

**T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**ANTALYA-KUMLUCA VE FETHİYE'DE MANGANEZ
VE KROM ARAŞTIRILMASINDA JEOFİZİK
YÖNTEMLERİN UYGULANMASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Hatice Kübra DOĞRULUK

Enstitü Bilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Can KARAVUL

Mayıs 2009

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ANTALYA-KUMLUCA VE FETHİYE'DE MANGANEZ
VE KROM ARAŞTIRILMASINDA JEOFİZİK
YÖNTEMLERİN UYGULANMASI**

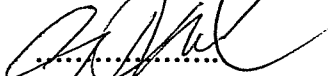
YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Hatice Kübra DOĞRULUK

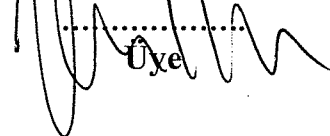
Enstitü Bilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Bu tez 08 / 05 / 2009 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Oybirliği ile kabul edilmiştir.

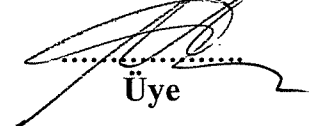
Yrd. Doç. Dr. Can KARAVUL


.....
Jüri Başkanı

**Yrd. Doç. Dr. Ayhan
KESKİNSEZER**


.....
Üye

Yrd. Doç. Dr. Metin AŞCI


.....
Üye

ÖNSÖZ

Bu çalışmada arazi aşamasından veri işlem aşamasına kadar her zaman yanımda olan bilgi ve tecrübelerinden faydalandığım, her zaman öğrencisi olmaktan gurur duyduğum ve daima duyacağım çok değerli danışman hocam, Jeofizik Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi Yrd. Doç. Dr. Can Karavul ve eşi Serap Karavul'a teşekkür ederim.

Yüksek lisans eğitimim sırasında bilgilerinden ve tecrübelerinden faydalandığım Sakarya Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü hocalarından Yrd. Doç. Dr. Şefik Ramazanoğlu ve Yrd. Doç. Dr. Ayhan Keskinsezer ve Arş. Gör. Fatih Sünbül'e teşekkür ederim.

Kocaeli Üniversitesi öğretim üyelerinden Yrd. Doç. Dr. Metin Aşçı'ya teşekkürü bir borç bilirim.

Arazi çalışmasında ve veri işlem aşamasında yardımlarını gördüğüm meslektaşlarım Abdullah Karaca, Serhan Mandacı ve Özgün Kamil Şahin'e üstün gayretlerinden dolayı teşekkür ederim.

Tez çalışmam sırasında yardımlarını benden esirgemeyen İnşaat Mühendisi Rıdvan Kayraklıoğlu'na teşekkür ederim.

Eğitim hayatım boyunca yanımda olan, bana güven veren ve desteklerini her zaman hissettiren annem, babam ve kardeşlerime minnettar olduğumu belirtirim.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	ii
İÇİNDEKİLER.....	iii
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ.....	viii
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	x
TABLolar LİSTESİ.....	xiii
FOTOĞRAFLAR LİSTESİ.....	xiv
ÖZET.....	xv
SUMMARY.....	xvi
BÖLÜM 1.	
GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı.....	2
1.2. Çalışma Metotlarının Tarihsel Gelişimi.....	2
1.3.Önceki Çalışmalar.....	7
BÖLÜM 2.	
ÇALIŞMA ALANLARINIİN TANITILMASI, JEOLojİSİ VE DEPREMSELLİĞİ.....	12
2.1. Antalya-Kumluca'nın Tanıtılması.....	12
2.1.1. Antalya-Kumluca'nın jeolojisi.....	13
2.1.2. Antalya Kumluca bölgesinin stratigrafisi.....	16
2.1.2.1. Kesmeköprü formasyonu.....	16
2.1.2.2. Alakırçay grubu.....	16
2.1.2.3. Çandır formasyonu.....	18
2.1.2.4. Karadere formasyonu.....	18
2.1.2.5. Keçili formasyonu.....	18

2.1.2.6. Kırkdirek formasyonu.....	18
2.1.2.7. Ofiyolit topluluğu.....	19
2.1.2.7.1. Plutonitler veya tane dokulu kayaçlar.....	19
2.1.2.7.2. Volkanitler veya mikrolitik dokulu akıntı kayaçlar...	21
2.1.3. Antalya bölgesinin deprenselliği.....	23
2.2. Muğla- Fethiye'nin Tanıtılması.....	25
2.2.1. Muğla-Fethiye bölgesinin jeolojisi.....	26
2.2.1.1. Fethiye'nin kuzeyindeki dağlık bölge	28
2.2.1.2. Kuzey silsilesi.....	28
2.2.1.3. Elmalı-Akdağ silsilesi.....	28
2.2.1.4. Aşağı Esençay Vadisi.....	29
2.2.2. Muğla-Fethiye bölgesinin stratigrafisi.....	29
2.2.2.1. Paleozoik.....	29
2.2.2.2. Yaşlı Mezozoik.....	30
2.2.2.3. Kretase.....	30
2.2.3. Muğla-Fethiye Bölgesinin Deprenselliği.....	30

BÖLÜM 3.

ÇALIŞMADA KULLANILAN JEOFİZİK YÖNTEMLER.....	34
3.1. Özdirenç Yöntemi.....	34
3.1.1. Toprağın elektriksel özellikleri.....	34
3.1.1.1. Toprağın nem içeriği.....	34
3.1.1.2. Geçirgenlik (Permeability).....	35
3.1.1.3. İyon içeriği.....	35
3.1.1.4. Isı.....	35
3.1.2. Ölçümleri Etkileyen Faktörler.....	35
3.1.2.1. Değme gerilimleri.....	36
3.1.2.2. Değme direnci.....	36
3.1.2.3. Elektrot uçlaşması.....	36
3.1.2.4. Doğal akımlar.....	36
3.1.2.5. Yapay akımlar.....	37
3.1.2.6. Elektrik özdirenç yöntem teorisi.....	37
3.1.2.7. Homojen ve izotrop ortamda potansiyel dağılım.....	38

3.1.3. Dizilim çeşitleri.....	41
3.1.3.1. Wenner elektrot dizilimi.....	42
3.1.3.2. Schlumberger elektrot dizilimi.....	43
3.1.3.3. Dipole-Dipole elektrot dizilimi.....	44
3.1.6. Çalışmada kullanılan öz direnç ve IP cihazı.....	45
3.2. IP (Induced Polarization) Yapay Uçlaşma Yöntemi.....	46
3.3. Gravite Yöntemi.....	52
3.3.1. Gravite yönteminin amacı.....	53
3.3.2. Gravite yönteminde belirsizlik.....	54
3.3.3. Gravite yönteminde çözümsüzlük.....	55
3.3.4. Gravite anomalilerinin kaynağı.....	56
3.3.5. Gravite yönteminde ölçülerin alınması.....	56
3.3.6. Gravimetreler.....	57
3.3.7. Gravite yönteminde yapılan düzeltmeler.....	58
3.3.8. Rezerv tayini.....	59
3.3.9. Rejyonel ve rezidüel gravite anomalileri.....	59
3.3.10. Gravite anomalilerini ayırma yöntemleri.....	61
3.3.10.1. Korelasyon-istatistik yöntemler.....	61
3.3.10.2. Deterministik yöntemler.....	62
3.3.11. Mikrogravite.....	62
3.3.12. Çalışmada kullanılan gravite cihazı.....	63

BÖLÜM 4.

MADEN YATAKLARI, MANGANEZ VE KROM MADENLERİ.....	66
4.1. Maden Yatakları İle İlgili Genel Özellikler.....	66
4.1.1. Maden yataklarının mineralojik özellikleri.....	66
4.1.2. Maden yataklarının kimyasal özellikleri.....	67
4.1.3. Maden yataklarının dış şekilleri (morfolojisi).....	68
4.1.3.1. Düzensiz şekilli yataklar.....	69
4.1.3.2. İzometrik şekilli yataklar.....	69
4.1.3.3. Levha şekilli (tabüer) yataklar.....	69
4.1.3.4. Tüp şekilli yataklar.....	70
4.2. Manganez Cevheri.....	70

4.2.1. Manganezin kimyasal ve fiziksel özellikleri.....	71
4.2.2. Manganez yatakları	77
4.2.2.1 Volkanik ve volkano-sedimanter birimler içindeki manganez yatakları.....	77
4.2.2.2. Ofiyolitik ve epiofiyolitik kayalarla ilgili yataklar	78
4.2.2.3. Taneli tortul kayalarla ilgili (nikopol tipi) manganez yatakları.....	78
4.2.2.4. Karbonatlı kayalarla ilgili (morocco tipi) manganez yatakları.....	79
4.2.2.5. Okyanus tabanlarındaki güncel manganez yumrular...	80
4.2.2.6. Bataklık ve göl ortamlarında (tatlı sulu) oluşmuş manganez yatakları.....	80
4.2.2.7. Kimyasal kalıntı tipi manganez yatakları	81
4.2.2.8. Metamorfik manganez yatakları.....	81
4.2.3. Dünya manganez rezervleri.....	81
4.2.4. Manganezin kullanım alanları.....	87
4.3. Krom Cevheri	88
4.3.1. Kromun kimyasal ve fiziksel özellikleri.....	89
4.3.2. Krom yatakları.....	93
4.3.2.1. Stratiform sokulumlara bağlı krom yatakları.....	93
4.3.2.2. Ultrabazik-bazik kayaç topluluklarına (ofiyolit istifli) bağlı krom yatakları (podiform tip).....	93
4.3.2.3 Konsantrik ultrabazik-bazik kayaç topluluklarına bağlı krom yatakları.....	94
4.3.3. Türkiye'deki kromitlerin tipi ve dağılımı.....	95
4.3.4. Dünya üretim miktarları.....	97
4.3.5. Kromun kullanım alanları.....	98
4.3.5.1. Metalurji.....	98
4.3.5.2. Kimya.....	100
4.3.5.3. Refrakter.....	101

BÖLÜM 5.	
ÇALIŞMADA KULLANILAN TERS ÇÖZÜM VE MODELLEME TEKNİKLERİ.....	102
5.1 Elektrik Özdirenç ve IP Verileri İçin Ters Çözüm Metodu Ve Kullanılan Ters Çözüm Programı.....	102
5.2 Gravite Yönteminde Uygulanan Modelleme Çalışması.....	107
BÖLÜM 6.	
ARAZİ ÇALIŞMASI.....	109
6.1. Antalya-Kumluca Arazi Çalışması.....	109
6.2. Fethiye- Gökben Arazi Çalışması.....	115
SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	128
KAYNAKLAR.....	130
ÖZGEÇMİŞ.....	140

SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

cm	: Santimetre
I	: Akım
m	: Metre
m ²	: Metre kare
Ohm/m	: Jeofizik özdirenç birimi
V	: Elektrik potansiyeli
ppm	:Milyonda bir
ppb	:Binde bir
Ma	:Görünür yüklenebilirlik
%Fe	:Yüzde frekans etki
w	:Açısal frekans
rad sn ⁻¹	:Açısal frekansın birimi
DAÖ	:Doğru Akım özdirenç
IP	:İndüklenmiş Polarizasyon
Fe	:Demir
Cu	:Bakır
Pb	:Kurşun
Zn	:Çinko
Sb	:Antimon
Ag	:Gümüş
Au	:Altın
Bi	:Bizmut
K	:Potasyum
P	:Fosfor
Al	:Alüminyum
Na	:Sodyum

Sr	:Stronsiyum
Si	:Silisyum
Ti	:Titanyum
Cd	:Kadmiyum
Mn ⁺²	:Manganın +2 değerlikli iyonu
Mn ⁺³	:Manganın +3 değerlikli iyonu
Mn ⁺⁴	:Manganın +4 değerlikli iyonu
Fe ⁺²	:Demirin +2 değerlikli iyonu
SIP	:Spektral Induklenmiş Polarizasyon Yöntemi
GPS	:(Global Positioning System) Küresel Yer Belirleme Sistemi
SSCB	:Sovyet Sosyalist Cumhuriyet Birliği
ABD	:Amerika Birleşik Devletleri
RMS	:(Root Mean Squared) Bir seri ölçümün karelerinin karekökü
RTC	:(Real Time Clock) Gerçek Zamanlı Saat
UTC	:(Universal Time Coordinate) Ulusal Zaman Koordinatı
IRIS	:The Incorporated Research Institutions for Seismology
NGNC-	:The National Geophysical Data Center- National Oceanic &
NOAA	Atmospheric Administration
ERD	:Earthquake Research Department
FEMA	:Federal Emergency Management Agency
EERI	:The Earthquake Engineering Research Institute
USGS	:United States Geological Survey
KOERI	:Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute
MTA	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 2.1.	Çalışma alanının (Antalya-Kumluca) yer bulduru haritası (Google Earth).....	11
Şekil 2.2.	Çalışma alanı içerisinde yer alan Kumluca- Altinyaka ve çevresinin jeoloji haritası (MTA).....	13
Şekil 2.3.	Çalışma alanlarının yapısal jeoloji haritası (MTA).....	14
Şekil 2.4.	Çalışma alanlarını içeren Likya Toros' unun yapısal durumu.....	16
Şekil 2.5.	Manganezin yan kayacı olan serpantin görünümü.....	19
Şekil 2.6.	Manganezin yan kayacı olan dunitin görünümü.....	20
Şekil 2.7.	Çalışma alanının yer aldığı Kumluca, Sarıkaya'nın diri fay haritası [141].....	22
Şekil 2.8.	Antalya ili deprem haritası (Deprem Araştırma Dairesi).....	23
Şekil 2.9.	Çalışma alanının (Muğla-Fethiye) yer bulduru haritası (Google Earth).....	25
Şekil 2.10.	Çalışma alanı içerisinde yer alan Fethiye Altinyayla ve çevresinin jeoloji haritası (MTA).....	26
Şekil 2.11.	Muğla ilinin deprem haritası (Deprem Araştırma Dairesi).....	30
Şekil 2.12.	Fethiye, Gökben'de yer alan çalışma alanının diri fay haritası [141].....	31
Şekil 3.1.	Küresel koordinatların gösterimi.....	38
Şekil 3.2.	Wenner (α) Elektrot dizilimi.....	42
Şekil 3.3.	Schlumberger elektrot dizilimi.....	43
Şekil 3.4.	Dipol – Dipol elektrot dizilimi.....	44
Şekil 3.5.	Zaman bölgesi ölçümlerde uygulanan akım, ölçülen gerilim ilişkisi ve IP boşalım eğrisi.....	46

Şekil 3.6.	Zaman bölgesi ölçüm tekniğinde yüzde IP etkisi parametresinin bulunmasında kullanılan büyüklükler.....	47
Şekil 3.7.	Zaman bölgesi ölçüm tekniğinde görünür yüklenebilirlik parametresinin bulunmasında kullanılan büyüklükler.....	47
Şekil 3.8.	$\rho_{DC} = 1$ ohm m, $\tau = 0.01$ sn ve $c = 0.25$ değerleriyle hesaplanan Cole-Cole modeli örnek genlik ve faz eğrileri [16].....	50
Şekil 3.9.	IP etkisini temsil eden basit bir devre modeli için karmaşık empedansın genlik ve fazının frekansla değişimi [144].....	51
Şekil 4.1.	Manganez cevheri.....	70
Şekil 4.2.	Deniz dibi püskürmeli mangan yatağı.....	73
Şekil 4.3.	Hidrotermal evrede mangan yatağı.....	74
Şekil 4.4.	Tortul kökenli mangan yatağı.....	75
Şekil 4.5.	Denizel Oolitik mangan yatakları.....	76
Şekil 4.6.	Epiofiyolitik kayaçlarla ilişkili mangan yatağının tip kesiti.....	77
Şekil 4.7.	Morocco tipi mangan yatakları.....	78
Şekil 4.8.	Okyanus tabanlarında ki güncel mangan yumruları.....	79
Şekil 4.9.	Krom cevheri.....	88
Şekil 4.10.	Stratiform sokulumlara bağlı krom yatağı.....	92
Şekil 4.11.	Podiform tip krom yatağı.....	93
Şekil 5.1.	Aralıksız ölçümlerle bir yapma kesit oluşturmak için bir bilgisayarın kontrol ettiği çok elektrotlu araştırma için kurulum...	103
Şekil 5.2.	Yapma kesitte data noktalarıyla birlikte bir modelde kullanılan blokların düzeni.....	103
Şekil 6.1.	Kumluca Sarıkaya mevkiinde alınan elektrik ölçü noktalarının krokisi.....	109
Şekil 6.2.	Kumluca- Sarıkaya 1.profil IP düşey kesiti.....	110
Şekil 6.3.	Kumluca- Sarıkaya 2.profil IP düşey kesiti.....	111
Şekil 6.4.	Kumluca- Sarıkaya 3.Profil IP düşey kesiti.....	112
Şekil 6.5.	Kumluca- Sarıkaya 4.profil IP kesiti.....	113
Şekil 6.6.	Fethiye- Gökben mevkiinde alınan elektrik öz direnç ve mikrogravite ölçü noktalarının krokisi.....	115
Şekil 6.7.	Fethiye- Gökben 1.profil IP düşey kesiti.....	116

Şekil 6.8.	Fethiye- Gökben 2.profil IP düşey kesiti.....	117
Şekil 6.9.	Gökben 3.profil IP düşey kesiti.....	118
Şekil 6.10.	Bouguer Gravite haritası.....	123
Şekil 6.11.	AA' kesitinden alınan gözlemsel veri.....	124
Şekil 6.12.	Kalın düşey silindir modeli (AA').....	124
Şekil 6.13.	BB' kesitinden alınan gözlemsel veri.....	125
Şekil 6.14.	Kalın düşey silindir modeli (BB').....	125

TABLolar LİSTESİ

Tablo 4.1.	Manganezin kimyasal özellikleri.....	72
Tablo 4.2.	Manganezin fiziksel özellikleri.....	73
Tablo 4.3.	Ülkelere göre manganez üretimi dağılımı [154].....	81
Tablo 4.4.	Dünya Manganez Rezervleri [156].....	82
Tablo 4.5.	Türkiye manganez cevheri rezervleri [155].....	84
Tablo 4.6.	Kromun kimyasal özellikleri.....	90
Tablo 4.7.	Kromun fiziksel özellikleri.....	90
Tablo 5.1.	Gravite yöntemi için seçilmiş modeller ve potansiyel bağıntıları.....	108
Tablo 6.1.	Gravite verilerinin modellenmesi sonucu giriş ve çıkış verileri.	127

FOTOĞRAFLAR LİSTESİ

Foto 3.1.	Özdirenç ve IP ölçümlerinde kullanılan ARES GF Instrument cihazı.....	44
Foto 3.2.	Çalışmada kullanılan CG 5 Autograv Gravite Ölçüm Cihazı....	63
Foto 6.1.	Kumluca-Sarıkaya'da oluşturulan 1.profil görüntüsü.....	110
Foto 6.2.	Kumluca- Sarıkaya 2. Profil görüntüsü.....	111
Foto 6.3.	Kumluca- Sarıkaya 3.Profil görüntüsü.....	112
Foto 6.4.	Kumluca- Sarıkaya 4.profil görüntüsü.....	113
Foto 6.5.	Fethiye- Gökben 1. profil görüntüsü.....	116
Foto 6.6.	Fethiye- Gökben 2.profil görüntüsü.....	117
Foto 6.7.	Fethiye- Gökben 3. profil görüntüsü.....	118
Foto 6.8.	Fethiye-Gökben mevkinde mikrogravite ölçüm görüntüsü.....	119
Foto 6.9.	Fethiye-Gökben mevkinde mikrogravite ölçüm görüntüsü.....	120
Foto 6.10.	Fethiye-Gökben mevkinde mikrogravite ölçüm görüntüsü.....	120
Foto 6.11.	Kumluca, Sarıkaya çalışma alanındaki yüzey mostrası.....	121
Foto 6.12.	Kumluca, Sarıkaya çalışma alanındaki yüzey mostrası.....	121
Foto 6.13.	Kumluca, Sarıkaya çalışma alanındaki yüzey mostrası.....	121
Foto 6.14.	Fethiye, Gökben çalışma alanındaki yüzey mostrası.....	122
Foto 6.15.	Fethiye, Gökben çalışma alanındaki yüzey mostrası.....	122
Foto 6.16.	Fethiye, Gökben çalışma alanındaki yüzey mostrası.....	122

ÖZET

Anahtar kelimeler: manganez, IP (indüklenmiş polarizasyon), elektriksel özdirenç, gravite.

Bu çalışma, Antalya ili, Kumluca ilçesi, Sarıkaya mevki ve Muğla ili, Fethiye ilçesi, Gökben mevkiinde var olduğu düşünülen manganez metalik madenin yerinin tespiti ve ekonomik bir rezerve sahip olup olmadığını araştırmak amacıyla yapılmıştır. Bu amaca yönelik olarak Sarıkaya mevkiinde jeofizik yöntemlerden elektrik özdirenç ve IP, Gökben mevkiinde ise elektrik özdenç, IP ve gravite kullanılmıştır.

Elektrik yöntemler ve gravite yöntemi kullanılarak elde edilen verilerin yorumlanması sonucunda, metalik maden (manganez) cevherinin çalışma alanlarında var olduğu tespit edilmiş ve cevherin işletilebilirliği hakkında önerilerde bulunulmuştur.

