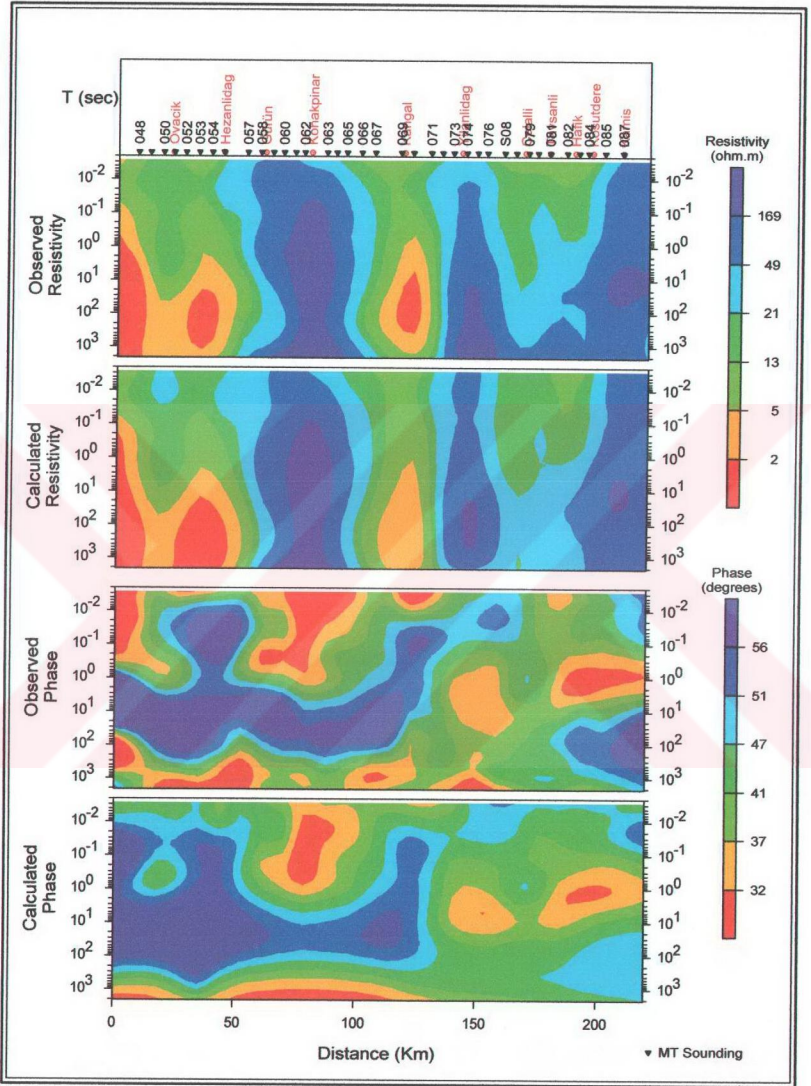
Bu çalışmada kullanılan MT veriler, Türkiye'nin kabuk yapısını belirlemek için MTA Genel Müdürlüğü'nün Jeofizik Etütler Dairesi'nce 1995 yılından beri yürütülen Türkiye Yerkağının Araştırılması Projesi kapsamında toplanan verilerin bir bölümünü oluşturmaktadır.

Güneyde Elbistan (Kahramanmaraş) ve kuzeyde Hafik (Sivas)'in kuzeybatı kesimini içine alan bölgede, güney-kuzey doğrultulu yaklaşık 220 km'lik A-B profili üzerinde (EK 1.a) toplam 37 noktada yaklaşık 5km aralıklarla 320 Hz ile 0.00055 Hz arasında değişen frekanslarda MT arazi verileri toplanmıştır. TE-TM modlarında görünür öz direnç ve fazlardan oluşan bu veriler (Şekil 3.10a-b), Rodi ve Mackie (2001)'nin 2-Boyutlu TÇ yapan yeni NLCG algoritmasıyla yorumlanarak 25 km (EK 1.c) ve 75 km (Şekil 3.11) derinlikleri esas alan derinlik-görünür öz direnç kesitleri elde edilmiştir.

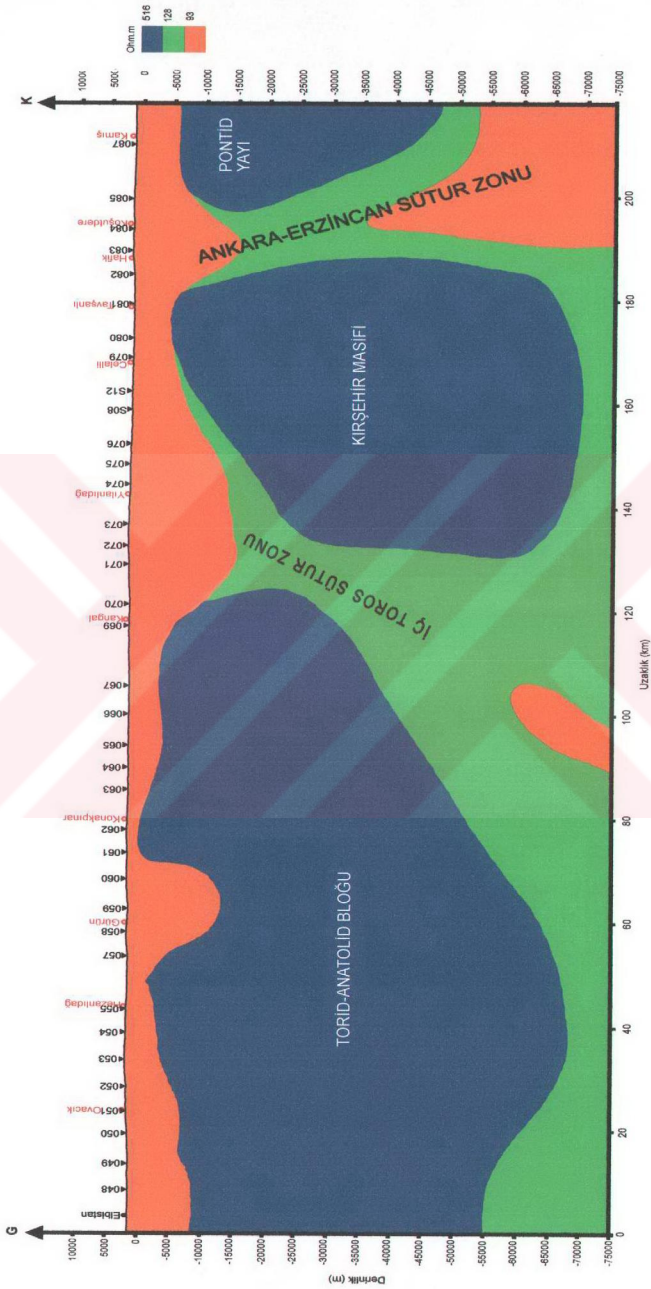
2-Boyutlu TÇ'de algoritma işlemi 5.3619 hata ile tamamlanmıştır.



Şekil 3.10a. A-B profili üzerinde TE modunda alınan MT ölçülerin ölçülen ve hesaplanan periyot-görünür öz direnç ve periyot-faz kesitleri.



Şekil 3.10b. A-B profili üzerinde TM modunda alınan MT ölçülerin ölçülen ve hesaplanan periyot-görünür öz direnç ve periyot-faz kesitleri.

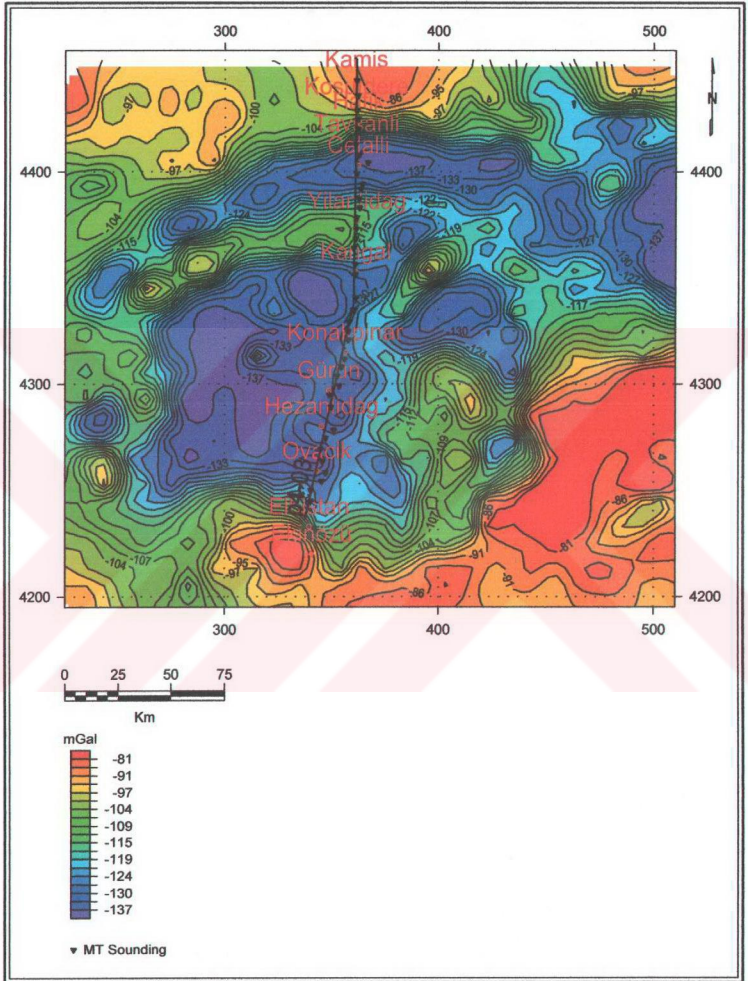


Şekil 3.11. A-B profili üzerinde alınan MT ölçülerinin 2-Boyutlu TÇ'nden elde edilen derinlik-görünür özdeşleşim model kesiti.

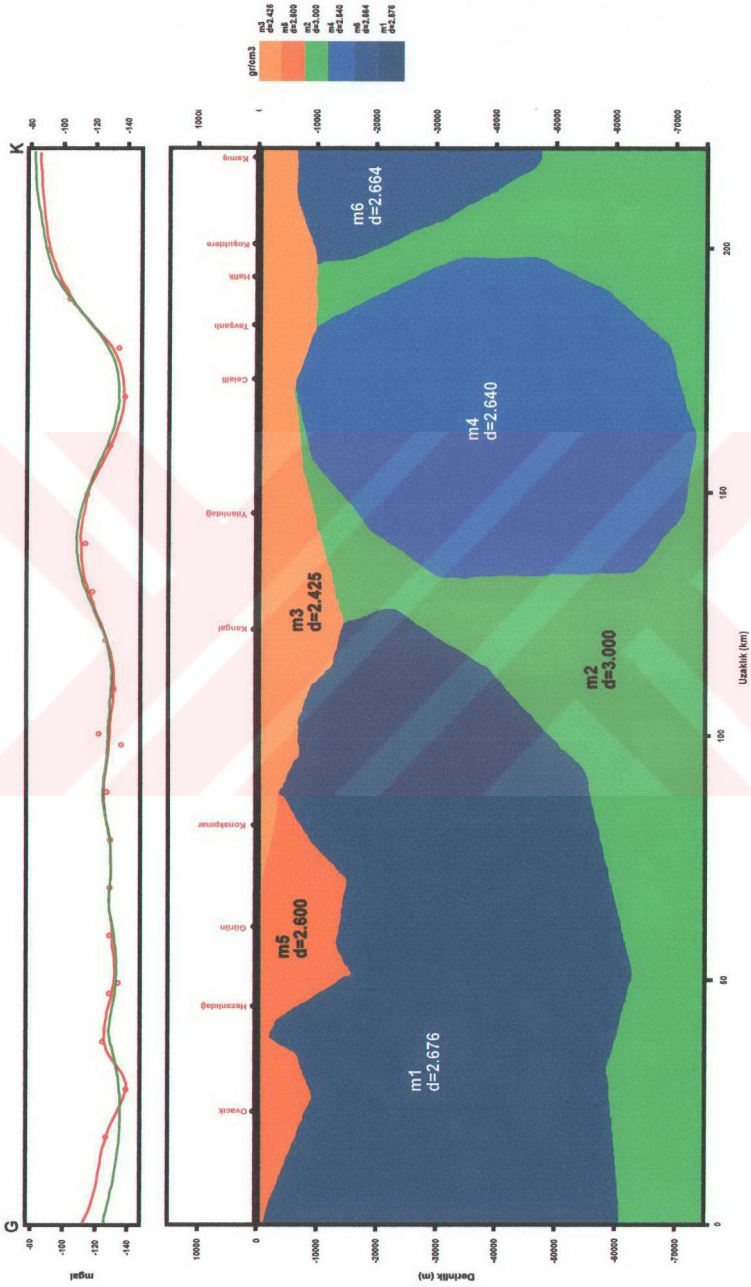
3.3. Gravite Verileri

Gravite verileri 1/2.000.000 Türkiye Bouguer Gravite Anomali Haritasından (MTA, 1999) aynı profil hattı üzerinde alınmıştır. Gözlenmiş gravite verilerine, 2.5-Boyutlu program kullanılarak, 2-Boyutlu düz çözüm (DÇ) işlemi yapılmıştır. Bu verilere göre profil boyunca 75 km lik bir derinlik dikkate alındığında yoğunluklarına göre 6 kütle ayırtlanabilmektedir. Bunların yoğunlukları 2.676 gr/cm^3 (m_1), 3.000 gr/cm^3 (m_2), 2.425 gr/cm^3 (m_3), 2.640 gr/cm^3 (m_4), 2.600 gr/cm^3 (m_5) ve 2.664 gr/cm^3 (m_6) tür (Şekil 3.13).