A SURVEY OF MANGANESE CARRY OUT OF GEOPHYSICAL METHODS IN ANTALYA-KUMLUCA AND FETHİYE

SUMMARY

Key Words: Manganese, IP (Induced Polarization), resistivity, gravity

This study is carried out to locate a forecasting manganese metallic mine ores in Sarıkaya District in Kumluca Area (NW of Antalya) and Gökben District in Fethiye Area (NE of Muğla) whether the mine reserve has economic benefits. For this purpose in Sarıkaya research area electrical resistivity and IP methods and in Gökben research area resistivity, IP and gravity methods were used.

After interpretation of electrical method and gravity method, it is determined that there is a source of metallic mine (manganese) ore and make recommendation about mine management properties.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

Jeofizik, yer altı enerji kaynakları; petrol, doğal gaz, maden, kömür yatakları, jeotermal sistemlerin araştırılması ve yer altındaki durumlarını belirlemeyi sağlar. Ayrıca, mühendislik problemlerinin çözümünde, deprem parametrelerinin (oluş zamanı, büyüklüğü ve koordinatlarının) belirlenmesinde, karstik boşlukların belirlenmesinde, sığ derinlikte ki boru hatları ve kabloların yerlerini belirlemede, arkeolojik alanların aranmasında, yer kabuğunun derinliğini araştırmada, zemin etüt çalışmaları gibi konularda etkili bir şekilde kullanılmaktadır. Belirli jeolojik problemlerin çözümünde yerin fiziksel özelliklerinin ölçülüp yorumlanması sonucu yeraltındaki oluşuma en yakın modelin oluşturulmasında yeraltı yapısının görülebilir hale getirilmesinde şüphesiz ki büyük bir yere sahiptir [1- 5].

Jeofizik, yer bilimleri arasında günden güne değişen ve gelişen cihaz, yöntem teknolojileriyle birlikte mühendislik, maden ve çevresel araştırmalarda vazgeçilmez bir araç haline gelmiştir [6].

Maden ve minerallerin ölçülebilir fiziksel büyüklüklerine göre seçilen jeofizik yöntemlerle aranması gerekir. Jeofizik biliminin madenlerin aranmasında kullanılması 1640 yılına kadar uzanır. Bu tarihte İsveç'te demir madeni aramalarında pusula kullanıldığına ilişkin kayıtlar mevcuttur. Demir madeni aramaya yönelik özel mıknatıs iğnelerin kullanım tarihi ise 1860 yılına kadar inmektedir. Elektrik yöntemlere gelince, Robert Fox adlı bir fizikçinin 1815 yılında bazı madenlerin doğal elektriksel kutuplanmaya sahip olduğunu keşfettiğini ve ilk uygulamanın Carl Barus tarafından 1880 yılında ABD-Nevada'da yapıldığı bilinmektedir. Bu tekniğin ve uygulama aletlerinin gelişimi 1912- 1914 yılları arasında C.Schlumberger'in

öncülüğünde atılım yapmıştır [7]. İlk manyetometre olan Schmidt terazisi ise 1915 yılında ortaya çıkmıştır.

Jeofizik ölçümlerin uygulanabilmesi için maden ile ana veya yan kayaç arasındaki fiziksel büyüklük farkı en az algılayıcının duyarlılığı mertebesinde olmalıdır. Eğer aranacak maden birden fazla baskın fiziksel özelliğe sahipse birden fazla jeofizik yöntem uygulanmalıdır. Maden aramalarında en çok kullanılan yöntemler önem ve kullanım yoğunluğu bakımından sırasıyla; elektrik-elektromanyetik yöntemler, manyetik yöntem, gravite yöntemi, radyometrik yöntem ve kuyu ölçmeleridir. Sismik yöntemler genellikle çökel katmanlar arasında olup, katmanlara paralel yataklanmış madenlerin (örneğin kömür) aranmasında uygulanmaktadır. Eğer aranacak maden birden fazla baskın fiziksel özelliğe sahipse birden fazla jeofizik yöntem uygulanmalıdır.

1.1. Çalışmanın Amacı

Çalışmada amaçlanan; araştırma alanlarında var olan metalik madenlerin en uygun jeofizik yöntemlerle araştırılıp, çeşitli değerlendirme ve yorum teknikleri kullanılarak, metalik madenlerin yeraltındaki olası durumlarını tespit etmektir. Çalışma, Antalya ili, Kumluca ilçesi, Sarıkaya Mevkii ve Muğla ili, Fethiye ilçesi, Gökben Mevkii'nde yer almaktadır. Sarıkaya ve Gökben mevkilerinde bulunan metalik madenler jeofizik yöntemlerle araştırılmıştır. Araştırma sırasında elektrik öz direnç, yapay uçlaşma (IP) ve gravite yöntemleri kullanılmıştır.

1.2. Çalışma Metotlarının Tarihsel Gelişimi

Yukarıda belirtilen hedeflere ulaşmak için gerekli çalışmalar üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

- 1- Büro çalışmaları,
- 2- Arazi çalışmaları,
- 3- Bilgisayar ortamında modelleme çalışmalarıdır.

Büro çalışmaları sırasında ilk olarak arazide kullanılacak olan yöntemler hakkında literatür derlemesi yapılmıştır.

Elektrik öz direnç yöntemi, jeofizik araştırmalarda 1915’de ilk kez Wenner tarafından kullanılmıştır [8]. Daha sonraki gelişimler ise 1920 yılında Schlumberger tarafından ortaya konmuştur [7].

IP cevabını keşfeden ve bu yönteme isim veren kişi bir Fransız olan Conrad Schlumberger’ dir. Bu yöntem ile ilgili bir Alman patenti almıştır (1912). 1920 yılında doğru akım araştırmaları sırasında yapay uçlaşma etkisini gözlemlemiştir ve yöntemi tanıtan bir monogramı yayınlanmıştır. O yıllardaki teknoloji ile zayıf uçlaşma etkilerinin kayıt edilmesi ve incelenmesi oldukça zor olduğundan, Schlumberger kardeşler tarafından yaklaşık olarak 15 yıl boyunca çok fazla dikkate alınmamıştır. Buna karşın Schlumberger kardeşler uçlaşma etkisinin, yeraltında mineral bölgelerinin varlığı durumunda ortaya çıktığını belirlemişlerdir. Ancak doğal potansiyel yöntemi ile daha kolay veri toplanabildiği için, yapay uçlaşma yöntemi mineral bölgelerinin belirlenmesinde de tercih edilmemiştir [7].

15 yıllık zaman diliminde Schlumberger kardeşlerin birkaç yapay uçlaşma denemeleri olmuştur. 1929 yılında Kongo’da yaptıkları bir çalışmada ilk kez hem öz direnç hem de yapay uçlaşma kontur haritalarını birlikte kullanmışlardır. IP yöntemi 1930’larda petrol ve cevher aramalarında kullanılmaya başlamıştır. Sülfür aramasında IP yönteminin kullanılabileceğini ilk öneren [9] olmuştur. Fakat alet yetersizliğinden o dönemde pratik uygulaması yapılamamıştır.

1950’li yılların ortalarına kadar, yapay uçlaşma yönteminin kimyasal temeli, Sovyet ve Amerikalı bilim adamlarınca laboratuvar ortamlarında araştırılmıştır. Bu zaman sürecinde Sovyet ve Amerikan şirketlerinin yapay uçlaşma yöntemi ile petrol ve maden aramalarında başarılı-başarısız birçok denemesi olmuştur. 1950’li yılların ortalarına kadar yapay uçlaşma yönteminin kimyasal temeli, Sovyet ve Amerika’lı bilim adamlarınca laboratuvar ortamlarında araştırılmıştır. Bu zaman sürecinde Sovyet ve Amerikan şirketlerinin yapay uçlaşma yöntemi ile petrol ve maden aramalarında başarılı-başarısız birçok denemesi olmuştur.

Dayk modeli için ilk olarak [10] tarafından yapay uçlaşma etkisini matematiksel bağıntılar ile sunulmuştur. 1950’lilerin sonlarına kadar yapay uçlaşma ölçümleri zaman ortamında yapılmıştır. Daha sonra [11]; laboratuvarında, farklı frekanslarda,

frekans ortamında yapay uçlaşma ölçümleri gerçekleştirmiştir.[12], çok sayıda arazi ve laboratuvar çalışmasının sonucunda Maxwell denklemleri ile aşırı gerilim parametresini belirlemiş ve frekans ortamında yapay uçlaşma parametrelerini tanımlamıştır. 1960'lı yılların tamamında ve 1970'li yıllarda Sovyet ve Amerikan şirketleri metalik mineral ve petrol aramalarında yapay uçlaşma yöntemini kullanmışlardır. Bu şirketlerde çalışan çoğu araştırmacı yöntemin gelişimine katkı koymuştur.

Daha sonra yapay uçlaşma yönteminde temel sayılabilecek belli başlı çalışmalar tarihsel gelişimine göre şu şekilde sıralanabilir: Yer altı suyu aramalarında ve mühendislik problemlerinde yapay uçlaşma yönteminin kullanılması [13], arazi verilerinden farklı elektrot dizilimlerinin ayrımlılıklarının test edilmesi ve geliştirilen 2-B sonlu-elemanlar ağı ile bir dayk modeli için, farklı elektrot dizilimlerinin incelenmesi [14], spektral yapay uçlaşma ve kompleks özdirenç ölçümlerinin gerçekleştirilmesi [15, 16], yapma kesit kavramının yapay uçlaşma verileriyle denenmesi [17], mineral ayrımı için yapay uçlaşma parametrelerinin irdelenmesi [18], kuyu içi yapay uçlaşma ölçümlerinin gerçekleştirilmesi [19], hidrokarbon aramalarında, yapay uçlaşma yönteminin kullanılması [20].

Bu araştırmalardan sonra (1980'lerde), yapay uçlaşma verilerinin yorumuna yönelik olarak modelleme ve ters çözüm çalışmaları yoğunluk kazanmaya başlamıştır. Aynı zamanda yapay uçlaşma yönteminin mühendislik, çevre sorunları gibi yakın yüzey araştırmalarında da kullanılmasına yönelik çalışmalar artmıştır. [21], şeylli kumlu birimlerin belirlenmesinde, [22-24], yer altı suyu aramalarında, [25], boru hatlarının araştırılmasında, [26], mühendislik ve çevresel uygulamalarda, [27], tatlı-tuzlu su girişim sınırlarının belirlenmesinde; [28], mühendislik ve çevresel uygulamalarda; [29], sedimanter kayalar ve akifer tiplerinin belirlenmesinde yapay uçlaşma yöntemini kullanmışlardır.

Yapay uçlaşma yönteminde modelleme ve ters çözüm konularında ise [30- 43] yaptığı çalışmalar dikkat çekmektedir.

Gravite yöntemi, jeofizik yöntemlerin başında gelmekle beraber, çok fazla kullanım alanı olan bir yöntemdir. Günümüzde gerek maliyet yönünden, gerekse pratiklik yönünden gravite yöntemi jeofizik yöntemler içerisinde vazgeçilmezdir. Gravite yöntemi genel olarak, yer kabuğunun oluşturan kayaçların yoğunluklarının herhangi bir noktada azalması ya da artması ilkesine dayanan, doğal kaynaklı potansiyel alan yöntemidir. Derin yapıların araştırılmasında da gravite yöntemi yaygın olarak uygulanır [44]. Yöntem ilk olarak yerin ortalama yoğunluğu ve kütlesi için hesaplamalar yapılarak ortaya çıkmıştır [45].

Gravite yöntemi başlıca maden aramalarında (özellikle metalik madenler) olmak üzere, bölgesel büyük tektonik yapılarının araştırılmasında, jeolojik yapıların ortaya konmasında, yer altı boşluklarının belirlenmesinde, enerji kaynaklarının (petrol, doğal gaz, jeotermal vs.) aranmasında, yer kürenin gizeminin keşfinde ve askeri amaçlı (metallerin özgül ağırlığından yararlanarak) kullanılmaktadır.

Gravite yönteminin düşük olan çözünürlüğü ölçüm alımı sırasında veri hassasiyetinin gereğinden daha düşük olmasıdır. Bu nedenle miligal seviyesinde ölçüm yapılan gravite yönteminden, mikrogal seviyesinde ölçüm yapabilen Mikrogravite yöntemi türemiştir. Mikrogravite yöntemi kuramsal olarak gravite yönteminden çok fazla ayrılmazken, uygulamada ve değerlendirmede çok daha hassas ölçü alması ve yüksek çözünürlük sunması nedeni ile kullanım yerleri açısından daha geniş bir yelpazeye sahiptir.

Gravite yöntemi genellikle özgül ağırlıkları yüksek olan krom, demir, barit, kursun ve bakır madenleri veya özgül ağırlığı düşük tuz, jips, pomza aramalarında doğrudan birincil yöntem olarak kullanılmaktadır. Bu tür madenlerin küçük yataklar oluşturduğu düşünülüyor ise mutlaka mikrogravite aleti kullanılmalıdır.

Gravite metodu 1960'lardan beri boşlukları bulmak için yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu yöntem hala yeraltı boşluklarının bulunmasında ve gözlenmesinde en geçerli metottur. Çünkü gravite (mikrogravite) metotları çeşitli yüzeylerde ölçüm olabilir. Bu da direkt olarak yoğunluk dağılımından ve yeraltında ki çeşitli boşluklardan etkilenir [46, 47].

Mikrogravite sonuç olarak boşlukların bulunmasında kullanılır. Bunlar doğal olarak çökme, karst ya da insanlardan kaynaklanan galeriler, eski madenlerin temellerinin, kentsel şebekelerin bulunmasında da kullanılır [48- 53].

Bazı temel şartlar altında mikrogravite; çeşitli yapıların bulunmasında yanmış nesnelere, alt tabaka derinlik değişimlerinde, doldurulmuş birikinti kalınlıklarının bulunmasında ve jeolojik heterojenliğin örnek olarak çözülmemiş zonlar ve kum ceplerinin bulunmasında da kullanılır. Tekrarlanan gravite ölçümleri maden ya da petrol çökelimleri ya da yığıntılarının hareketlerini algılamada da ölçüler arasında ilişki kurarak bulabilmektedir [54- 58].

Gravite metodundan elde edilen verilerden oluşturulan Bouguer gravite anomalisi yorumlanırken, yeraltında değişik seviyelerdeki kütlelerden ileri gelen anomalilerin (rejyonel ve rezidüel) birbirlerinden ayrılması gerekir. Petrol, gaz ve madenlerin oluşturdukları gravite anomalileri çok küçük olduklarından, bu anomalilerin birbirlerinden ayrılmasında özel rejyonel-rezidüel ayırım yöntemleri kullanılmaktadır. Rejyonel-rezidüel ayırımı ile ilgili pek çok araştırmacı yıllardır çalışmaktadır ve daha çok ayırım yöntemi olarak profil veya yuvarlatma yöntemlerini kullanmışlardır [59- 63].

Gravite ölçülerinden elde edilen gravite değerlerinin jeolojik yorumunun yapılabilmesi için gravite anomalilerinin ayrılması ve gravite alanı dönüşümleri geniş bir şekilde kullanılmaktadır. Bu konu üzerine yapılmış pek çok çalışma vardır [63- 72].

Jeofizik modellemede ters çözüm yöntemine ait temel ilkeler [73, 74] tarafından ayrıntılı olarak verilmiştir. Jeofizikte gravite ve manyetik verilerin ters çözümü pek çok araştırmacı tarafından başarı ile uygulanmıştır [75, 76].

1.3. Önceki Çalışmalar

1941 yılında, Küba Adası'ndaki Camaguey krom sahasından daha fazla kromit elde etmek amacıyla bu sahada gravimetrik ve manyetik yöntemlerle araştırmalar yapılmıştır. Camaguey bölgesinde arazinin oldukça düz oluşu gravimetre araştırmalarında büyük bir avantaj olmuştur. Camaguey sahasında kromit, Küba Adası'nı teşkil eden püskürten kayaların içindeki serpantinde bulunur. Serpantin içinde de yer yer gabro, anortozit gibi kayalar mevcuttur. Bazı yerlerde kromit veya püsküren sahalar yüzeye çıkmışlarsa da, arazi genel olarak laterit ve alüvyon ile kaplıdır. Bu arazide kullanılan manyetik metot ile de kromitin bulunduğu yeri gayet açık bir şekilde göstermektedir [77- 79].

Arizona, Bisse'de 1948 yılında Frost gravimetresi kullanılarak bu alanda ilk kez gravite çalışması yapılmıştır. Bu metodu seçmedeki amaç; bu bölgedeki kayaların fiziksel özellikleri incelendiğinde yoğunluğu yüksek sülfür kütlesinin bulunmasıydı. Bu çalışmada daha sonra da daha portatif olduğu için Worden gravimetresi kullanılarak tekrar edilmiştir. Cevherin sınırlarını belirlemek amaçlı gravite metodu uygulanmıştır. Veri işlem aşamasında gravite etkisinin düşey türevin hesaplanıp alınmasıyla sinyal güçlenmektedir. Türevler, cevherin veya kütlenin devamlılığını ve sınırlarını belirlemek amacıyla hesaplanmış ve iyi sonuçlar alınmıştır [80- 83].

1955-1959 yılları arasında Kanada'da, Kanada Maden Enstitüsü tarafından elektromanyetik yöntem ile 5 yıllık süreç içerisinde 500.000'den fazla hat havadan EM yöntem ile incelenmiştir. Eş zamanlı olarak radyometrik ölçümler alınmıştır. Bu araştırmalarla Saskatchewan, Manitoba, Ontario, Quebec ve Maritime' de temel, metal rezervlerin varlığı saptanmıştır. Quebec'in Mattagami Gölü Bölgesi'ndeki alanlarda masif sülfür ortaya çıkarılmıştır. Kanada'da o yıllarda bu çalışmayla 125.000 mil²'lik inceleme alanı üzerinde 100.000 EM anomalisi üzerinde 1000 tanesi sondajlanmıştır. 800 hatta sülfür kütlesine rastlanmıştır. 16 tanesinde potansiyel maden yatağı sayısı belirlenmiştir. Havadan yapılan EM ve manyetik yöntemler cevher aramasında bir ön etüddür. Detay çalışmaları yeryüzünden yürütülmüştür. Çünkü cevher kütlesinin geometrik yapısını tam olarak belirlemek amacıyla ayrıntılı jeofizik yöntemlere ihtiyaç duyulur. Turam, Afmag gibi EM yöntemler ve gravite

yöntemi uygulanmıştır. EM'deki güçlü faz cevapları masif ve iyi iletken bir maden cevherini temsil etmektedir. Gravitedeki ani anomali değişimi de bunu desteklemektedir [84].

Norando-Quebec Bölgesi'nin 201,17 kilometre kuzeybatısında yer alan 1.207.01 kilometre karelik bir alan olan Mattagami'de 1956'da Mattagami Maden Şirketi tarafından çeşitli jeofizik yöntemler uygulanmıştır. Jenny'in (1961) öne sürdüğü jeolojik verilerle birçok yerde klorit, karbonat ve kuvars kayaçları yığınlar halinde bulunmaktadır. Geniş bir alana yayılan riyolit ve tuf katmanı tarafından porfir serilerinin üzeri örtülmüştür. Bu alanda cevherlerin varlığı EM, IP ve manyetik yöntemlerle tespit edilmiştir. Sülfid karakterli olduğu belirlenen Mattagami'de açılan sondajlarla pirit, pirolit, safilorit, kalkopirit magnetite göre değişmeden kalabilmiştir. Tamamı kloritik ve talk değişim zonlarıyla çevrelenmiştir. IP metodu buradaki 3 cevher yatağında da hassas ve derindeki yapıları ayırt edici özelliğiyle belirgin anomaliler vermiştir [85].

1958'de, Avustralya Eyre Yarımadası'ndaki; Güney Avusturya Hükümeti tarafından demir madeni yatakları için kapsamlı bir çalışma yapılmıştır. Bu alandaki yapılan araştırma, Avustralya'da kullanılan tüm demir madeni cevherinin kaynağı olmuştur. Middleback üzerinde düşük seviyeli (300ft) havadan manyetik ve gravite (World Wide gravimetresi) çalışmaları yapılmış ve jaspalize (hematit, kuvars ya da takonit) elde edilmiştir. Bu ise manyetik anomalilerin kaynağını oluşturmaktadır. Ayrıca yerden uygulanan metotla da (Watts düşey varyometresi) D-B 5,5,K-G 6000- 1000 ft uzunluğunda ve 886 ft derinliğinde düşük kaliteli demir bilgisine ulaşılmıştır [86, 87].

Arizona, Miami-Globe'nin batı kısmında, Miami Şirketi tarafından indüklenmiş polarizasyon ve öz direnç metoduyla Cactus yatakları saptanmıştır. Arizona, Miami yakınlarında Cactus yatakları, saçılmış madenleşmenin 'porfiri bakır' tipli bir yatağıdır. Çalışmada rezistivite yönteminden elde edilen öz direnç ve değişken frekanslı IP yönteminden elde edilmiş metal faktör değerleri karşılaştırılmıştır. Öz direncin düştüğü metal faktörün yükseldiği yerlerde sondaj çalışmalarıyla maden yatağının yeri belirlenmiştir [88- 90].

Ajo, Morenci ve Bissee (Arizona) sahalarında porfir bakır yatakları üzerinde 3 farklı açık maden ocağı saptanmış ve bunlar üzerinde IP ve öz direnç yöntemleri uygulanmıştır. Ajo'da az, Morenci'de orta ve Bissee'de yüksek sülfür içeren porfir bakır yatakları bulunmuştur. Yüksek frekans etkisinin olduğu yerlerde masif sülfürlerin oluştuğu görülmüştür. Ayrıca buralarda rezistivite değerleri de düşmüştür. [91- 98].

Tuscon'nun güneyinde Arizona'da, büyük bir bakır yatağı üzerinde Misson madeni araştırması için manyetik, gravite, IP ve EM yöntemleri uygulanmıştır. Manyetik, özellikle yüksek manyetik içeren zonların bulunmasını, gravite ise dereceli maden cevheri ile birleşmiş ağır-kireç silikatların yerlerinin tespitini sağlamıştır. EM, birbirine bağlı sülfür damar ve mercerklerinden ibaret olan kompleks iletkenlerin ve IP de sülfür kontrasyonlarının tespitini sağlamıştır [99].

Missouri'de Leadwood kasabasında, 1961 yılında (St. Lois 'in güneybatısı) yapılan yüzeyden ve yeraltından gravite ölçümleri alınmıştır. Kuzey Leadwood Madeni, Güneydoğu Missouri kurşun bölgesinin geniş kurşun alanlarından birisidir ve kurşun kemeri olarak bilinmektedir. Kuzey Leadwood Madeni civarında yüzeyden 214 ve yeraltından 278 istasyondan alınan gravite ölçümleri alınıp karşılaştırılmıştır. Buradaki başlıca maden cevher mineralinin galen olduğu (içinde kurşun sülfürü bulunan maden) fakat bazen çinko da sfalenit olarak tespit edilmiştir. Çalışmanın amacı yeraltından ve yerüstünden alınan gravite ölçümlerini karşılaştırıp bazı bilinen yapıların varlığını ortaya koymak veya maden içerisindeki bilinmeyen bazı yapıları maden cevheriyle ilişkilendirmektir. Çalışma sonucunda ana Prekambriyen yumruları ortaya çıkarılmıştır. Yeraltından yapılan gravite çalışmaları derinde gömülü olan maden cevheri tespitinde oldukça başarılı olmuştur [100].

Kuzey Karolina, Ashe bölgesinde, 1962 (Ekim) yılında Heinrich Jeofizik Araştırma Şirketi tarafından IP, manyetik, SP ve öz direnç ölçümleri yapılmıştır. Sonrasında da EM, manyetik, SP ve jeokimyasal metotlarla bu alan yeniden gözden geçirilmiştir. Knob cevheri üzerinde IP ve öz direnç verileri iyi sonuçlar vermiştir. Sonradan yapılan SP ölçümleri de bunu doğrulamıştır ve cevher etrafında bir sınır çizilmesini sağlamıştır. EM çalışmaları da bazı bilgiler vermiş fakat bu bilgiler belirgin değildir.

Manyetikten alınan sonuçlar hassas cihazlarla yapılmadığı için çok belirleyici olamamıştır. IP ölçümleri ise ilk olarak Knob maden yatağı üzerinde elektrot aralığını belirlemek amacıyla yapılmıştır. Detaylandırılmış IP ile lokal alanlardaki sondaj noktalarından tayin edilmiştir. SP yöntemini seçmekteki amaç ise sülfür üzerinde iyi sonuç vermesidir. Rezistivitenin düşük, metal faktörün yüksek olduğu alanlarda da sülfür cevheri varlığını göstermiştir [101].

Zonguldak Kömür Havzası'nda genellikle örtü olarak isimlendirilen formasyonlar üzerinde, Amasra Bölgesi'ne kadar olan kısımda elektrik öz direnç yöntemleri 1976 ve 1978 yılları arasında uygulanmıştır. Elektrik profil yöntemi uygulamalarıyla yapısal jeoloji ile ilgili problemlerin (özellikle fay, gömülü fay ve kontakların) saptanmasında, elektrik sondaj yöntemi uygulamalarıyla da kömür damarlarını içeren karbonifer formasyonu derinliklerinin saptanmasında olumlu sonuçlar alınmıştır [102].

1984 yılında Ercan ve Gürkan tarafından Çanakkale'nin Yenice İlçesi, Gürlek Dere semtinde yaygın andezit içindeki silisle dolu olan kırıkların bulunduğu yatakta, sfalenit ve galenit varlığı sığ jeofizik yöntemlerle aranmıştır. Bu alan da Schlumberger ve Wenner öz direnç yöntemleri ile SP yöntemi uygulanmıştır. Sfalenit ile birlikte cevher kuşağını oluşturan sülfürlü minerallerin hepsi metalik uçlaşma (polarizasyon) göstererek indirgenmiş yükseltgenmiş bölümlere ayrılmıştır. Bu nedenlerle, IP ve SP yöntemlerinin birbirini tümleyici olarak kullanılması sonucu gömülü olsa bile andezit içinde cevher kuşakları tanınabilmiştir [103].

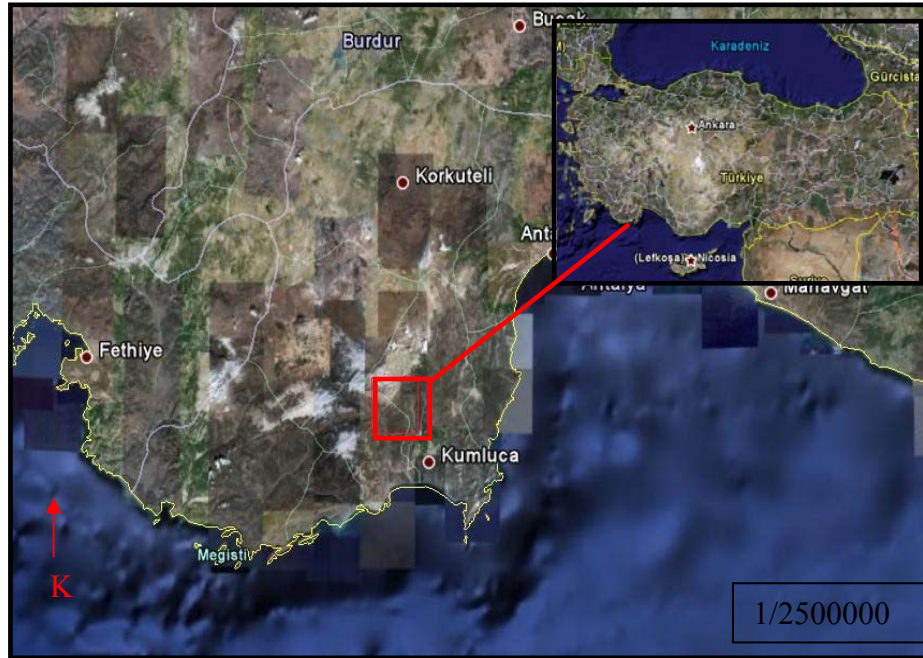
1984 yılında, Arslan tarafından Elazığ-Sivrice Helezür (Kavallı) sahasında IP yöntemi uygulanarak bakır madeni aranmıştır. Önemli bir mineralizasyon varlığı tespit edilmiştir. Beş adet mekanik sondaj yeri belirlenmiştir. Açılan ilk sondajda 61.5 -63m arasında masif pirit, 63-72.15 m ve 91.5-108 metrelerde saçılmış ve damar tip mineralize zon kesilmiştir. İkincisinde ise 55.5-65.5 m ve 80-86 m arasında saçılmış ve damar tip mineralize zonda ortalama %15 Cu belirlenmiştir. IP yönteminin uygulanmasındaki amaç saçılmış olmuş mineralizasyonda yöntemin başarısından kaynaklanmaktadır [104].

Arizona'nın Yavapai İlçesi'nde Üst ve Orta Verde Nehir Seti'nde havadan manyetik ve gravite çalışmaları [105] tarafından 2005 yılında yapılmıştır. Çalışmanın amacı Üst Verde Nehri'nin jeofiziksel analizler sonucunda jeolojik kapsamını ortaya çıkarmak ve 1999-2001 yıllarında USGS tarafından toplanmış havadan manyetik ve gravite verisinin detaylandırılmış yorumunu ortaya koymaktır. Üst ve Orta Verde Nehir Seti'nde sediment ve daha genç sedimanter kayaların altında gömülü olarak bulunan Proterozoik temek ve volkanik kayalarla birleşmiş yapıların yer tespitinde manyetik ve gravite ölçümleri yeni bilgiler sağlamıştır. Manyetik çalışmalar temel kayaları ve buradaki Geç Tersiyer fayların yönelimlerini permeabilitenin değişiminden ortaya çıkarmak için yapılmış ve başarılı olmuştur. Gravite verileri ise Lonesome, Verde, Big Chino ve Williamson Vadilerinde basen dolgularının kalınlıklarındaki ani değişimler Verde ve Williamson Vadilerinde yüzeye yakın maden yatakları altında gömülü olan fayların yerini tespit etmede kullanılmıştır. Bu veriler Williamson Vadisindeki örtülü fayları ve Senozoik dolgulu daha önceden ortaya çıkarılmamış bir basenin varlığını ortaya çıkarmıştır.

BÖLÜM 2. ÇALIŞMA ALANLARININ TANITILMASI, JEOLJİSİ VE DEPREMSELLİĞİ

2.1. Antalya-Kumluca'nın Tanıtılması

Çalışma alanının yer aldığı Kumluca, Türkiye'nin güney batısında yer alıp Antalya iline bağlı bir ilçedir. Kumluca İlçesi, Batı Akdeniz bölümünün, Antalya Körfezi'nin batı kısmındaki Teke Yarımadası diye adlandırılan Antalya Körfezi ile Fethiye Körfezi hizasında Akdeniz'e doğru uzanan doğrultu üzerinde ve Antalya'ya 90 km uzaklıktadır. İlçenin yüzölçümü 1253 km²'dir. İlçenin güneyinde Akdeniz, batısında Finike ilçesi, batı ve kuzeybatı yönünde Elmalı ilçesi bulunmaktadır. Sarıkaya mevki (Altınyaka) ise Kumluca'nın 19.6 km kuzeydoğusunda yer almaktadır (Şekil 2.1.).



Şekil 2.1. Çalışma alanının (Antalya-Kumluca) yer bulduru haritası (Google Earth)
(: Çalışma alanı)

İlçe üç tarafı dağlarla çevrili, denizden kuzeye doğru uzanarak Tatlık Mevkii'nde son bulan verimli bir ova üzerinde yer almaktadır. İlçenin kuzeyindeki dağlar gittikçe yükselerek Beydağları'na kadar uzanan engebeli bir arazi oluşturmuştur.

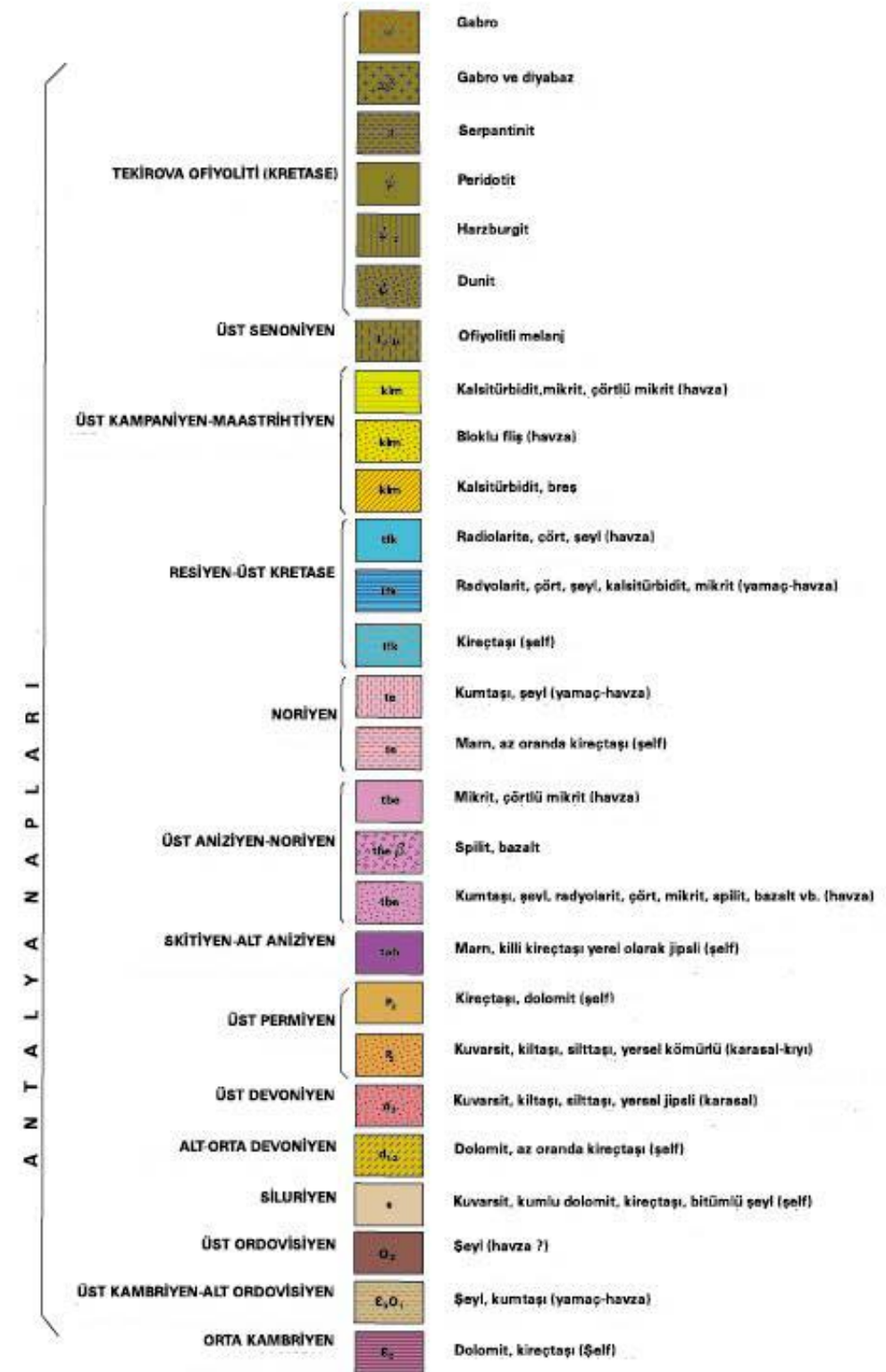
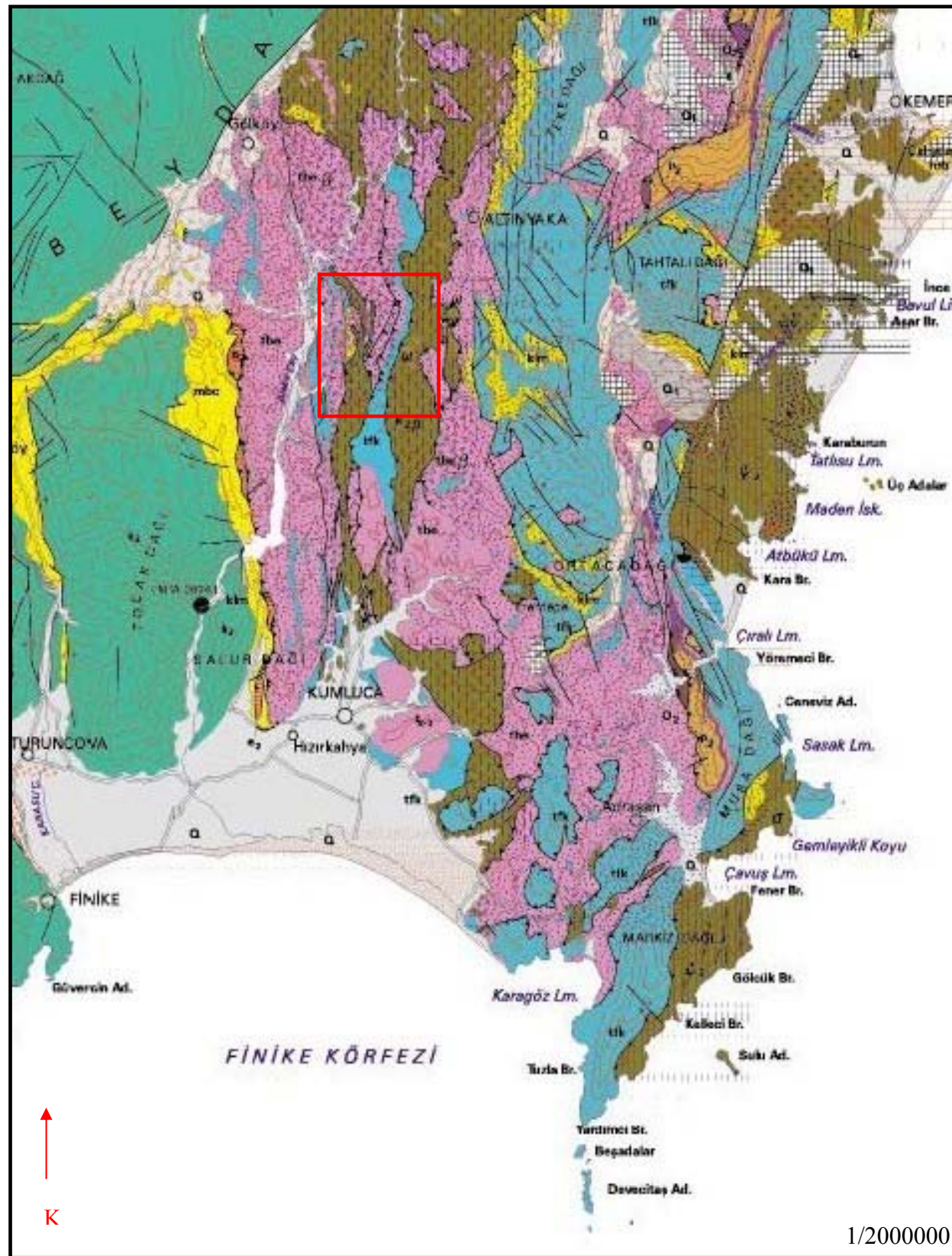
2.1.1. Antalya-Kumluca'nın jeolojisi

Bölgede en eski jeolojik çalışma, [106] tarafından yapılmıştır. Daha sonraları [107] bölgenin genel jeolojisi üzerinde çalışmıştır. [108], Likya Bölgesi'nin jeoloji haritasını yapmıştır. [109- 116] bölgede değişik amaçlı incelemelerde bulunmuşlardır. Antalya ve kuzeyinde araştırmalarda bulunan [117], fasiyes benzerlikleri nedeniyle stratigrafik birimlerin ayrılmasındaki güçlükleri belirtmiştir.

[118], bölgede iki ayrı Mezozoyik yaşlı istifi, Elmalı Serisi ve Likya Serisi (sahil silsilesi) olarak, bu seriler arasında görülen şist, radyolit, silisli kireçtaşı, kumtaşı vb. kaya türleri sunan Hornfels Serisi olarak tanımlamıştır. Elmalı Serisi'nin Kretase karbonatlarından Likya Serisi'nin Permo-Karbonifer'den başlayıp, Mezozoyik süresinde oluşan karbonatlardan olduğunu ve Elmalı Serisi ile Likya Serisi'ne yanall olarak geçtiğini belirtir.

[119], Antalya Körfezi güneybatısında ayrıntılı incelemelerde bulunmuştur; Hornfels Serisi olarak tanımlanan birimin Triyas yaşta olduğunu belirtmiş ve birimi Triyas Ritmik Serisi olarak tanımlamıştır. Ayrıca bölgede çeşitli formasyonla tanımlamış ve bölgenin çok sayıda faylar, ekaylar, şaryajlar, antiklinaller ve senklinallerle karakterize olduğunu ileri sürmüştür.

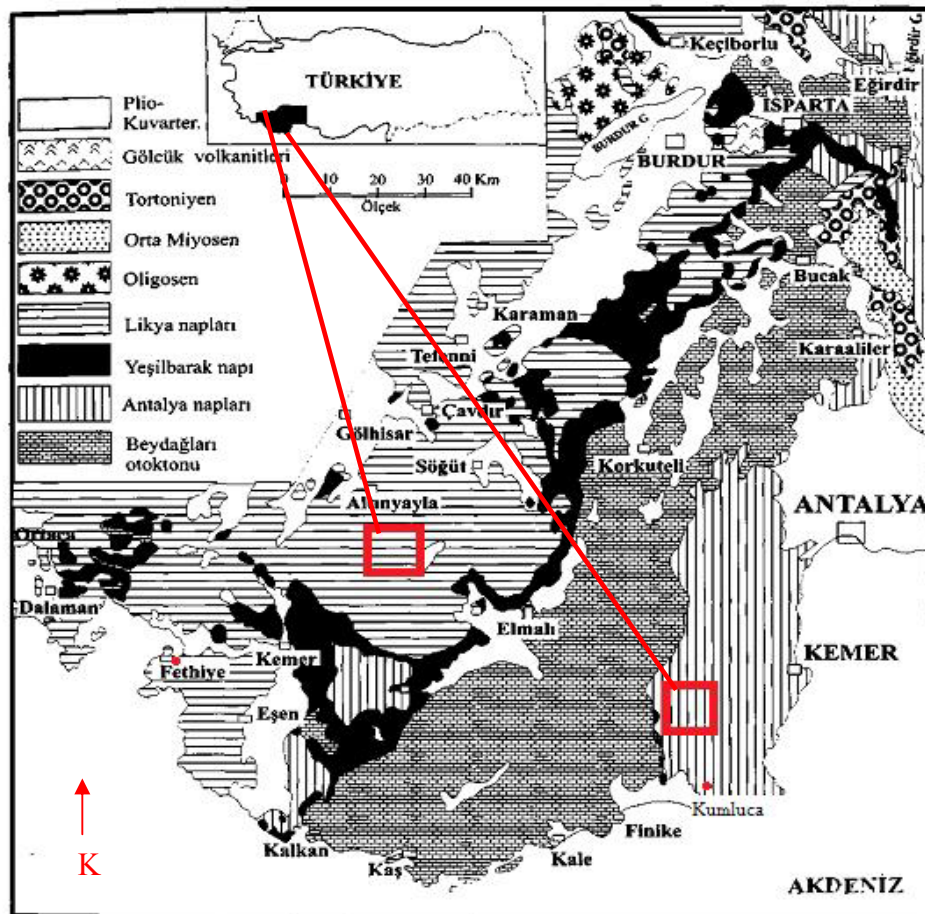
Orta ve Doğu Toroslar'da çalışmalarda bulunan [120], yaptığı genel sentezde, Batı Toroslar'da değişik havza koşullarını yansıtan birliklerin yer aldığını, bunlardan Geyikdağ Birliği kapsamında düşündüğü Beydağları'nın otokton olduğunu ve şelf türü karbonat ve kırıntılı kayalardan oluştuğunu belirtmiştir. Antalya Napları olarak tanımlanan tektonik birimleri Antalya Birliği olarak tek bir ad altında tanımlamış ve bu birliğin Geyikdağ Birliği üzerinde allohton olduğunu belirtmiştir.