Gravite haritası (Şekil 3.12) kabaca incelendiğinde güneyde Elbistan ile kuzeyde Hafik arasında kalan bölge ve civarında gravite değerlerinin yaklaşık -81 mgal 'den -137 mgal 'e kadar değiştiği görülür. Anomaliler kuzeyde daha çok doğu-batı uzanımlıdır. Bu gidiş genelde Sivas havzasını çevreleyen dağların uzanımıyla uyumludur. Benzer biçimde -127 ve -137 mgal arasında değişen değerdeki gravite anomalilerinin uzanımları ise, doğu-batı uzanımlı Kangal, Gürün ve Ovacık uzanımlı havzalarının genel gidişini yansıtmaktadır.



Şekil 3.12. Elbistan (Kahramanmaraş)-Hafik (Sivas) arasındaki bölge ve yakın dolayının Bouguer Gravite Anomali Haritası (MTA, 1999).



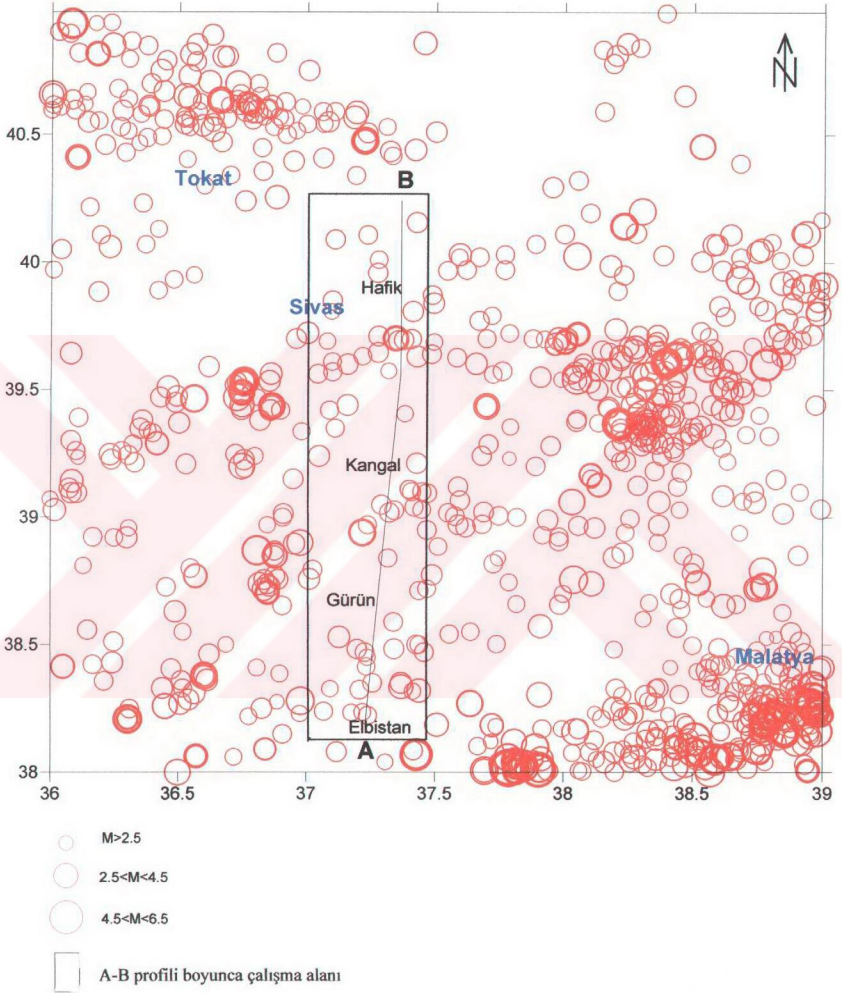
Şekil 3.13. Çalışılan profil boyunca gravite verilerinin 2-Boyutlu DÇ'nden elde edilen derinlik-yoğunluk kesiti.

3.4. Sismolojik Veriler

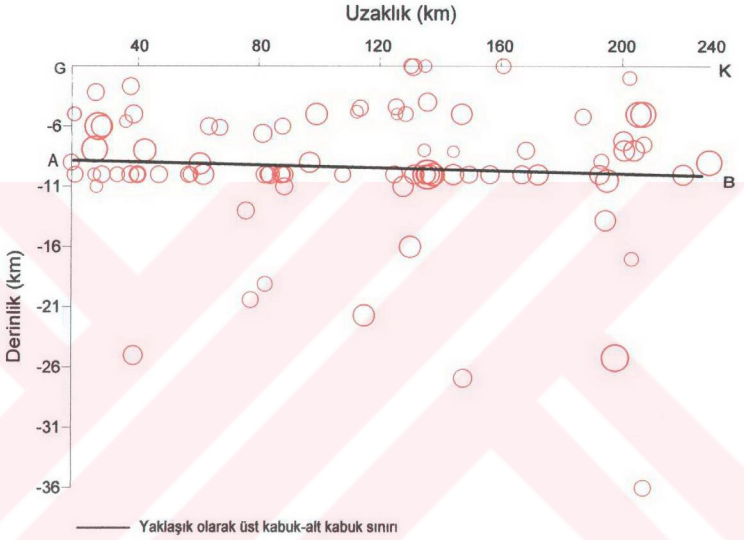
Çalışılan bölgede ve profil boyunca 1900-2002 (IRIS, 2004) ve 1991-2004 (TURKNET, 2004) yıllarında oluşmuş süre büyüklüğü (M_d) $2 < M_d < 8$ arasında değişen 578 adet depreme ait veriler derlenmiştir. Çalışılan profil boyunca büyüklüğü $2.6 < M_d < 4.2$ arasında değişen toplam 89 deprem gözlenmiştir (Şekil 3.14). Profil üzerindeki en büyük deprem Hafik'in güney-batısında kalan $M_d=4.2$ büyüklüğünde ve 10 km derinlikte meydana gelmiş olan depremdir. Çalışma alanı yakınlarda gözlenebilen en büyük depremler ise yaklaşık 39^0N-38^0E koordinatları arasındaki büyüklükleri eşit ve $M_d=5.1$ olan 26.5-30.7 km derinlikli depremlerdir. Profil üzerindeki depremlerin en derinde olanları sırasıyla Elbistan, Gürün, Kangal, Sivas havzalarının bulunduğu kesimlere denk gelmektedir. Bu alanlarda yaklaşık (5-10 km), (5-10 km), (5-10-22 km) ve (5-10-36 km)'lere ulaşan derinlikler gözlenmiştir.

(38.0000-41.0000)N – (36.0000-39.0000)E koordinatları ile sınırlı bölgede meydana gelen depremlerin dağılımı Şekil 3.14'de sunulmuştur. (38.2000-40.2000)N – (37.0000-37.5000)E koordinatları ile sınırlı çalışılan profil boyunca oluşmuş depremlerin derinlik-hiposantr (deprem odak derinliği) dağılımları ise Şekil 3.15'de gösterilmiştir.