Şekil 2.2. Çalışma alanı içerisinde yer alan Kumluca-Altinyaka ve çevresinin jeoloji haritası (M.T.A) (Çalışma alanı)

[121], Antalya Körfezi batısında araştırmalarda bulunmuşlar ve bölgeyi Beydağları Zonu, Kumluca Zonu, Gödene Zonu, Kemer Zonu, Tekirova Zonu olmak üzere beş farklı zona ayırmışlardır. Bölgenin, kıta kenarında oluşmuş fosil transform fay alanı olduğunu belirtir. En Üst Kretase-Alt Paleosen aralığında, genellikle ofiyolitten türemiş çakıltaşlarının, doğrultu atımlı fayların fazında oluştuğunu ayrıca Gödene Zonu olarak tanımladıkları birimdeki serpantinitletilerin gerilme ile açılan çukurların altından diyapirik olarak yükseldiklerini; Tekirova Zonu'nu oluşturan ultramafiklerin ise Geç Kretase'ye ait okyanus kabuk parçası olduğunu belirtir.

Şekil 2.3.'de çalışma alanı ve çevresinin yapısal jeoloji haritası verilmiştir. Çalışma alanının bulunduğu yer Antalya napları olarak adlandırılmaktadır



Şekil 2.3. Çalışma alanlarının yapısal jeoloji haritası [122] (: Çalışma alanı)

2.1.2. Antalya Kumluca bölgesinin stratigrafisi

Ordovisiyen, Silüriyen, Devoniyen, Karbonifer, Permiyen, Triyas, Jura, Kretase, Paleosen, Eosen (Orta), Miyosen, Kuvaterner sistemlerini temsil eden kaya stratigrafi birimlerini kapsamaktadır. Çalışma alanının (Altinyaka) yer aldığı bölgede ve yakın çevresindeki formasyonlar aşağıda tanımlanmıştır.

2.1.2.1. Kesmeköprü formasyonu

Yer yer jips ara katkılı, çeşitli renklerde marnlardan oluşur. Kesmeköprü Formasyonu, altta genellikle ince şeyl seviyeleri, yer yer kalın katmanlı polijenik çakıltası ile başlar. Çakıltaları iyi yuvarlanmış, Permiyen yaşlı çakılları içerir. Genellikle birim sarımsı, grimsi, kırmızımsı, yeşilimsi renklerde, ince-orta katmanlı marnlardan oluşup, yer yer mercek biçiminde, yeşilimsi gri renkte kireçtaşı bantları içerir ve çoğun jips ara katkılıdır. Jipsler beyazımsı renkte olup, kalın katmanlanma gösterir [119, 123- 125].

2.1.2.2. Alakırçay grubu

Alakırçay vadisi olarak tanımlanan bu kısım (Şekil 2.4.) çalışma alanımız içerisinde yer almaktadır. Bu formasyon, değişik fasiyesler gösterir. Başlıca pelajik kireçtaşı, radyolarit, çört, kıltaşı, miltası, kumtaşı, çakıltası ve denizaltı lav akıntılarını içerir. Bu birim çökellerinin içerdiği değişik kaya türlerinin birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçişli olduğu, oldukça kıvrımlanıp, kırıldığı görülmüştür [123, 126].

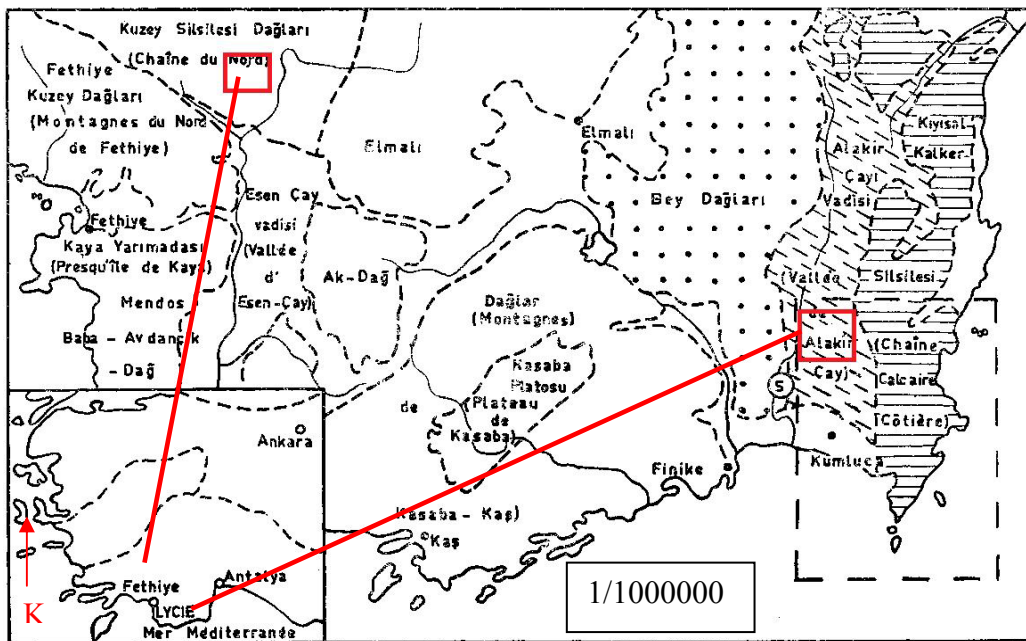
Şiddetli bir şekilde kıvrılmış ve faylanmış olan bu serinin arasında, aşağıda anlatılan püskürük bazik ve ultrabazik önemli kayaç kitleleri bulunur. Burada üç belli başlı fasiyes görülür. Bunlar arazide çok defa beraber bulunmaktadırlar. Sıra ile aşağıdan yukarıya doğru şöyle bulunurlar:

a) Plaketli kalkerler: Bunlar, bazen 50 cm den fazla kalınlıkta çok muntazam desimetrik banklar halinde olup, silisli nodüller ile ara katkı olarak çört içerir. Bu plaketli kalkerler, birçok Mn cevheri ile kalkerli breş ve mikro breş içeren iri, beyaz

kristalin kalker bantlı (2-3 m) ve içinde kalker çimentosu bulunan arkozlarla birleşmişlerdir [127].

b) Kumtaşlı seri: Genel olarak fasiyesi ince bir kumtaşdır. Killi eklemlerle ayrılmış 50 cm den 1 m ye kadar değişen bir kalınlıkta iri banklardan ibaret olup, kalkerli çimentoludur. Tektonik veya mostraların dağılmasından dolayı, bu formasyonun tam bir kesitini yapmak güçtür. Bunun içinde kalker, jasp, kuarsit elemanları ile birçok kil kırıntıları içeren, iri konglomera seviyeleri bulunur. Bu seride bazen volkanik yeşil kayaç kırıntıları da vardır (demirli ince diyabazlar). Seri, kendisinden önce bulunan plaketli kalkerleri içerir [126].

c) Jasp ve radyolaritler: Kırmızımtırak kısımlar hakim, alacalı renkleri ile serinin en göze çarpan fasiyesleridir. Genellikle bu serinin temsilinde tamamen aldatıcı bir izlenim verirler. Bundan dolayı bunlara, seriyi tayin etmek için kullanılan şisto-radyolaritik formasyonlar veya hornfels fasiyes denilmektedir. Alakır çayı serisi, sileks içeren plaketli kalkerlerle birlikte pelajik bir çukur sedimantasyonu gösterir. Son olarak radyolarit ve jaspaların çökeltisi, klasik olarak denizaltı volkanizmasını takip etmektedir [126].



Şekil 2.4.Çalışma alanlarını içeren Likya Toros' unun yapısal durumu [126](: Çalışma alanı)

2.1.2.3. Çandır formasyonu

Bu birim genellikle bitkili kırıntılı kayalardan oluşur. Genellikle gri, yer yer kahverengi, ince-orta-kalın katmanlı çakıltası, kumtaşı, kıltaşı, miltaşı, şeyl ardalanmasından oluşan Çandır Formasyonu, Koldurum Tepe kuzeyinde yüzeylenen breşleri de içerir [119, 123].

2.1.2.4. Karadere formasyonu

Bu birim bazik volkaniklerden oluşur. Genellikle koyu kahverengi, yastık biçiminde, bazik denizaltı lav akıntılarında oluşur. Yer yer spilitleşme gösterir. Genel şekilleri fasulye biçiminde olup, boyutları 20-70 cm civarındadır. Yer yer mercekler biçiminde Gökdere, Tesbihli ve Çandır Formasyonlarını içerirler. Ayrıca söz konusu formasyonlar akışı sırasında alttan sökerek içine almış biçimde görülür. Gözlenebilen tutturucu klorit ve karbonattır [123, 124].

2.1.2.5. Keçili formasyonu

Bu formasyon kumtaşı, kıltaşı, miltaşı, marn, radyolarit, çört, pelajik kireçtaşı, breşik kireçtaşı vb. kaya türleri yanı sıra kil, kum, mil hamuru içinde değişik boyutta, çeşitli bloklar içerir. Genellikle bloklu filiş görünümünde olan bu birim, kumtaşı, çakıltası, kıltaşı, miltaşı, marn, breşik kireçtaşı, detritik kireçtaşı, killi kireçtaşı, pelajik kireçtaşı, radyolarit, çört gibi kaya türlerini ve değişik boyutta, çeşitli yaşta bloklar içerir [123, 128].

2.1.2.6. Kırkdirek formasyonu

Bu birim mafik ve ultramafikler içinde Triyas yaşlı pelajik sedimentler ve denizaltı lav akıntıları, Jura-Kretase yaşlı neritik karbonatların değişik boyuttaki blokları, görülen, ofiyolitli melanjdır. Alakırçay Grubu ve Tekedağı Formasyonu blokları, genellikle serpantinler içinde görülür. Serpantinleşmiş harzburjit ve serpantinleşmiş dunitler oldukça büyük kütleler biçiminde yüzeyler. Yer yer amfibolitler gözlemek olasıdır. Gabro, diyabaz ve bunlara benzer mafikler oldukça yaygın parçalar halinde

görülür. Kırkdirek Formasyonu genellikle Keçili Formasyonu içinde tektonik dilimler biçiminde görülür [123, 129].

2.1.2.7. Ofiyolit topluluğu

- Plutonitler veya tane dokulu kayaçlar,
- Volkanitler veya mikrolitik dokulu akıntı kayaçlar olarak iki kısımda incelenir.

2.1.2.7.1. Plutonitler veya tane dokulu kayaçlar

Taneli kayaçlar arazide ultrabazik kayaçlarla temsil edilirler. Gerçekten, gabro ailesinden olan bütün kayaçlar, bu masiflerin içinde bazen anklav, bazen de filon halinde temsil edilme özelliğini gösterirler [123, 130].

a) Ultrabazik masifler

1-Yatak şekli: Beydağları'ndan uzaklaşarak ultrabazik kayaçların önemi batıdan doğuya doğru çoğalır. Batıdan doğuya doğru ilk önce Alakır Çayı formasyonlarında birçok kuzey - güney faylarını enjekte eden serpantin bulunur. Bundan sonra önce düz, sonra genişliği yaklaşık olarak 1 km'yi geçince şişkinlik ve incelmeler kaydeden serpantinleşmiş uzun harzburjit şeritleri gelir. Yerlerine oturduktan sonra bu masifler sedimanter yan seriye etki eden bir kuzey-güney tektoniğinde ezilerek bükülmüşlerdir. Bunların bu sedimentlerle olan kontaktları daima tektonize olarak kuvvetli bir şekilde serpantinleşmişlerdir.

2-Serpantinleşme: Bu masiflerin serpantinleşmesi her yerde önem kazanır ve birbirlerinden farklı şu iki şekilde olur [123, 130]:

a) Meteorik alterasyonlu kızıl serpantin: Özel rengi sayesinde bu ultrabazik masifleri uzaktan tespit etmeye imkân veren bir serpantindir. Bu yüzeysel alterasyon, kontakt kayacı üzerinde ince bir zar meydana getirebilir veya kayaçta çok fazla çatlama olmuşsa, metrelerce kalınlaşarak gelişebilir. O zaman çatlaktan başlayarak yumrular

yapmış bir erozyon meydana gelir ve böylece yumrular tamamen kıvılcık serpentine dönüşürler.



Şekil 2.5 Manganezin yan kayacı olan serpantin görünümü

b) Parlak mavi- yeşil ve yağlımsı serpantin: Sedimanter yan araziye veya bizzat ultrabazik masiflere etki eden fay ve kırıklara enjekte edilen bir serpantindir. Sistematik olarak bu masiflerin bordüründe bulunurlar. Asgarî birkaç metre ve genelde daha fazla olurlar. Bu serpantin, bu zonlarda birçok yivlerin gösterdiği gibi, birbirleri üzerine kaymış az çok bademcikti olan ekaylar halinde elde edilir. Genellikle bu tip serpantinleşme masif sınırlı kaldığı ölçüde gelişir.

3-Petrografik fasiyesler

a) Serpantinleşmiş bastitli harzburjit: Çok geniş bir şekilde yayılmıştır. Dış yüzeyden masiflerin % 80'inden fazlasını kaplar. Meteorik serpantinleşmeden fazla etkilemeyen ve az deforme olmuş izogranüler mozaik dokulu ve klasik harzburjit içerikli bir kayacı gösterirler. Ortorombik piroksen parlak ve güzel bastit pullarına dönüşür. Bu renksiz serpentine ait anastomoze olmuş düzenle birbirlerinden ayrılmış olan bir antigorit (bir serpantin minerali) halkası, olivin tanelerinin etrafını sarar [130].

b) Protoklastik dokulu harzburjitli dunit: Adrasan ultrabazik masifi başka yerde hiçbir zaman görülmeyen bu fasiyesten meydana gelmiştir. Sağlam olan dunitler, yeşilimsi sakkaroid görünüşlüdür. Tektonik menşeli bir yapraklanma gösterirler. Mikroskopla bakıldığı zaman dağılmış olan ortorombik piroksen plajları, yalnız olivin tanelerinden meydana gelmiş olan bir tabanda yüzerler. Bu olivin taneleri

daimî sönme ve yapraklanmaya paralel çeşitli granülometri şeritleri halinde dizilmiş mekanik ikizli bir yapraklanmaya göre uzanırlar. Kimyasal bakımdan bu fasiyes öncekinden az farklıdır. Fasiyes bu tektoniğe tabi olup, onun makroskobik ve mikroskobik görünüşünü önemli bir şekilde değişiklik gösterir [130].

4-Krom cevherleşmesi

Kromit daima ultrabazik kayalarda mevcuttur. Genel bir kural olarak denebilir ki, leopard masif ne kadar büyük olursa kromit de o kadar bol olur. Kıyusal kalker silsilesinin batısında yalnız kromit belirtileri vardır. Kıyusal kalker silsilesinin doğusundaki Adrasan ve Çıralı Tekirova gibi iki masif işletilmiştir. Burada halen birçok galeri girişleri bulunmaktadır. Yığınlarda gerek milimetrik taneli masif kromit şeklinde ve gerekse az çok aralıklı eliptik ve santimetrik nodüllü şeklinde cevher bulunduğu bildirilmiştir. Her iki durumda da gang ezilmiş ve altere olmuş yeşilimsi bir serpantindir. Bundan başka, yığınlarda yan harzburjit, pegmatitli gabro ve ince diyabazlar da bulunmaktadır. Bu çeşitli filonların kestiği harzburjite, kromitin düzensiz yığınlar teşkil etmesi olağan bir durumdur [130].



Şekil 2.6. Manganezin yan kayacı olan dunitin görünümü

2.1.2.7.2. Volkanitler veya mikrolitik dokulu akıntı kayalar

Bu kayalar aslında pillow lav veya porfirik bazalt akıntularından meydana gelmişlerdir. Bu iki tüm, arazide her zaman çok sıkı bir şekilde bir arada bulunurlarsa da, yine ayrı kalırlar. Bunlar birbirleri ile nadiren karışırlar. Aralarında bir kontakt olursa, bu daima tektonik tabiatlı bir kontakttır [130].

1-Genel Özellikleri

a) Yatak şekli: Ultrabazik kayalardan daha az olmakla beraber, volkanik kayalara, sık rastlanır. Bunlar hemen hemen her tarafta mostra verirler. Kalkerli döküntülerin çokluğu ve tektoniğin karmaşıklığı, bol olan bu mostraların kendi aralarındaki ilişkiyi gizler. Her tarafta birçok küçük boyutlu mostralar yeniden meydana çıkarlar. Bu mostralar belli başlı sıralar dışında, ezilmiş bütün zonlarda jasp ve plaketli kalkerlerin ortasında bulunurlar. Bu volkanik karmaşığı, Alakır çayı sedimanter serisine yerleşmiş ve kendisiyle birlikte kıvrılmış ve parçalanmış olan devamlı bir formasyon olarak düşünmek gerekir.

2-Volkanik kayaların yapısı ve petrografik fasiyesler

a) Pillov lavlar: Lavların büyük bir kısmı pillov lavlarla temsil olunmaktadır. Bunlar birçok yerde tamamen ezilip dikey olarak yükselmişler ve şiddetli bir şekilde breşleşmişlerdir. Pillovların boyut ve şekilleri çok değişiktir. Bunların en büyük boyutu ortalama olarak 60 cm dir. Fakat bazıları 30 cm'yi geçmediği halde, birçoğu 1.50 m'yi bulur; Şekilleri ortalama olarak klasik elipsoide yaklaşır; fakat genellikle daha karmaşık bir halde bulunurlar. Dikey olarak yükselmiş pillov lav bulunması yaygındır. Pillovların çimentosu genel olarak kalkerdir. Kalın lav akıntılarında ise hemen hemen çimento bulunmaz; bu pillovlar doğrudan doğruya birbirlerini örtmektedir [130].

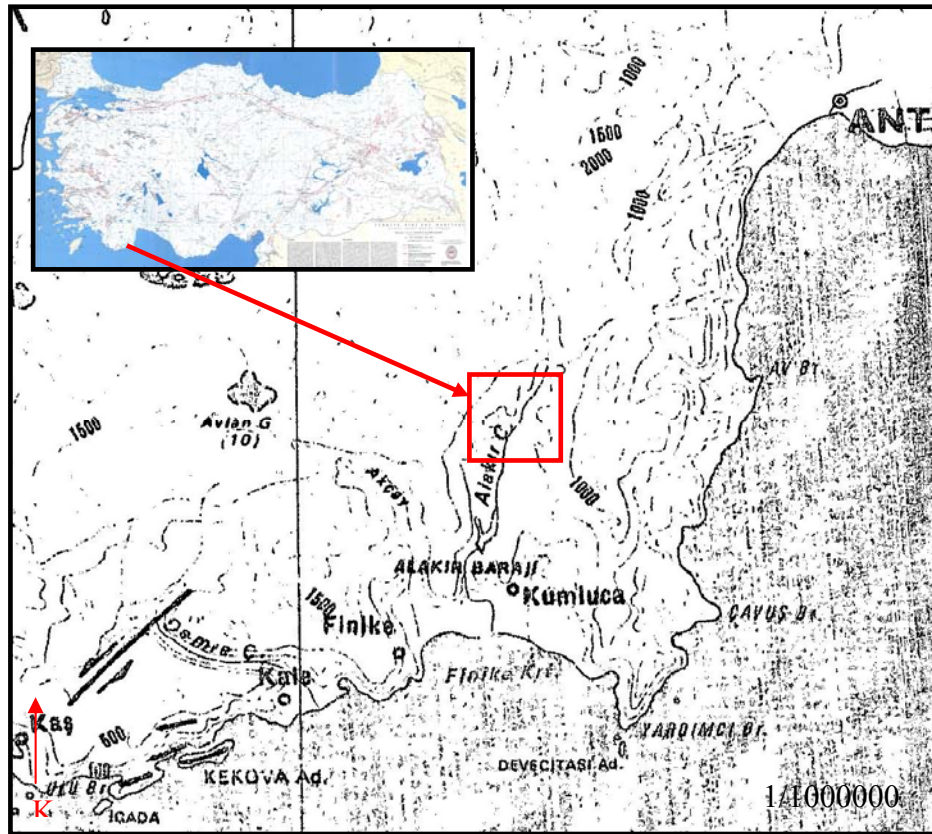
b) Aglomera ve tüfler: Pillov lav akıntularına bağlıdır. Tüflere tabanda, aglomeralara ise yanalarda rastlanır. Aglomeralar, patlamış pillov lav kırıntılı elemanlarla, Otomorf magmatik mineraller içeren sarı renkli bazik cam çimentolu gerçek hiyaloklastitlerdir. Pillov lavlarla birleşmiş olan lav filonları çok fazla olup, erozyon neticesinde meydana çıkmışlardır [130].

c) Porfirik lavlar: Bu akıntılarda pillov lav yapısı yoktur. Tabana doğru bu lavların fenokristalleri kayaç, taneli bir gablo görünümü alacak kadar boldur. Volkanik akıntuların üstünde genel olarak desimetrik banklar halinde kıvrık ve çatlak kırmızı radyolaritler bulunur. Bu radyolaritler yan olarak Alakır Çayı jaspalarına geçerler.