Derinlik-hiposantr dağılımı (Şekil 3.15) incelendiğinde, kabukta güneyden kuzeye doğru bir kalınlaşma olduğu ve depremlerin daha çok havza kenarlarında yer alan fay türü yapılar karşılık geldiği gözlenmektedir. Deprem hiposantrlarının büyük çoğunluğu 10 km civarında değişen derinliğe kadar olan bir kesimde yoğunlaşmıştır. Hiposantrları bu derinlikten daha aşağıdaki kesimde olan depremler çok enderdir. Deprem hiposantrlarının yaklaşık 10 km lik bir kesimde yoğunlaşmaları ve daha derinde çok ender olması bu derinliğin alt kabuk-üst kabuk sınırı olabileceğini düşündürmektedir.



Şekil 3.14. Çalışma alanı ve yakın dolayının bölgesel deprem dağılımı haritası



Şekil 3.15. A-B profili boyunca ve yakın dolayındaki depremlerin derinlik-hiposantr dağılımı grafiği.

4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çalışmada öncelikle 25 km derinliği esas alan MT modellemede (Ek 1.b) güneyden kuzeye doğru Elbistan havzasındaki 48 nolu istasyonun altında ve genellikle kırıntılı çökellere karşılık gelen 68 Ohm.m'den daha küçük özdirenç değerleri yaklaşık 6-7 km derine kadar devam etmektedir. Ovacık havzasındaki 050-054 nolu istasyonların altındaki benzer değerler de yaklaşık 6 km derinliğe kadar görülmektedir. Ovacık ve Elbistan havzaları arasında 049 ve 050 nolu istasyonların arasındaki kesimde, yüksek özdirenç değerleri (>68 Ohm.m) yüzeye yakın konumdadır. Bu durum iki havza arasındaki karbonatlı platform kayalarıyla ilişkili olmalıdır.

Gürün yakınlarındaki 059 nolu istasyonun altındaki kırıntılı çökel kayalara karşılık gelebilecek değerler (<68 Ohm.m) 4-10 km derinlikleri arasında gözlenmektedir. Üste doğru belirlenen yüksek özdirenç değerleri (>68 Ohm.m) havzadaki çökellerin üste doğru karbonat ara katkılarının çok olmasıyla ilişkili olabileceği gibi yüzeyde jeolojik kanıtlarını gözlemleyemediğimiz bindirmelerle de ilişkili olabilir. Gürün Kuzeyindeki 060-065 nolu istasyonların altındaki yüksek özdirenç değerleri (>68 Ohm.m) bu alandaki platform kayaları ve ofiyolit naplarıyla uyumludur.

Kangal havzasındaki 065-070 nolu istasyonların altında, kırıntılı çökellere karşılık gelen 68 Ohm.m değerinden daha küçük özdirenç değerleri yaklaşık 3-4 km daha derine devam etmektedir. Bu durum Kangal havzasının sığ olduğunu göstermektedir. 071 nolu istasyon yakınlarındaki yüksek özdirenç değerler platform kayalarından oluşan naplarla ilişkilidir. 072 ve 073 nolu istasyonlarındaki düşük değerler ise ofiyolitik kayalardaki yoğun serpantinleşmeye bağlanabilir. 074-075 nolu istasyonların altında ofiyolitik kayalar gözlenmesine karşın bunlar platform kayalarla ekaylı konumda olduklarından daha yüksek değerler vermiş olmalıdırlar. Sivas havzasındaki 076-085 nolu istasyonların bulunduğu kesimdeki düşük özdirenç değerleri (<68 Ohm.m) havzanın derinliğinin 6-7 km olduğunu göstermektedir.

75 km lik derinliğin esas alındığı modellemelerde (Şekil 3.11 ve 3.13), yoğunluğu 2.676 gr/cm³ ve öz direnç değerleri 128-516 Ohm.m arasında değişen ve Gürün-Görelî Otoktonu'nun bulunduğu kesimde bulunan kütle kıta kabuğu olarak kabul edildiğinde kıta kabuğunun bu kesimde (Kangal-Ovacık arası) 55 km derinliğe kadar devam ettiği söylenebilir.

Yılanlıdağ-Koşutdere arasındaki çökel kayalarının altında bulunan ve derinliği belirlenemeyen yoğunluğu 2.640 gr/cm³ ve öz direnç değerleri 128-516 Ohm.m arasında olan kesim de kıta kabuğu özelliğinde olup, Kırşehir Masifi'nin doğuya uzanımı olmalıdır. Bu alandaki veriler yetersiz olduğundan kıta kabuğunun alt sınırı belirsizdir.

En kuzeyde Kuzey Anadolu Fayı'nın güneyinde Kamış'ın altında bulunan yoğunluğu 2.664 gr/cm³ ve öz direnç değerleri 128-516 Ohm.m arasında olan ve yaklaşık 47 km derinliğe ulaşan kütle ise Pontid Mağmatik Yayı'nın güney ucundaki kıta kabuğunun karşılığı olmalıdır.

Kangal-Yılanlıdağ arasında Pınarbaşı-Divriği Ofiyolit Kuşağı'nın altında yaklaşık 15 km derinlikte yoğunluğu 3.0 gr/cm³ olan gereç olasılıkla üst manto gericidir. Bilindiği gibi buradaki ofiyolitlerin kökenine yönelik iki görüş bulunmaktadır. Bunlardan birincisi bu kayaların İç Toros Okyanusu'nun sütür zonuna denk geldiğini (Demirtaşlı, 1977; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1984; Koçyiğit, 1990; Gökten, 1983a; Gökten, 1983b; Gökten, 1985; Gökten, 1986; Gökten, 1993a; Gökten ve Floyd, 1987) ikincisi ise Neotetis'in kuzey kolunun kuzeyden güneye taşınmış parçaları olduğunu ileri sürer (Kelling vd., 1989; Cater vd., 1991; Yılmaz vd., 1993). Çalışmamız Pınarbaşı-Divriği Ofiyolit Kuşağı'nın altında bir üst manto gericinin bulunduğunu göstermektedir. Bu nedenle bu ofiyolitik kayaların Neotetis'in kuzey kolunun kuzeyden taşınan parçaları olmaksızın, İç Toros Okyanusu'nun kapanması ile ilişkili sütür zonuna karşılık geldiğini ileri sürmek daha doğrudur. Dolayısıyla İç Toros Okyanusu'nun kapanmasına ilişkin sütür zonu da bu kuşaktan geçmektedir.

Koşutdere-Kamış arasındaki çökel havzasının tabanında 15 km derinlikte yer alan Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı'nın uzanımına karşılık gelen yoğunluğu 3.0

gr/cm³ olan gereç ise Ankara-Erzincan sütür zonuna denk gelmektedir ve eğimi kuzeye doğrudur.