Burada, diğ er ofiyolitli bölgelerde tarif edilen klasik bir olay görülür. Bu akıntılarda jasp ve radyolarit sedimantasyonu doğrudan doğruya deniz suyunda önemli miktarda Si, Fe ve manganezi serbest bırakan ofiyolitli püskürmelere bağılı görülmektedir [129, 131, 132].

2.1.3. Antalya bölgesinin depremselliği

Antalya ve çevresi; Fethiye - Burdur Fay Zonu, Helenik - Kıbrıs Yayının Plini ve Strabo hendekleri ile Antalya Körfezi'ne uzanan bölümü ve Aksu Bindirmesi boyunca uzanan faylarda meydana gelen hasar yapıcı depremlerden etkilenmektedir.



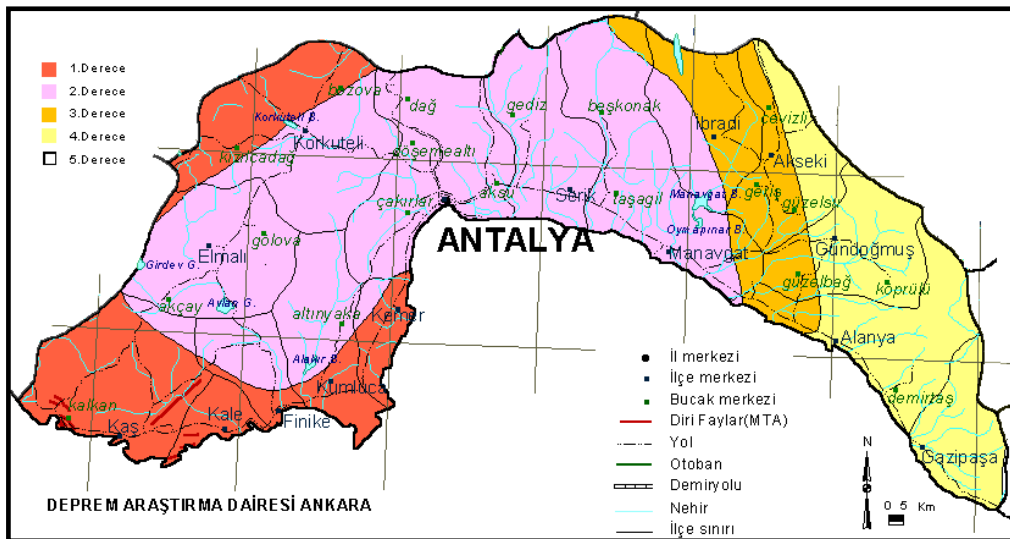
Şekil 2.7.Çalışma alanının yer aldığı Kumluca, Sarıkaya'nın diri fay haritası [141] (:Çalışma alanı)

Depremler Helenik - Kıbrıs Yayının Plini ve Strabo hendekleri boyunca yoğunlaşmaktadır. Hasar yapıcı ve yıkıcı depremler bu faylar boyunca olmaktadır.

Antalya Körfezi'nde yoğun mikro deprem etkinliği gözlenmektedir. Aksu Bindirme Fayı boyunca hasar yapıcı bir deprem meydana gelmemiştir. Aksu Bindirme

Fayı'nda 1964 yılından günümüze kadar (MS. 4.0) değerlerinde elli üç deprem oluşmuştur. Fethiye Körfezi boyunca Termesos ve Phaselis' e kadar uzandığı düşünülen bir fayın olduğu belirtilmektedir. Kalıntılardaki sütunlarda blok dönmeleri olduğu için her iki antik kentin depremlerden yıkıldığı tahmin edilmektedir.

Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı'ndan temin edilen deprem kayıtlarında Antalya ve çevresinde 1924 tarihinden günümüze kadar 153 deprem olmuştur. Depremler Cumhuriyet döneminde kayıt edilen aletsel depremlerdir. Kayıt edilen depremlerin magnitüd değeri $M > 4.0$ olan depremlerdir. Magnitüd değeri $M > 5.0$ olan, 25 deprem kayıt edilmiştir. Çalışma alanımızın yer aldığı Antalya ili, Kumluca ili, Sarıkaya mevki deprem haritasında da görüldüğü üzere 2. dereceden deprem bölgesinde yer almaktadır (Şekil 2.8.)



Şekil 2.8. Antalya ili deprem haritası (Deprem Araştırma Dairesi)

Depremlerin derinliği 1-160 km. arasında değişmektedir. Kayıt edilen en büyük deprem, 01 Mart 1926 tarihinde olan Ms 6.4 büyüklüğündeki depremdir.

Antalya ve çevresinde meydana gelen depremler, sığ ve orta derinlikteki depremlerdir. Antalya'nın güney batısında meydana gelen bazı depremlerin derinliği 100 km. civarında olabilmektedir. Antalya'da meydana gelen en son deprem, Kandilli Rasathanesi verilerine göre 29.11.2006 tarihinde derinliği 79.4 km, büyüklüğü Md 3.6 olan Antalya-Körfez ile 18.12.2006 tarihinde derinliği 5.0 km,

büyüklüğü Ml 4.1 olan Antalya- Çakırlar depremidir. Çakırlar depremi hissedilmiştir. Bu depremlere bakıldığında Antalya’da son yüz yılda büyük ve yıkıcı bir deprem olmamıştır.

Antalya da bulunan önemli faylar şu şekilde sıralanabilir;

Beydağları Fayı; Beydağları’nın doğu yamacında, yaklaşık KD-GB doğrultusunda uzanım gösteren bu fay 40 km civarında uzunluk sunar. Düşey atım gösteren bu fayın KB kesimi oldukça yükselmiş ve Beydağlarının bugünkü yükseltisini oluşturmuştur.

Akçay Fayı; Toçakdağı batı yamacında, Toçakdağı Antiklinali’nin batı kanadında gelişen bu fay, K-G yönünde uzanımına sahip olup düşey atımlıdır. Akçay Fayı doğu kesimi yükselmiş ve Toçakdağı’nın bugünkü yükseltisinde etkili olmuştur. Yaklaşık olarak 15 km civarında uzanım sunan bu fay, güneyde Finike Ovası’nda, Kuvaterner oluşuklarında kaybolur.

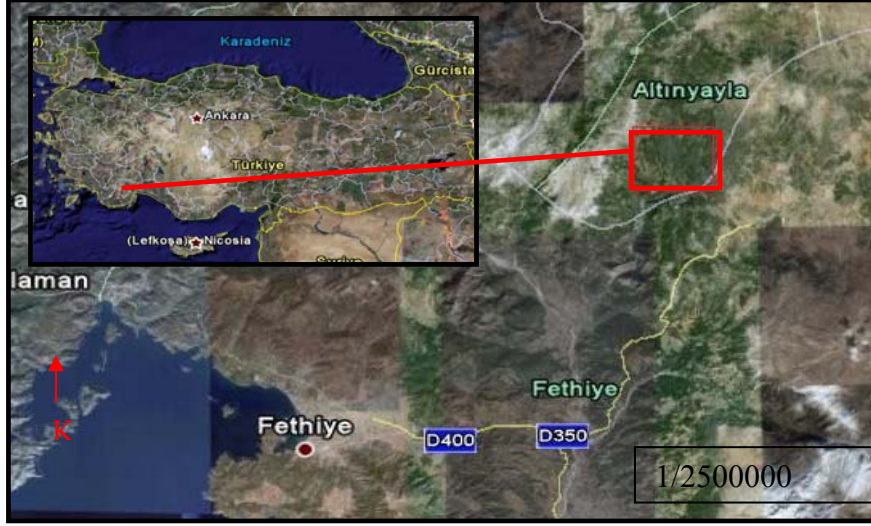
Kerimdağı Fayı; KKD-GGD yönünde gelişmiştir. 12 km uzanım gösterir. Düşey atım sunan Kerimdağı Fayı’nın batı kesimi yükselmiştir.

Karaçay Fayı; Tekirova-Ulupınar arasında Karaçay boyunca uzanır. DKD-BGB yönünde ve yaklaşık 10 km uzanım gösterir. Kuzeybatısındaki Triyas ve Üst Senoniyen yaşlı çökellerle güneydoğudaki Karadağ Formasyonu’nu yan yana getirir. Doğrultu atımlı olabileceği sanılan bu fayda, doğrultu atımı belirtecek veriler gözlenmemektedir [123].

2.2. Muğla- Fethiye’nin Tanıtılması

Fethiye, Akdeniz Bölgesi’nin batı kesiminde, Muğla iline bağlı bir ilçedir. Yüzölçümü 3.059 km²’dir. Doğu ve Güneydoğu’da Antalya ili, güney, güneybatı ve batıda Akdeniz, kuzeybatıda Dalaman ilçesi, kuzeyde de Denizli ve Burdur illeri ile çevrilidir. Antik Telmessos kentini de içinde saklayan Fethiye ilçesi, Fethiye Körfezi’nin doğusunda, Fethiye Ovası’nın güneybatısında yer alır. Çalışma alanı

Gökben (Altınyayla), Fethiye'nin 35.4 km kuzeydoğusunda yer almaktadır (Şekil 2.9.).

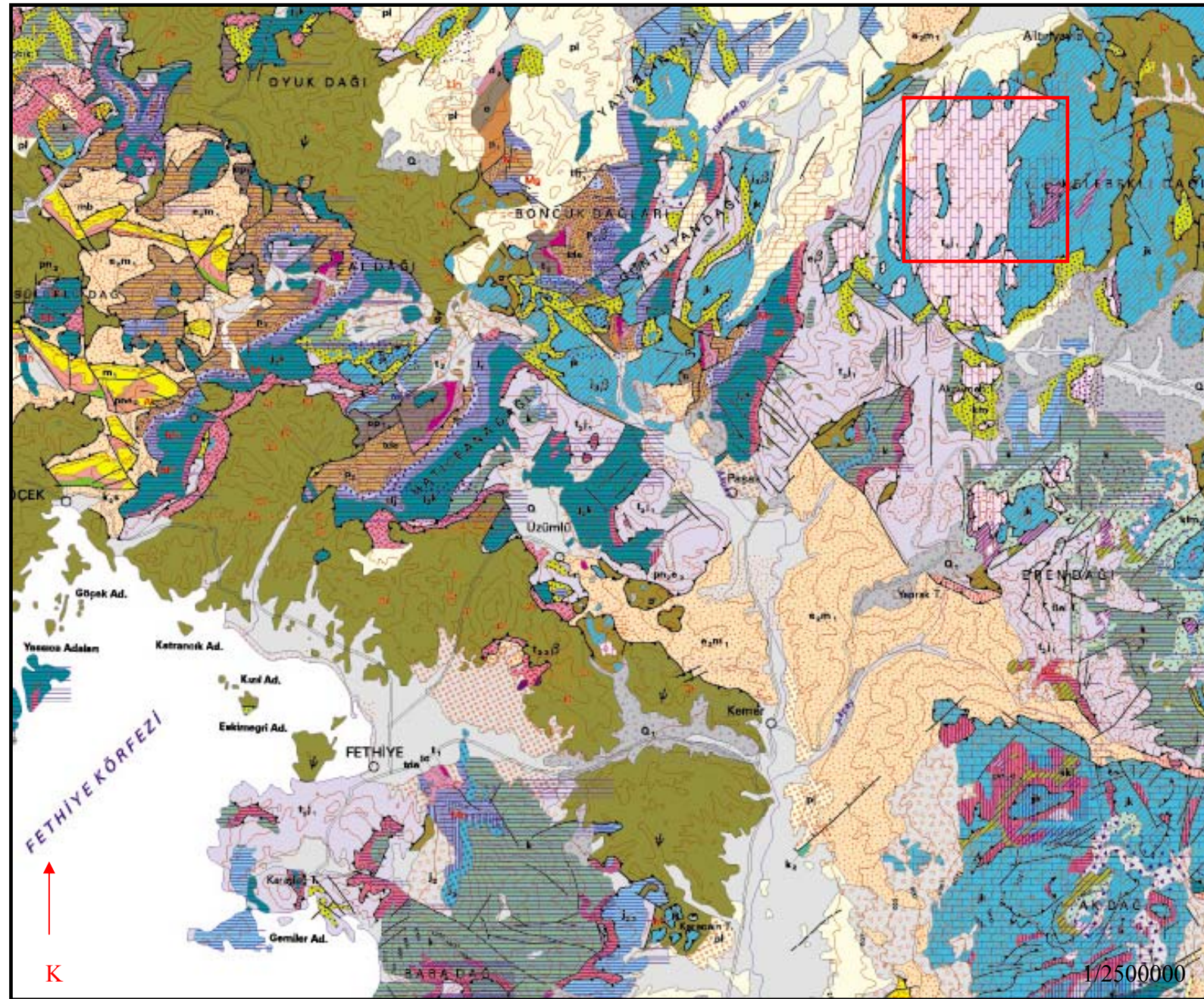


Şekil 2.9. Çalışma alanının (Muğla-Fethiye) yer bulduru haritası (Google Earth) (□ :Çalışma alanı)

2.2.1. Muğla-Fethiye bölgesinin jeolojisi

Fethiye yerleşim alanı ve yakın çevresinde, Tavas Napı'na ait Ladiniyen yaşlı kireçtaşlarından oluşan Karapınar Formasyonu, Karniyen-Noriyen yaşlı bitkili kumtaşı ve Liyas yaşlı şeylerden oluşan Belenkavak Formasyonu, alglı kireçtaşı-dolomitik kireçtaşından oluşan Ağaçalı Formasyonu; Bodrum Napı'na ait Triyas yaşlı Kayaköy Dolomiti ve Marmaris Ofiyolit Napı'na ait Kretase yaşlı Marmaris Peridotiti yer almaktadır [126]. Çalışma alanı ve çevresinin yer aldığı Likya napları olarak isimlendirilen formasyonun jeolojik haritası Şekil 2.3.'de verilmiştir.

Çalışma bölgesinde ayırt edilebilecek durumda bulunan birkaç kuşak, morfolojik bakımdan az çok birleşik üniteler halinde birlikte incelenebileceği gibi, stratigrafileri bakımından da farklı formasyonlar olarak incelenebilirler.



Şekil 2.10. Çalışma alanı içerisinde yer alan Fethiye-Altınayla ve çevresinin jeoloji haritası (M.T.A) (: Çalışma alanı)

ÜST LÜTESİYEN-PRİABONİYEN	$e_{2,3}$	Kumtaşı, kilit, konglomera, kiretaşı vb. (yamaç-havza)
	$e_{1,2}$	Bazalt, spilit
ÜST PALEOSEN-LÜTESİYEN	$pt_{2,3}$	Breg (yamaç-havza)
	$pt_{1,2}$	Kiretaşı, kumtaşı, breg, konglomera, kilit, bazalt, spilit vb. (havza)
ÜST PALEOSEN	pt_1	Kiretaşı, az oranda kumtaşı, konglomera, kilit (self)
MAASTRİHTİYEN	km	Olistostrom (havza)
ÜST KRETASE	k_1	Andezit α Gabro β Bazalt
KRETASE	k_2	Ofiyolitli melanit, bazen ofiyolitli olistostrom dahil
	k_3	Peridotit, dunit
	sr	Serpantin
	am	Amfibolit
MAASTRİHTİYEN	km	Olistostrom
ÜST SENONİYEN	kn	Breg (yamaç-havza)
	kln	Bloklu fly (havza)
SANTONİYEN-KAMPANİYEN	ksl	Mikrit, görkü mikrit (yamaç)
KRETASE	k	Mikrit, görkü mikrit (yamaç, havza)
TOARGİYEN-KRETASE	t_3	Mikrit, görkü mikrit (yamaç, havza)
JURA-KRETASE	j_4	Mikrit, görkü mikrit, az oranda radyolarit, gört, spilit, bazalt vb. (havza)
	j_3	Kiretaşı (self)
MALM	m_2	Spilit, spilitleşmiş bazalt
	m_1	Kiretaşı (self)
DOGGER-MALM	j_2	Kiretaşı (self)
DOGGER	d_1	Mikrit, görkü mikrit (yamaç-havza)
LİYAS	l_1	Kiretaşı, dolomit, dolomitik kiretaşı (self)
ÜST TRİYAS-LİYAS	t_3	Kiretaşı, dolomit (self)
ORTA TRİYAS - LİYAS	t_2	Kiretaşı (self)
ORTA TRİYAS-LİYAS	t_2	Dolomit (self)
RESİYEN-ALT LİYAS ?	r_1	Konglomera, kumtaşı, çamurtası (karasal)
ORTA-ÜST TRİYAS	t_1	Spilit, bazalt, spilitleşmiş bazalt (havza)
	t_1	Kumtaşı, kilit, kiretaşı, dolomit vb. (self-yamaç)
KARNİYEN-NORİYEN	nd	Kumtaşı, şey (yamaç)
LADİNİYEN	ld	Kiretaşı (self)
ANİSİYEN-ALT LADİNİYEN	an	Kuvarek (self-koyu)
ÜST PERMİYEN	p_3	Kiretaşı (self)
	p_2	Kumtaşı, şey, az oranda spilit, bazalt, radyolarit, gört (havza)
	p_2	Spilit, bazalt (havza)
ALT PERMİYEN	p_1	Kiretaşı (self)
KARBONİFER	c	Kiretaşı (self)
KARBONİFER-ALT PERMİYEN	cp_1	Kiretaşı (self)

2.2.1.1. Fethiye'nin kuzeyindeki dağlık bölge

Bu bölgenin güney kesimi, fazla oranda merkezî bir peridotit masifi tarafından işgal edilmektedir. Batıda ve kuzeyde bulunan Kretaseye ait kalkerler (Aygırdağ, Dumludağ, Çaldağ masifleri) peridotitlerin üzerinde oturmaktadırlar. Kretase kalkerleri arasında, kuzeybatıdaki Karacaören çevresinde Tersiyere ait filiş fasiyesinde bir alan bulunmakta ve Çenger-Kıloluk sahasına kadar uzanmaktadır. Karacaören civarında da yine Miyosene ait kalkerler yerleşmiştir. Doğudaki Esençay vadisinden bu yana, Oligosen ile Miyosene ait klastik sahalarda peridotit üzerinde bulunmaktadırlar. Kuzeyde Üçköprü çevresindeki KB-GD devamlı fay, Fethiye dağlık bölgesini sınırlar [133, 134].

2.2.1.2. Kuzey silsilesi

2000 metreden fazla yükseklikler ile beliren kuzey silsilesi, Nif Karadağı, Yeşilgöl dağı, Göktepe, Kestanelik, Cankurtaran Dağı ve Akdümen Tepesi ile kuzeyde Üçköprü çevresinde ki KB-GD devamlı fayda içine almaktadır. Daha alçak olan batı bölümünde bu silsile bir peridotit masifini içerir. Bu masif Nif Karadağ kalkerleri ve diğer dağların altına kayar. Üzerlerinde peridotitlerin ekaylanmış oldukları ve yaklaşık olarak KKD-GGB yönlü bozulma zonları, Yeşilgöl dağı ile Nif Karadağ arasındaki silsileyi meydana getirirler. Karadağ'ın doğu bölümü Paleozoik kalkerler ve kuvarsitlerden oluşmaktadır. Başka faylar veya bozulma zonları Kestanelik, Cankurtaran Dağı ve Mastaköy çevresindedirler. Ambarkavak peridotit yükseltisinin, bu bölümün Elmalı-Akdağ silsilesine karşı olan sınırını gösterdiği düşünülmektedir. Kısmen Kretase, kısmen de Jura-Trias ve Permo-Karbonifere ait olan kuzey silsilesi kalkerlerinin bazı bölümü, Esençay Vadisi'ne dikine inen doğu kısmında Eosene ait filiş formasyonlarından meydana gelmiştir [126].

2.2.1.3. Elmalı-Akdağ silsilesi

Elmalı-Akdağ silsilesi, doğudan kuzey silsilesine katılarak, 3000 metreyi aşan doruğu ile Tersiyere ait filiş formasyonları üzerine biner ve bir kama şeklinde güneye uzanır. Büyük kalker masifinin bazı bölümünde gerek batıdaki Esençay Vadisi,

gerekse doğudaki Elmalı Yaylası üzerinde mostra veren Tersiyere ait filiş formasyonları silsileyi güneyden çevrelerler. Takibeden filiş formasyon, Akdağ masifini bir örtü bloğu halinde silsilenin ana kısmından ayırır. Elmalı-Akdağ fasiyes bakımından kuzey silsilesine benzeyen kalkerlerden oluşmaktadır [126].

2.2.1.4. Aşağı Esençay Vadisi

Esençay alt yatağında, yani doğuda ve batıda, büyük ve hemen hemen 2000 metre yüksekliğinde dağ masiflerinin eşliğinde yer alır. Doğuda Karakozdağ, Gavurdağ ve Dumanlıdağ masiflerini oluşturan kalkerler Kasaba bölgesine ve Akdağ masifine doğru vadilerle sınırlanmış olup, bunlar filiş fasiyesindeki çökellerle dolmuşlardır. Batıdaki Esençay Vadisi ile sahil arasındaki masifler Avdancık-Babadağ ve Mendosdağ masifleridir. Bu bölgenin masif kalkerleri Karakozdağ, Gavurdağ ve Dumanlıdağ masiflerinde olduğu gibi, genellikle Kretaseye aittir. Adı geçen masifler kuzeyde Fethiye Dağları'ndan dar ve yatkın Mersinlidere Vadisi ve Boynuzdere ile ayrılmış olan bir peridotit masifinin üzerindedirler [126].

2.2.2. Muğla-Fethiye bölgesinin stratigrafisi

2.2.2.1. Paleozoik

Fethiye Bölgesi'nde, Paleozoik birimlerin varlığını ilk olarak araştıran [109] olmuştur. Bu araştırmacının Nif çevresinde bulduğu siyah ve fosilli bir kalker parçası ve Üst Karbonifer yaşında bulunmaktadır. Burada gri-koyu gri, genellikle kırmızı bozuşmuş fosilli kalkerler bulunmakta ve bunlara kızıl ve mor kuvarsitler eşlik etmektedir.

Paleozoik kayalardan başka bir oluşum da kuzey silsilesi içindeki Karadağ - Nif sahasındadır. Burada da koyu gri, iri bantlı ve genellikle kumlu kalkerler ile açık renkli, esmer, bozuşmuş veya yeşilimsi gri kuvarsitlere rastlanır. Kuvarsitler metrelerce kalınlıkta ara katkıları halinde, kalkerler arasına sokulmuşlar ve bunlarla birlikte kıvrılmışlardır [126].

2.2.2.2. Yaşlı Mezozoik

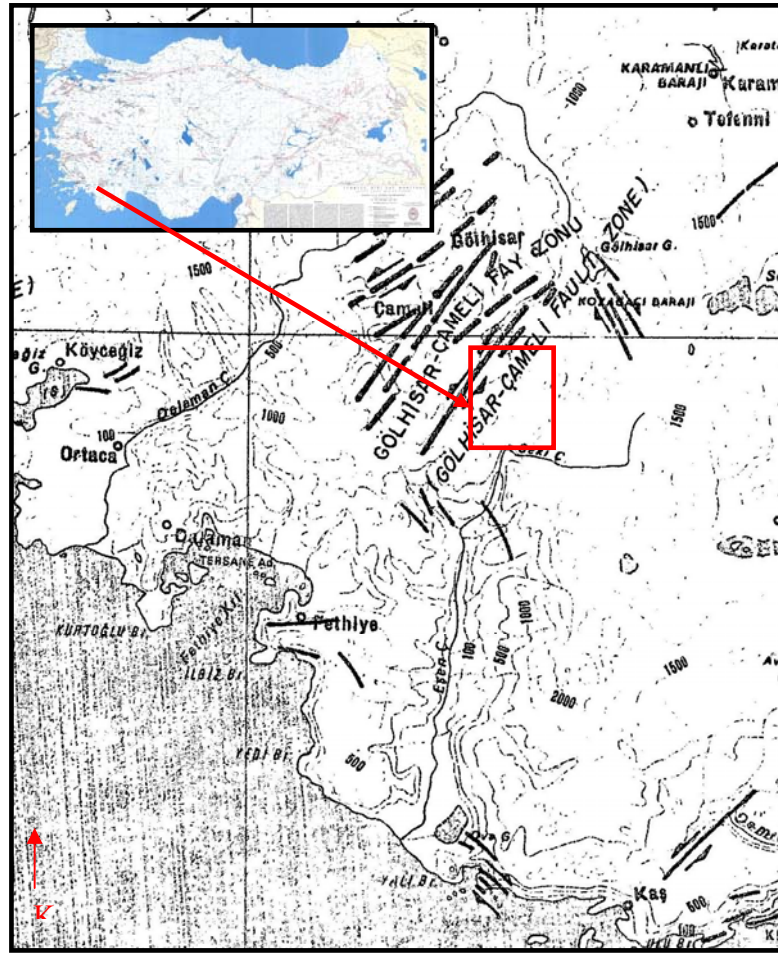
Triasa ait olan masif ve yaklaşık olarak 600-1000 metre kalınlığındaki gri, genellikle rekristalize kalkerler, Esençay Vadisi'nin kuzeydoğu ucundaki Ambarkavak civarında mostra verdiği tespit edilmiştir. Bunların üst bölümlerinde kalker yosunları bulunmaktadır. Bu masif kalkerlerin üzerinde gri - koyu gri, dolomitik kalkerler ve onların da üzerinde masif, koyu gri, kısmen kristalizasyonu değişmiş kalkerler bulunmaktadır. Yaklaşık olarak 200 metre kalınlığında bulunan, kısmen kırmızı ve yeşil marnlı kalkerlerden ve kısmen gri esmer, kumlu ve gri, breşik ve dolomitik kalkerler ile sarımtırak gri kalkerlerden oluşan serinin Permiyen ile Üst Jura arasındaki zaman bölümüne eş tutulması gerekir [126].

2.2.2.3. Kretase

Kretase içindeki fasiyes değişikliği Beydağları, Alakırçay Vadisi ve sahil silsilesindeki fasiyes değişiklikleriyle çok iyi bir şekilde anlaşılmaktadır. Alakır Çayı'nın K-G yönlü vadisi içinde kırmızı ve yeşil hornfelslerden, kuvarsitik ve kalkerli grelerden, kırmızı ve gri şistlerden, hornfels içeren, saf ve hafif kumlu, gri, kızıl ve esmer kalkerlerden oluşmuş bir seri mostra vermiştir. Bütün bu kısımlar genellikle ince levhalar halinde tabakalanmış olup, kısmen damar veya yumru şeklinde gelişmişlerdir. Seri içine ara katkısı halinde gri ve değişik büyüklükte resif kalkerleri ile bazik - ultrabazik derinlik kayaçları ile volkanik kayaçlar katılmıştır [126].

2.2.3. Muğla-Fethiye bölgesinin depremselliği

Çalışma alanının yer aldığı Fethiye yerleşim alanı (Altınyayla), Türkiye'nin aktif fay zonlarından Fethiye-Burdur Fay Zonu (FBFZ) üzerinde olup, 1. derece deprem bölgesidir (Şekil 2.11.).



Şekil 2.12. Fethiye, Gökben’de yer alan çalışma alanının diri fay haritası [141] (:Çalışma alanı)

NASANOAA kaynaklı USGS-NEIC verilerine göre, bu yörede oluşan depremlerin en büyüğü ise 8.39 Ms büyüklüğünde 27 Ağustos 1886 Bodrum depremidir. Eldeki verilere göre, M.S. 11-2000 yılları Muğla deprem yöresinde magnitüdü 4 (şiddeti IV) ve daha büyük 803 deprem meydana gelmiştir.

M.S. 11-1900 yılları arasında Muğla deprem yöresi ile ilgili tarihsel döneme ait ancak 36 deprem kaydı bulunmaktadır. M.S. 1900-2000 yılları arasında (aletsel dönemde) elde edilebilen kayıtlara göre, son iki bin yılda Muğla deprem yöresinde meydana gelen süre magnitüdü 4 ve daha büyük 803 depremin 767’si bu dönemde kaydedilmiştir. Muğla sismotektonik yöresi, tektonik bakımdan oldukça aktif bir özellik taşımaktadır. İnceleme alanı, sık sık şiddetli depremlere sahne olmuştur. Deprem üreten fayların çoğu kısa olmakla birlikte, nispeten daha uzun doğrultu

atımlı fayların da varlığı, Muğla deprem yöresi için büyük bir risk oluşturmaktadır [135- 140].

BÖLÜM 3. ÇALIŞMADA KULLANILAN JEOFİZİK YÖNTEMLER

3.1. Özdirenç Yöntemi

Elektrik özdirenç yöntemi en sık kullanılan jeofizik yöntemlerden biridir. Elektriksellik, elektroliz işlemiyle yeryüzü boyunca oluşan iletimdir ve toprak ile kayalarda bulunan gözeneklilik ile gözeneklerin içerdiği su oranına bağımlı olarak değişim gösterir. Bu yöntemde amaç, yer içindeki yapıların yatay ve düşey yönde elektriğin iletim biçimlerini araştırmaktır. Kayaçlar; elektriği iletme yeteneğinin yanı sıra elektriğin iletimine karşı direnç gösterme özelliğine de sahiptir ve bu özeliğe de dirençlilik adı verilir. Kayaç birimleri içerisinde gözenekliliği az ve sıkı olanlar oldukça zayıf ileticidirler ve yüksek dirence sahiptirler. Buna karşılık gözeneklilik miktarı arttıkça gözeneklerdeki sıvı oranına bağlı olarak iletkenlik artar ve direnç azalır [1, 142].

3.1.1. Toprağın elektriksel özellikleri

Toprağın akım iletimi elektrolitik bir olaydır ve içerikteki nem bu olayı etkiler. Toprak çeşitlerindeki direnci etkileyen faktörler şöyle açıklanabilir:

3.1.1.1. Toprağın nem içeriği

Uzun süre yağış almayan yerlerde yer altı su seviyesi düşeceğinden özdirenç yüksek olacaktır. Ayrıca, uzun süre yağış almayan bir bölge yakın zaman içerisinde güçlü bir yağış almışsa, nem yüzeyde kalacağından elektrotlara kısa devre yaptıracağından ölçüm sonuçlarını etkileyip yanlış sonuçlara varılmasını sağlayabilir.

3.1.1.2. Geçirgenlik (Permeability)

Bir toprağın yüksek oranda nem içeriğine sahip olması, akımın çok iyi akması için yeterli değildir. Toprağın su tutabilmesi gözenekliliği ile doğru orantılıdır. Böylece, gözeneklilik ile geçirgenlik arasındaki ilişki yardımıyla akımın iletimindeki geçirgenliğinde önemli olduğu ortaya çıkmaktadır. Bununla beraber toprağın içerisindeki bitki sapları ve toprak türü de geçirgenlik üzerinde etkilidir.

3.1.1.3. İyon içeriği

Toprakta çözülmüş durumda bulunan çeşitli tuzların elektrik iletimine etkisi büyüktür. Topraktaki iyon durumunu, jeolojik yapı, yağmur suyu, modern tarımsal gübreleme ve çeşitli kültürel işlemler etkiler.

3.1.1.4. Isı

Özdirenci etkileyen bir başka olay da, toprağın ısısındaki değişimlerdir. Bu konuda Hesse (1966 a,b) tarafından yapılan ayrıntılı bir çalışma özdirencin topraktaki ısı değişikliklerinden etkilendiğini ortaya koymuştur. Hesse, bu çalışmasında her 1°C'deki artışın özdirenç üzerinde yaklaşık %2'lik bir azalmaya neden olduğunu göstermiştir. Birçok araştırma belirli sıcaklıklar altında yapıldığından, ısının arkeolojik yapılar üzerinde çok etkili olmadığını söyleyebiliriz [142].

3.1.2. Ölçümleri Etkileyen Faktörler

En sade anlatımıyla özdirenç yöntemi; iki farklı noktadan yere çakılan iki metal çubuk yoluyla yeraltına gönderilen elektrik akımının yer altında oluşturduğu gerilimin diğer iki farklı noktaya çakılan iki metal çubuk yoluyla ölçme işlemidir. Bu ölçme işlemini etkileyen bazı faktörler vardır.

3.1.2.1. Değme gerilimleri

Ölçme esnasında elektrotlarla yer arasında, kimyasal özelliklere bağlı olarak, küçük oranlarda doğru akım gerilimleri ölçülür. Elektrot değişimleri sırasında değme gerilimleri arasında farklılıklar olacaktır. Tuzluluğun ve nemin yüksek değerlerde olduğu yerlerde bu farklar yapının etkisini örtebilir. Bu etkiyi ortadan kaldırmak için dalgalı bir akım kaynağı kullanılmasında fayda vardır.

3.1.2.2. Değme direnci

Taşlar, bitki sapları, tarımsal uygulamalar gibi etkenler bir noktadaki toprakla elektrot arasındaki direncin diğer bir noktadakinin farklı olmasına neden olabilir. Bu etkiyi gidermek için toprak sulanabilir ancak bu durumda da suyun derecesine bağlı olarak direnç değerlerinde farklılıklar olabilir.

3.1.2.3. Elektrot uçlaşması

Ölçümlerde doğru akım kullanılması durumunda elektrotlar arasında elektrokimyasal uçlaşma olabilir ve bu da elektroliz benzeri bir olay yaratır. Bu durumda elektrotlar üzerinde zamanla yük birikmesi olur ve ölçülen direnç zamanla artar. Bu etkiden kurtulmak için alternatif akım kaynağı tercih edilmelidir.

3.1.2.4. Doğal akımlar

Yer manyetik alanının geçici değişimlerine bağlı olarak indüklenmiş veya tellürik akımlar gibi doğal kaynaklı akımlar vardır. Bu tür akımlar çok geniş uzanıma sahip olabilirler ve dünyanın hemen her yerinde görünürler. Nadiren de olsa bunlar, ölçümlerde aranılan yapının etkisini örtecek büyüklükte olabilir. Bu tür gürültülerin büyüklüğü, akım yoğunluğuna, yerin öz direncine, elektrotlar arası mesafeye ve elektrotların doğrultularına bağlıdır.

3.1.2.5. Yapay akımlar

Araştırma sahasına yakın yerlerdeki elektrikli demiryolları, elektrik hatları, madenler ve insan yapısı çeşitli elektrik kaynakları yeryüzünde bir akıma neden olur ve kendiliğinden uçlaşmalar meydana gelir. Profil seçiminde bunlara dikkat etmek gerekmektedir. Ancak alternatif profil olasılığı yoksa dalgalı akım kullanmak faydalı olur.

3.1.2.6. Elektrik özdirenç yöntem teorisi

Özdirenç ölçümlerinin teorisinde yer tamamen homojen ve izotrop olarak kabul edilir. Böyle bir ortamda akım kaynağının tek bir nokta akım kaynağının tek bir nokta civarındaki potansiyel denklemi Ohm Kanunu'na göre geliştirilebilir.

Ohm Kanunu bir devreden doğru akım geçirilmesiyle ortaya çıkarılmıştır. Pasif bir devre elemanının üzerinde meydana gelen potansiyel düşmesinin bu elemandan geçen akıma oranı sabittir. Bu oranın niceliği rezistans olarak açıklanır:

$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad (3.1)$$

Bu pasif devre elemanı üç boyutlu, homojen ve izotrop olursa potansiyel gradyent (E) ve akım yoğunluğu (J) aynı yönde olur bu durumda Ohm Kanunu'nun potansiyel şekli;

$$E = \rho J \quad (3.2)$$

Burada (ρ) ortamın özdirencidir. Ortamın iletkenliği, öz direncin tersidir ve

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (3.3)$$

M. K. S. sisteminde birimi mho/m'dir. Burada (σ), yüklerin hareketi ve yoğunluğu ile ilgilidir.

Ohm Kanunu deneysel ve lineerdir. Bu sebeple uygulamalarda belirli koşulların ortaya konması gerekmektedir. Örneğin, uygulama alanında yüksek akım yoğunlukları olduğunda Ohm Kanunu'nda bazı sapmalar görülür. Linerliğin korunması için özellikle elektrot civarlarında alçak akım yoğunlukları (1 Amp/m² gibi) tercih edilmelidir.

E elektrik alanının konservatif olmasından,

$$E = -\nabla V \quad J = \sigma (-\nabla V) \quad (3.4)$$

Burada (V) volt olarak ölçülür.

3.1.2.7. Homojen ve izotrop ortamda potansiyel dağılım

Bir ortamda akım akışı yüklerin korunumu kanuna göre aşağıdaki bağıntıyla belirtilir;

$$\text{div } J = -\frac{\partial q}{\partial t} \quad (3.5)$$

$q = (Q/\text{cm}^3)$ yük yoğunluğudur. Bu denklem süreklilik denklemdir ve stasyoner akım için indirgenerek;

$$\text{div}(j) = \text{div} \left[\frac{1}{\rho} \text{grad } V \right] = 0 \quad (3.6)$$

yazılabilir veya;

$$\text{grad} \left[\frac{1}{\rho} \right] \text{grad } V + \frac{1}{\rho} \text{div} (\text{grad } V) = 0 \quad (3.7)$$

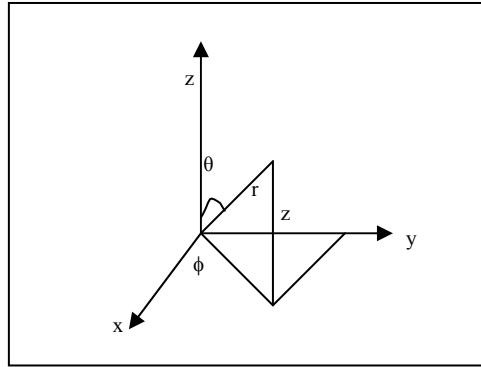
yazılabilir ve bu doğru akım elektrik prospeksiyonunun temel denklemdir. P koordinat eksenine bağımlı değilse yani ortam izotropsa;

$$\nabla^2 V = \text{div grad } V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (3.8)$$

yazılabilir. Bu denklem Laplace Denklemi olarak bilinir. Buna göre buna göre homojen ve izotrop bir ortamda akan doğru akımın potansiyel dağılımı Laplace Denklemi sağlar.

Sonsuz homojen bir ortamda herhangi bir K noktasından I akımı verildiğinde, K'dan r uzaklığında potansiyel sadece r'nin fonksiyonu olacaktır. Buradan Laplace Denklemi küresel koordinatlarda şu şekilde elde edilir;

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \quad (3.9)$$



Şekil 3.1. Küresel koordinatların gösterimi.

$$x = r \sin \theta \cos \phi \quad (3.10)$$

$$y = r \sin \theta \sin \phi \quad (3.11)$$

$$z = r \cos \theta \quad (3.12)$$

Akımın tek bir kaynaktan yayıldığı kabul edilirse ϕ ve θ doğrultularına göre alınan türevlerin ihmal edilmesi koşuluyla akımın bu doğrultulara göre simetrik aktığı kabul edilebilir. O zaman (9) denklemi;

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) = 0 \quad (3.13)$$

olur. Bu denklemin integrali alınarak,

$$V = C_1 + \frac{C_2}{r} \quad (3.14)$$

denklemini elde edilir. Kaynaktan çok uzakta bulunduğu kabul edilen potansiyel sıfır alınırsa entegrasyon sabiti $C=0$ olur. Bu noktada eş potansiyel yüzeyleri küreseldir ve elektrik çizgileri gibi radyaldır.

Herhangi bir r uzaklığındaki akım yoğunluğu;

$$J = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial r} = \frac{1}{\rho} \frac{C_2}{r^2} \quad (3.15)$$

biçiminde yazılabilir. Böylece r yarıçaplı bir yüzeyin dışına akan toplam akım:

$$4\pi r^2 J = \frac{4\pi}{\rho} C_2 \quad (3.16)$$

şeklinde yazılır. Gerekli sadeleştirmeler yapırsa

$$C_2 = \frac{1}{4\pi} \text{ olarak bulunur. Bu durum yarı sonsuz ortam için } C_2 = \frac{1}{2\pi} \text{ olur.}$$

Böylece homojen bir yer yüzeyinde akım kaynağının herhangi bir noktadaki potansiyeli;

$$V = \frac{1}{2\pi} \frac{\rho}{r} \quad (3.17)$$

olarak elde edilir. Arazide özdirenç çalışmalarında akım yer içine iki elektrot aracılığıyla verilir. Bu durumda potansiyel,

$$V = \frac{1}{2\pi} \rho \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (3.18)$$

olur. Burada r_1 ve r_2 kaynak noktalarının P noktasına olan uzaklıklarıdır.

Bu denklemin; ortam homojen ve izotrop olarak kabul edilerek türetildiği unutulmamalıdır. Burada ρ gerçek özdirenci ifade eder. Pratikte yer homojen ve izotrop olmadığından bu denklem geçersizdir ve bu durum için yeni potansiyel

ifadelere gereksinim vardır. Bu tür ortamlarda gerçek öz direnç yerine heterojeniteyi tanımlayacak görünür öz direnç değerinden bahsedilmelidir.