MT kesitte en üstte düşük, ortada yüksek ve en altta ise orta zdirenęli olan toplam üç ana katman gözlenmiştir. Gravite kesitinde de bu katmanlar belirgin olarak gözlenmektedir. Deprem-hiposantr dağılımından ise kabuğun yaklaşık 10 km lik bir derinlikte alt ve üst kabuk olarak iki kısıma ayırıldığı düşünülmektedir.



5. KAYNAKLAR

- Aktimur, H.T., Tekerli, M.E., ve Yurdakul, M.D., 1990.** MTA Genel Müdürlüğü 1:100.000 ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Tokat-D 22 Paftası, Ankara.
- Altınlı, E., 1963.** Kayadibi-Şarkışla Bölgesinin Jeolojisi ve Hidrojeolojisi, İ.Ü. Fen Fak. Mecm., 26, 162-199.
- Aziz, A., Erakman, B., Kurt, G., Meşhur, M., 1982.** Pınarbaşı-Sarız-Gürün ilçeleri arasında kalan alanın jeolojisi raporu, TPAO Rap. No:1601, Ankara, 52s.
- Başokur, A.T., İlkışık, O.M., Tokgöz, T., Kaya, C., Uluggerli, E.U., Gürer, A., Duvarcı, E., Bilgin, T.R., Çınar, A., Konak, N., Bayrak, M., Pekşen, E., Karlık, G., 1995.** Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Araştırma Programı: Manyetotellürik Yöntem ile Ege Bölgesi Kabuk Yapısının araştırılması, Proje No:YDABÇAG-230/G, Aralık, Ankara.
- Başokur, A.T., Uluggerli, E.U., Kaya, C., Candansayar, E., Koçak, A., Madarasi, A., Warga, G., Wesztergom, V., Duvarcı, E., Kılıç, A.R., Szarka, L., 2001.** Aliğa Jeotermal Sahasının Manyetotellürik Yöntem ile Araştırılması 2000-07-05-021 No'lu Projesi, Ankara Üni. Araştırma Fonu Kesin Raporu, Mayıs 2001, Ankara.
- Başokur, A.T., 2003.** Maden Aramalarında Elektrik ve Elektromanyetik Yöntemler, Ankara Üni. Jeofizik Müh. Böl., Ankara, http://www.eng.ankara.edu.tr/geophysical_eng/.
- Baydar, O., 1989.** Berit-Kandil Dağları (Kahramanmaraş) ve civarının jeolojisi, İ.Ü. Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, İstanbul, 248s.
- Bayhan, H., 1980.** Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresinin jeolojik, minerolojik, petrografik, petrolojik ve metalojenik incelemesi, Doktora Tezi, Hacettepe Üni., 206s, Ankara (yayınlanmamış).
- Bayrak, M., İlkışık, O.M., Kaya, C., Başokur, A.T., 2000.** Magnetotelluric data in western Turkey: Dimensionality analysis using Mohr circles, J. Geophys. Res. 105, 23391-23401.

- Bayrak, M., 1998.** Batı Anadolu'nun öz direnç yapısının elektrik-elektromanyetik yöntemler ile araştırılması (Danışman: Prof.Dr. O.M. İlkışık), Doktora Tezi, İÜ. Fen Bil. Enst., İstanbul.
- Brewitt-Taylor, C.R. and Weaver, J.T., 1976.** On the finite-difference solution of two-dimensional induction problems, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 47, 375-396.
- Cagniard, L., 1953.** Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, 18, 605-635.
- Çağlar, İ., 2001.** Electrical resistivity structure of northwestern Anatolia and its tectonic implications for the Sakarya and Bornova zones, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 125, 95-110.
- Candansayar, E., 2001.** Manyetotellürik yöntemde 2-Boyutlu modelleme, Seminer, Ankara Üni. Fen Bil. Enst., Ankara.
- Candansayar, 2002.** Sönümlü En-Küçük Kareler ve Eşlenik Türev Algoritmalarının Ardışık Kullanımı ile Manyetotellürik Verilerin Düzgünleştiricili İki-Boyutlu Ters Çözümü, Doktora tezi, Ankara Üni. Fen Bil. Enst., Ankara.
- Cater, J.M.L., Hanna, S.S., Ries, A.C., Turner, P., 1991.** Tertiary evolution of the Sivas basin, Central Turkey. *Tectonophysics*, 195, 29-46.
- Cerv, V. and Praus, O., 1972.** MT field of H-polarization in models with dipping interfaces, *Stud. Geophys. Geod.*, 16, 285-296.
- Cerv, V. and Segeth, K., 1982.** A comprasion of accuracy of finite-difference solution of boundry-value problem for the Helmutz equations obtained by direct and iterative methods, *Appl., Math.*, 27(5), 375-390.
- Chen, L., Booker, J.R., Jones, A.G., Wu, N., Unsworth, M., Wei, W., and Tan, H. 1996.** Ellectrically conductive crust in southern Tibet from INDEPTH magnetotelluric surveying, *Science*, 274, 1694-1696.
- Christopherson, K.R., 2001.** Search and Discovery Article #40025, Chinook Geoconsulting Inc., Evergreen, CO, adapted for online presentation from two article by same author, Christopherson, K.R., "MT Gauges Earth's

Electric Fields” in Geophysical Corner, *AAPG Explorer*, p:22-31, December, 1998 and Christopherson, K.R., “MT Data Throws Curves to Viewers” in Geophysical Corner, *AAPG Explorer*, January, 1999. Thomasson M.R., former Chairman of the AAPG Geophysical Integration Committee, and Larry Nation, AAPG Communications Director, for their support of this online version. <http://www.searchanddiscovery.net/documents/geophysical/christopherson/images/fig03.htm>.

Clarke, J., Gamble, T.D., Gaubau, W.M., Koch, R.H., and, Miracky, R.F., 1983. Remote-Reference Magnetotellurics: Equipment and procedures, *Geophys. Prosp.*, 31, 149-170.

Coggon, J.H., 1971. Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method, *Geophysics*, 36, 132-155.

Demirtaşlı, E., 1977. Toros Kuşağı'nın petrol potansiyeli. Türkiye Üçüncü Petrol Kongresi. Bildiriler, konferans ve açık oturumlar, s. 55-61, Ankara

deLugao, P.B., Portniaguine, O., and Zhdanov, M.S., 1997. Fast and stable two-dimensional inversion of magnetotellurics data, *J. Geomag. Geoelectr.*, 49, 1469-1497.

Duvarcı, E., 1994. Rejyonel Elektrik Haritalar Projesi Sivas Tersiyer Özdirenç Etüdü, MTA Genel Müdürlüğü, Haziran 1994, Ankara.

Erden, F., 1979. Uygulamalı Gravite, MTA Yayınları, Eğitim Serisi No:21, Ankara.

Erdoğan, T., 1975. IV. Bölge Gölbaşı Civarının Jeolojisi, TPAO Rap., No: 917, 18s, Ankara.

Ergün, M., 1995. Jeomanyetizma ve Paleomanyetizma Ders Notları (yayımlanmamış).

Erkan, E.N., Özer, S., Sümengen, M. ve Terlemez, İ., 1978. Sarız, Şarkışla, Gemerek, Tomarza arasının temel jeolojisi. MTA Derleme Rap., No:5646, Ankara, 241s. (yayımlanmamış).

- Fletcher, R., and Reeves, C.M., 1964.** Function minimization by conjugate gradients, *Computer J.*, 7, 149-154.
- Gökten, E., 1983a.** Şarkışla (Sivas) yöresi volkano-tortullarının petrolojik özellikleri ve havza gelişimindeki anlamları, *Doğa Bil.Der.*, A7, 454-459.
- Gökten, E., 1983b.** Şarkışla (Sivas), güney-güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi, *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 26, 167-176.
- Gökten, E., 1985.** The inner structure and emplacement of the allochthonous units in the area around Cemal, Mudarasın and Deliilyas villages (Şarkışla-Sivas). *Communication de la Faculte des Sciences de l'Universite d'Ankara*, C1, T27-28, 17-31.
- Gökten, E., 1986.** Paleocene carbonate turbidites of the Şarkışla region, Turkey: Their significance in an orogenic basin. *Sedimentary Geology*, 49, 143-165.
- Gökten, E. and Floyd, P., 1987.** Geochemistry and tectonic environment of the Şarkışla area volcanic rocks in Central Anatolia, Turkey. *Mineralogical Magazine*, 51, 1987, 553-559.
- Gökten, E., 1993a.** Ulaş (Sivas) doğusunda Sivas Havzası güney kenarının jeolojisi: İç Toros Okyanusu'nun kapanması ile ilgili tektonik gelişim. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 5/1, 35-55.
- Grant, F.S. and West, G.F., 1965.** Interpretation theory in applied geophysics, McGraw-Hill, New York.
- Gupta, P.K., Niwas, S. ve Rastogi, A., 1999.** EM2INV-A finite difference based algorithm for two-dimensional inversion of geoelectromagnetic data, *Proc. Indan Acad. Sci. (Earth Planet Sci.)*, 108(4), 233-253.
- Gürsoy, H., 1986.** Örenlice-Eskiköy (Sivas) yöresinin stratigrafik ve tektonik özellikleri, *C.Ü. Fen Bil. Enst.*, Sivas, 48s.
- Ingham, M.R., 1988.** The use of invariant impedance in magnetotelluric interpretation, *Geophys. J.*, 92, 165-169.
- Ingham, M.R. and Hutton, V.R.S., 1982.** Crustal and upper mantle electrical conductivity structure of southern Scotland, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 68, 579-594.

- IRIS, 2004.** IRIS (The Incorporated Research Institutions for Seismology) Data (between 1900-2004 years earthquakes), <http://www.iris.edu/quakes/eventsrch.htm>, New York-Washington DC, USA, 2004.
- İlkışık, O.M., 1980.** Manyetotellürik Yöntemle Trakya'da Yerkabuğunun Araştırılması, Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.
- İlkışık, O.M., 1981.** Investigation of the earth crust in the Thrace Basin, using mangetotelluric method, İ.Ü. Yerbilimleri Dergisi, 2, 307-319, İstanbul.
- Jacobs, J.A., 1970.** Geomagnetic micropulsations, Springer-Verlag, Berlin.
- Jones, A.G., 1992.** Electrically conductivity of the continental crust in Fountain, D.M., Arculus, R.J., and Kay, R.W., Eds., Continental lower crust, Elsevier Science Publ. Co. Inc., 81-43.
- Jones, F.W., and Price, A.T., 1970.** The perturbations of alternating geomagnetic fields by three-dimensional conductivity inhomogeneity, Geophys. J. R. Astr. Soc., 20, 317-334.
- Jones, F.W., and Pascoe, L.J., 1971.** A general computer program to determine perturbations of alternating electric currents in a two-dimensional model of a region of uniform conductivity with an embedded inhomogeneity, Geophys. J. R. Astr. Soc., 24, 3-30.
- Jupp, D.B.L., and Vozoff, K., 1977.** Two-dimensional mangetotelluric inversion, Geophys. J. R. Astr. Soc., 50, 333-352.
- Kartarı, Y., 1986.** Ovacık (Sivas) yöresinde karbonat kayaların sedimantolojik incelemesi, C.Ü. Fen Bil. Enst., Yük. Lisans Tezi, Sivas, 86s.
- Kaufmann, A.A., and Keller, G.W., 1981.** The magnetotelluric sounding methods, Elsevier Scientific Publ. Co.
- Kaya, C., 1994.** MTA Genel Müdürlüğü'nün Yerkabuğu ve Isı Akısı Proje Önerisi, Ankara, yayımlanmamış.
- Kelling, G., Gökçen, S.L., Gökçen, N.S., Gökten, E., Bromley, A.J., 1989.** Tectono-sedimentary evolution of a Neo-Tethyan Collisional trough: Sivas-

Refahiye Basin, Central Turkey, 28 th International Geological Congress, Washington, D. C. USA, Abstracts, Volume, 2 of 3, 171-172.

Keller, G.W. and Frischknecht, F.C., 1966. Electrical method and in Geophysical Prospecting, Pergamon Press, London.

Koçyiğit, A., 1990. Üç Kenet Kuşağı'nın Erzincan batısındaki (KD Türkiye) yapısal ilişkileri: Karakaya, İç Toros ve Erzincan Kenetleri. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler, Ankara, 152-160.

Kurtman, F., 1973. Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı, MTA Derg., 80, 1-33.

Kurtz, R.D., Craven, J. A., Niblett, E.R. and Steven, R.A., 1993. The conductivity of the crust and mantle beneath the Kapuskasing Uplift: Electrical anisotropy in the upper mantle, Geophys. J. Int., 113, 483-498.

Larsen, J.C., 1986. Removal of local surface conductivity effects from low frequency mantle response curves, in Vozoff, K., Ed., Magnetotelluric methods: Soc. of Expl. Geophys., 706-708. (Reprinted from Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung., 12, 183-186 (1977)).

Madden, T.R., 1972. Transmission systems and network analogies to geophysical forward and inverse problems, ONR Technical Report 72-3.

Meissner, R., 1986. The continental crust. A geophysical approach, International Geophysics Series, 34, Academic Press, New York.

Metin, S., Papak, İ., Keskin, H., Özsoy, İ., Polat, N., Altun, İ., İnanç, A., Hazınadar, H., Konuk, O., Karabalık, M.N., 1982. Tufanbeyli-Sarız-Göksun ve Saimbeyli arasının jeolojisi: Doğu Toroslar, MTA Jeol. Etüt. Dairesi Arşiv No:180, Ankara.

Metin, S., Ayhan, A. ve Papak, İ., 1986. 1:100.000 ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Elbistan-İ 22 Paftası, MTA yayını, Ankara, 15s.