3.1.3. Dizilim çeşitleri

Özdirenç araştırmalarında araştırma alanı, hedeflenen araştırma derinliği, araştırmanın konusu gibi çeşitli değişkenler göz önünde tutularak, kullanılan elektrotlar birçoğ farklı biçimde dizilebilirler. Uzun süredir araştırmacılar yöntemin başarısını artırabilmek için değişik elektrot dizilimleri geliştirmişlerdir. Ölçülen alanın, homojen ve izotrop olduğu varsayılırsa, ortamın özdirenci;

$$\rho = k (\Delta V/I) \quad (3.19)$$

olarak gösterilir. Burada, ρ (ohm.m) ortamın özdirenci, k (m) geometrik faktör, ΔV (volt) potansiyel farkı, I (amper) akımı göstermektedir. Ancak yeryüzü homojen ve izotrop olmadığından yani yanal yönde ve düşey yönde düzensizlikler içerdiğinden potansiyel farkı karmaşık bir ortamın akıma karşı tepkisidir ve ölçülen özdirenç değeri de gerçek özdirenç olmaktan çıkar (ΔV_a) ve görünür özdirenç (ρ_a) olarak adlandırılır. Bu durumda bağıntı;

$$\rho_a = k (\Delta V_a/I) \quad (3.20)$$

olarak yazılır. Bu bağıntı tüm dizilimler için geçerlidir. Elektrotların birbirlerine göre farklı yerleştirilmesinden kaynaklanacak fark, k sabitinin dizilime göre farklılık göstermesiyle aşılır. Özdirenç yönteminde sıklıkla kullanılan elektrot dizilimleri şunlardır.

- Wenner Dizilimi
- Schlumberger Dizilimi
- Dipol Dizilimler

3.1.3.1. Wenner elektrot dizilimi

Wenner elektrot dizilimine göre; iki akım elektrotu (C_1 ve C_2) ve iki potansiyel elektrotundan (P_1 ve P_2) oluşan dört elektrot bir doğru boyunca eşit aralıklarla (Şekil 3. 1.) dizilir. Bu dizilim çeşidinde k geometrik faktörü;

$$k = \frac{2 \pi}{\frac{1}{C_1 P_1} - \frac{1}{C_2 P_1} - \frac{1}{C_1 P_2} - \frac{1}{C_2 P_2}}$$

şeklinde yazılır. Elektrotlar arası uzaklık a olursa;

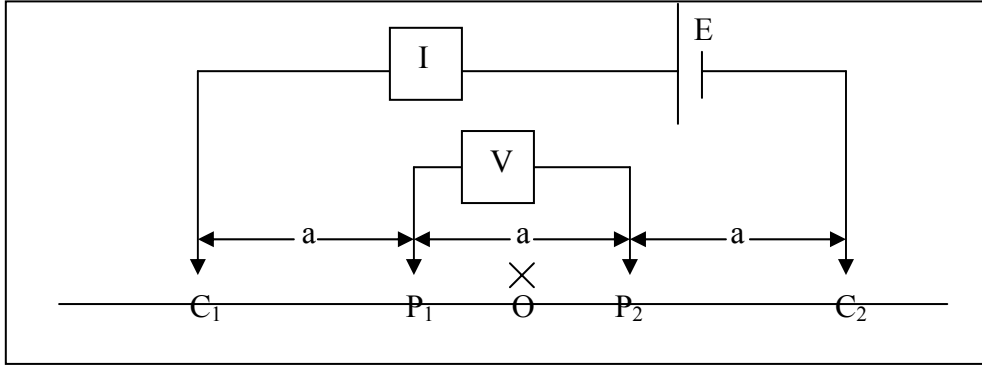
$$k = \frac{2 \pi}{\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{a}} \quad \Rightarrow \quad k = 2 \pi a$$

olarak yazılabilir. Bu durumda Wenner elektrot dizilimine göre görünür öz direnç bağıntısı;

$$\rho_{aw} = 2 \pi a (\Delta V_a / I) \quad (3.21)$$

biçiminde yazılabilir.

Wenner diziliminde elektrotlar $C_1 P_1 P_2 C_2$ veya $P_1 C_1 C_2 P_2$ düzeninde sıralanırsa, Alfa (α) Dizilimi, $C_1 C_2 P_1 P_2$ düzeninde sıralanırsa, Beta (β) Dizilimi, $C_1 P_1 C_2 P_2$ veya $P_1 C_1 P_2 C_2$ düzeninde sıralanırsa, Gama (γ) Dizilimi olarak adlandırılır [143].



Şekil 3.2. Wenner (α) elektrot dizilimi

Wenner elektrot dizilimi yanal süreksizliklerden etkilendiği için daha ziyade sığ araştırmalarda tercih edilir.

3.1.3.2. Schlumberger elektrot dizilimi

Schlumberger elektrot dizilimine göre; elektrotlar, iki akım elektrotu (C_1 ve C_2) ve iki potansiyel elektrotu (P_1 ve P_2) olarak adlandırılırsa, elektrotlar bir doğru üzerinde $C_1 P_1 P_2 C_2$ olmak üzere dizilir. $C_1 P_1$ uzaklığı (a) ve $P_1 P_2$ uzaklığı (b) olarak düşünülürse; elektrotlar arası açıklık $a \gg b$ ($a = 5 b$ gibi) şeklinde olmalıdır. Bu dizilim çeşidinde k geometrik faktörü;

$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{a - \frac{b}{2}} - \frac{1}{a + \frac{b}{2}} - \frac{1}{a + \frac{b}{2}} + \frac{1}{a - \frac{b}{2}}} = \pi \left(\frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right)$$

bu durumda Schlumberger elektrot diziliminde görünür öz direnç;

$$\rho_{as} = \pi \left(\frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right) \frac{V}{I} \quad (3.22)$$

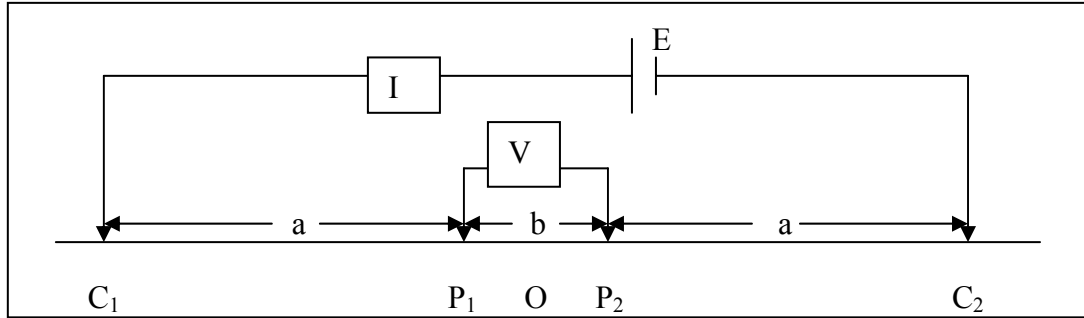
olarak elde edilir. Pratikte $a \gg b$ olduğunda $\frac{b}{2a} \rightarrow 0$ olarak kabul edilir.

$$E = \frac{\partial V}{\partial r} = \frac{\rho I}{2\pi r^2} \quad (3.23)$$

olur ve bu durumda görünür öz direnç;

$$\rho_{as} = 2 \pi r^2 \frac{E}{I} \quad \Longrightarrow \quad \rho_{as} = \frac{b I}{\pi a^2 V} = \pi a^2 \frac{I}{E} \quad (3.24)$$

şeklinde yazılabilir.



Şekil 3.3. Schlumberger elektrot dizilimi

Schlumberger elektrot dizilimi derin araştırmalara imkan verdiği ve uygulaması daha hızlı ve kolay olduğu için bu tür çalışmalarda en çok tercih edilen dizilimdir.

3.1.3.3. Dipole-Dipole elektrot dizilimi

Derin elektrik sondajları için kullanılan bu tip açılımlarda; elektrotlar, iki akım elektrotu (C_1 ve C_2) ve iki potansiyel elektrotu (P_1 ve P_2) olarak adlandırılırsa, elektrotlar aynı doğrultu üzerinde $C_1 C_2 P_1 P_2$ olmak üzere dizilir. $C_1 C_2$ uzaklığı (a), $C_2 P_1$ uzaklığı (na) ve $P_1 P_2$ uzaklığı (a) şeklinde olmalıdır. Bu dizilim çeşidinde potansiyel ifadesi;

$$V_{dd} = \frac{\rho I}{2 \pi} \left\{ \left[\frac{1}{n a} - \frac{1}{(n+1) a} \right] - \left[\frac{1}{(n+1) a} - \frac{1}{(n+2) a} \right] \right\} \quad (3.25)$$

şekindedir. Bu durumda k geometrik faktörü;

$$k = \frac{2 \pi a}{\frac{1}{n} - \frac{2}{n+1} + \frac{1}{n+1}} = a \pi n (n+1) (n+2) = 2 \pi a G \quad (3.26)$$

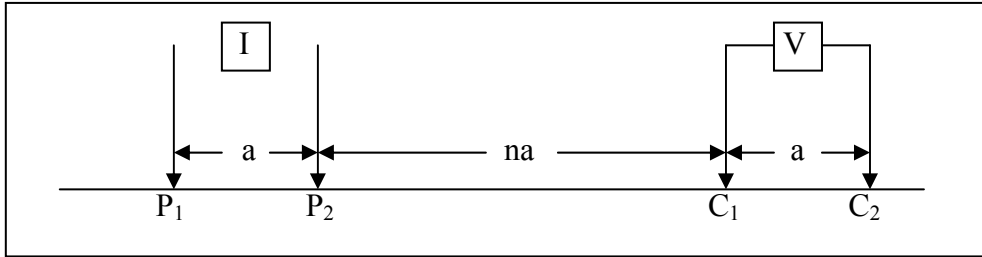
olur. Burada $G = \frac{1}{2} n (n+1) (n+2)$ olup $n = 1$ için, $G = 3$
 $n = 2$ için, $G = 12$

$$n = 3 \text{ için, } G = 30$$

$$n = 4 \text{ için, } G = 60$$

olarak hesaplanır. G sabit olduğundan geometrik faktör a elektrot aralığıyla değişir. Bu durumda görünür rezistivite,

$$\rho_{a_{dd}} = 2 \pi a G \frac{V}{I} \quad (3.27)$$



Şekil 3.4. Dipol – Dipol elektrot dizilimi

3.1.6. Çalışmada kullanılan öz direnç ve IP cihazı

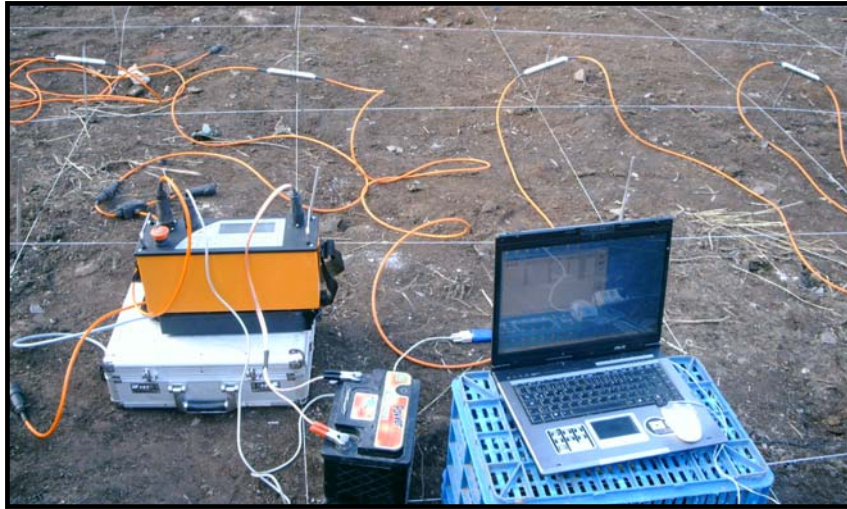


Foto 3.1. Öz direnç ve IP ölçümlerinde kullanılan ARES GF Instrument cihazı

4 kanallı, 48 elektrotlu ARES GF Instrument cihazı 12 V araba aküsü yardımıyla çalıştırılabilmektedir. Cihazın boyutları 3 x 17 x 39 cm, ağırlığı ise 3,5 kg'dır. ARES

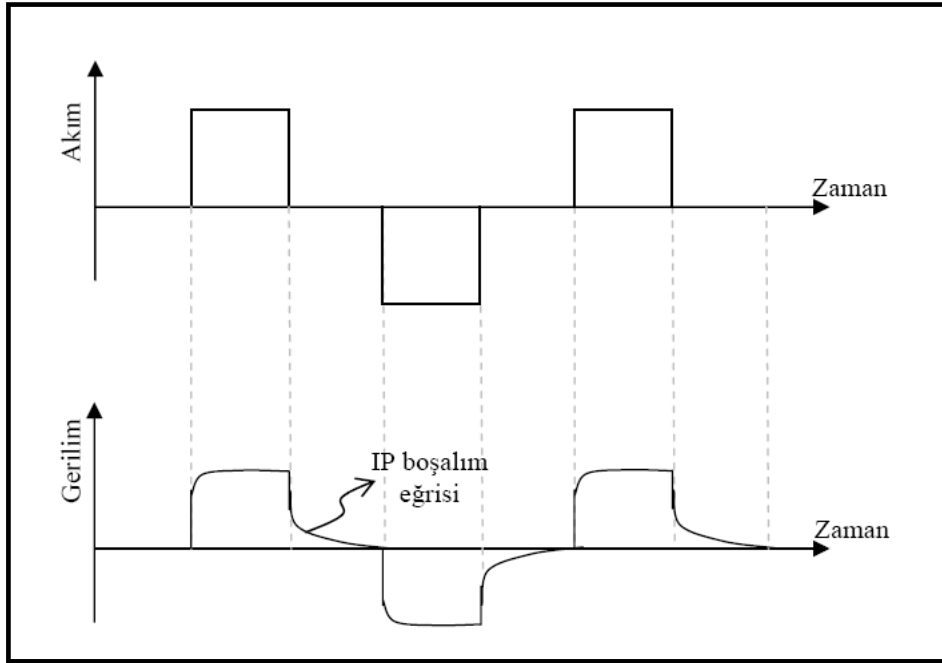
GF Instrument sistemi 2D-3D çoklu elektrot öz direnç tomografisi, VES düşey elektrik sondaj, RP öz direnç profili, SP doğal potansiyel ve IP ölçümlerini kolaylıkla alabilmektedir.

Kendinden uyumlu kontrol sistemine sahiptir. Otomatik mesafe tayini ve kalibrasyon yapabilmektedir. Ölçülen değerlerin otomatik kontrolünü yapabilmektedir. Ölçümün acil bir durumda kolaylıkla durdurulmasını sağlamaktadır. Çok elektrotlu kablo yoluyla profil boyu uzatılabilmektedir. Çıktı ve veri formatı RES2DINV/RES3DINV/SURFER (ve diğerleri) şeklindedir. Azami elektrot sayısı 2D diziler için 200 ve 3D diziler için 1000'dir. Azami profil uzunluğu 10 km civarındadır.

3.2. IP (Induced Polarization) Yapay Uçlaşma Yöntemi

Yapay uçlaşma yöntemi, yer altına gönderilen akımın aniden kesilmesinden sonra ölçülen gerilim farkının aynı anda sıfıra düşmemesi ve belli bir süre azalarak devam etmesine neden olan yerin IP etkisini inceler. IP etkisine neden olan yer altındaki fiziko-kimyasal tepkimelerin kaynağı, metalik mineral varlığında oluşan metalik polarizasyon ve kil minerallerinin varlığında oluşan zar polarizasyonu olarak adlandırılır. İndüklenmiş polarizasyon metodunun gelişmesinin en büyük nedeni; diğer jeofizik metotlarla bulunamayan saçılmış madenlerin bulunmasıdır.

Yer içindeki IP etkisine (şarjabilite) neden olan makroskobik ve mikroskobik olayların oluşum nedenlerinden dolayı, yapay uçlaşma yöntemi daha çok metalik maden yataklarının aranmasında kullanılır. Yapay uçlaşma yönteminin arazi uygulaması, zaman bölgesi ve frekans bölgesi olmak üzere iki farklı şekilde yapılır. Zaman bölgesi ölçümlerde, yere uygulanan doğru akımın kesilmesinden sonra, ölçülen gerilim farkının aniden sıfıra düşmemesi ve belli bir süre azalması sonucu elde edilen gerilim eğrisi IP boşalım eğrisi olarak adlandırılır (Şekil 3.5).

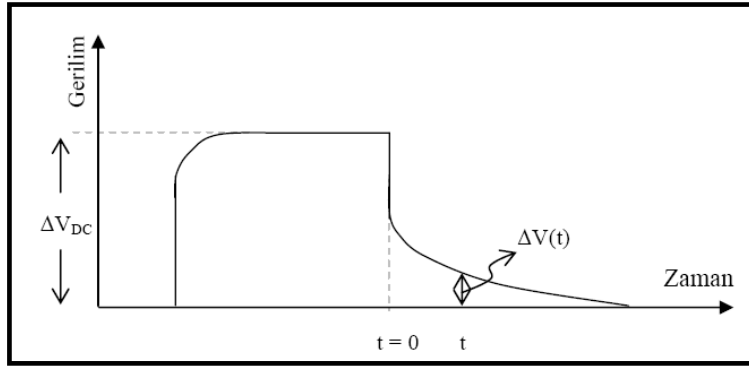


Şekil 3.5. Zaman bölgesi ölçümlerde uygulanan akım, ölçülen gerilim ilişkisi ve IP boşalım eğrisi

Bu eğri incelenerek zaman bölgesi ölçümlerde yüzde IP etkisi (%IP) ve görünür yüklenebilirlik (M_a) parametreleri elde edilir. Doğru akım uygulandığı andaki gerilim farkı (ΔV) ile akımın kesildiği andaki gerilim farkı ($\Delta V(t)$) oranından IP etkisi parametresi elde edilir:

$$\%IP = \frac{\Delta V(t)}{\Delta V_{DC}} \cdot 100 \quad (3.28)$$

Akımın kesildiği andaki ($t=0$) gerilim farkını ölçmek mümkün olmayacağından, $\Delta V(t)$ akımın kesilmesinden belli bir süre sonra (t) ölçülür (Şekil 3.6). Bu t süresi tüm arazide aynı olmalıdır ve genellikle 0.1 – 10 sn aralığındadır.

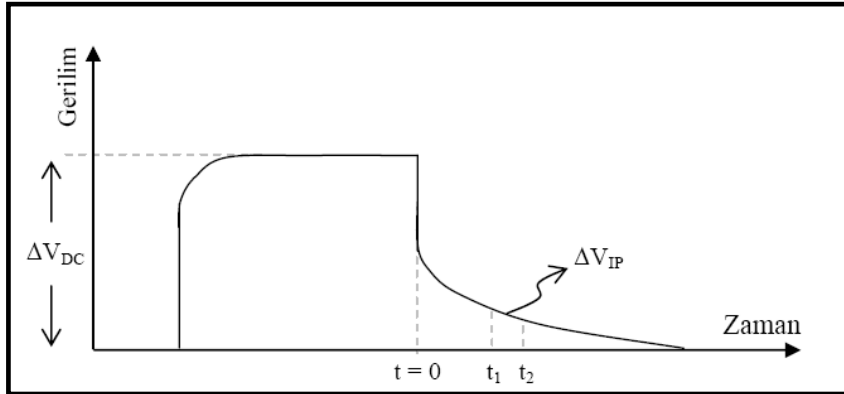


Şekil 3.6. Zaman bölgesi ölçüm tekniğinde yüzde IP etkisi parametresinin bulunmasında kullanılan büyüklükler

Görünür yüklenebilirlik (M_a) parametresi, IP boşalım eğrisi üzerinde, belirli zaman aralıklarında, gerilim farkının integrale edilmesiyle bulunur (Şekil 3.7.).

$$M_a = 1 / \Delta V_{VC} \int_{r1}^{re} \Delta V_{IP} dt \quad (3.29)$$

$$M_a = \frac{1}{\Delta V t} \frac{\int_{r1}^{re} \Delta V_{IP} dt}{\Delta V_{VC}} \cdot \Delta V = t_2 - t_1 \quad (3.30)$$



Şekil 3.7. Zaman bölgesi ölçüm tekniğinde görünür yüklenebilirlik parametresinin bulunmasında kullanılan büyüklükler

Frekans bölgesi ölçümlerde yere alternatif akım uygulanır ve görünür öz direnç ölçümleri yapılır. Uygulanan alternatif akımın frekansının artmasıyla öz direncin azalmasından yararlanılarak geliştirilen bu yöntemde, yüzde frekans etki (% FE) ve metal faktör (MF) parametreleri ölçülür. Yüzde frekans etki,

$$\% FE = \frac{\rho_{DC} - \rho_{AC}}{\rho_{AC}} \cdot 100 \quad (3.31)$$

bağıntısı ile verilir. Burada ρ_{DC} doğru akım ölçümü ile elde edilen özdirençtir. Ancak uygulamada çok düşük frekansta ölçülen özdirenç değeri kullanılmaktadır. Metal faktör ise frekans etki değerinin ρ_{DC} değerine bölünmesiyle elde edilir ve

$$MF = 2 \pi \cdot 10^5 \frac{(FE)}{(\rho_{DC})} \quad (3.32)$$

bağıntısı ile hesaplanır.