Metin, S., Ayhan, A. ve Papak, İ., 1987. Doğu Toroslar'ın batı kesiminin jeolojisi (GGD Türkiye): MTA Derg., 107, 1-12.

- MTA, 1999.** MTA (Maden Tetkik ve Arama) Genel Müdürlüğü Türkiye Bouger Gravite Anomali Haritası, Türkiye Haritaları No:1, Ölçek: 1/2.000.000.000, Ankara, 1999.
- MTA, 2001.** MTA (Maden Tetkik ve Arama)-Türkiye Yer kabuğunun Araştırılması YDABÇAG-198Y091 no'lu Projesi Aliğa Raporu.
- Norman, T.N., 1988.** Structure of the melange north of Hafik (Sivas), unpublished Report of the Turkish Petroleum Company, No. P.N. 83.03.09.01, 56pp (in Turkish).
- Oldenburg, D.W., 1974.** The inversion and interpretation of gravity anomalies, *Geophys.*, 39, 526-536.
- Orange, A.S., 1989.** Magnetelluric exploration for hydrocarbons, *Inst. Elect. and Electron. Eng. Proc.*, 77, 287-317.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Keski, E., Oral, A., Sümengen, M. ve Tekeli, O., 1980.** Kuzey Anadolu Fayı-Kırşehir Masifi arasının temel jeolojisi, MTA Raporu, No:6722, 139s, Ankara (yayımlanmamış).
- Özgül, N., Metin, S., Göğür, E., Bingöl, İ., Baydar, O. ve Erdoğan, B., 1973.** Tufanbeyli dolayının Kambriyen ve Tersiyer kayaları, *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 16/1, 82-100.
- Özgül, N., 1976.** Torosların bazı temel jeolojik özellikleri, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19/1, 65-78.
- Özgül, N., 1981.** Munzur Dağlarının Jeolojisi, MTA Derleme Rap., no:6995, 136s.
- Parker, R.L., 1973.** The Rapid Calculation of Potential Anomaly, *Gophys. J.R. Astr. Soc.*, 31, 447-455.
- Pascoe, L.J. and Jones, A.G., 1972.** Boundry conditions and calculations and calculation of surface values for the general two-dimensional electromagnetic modeling, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 27, 179-193.
- Patra, H.P. and Mallick, K., 1980.** Geosounding principles, 2:Time-Varying electrical sounding, Elsevier, Amsterdam.
- Perinçek, D., 1979a.** Geological investigation of the of Hazro-Korudağ-Çüngüs-Maden-Ergani-Hazer-Elazığ-Malatya area, Ankara, Turkey, *Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını*, 34p.

- Perinçek, D. ve Kozlu, H., 1984.** Stratigraphy and structural relations of the units in Afşin-Elbistan-Doğanşehir region (Eastern Taurus), In Tekeli, O. and Güncüoğlu, M.C. (Eds), Geology of the Taurus Belt, Ankara-Turkey, 181-198.
- Polak, E., 1971.** Computational methods in optimization: A unified approach, Academic Press.
- Rijo, L., 1977.** Modelling of electric and electromagnetic data, PhD. Thesis, Univ. of Utah, USA.
- Rodi, W.L., 1976.** A technique for improving the accuracy of finite element solutions for magnetotelluric data, Geophys. J. R. Astr. Soc., 44, 483-506.
- Rodi, W.L and Mackie, R.L., 2001.** Nonlinear conjugate gradient algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, Geophysics, SEG, 66, 174-187.
- Science@NASA, 2004.** Earth Science,
http://science.msfc.nasa.gov/ssl/pad/solar/images/sunearth_lg.gif.
- Seymen, İ., 1993** Mecitözü (Çorum) dolayında Tokat Masifi'nin jeolojisi (Stratigraphic evolution of the Mecitözü region), A. Suat Erk Sempozyumu Bildiriler, Ankara Üni., 129-141.
- Silvester, P., and Haslam, C.R.S., 1972.** Magnetotelluric modelling by the finite element method, Geophys. Prosp., 20, 872-891.
- Smith, J.T., and Booker, J.R., 1991.** The rapid relaxation inverse for two- and three-dimensional magnetotelluric data, J. Geophys. Res., 96, 3905-3922.
- Swift, C. M., 1967.** A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States, Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981.** Tethyan evolution of Turkey. A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., 1984.** Türkiye'nin tektonik tarihinin yapısal sınıflaması. Ketin Sempozyumu, Türkiye Jeoloji kurumu yayını, Ankara, 37-62.
- Tarantola, A., 1987.** Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation, Elsevier, Amsterdam, 613pp.

- Tarhan, N., 1982.** Göksun-Afşin-Elbistan dolayının jeolojisi, MTA Der. Rap., No:7296, Ankara, 63s.
- Tarhan, N., 1984.** Göksun-Afşin-Elbistan dolayının jeolojisi, Jeoloji Müh., 19, 3-9.
- Tikhonov, A.N., 1950.** On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust, Dokl. Akad. Nauk., 73, 295-297.
- Tikhonov, A.N. and Arsenin, V.Y., 1977.** Solutions of ill-posed problems, V.H. Winston and Sons.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1987.** Regional progressive metamorphism in the Central Anatolian crystalline basement, NW-Kırşehir Massif, Turkey, METU Journal of Pure and Applied Sciences, 22/3, 19-41.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1989.** Orta Anadolu Masifi Kırşehir Metamorfitlerinin (Kırşehir kuzeybatısı) Petrografik özellikleri, Doğa T.U. Müh. ve Çev. Der., 11/3, 344-361.
- Tufan, S. ve Ateş, A., 1995a.** Sivas havzasının potansiyel alan verisi işleme yöntemleriyle incelenmesi, Jeofizik 9, 10;57-61.
- Tufan, S. ve Ateş, A., 1995b.** Sivas, Erzincan, Malatya ve Kayseri arasında kalan bölgenin reyonel gravite ve havadan manyetik anomalilerinin incelenmesi, Jeofizik 9, 10;61-65.
- Tufan, S. ve Kadioğlu, Y.K., 1998.** Divriği ve Çevresindeki Manyetik Anomalilerin Demir Yataklarının Aranmasındaki Rolü, Ofiyolit-Granitoyid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu Bildiriler Kitabı (editörler: Boztuğ, D., Özer, T., ve Otlu, N.), 10-13 Eylül 1998, Sivas.
- TURKNET, 2004.** T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Sismoloji Şube Müdürlüğü TURKNET (Türkiye Ulusal Deprem Gözlem Kayıt Ağı) veri kataloğu (1991-2004 yılları arasında meydana gelmiş depremler), www.deprem.gov.tr/sismoloji, Ankara, 2004.
- Ulugergerli, E.U., 2003.** JF-409 Elektromanyetik prospeksiyon ders notları, http://www.eng.ankara.edu.tr/geophysical_eng/ .

- Unsworth, M., Egbert, G.D. and Booker, J.R., 1999.** High-resolution electromagnetic imaging of the San Andreas Fault in Central California, *J. Geophys. Res.*, 104, 1131-1150.
- Unsworth, M., 2001.** <http://www.phys.ualberta.ca/~unsworth/MT/MT.html>, Magnetotelluric Research Overview/6, April, 2001.
- Varentsov, I.M. and Galubev, N.G., 1985.** Konechno-raznostnaya tekhnologiya resheniya dvumernykh pryamykh zadach geoelektrika v klasse regionalnykh modeley, *Elektromagnitnye zondirovaniya Zemli, M.: izmiran*, pp, 23-29.
- Vozoff, K., 1972.** The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, 37, 98-141.
- Wait, J.R., 1962.** Theory of magnetotelluric fields, *J. Res. of NBS-D*, 66D, 509-541.
- Walker, C.V., 1861.** On magnetic storms and earth-currents, *Phil. Trans. Roy. Soc.*, 89, 131.
- Wannamaker, P.E., Stodt, J.A. and Rijo, L., 1986.** Two-dimensional topographic responses in magnetotelluric modelled using finite element, *Geophysics*, 11, 2131-2144.
- Wannamaker, P.E., Stodt, J.A. and Rijo, L., 1987.** A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modelling, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 88, 277-296.
- Wannamaker, P.E., Booker, J.R., Filloux, J.H., Jones, A.G., Jiracek, G.R., Chave, A.D., Tarits, P., Waff, H.S., Egbert, G.D., Young, C.T., Stodt, J.A., Martinez, M.G., Lwaw, L.K., Yukutake, T., Segawa, J.S., White, A., and Green, A.W. Jr, 1994.** Magnetotelluric observations Across the Juan de Fuca subduction system in the EMSLAB Project, *J. Geophys. Res.*, 94, 14 111-14 125.
- Ward, S.H ve Hohmann, G.W., 1987.** Electromagnetic theory for geophysical applications. (ed. M.N. Nabighan) *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, 131-311, SEG, Tulsa.
- Weaver, J.T., 1994.** *Mathematical methods for Geo-electromagnetic induction: Research Studies Press Ltd., Taunton, Somerset, England.*

- Woollard, G.P., 1969.** In "The Earth's Crust and Upper Mantle," (P.J. Hart, ed.), pp.320-340, American Geophysical Union, Washington, D. C.
- Yazgan, E., 1983.** A Geotraverse between the Arabian Platform and Munzur Nappes, Int. Symp. on the Geology of Taurus Belt, Guide Book for Excursion V., Ankara, 17s.
- Yıldırım, M., 1989.** Kahramanmaraş kuzeyindeki (Engizek-Nurhak dağları) tektonik birliklerin jeolojik petrolojik incelemesi, İ.Ü. Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, İstanbul, 306s.
- Yılmaz, A., 1980.** Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitlerin kökeni, iç yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi, A.Ü. Fen Fak. Jeoloji Kürsüsü, Doktora Tezi, 136s (yayımlanmamış).
- Yılmaz, A., 1982.** Dumanlıdağı (Tokat) ile Çeltekdağı (Sivas) dolayının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu, MTA Rap. no:7230, Ankara (yayımlanmamış).
- Yılmaz, A., 1983.** Dumanlıdağı (Tokat) ile Çeltekdağı (Sivas) dolayının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu, MTA Derg., 99-100, 1-18.
- Yılmaz, A. ve Özer, S., 1984.** Kuzey Anadolu bindirme kuşağının Akdağmadeni (Yozgat) ile Karaçayır (Sivas) arasındaki bölümünün temel jeoloji incelemesi ve Tersiyer havzanın yapısal evrimi, edi: T. Ercan ve M.A. Çağlayan, Ketin Sempozyumu, Türkiye Jeoloji Kurumu, 163-174.
- Yılmaz, A., Sümengen, M., Terlemez, İ. ve Bilgiç, T., 1989.** 1/100.000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Sivas-G 23 paftası, MTA yayını, Ankara, 23s.
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal, Ş., Yusufoglu, H., Atabey, E. ve Aydın, N., 1992.** Doğu Toroslar'da Uzunyayla ile Beritdağı Arasının Jeolojisi, MTA Der. Rap., No:9543, Ankara, 115s.
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal, Ş., Yusufoglu, H. ve Aydın, N., 1993.** Doğu Toroslar'da Uzunyayla ile Beritdağı Arasının Jeolojik Yapısı, TPJD Bülteni, C-5, S-1, Aralık-1993.

- Yılmaz, A., Uysal, Ş., Ağan, A., Göç, D. ve Aydın, N., 1997a.** MTA Genel Müdürlüğü 1:100.000 ölçekli Açın-sama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, No:47, Sivas-F 23 Paftası, Jeoloji Etütler Dairesi, Ankara.
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Yavuz, H., Atabey, E. ve Aydın, N., 1997b.** MTA Genel Müdürlüğü 1:100.000 ölçekli Açın-sama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, No:51, Elbistan-H 23 Paftası, Jeoloji Etütler Dairesi, Ankara.
- Yılmaz, A., 1998.** Sivas Havzasının Jeodinamik Evrimi, Ofiyolit-Granitoyid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 66-82, Sivas, edi.: D. Boztuğ, T. Özer ve N.Otlu, düz.: MTA Orta Anadolu I.Bölge Müd. ve C.Ü. Jeoloji Müh. Böl., 10-13 Eylül 1993.
- Yılmaz, A. and Yılmaz, H., 2004.** Geological and Structural Evolution of the Tokat Massif (Eastern Pontides, Turkey), Turkish J. of Earth Sciences, A Special Issue Commemorating Okan Tekeli, guest editors: Aral İ. Okay& Cemal M. Göncüoğlu, TÜBİTAK, 13, 231-246.
- Yılmaz, H., Arıkal, T., Yılmaz, A., 2001.** Güneş Ofiyoliti'nin Divriği (Sivas) Jeolojisi, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler CD'si, 54-65.
- Yılmaz, H. ve Yılmaz, A., 2004.** Divriği (Sivas) Yöresinin Jeolojisi ve Yapısal Evrimi, Türkiye Jeoloji Bülteni, C-47, S-1, Şubat-1993.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M.A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, C. ve Keskin, M., 1987.** Maraş kuzeyinin jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek-Nurhak-Binboğa dağları) yapı ve jeolojik evrimi, İ.Ü. Müh. Fak., İstanbul, 97s.
- Yiğitbaş, E., 1989.** Engizek Dağı (K.Maraş) dolayındaki tektonik birliklerin petrolojik incelenmesi, İÜ. Fen Bil. Enst., Doktora tezi, 347s.

6. EKLER

EK 1. Çalışma alanı ve dolayının jeoloji haritası ve enine kesitleri.

a) Yalınlaştırılmış jeoloji haritası.

b) Jeoloji enine kesiti.

c) Jeolojik ve jeofizik verileri içeren enine kesit.