Metal faktör, arazide ölçülen bir parametre değildir. Ancak IP etkisi, ana kaya veya yan kayacın özdirençinin etkisiyle değişiklik gösterir. Bu değişikliği belirlemek ve yorumu kolaylaştırmak amacıyla kullanılır. Başka bir deyişle, özdirenç fonksiyonu olarak IP etkisinin düzeltilmesidir ve IP-özdirenç ilişkilendirilmesinde kullanılır. Bu nedenden dolayı metal faktör, IP yönteminde ölçülen tüm parametreler için kullanılır [144].

$$MF = \frac{IP}{\rho_{DC}} \cdot IP = \% \rho_{IP} \cdot M_a \cdot FE \quad (3.33)$$

Diğer bir ölçüm alım yöntemi de, frekans faz ölçüsüdür. Frekans faz ölçümünde, tek bir frekansta alınan ölçüm ile uygulanan akım ve ölçülen gerilim arasındaki faz farkından IP etkisini belirlenir. Doğru akım uygulamalarında görünür özdirenç

$\rho_a = k \cdot (\Delta V / I)$ bağıntısı ile tanımlanırken, alternatif akım uygulamalarında,

$$\rho_a(\omega) = |\rho_a(\omega)| e^{i\rho(\omega)} \quad (3.34)$$

bağıntısı ile karmaşık özdirenç tanımı yapılır. Bu tanımda bulunan ve (3.34) bağıntısı ile tanımlanan faz açısı frekans faz ölçümünde IP etkisini tanımlar:

$$\rho(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\sigma(\omega)}{\sigma(\omega)} \right) \quad (3.35)$$

Frekans faz ölçüsü daha duyarlı ve hızlı olmasına rağmen ölçüm cihazının maliyetinin yüksek olması uygulamaları kısıtlamaktadır.

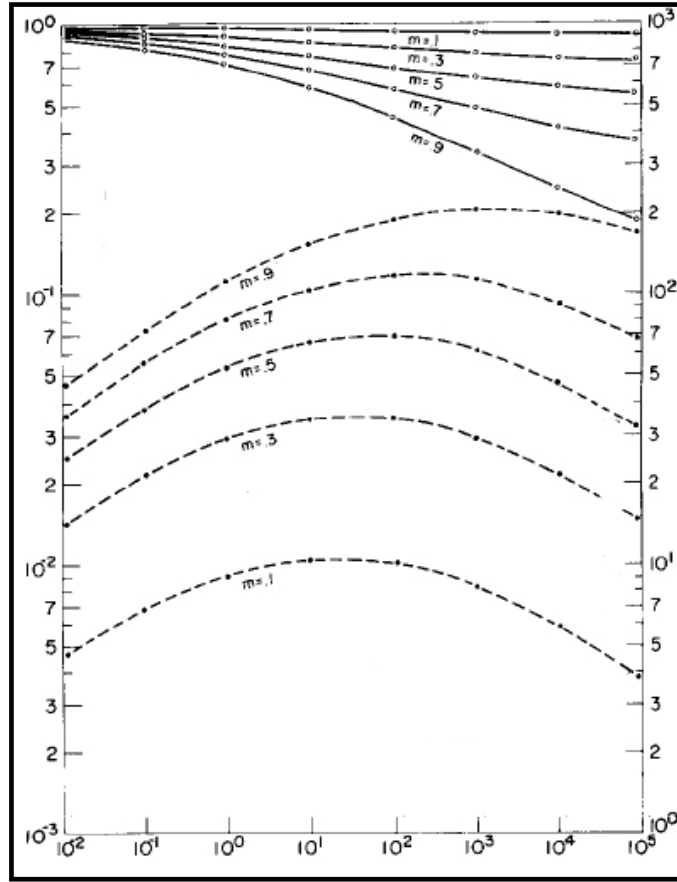
Spektral IP yöntemi (SIP), geniş bir frekans bandında IP ölçümlerindeki genlik ve faz incelemelerinin yapılmasıyla yerin IP etkisinin araştırılmasıdır. Bu yöntemde $10^{-3} - 4.10^3$ Hz aralığında alternatif akım kullanılır. Sonuçta kullanılan elektrot açılımına bağlı bir karmaşık empedans değeri ölçülür:

$$Z(w) = |Z| e^{i \rho(w)} \quad (3.36)$$

Bugüne kadar yapılan çalışmalarda Cole-Cole denkleminin SIP yanıtı olan karmaşık empedansı tanımlayan en uygun bağıntı olduğu gözlemlenmiştir [137].

$$Z(w) = \rho_{DC} [1 - M (1 - 1 / (1 + iw \tau)^c)] \quad (3.37)$$

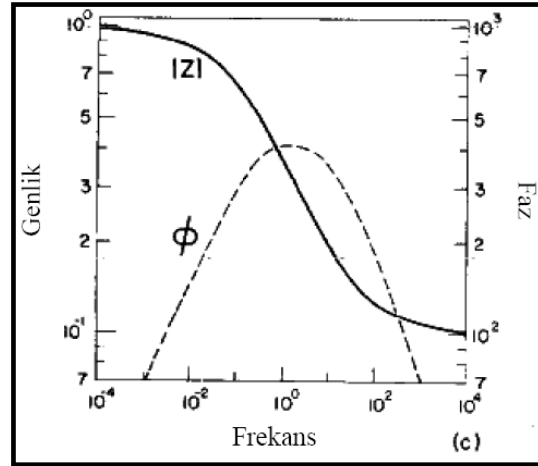
Burada; $Z(w)$, karmaşık empedans (ohm m), ρ_{DC} , öz direnç (ohm m), M , yüklenebilirlik (boyutsuz), w ; açısal frekans (rad sn^{-1}), τ ; zaman sabiti (sn), c ; frekans bağılıdır (Şekil 3.9). Burada c ve τ parametreleri, IP kaynağının tane dokusuna, tane iriliğine bağlıdır. SIP yöntemi, geleneksel IP yöntemlerinin, elektromanyetik kuplaj ve mineral bileşimindeki farklılık gibi nedenlerden dolayı oluşan zayıf noktalarını da ortadan kaldırılmaktadır. Çok kanallı olarak DAÖ ölçümü yapan aletlerin IP ölçümü de yapmaları veri toplama işlemini oldukça hızlandırmıştır. IP ölçümlerinde polarize olmayan elektrotlar, içi çamur dolu ufak çukurlara yerleştirilir. Böylece hem çelik elektrotların kendi polarizasyonunun ölçülmesi engellenir, hem de kontak direnci en aza indirilir.



Şekil 3.8. $\rho_{DC} = 1$ ohm m, $\tau = 0.01$ sn ve $c = 0.25$ değerleriyle hesaplanan Cole-Cole modeli örnek genlik ve faz eğrileri [16]

Maden arama amaçlı yapay uçlaşma ölçümlerinde genellikle profil ölçümleri alınır ve dipole-dipole elektrot açılımı kullanılır. Diğer amaçlı çalışmalarda sondaj, profil, sondaj-profil ölçümleri, amaçlanan araştırma derinliğine göre istenen elektrot açılımıyla yapılabilir.

Veri sunumu, profil eğrileri ve yapma kesitler şeklinde yapılabilir ve yorumcuya nitel yorum imkanı verir. Nicel yorum için gerekli olan gerçek parametre değerleri ters çözüm sonucu elde edilir.



Şekil 3.9. IP etkisini temsil eden basit bir devre modeli için karmaşık empedansın genlik ve fazının frekansla değişimi [144]

IP ölçümü yapan aletlerin çoğu, IP parametrelerinin yanı sıra özdirenç ölçümü de yapmaktadır. Bu çalışmada da IP parametreleri, özdirenç ölçümlerini aldığımız ARES GF Instrument cihazı ile elde edilmiştir.

IP verilerinin yorumu, aletlerde tanımlanan yüklenebilirlik kavramı ile kuramsal yüklenebilirlik kavramının uyumsuzluğundan, karmaşıklaşmaktadır. Farklı sahalardaki IP çalışmalarının karşılaştırılması için, aletler, araştırmalar, kuramsal bilgide uyumlu yüklenebilirlik parametresine gereksinim vardır. Bu amaçla normalleştirilmiş yüklenebilirlik (M_n) parametresi türetilmiştir [27].

$$M = M / \rho \quad (3.12.) \quad n \quad (3.38)$$

3.3. Gravite Yöntemi

Gravite yöntemi temel jeofizik arama yöntemlerinden biridir. Yerçekimi alanından yararlanır. Yeraltı homojen bir yapıda olmayıp magmatik, sedimanter, metamorfik ve ekonomik zenginlikleri oluşturan mineral yoğunlaşmalarından oluşur. Bu kayaçlar ve mineral yoğunlaşmaları yeraltında farklı derinlik, boyut ve farklı yoğunluklara sahiptirler. Tüm bu farklılıklar yerçekimi ivmesinin düşey bileşeninde belirgin değişimlere neden olur. Bu değişimlerin yeryüzünde özel olarak geliştirilmiş aletlerle ölçülmesi ve bu ölçülerin değerlendirilip yorumlanması gravite yönteminin

esasını teşkil eder. Örneğin, krom, masif manyetitler veya masif sülfatlı bir kütle ile yan kayacı arasındaki yoğunluk farkı yerçekimi anomalisine neden olur, bu da krom, manyetit veya masif sülfitin bulunmasına yardımcı olur [1].

Eğer jeolojik bir ortamda yapısal bir farklılık veya bir maden yatağı ile çevresindeki kayaç arasında yoğunluk farkı yoksa böyle bir maden yatağı yerçekimi yöntemi ile aranmaz. Ayrıca yeraltının hep yatay tabakalardan oluşması veya tek düze olması halinde bu durum yine yerçekimi yöntemi ile belirlenemez. Yerçekimi alanı yönteminin uygulanabilmesi için aranan cisim ile çevre kayacı arasında belirgin bir yoğunluk farkının olması gerekir.

Gravite yöntemi; demir (manyetit, hematit), krom ve masif sülfid gibi metalik maden aramalarında, jeotermal ve petrol aramalarında (temel topoğrafyası, yeraltı yapısı ve derinliği) oldukça etkili sonuçlar vermektedir. Ayrıca, gömülü faylar, domsal yapılar, tuz domu ve antiklinal gibi yapıların araştırılmasında, volkanik çıkış merkezleri ve kalderaların belirlenmesinde, yer araştırmalarında (zemin etüdlerinde), karstik boşlukların bulunmasında yani kısaca yoğunluk farkı alan ortamlarda tüm jeolojik problemlerin araştırılmasında başarıyla uygulanmaktadır.

3.3.1. Gravite yönteminin amacı

Gravite yöntemi genellikle özgül ağırlıkları yüksek olan krom, demir, barit, kurşun ve bakır madenleri veya özgül ağırlığı düşük tuz, jips, pomza aramalarında doğrudan birincil yöntem olarak kullanılmaktadır. Bu tür madenlerin küçük yataklar oluşturduğu düşünülüyor ise mutlaka mikrogravite aleti kullanılmalıdır. Ayrıca yöntem topoğrafyadan fazlasıyla etkilendiği için engebeli arazilerde mikrogravite aleti daha da dikkati kullanılmalıdır. Hatta arazi uygulamasına başlamadan önce aranan madenin beklenen büyüklüğüne göre kaç miligal'lik anomali elde edilebileceği ve aletin bu anomaliyi algılayıp algılamayacağı test edilmelidir.

Gravite yönteminde yeryuvarının gravite ivmesi (g)'nin değişimleri incelenir. (g)'nin ölçülmesinden elde edilen sonuçlar yorumlanarak yeraltının durumu saptanmaya çalışılır. Sonuçlarda görülen değişimler yeraltındaki cisimlerin yoğunluk farklarından

ileri gelir. Bu yöntemin sonuç verebilmesi için yeraltında belirgin bir yoğunluk farkının olması gerekir. Jeofizik yöntemlerde kütle hesabı yapılabilen tek yöntem gravitedir [145].

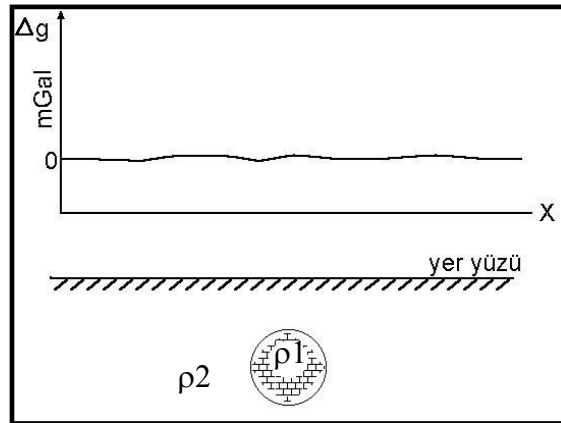
Gravite ölçümlerindeki amaçlar şunlardır:

- i) Yerin gravitasyon alanındaki değişimlerin incelenmesi,
- ii) Ölçümlerden elde edilen değerlerin yeraltındaki durumun saptanmasına yönelik çalışmalar,
- iii) Haberleşme için yerçekimi ivmesinin ölçülmesi,
- iv) Askeri amaçla (kıtalar arası güdümlü füzeler fırlatmak için).

3.3.2.Gravite yönteminde belirsizlik

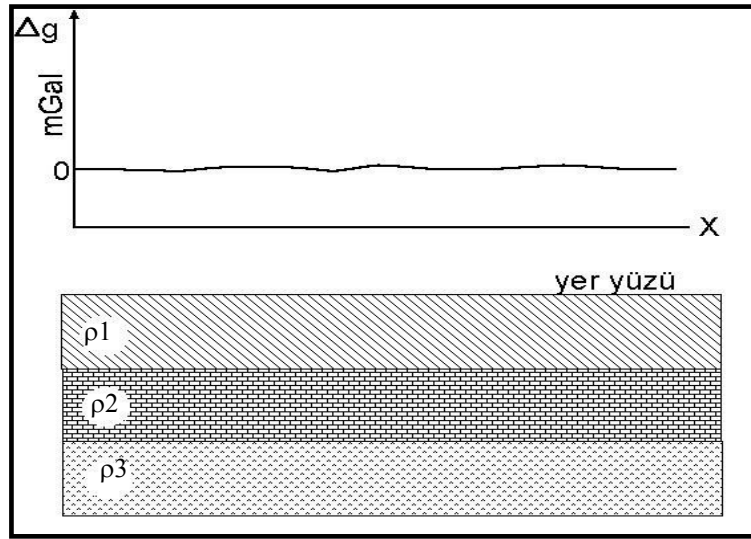
Gravite yöntemi aşağıdakilerden biri veya ikisinin birden oluşması durumunda sonuç vermez ve herhangi bir yoruma gidilemez [145].

- i) Eğer bir maden yatağı ile yatağın etrafındaki kayaçların yoğunlukları arasında bir fark yoksa,



$$\rho_1 = \rho_2$$

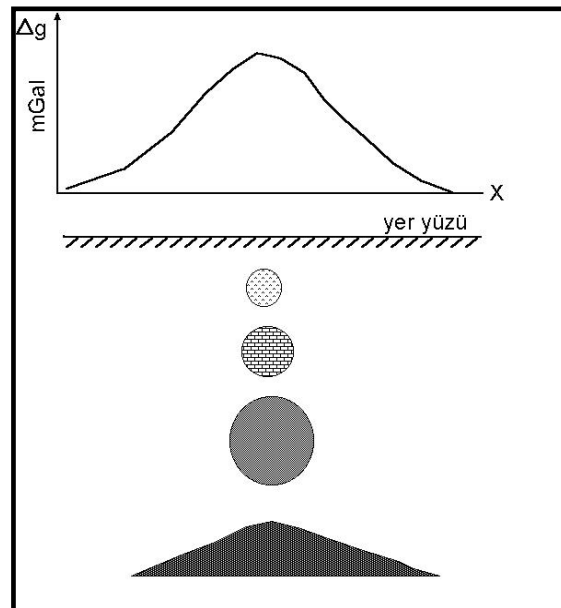
ii) Yeraltının hep yatay tabakalardan oluşması halinde bu durum gravite yöntemiyle bulunamaz.



$$\rho_1 \neq \rho_2 \neq \rho_3$$

3.3.3. Gravite yönteminde çözümsüzlük

Yeraltında aşağıdaki gibi farklı geometrilerdeki yapıların bulunması durumunda gravite yöntemi çözümsüzdür [145].



3.3.4. Gravite anomalilerinin kaynağı

Yeryüzünde ölçülen bütün gravite anomalileri kayaçların yatay yoğunluk değişimlerinden ileri gelirler. Eğer yeri oluşturan malzemeler yatay homojen yoğunluklu tabakalar olsaydı, yoğunluk düşey olarak değişse dahi hiçbir gravite anomalisi vermeyecekti. Yer kabuğunu oluşturan tabakalar farklı yoğunluklu kütlelerin bir araya gelmesiyle oluşmuşlarsa, yeryüzündeki bir noktada gravite değeri bu kütlelerin her birinin ayrı ayrı gravite etkileri toplamıdır.

Genel olarak aşağıdaki jeolojik faktörler gravite anomalisine sebep olmaktadır;

- a) Tortul kayaç tabakalarının yapısı ve yoğunluk sınırları. Yatay bozulmalar ve yatay yönde görülen yoğunluk değişimleri.
- b) Kristalin temelin yüzey topografyası. Kristalin temel, tortul kayaçlarda daha yoğun olduğundan daha çok etkinliğe sahiptir.
- c) Kristalin temelin içyapısı. Kristalin temeli oluşturan kayaçların yoğunluğu önemli biçimde farklılık göstermektedir. Bu nedenle temelin içyapısı yoğunlukla şiddetli gravite anomalileri oluştururlar.
- d) Yer kabuğunun derinlik yapısı. Yer kabuğunun heterojen yapısının gravite etkisi jeosenklinal bölgelerde daha fazla görülmektedir.

3.3.5. Gravite yönteminde ölçülerin alınması

Gravite yönteminde ölçüler gravimetre olarak isimlendirilen aletlerle alınır. Ölçümler mutlak veya bağıl olarak alınırlar. Bu amaca bağlı olarak değişir. Mutlak ölçümler gravite baz istasyonlarında bir sarkaç kullanılarak alınmalıdır.

Gravite baz istasyonu, uluslararası gravite değerine sahiptir. Potsdam gözleminde sarkaçla ölçülen gravite değeri bu istasyonlara taşınmıştır. Potsdam'daki gravite değeri 981260.00 mili Gal dir (Bu değer 1967'den sonraki değerdir).

a) Mutlak Gravite Ölçümleri

Esas olarak sarkaç kullanılarak yapılan ölçümlerdir. Ayrıca bir gravimetre ile mutlak gravite değeri bilinen bir baz istasyonu ilişkilendirilerek de mutlak gravite ölçümleri yapılabilir. Bir noktada yerçekimi ivmesi veya mutlak gravite değeri aşağıdaki formül kullanılarak hesaplanabilir;

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g}} \quad (3.39)$$

Burada L = sarkacın uzunluğudur.

b) Bağlı Gravite Ölçümleri

Gravimetreler kullanılarak yapılan ölçümlerdir. Local gravite ölçümleri bağlı gravite ölçümleri olarak değerlendirilebilirler [145].

3.3.6. Gravimetreler

Yerçekiminin (g_z) ölçülmesinde kullanılan aletler mutlak ve bağlı yerçekiminin ölçülmesinde kullanılan aletler olarak 2 grupta incelenir.

a) Yerçekiminin mutlak değerinin ölçülmesi, bir sarkaç veya serbest düşen bir cismin gözlenmesiyle ölçülebilir.

b) Yerçekiminin bağlı değerinin ölçülmesi sarkaç, burulma terazisi ve gravimetreler ile yapılmaktadır.

Sarkaç ve burulma terazisiyle yerçekimi ölçümleri almak için uzun zaman gerektirdiğinden, kolayca taşınabilen, hızlı ölçü almaya uygun gravimetre aletleri geliştirilmiş olup, maden, petrol, jeotermal enerji v.b araştırmalarda kolayca kullanılmaktadır.

1930 yılından sonra geliştirilmiş bulunan gravimetreler kolayca ve hızlı ölçü alınabilen aletlerdir. Gravimetrelerin genel ölçü prensibi, bir kütle üzerine etki eden kuvveti yay veya burulma telindeki elastik gerilmelerle denge durumuna getirmekle ölçü alınan aletlerdir. Worden-Master ve La Coste-Romberg vb. tipleri vardır.

3.3.7. Gravite yönteminde yapılan düzeltmeler

Yerçekimi yöntemi ile yapılan arazi uygulamalarında her ölçü noktasında yerçekimi alanındaki değişimler (Δg_z) ölçülür. Ölçülen bu değerler içerisinde aranan maden veya jeoloji ile ilgisi olmayan etkilerde bulunmaktadır. Bu etkiler daha çok yeryüzünün biçimi ile ilgili olup, arazinin topografyasından, bulunan enlemden, ölçü yapılan noktanın deniz seviyesinden olan yüksekliğinden ve gel-git (med-cezir) hareketlerinden kaynaklanır. Tüm bu etkiler hesap edilip ölçü değerine eklememiz veya çıkartmamız yani bazı düzeltmeler yapmamız gerekir. O halde önce arazi uygulamaları içinde yer alan yerçekimi ölçülerine yapmış olduğumuz düzeltmelerinin neler olduğunu bilmemiz gerekir. Bu düzeltmeler şunlardır:

- 1- Enlem etkisi düzeltmesi
- 2- Yükseklik (kot) etkisi düzeltmesi
 - a) Serbest hava etkisi düzeltmesi
 - b) Plaka (Bouguer) etkisi düzeltmesi
- 3- Topoğrafik (engebe) etki düzeltmesi
- 4- Gel- git etkisi düzeltmesi

Yerçekimi alanı yönteminde yukarıda belirtilen etki ve düzeltmelerin dışında ayrıca izostazi ve atmosfer etki ve düzeltmeleri de vardır. Ancak izostazi etkisi ve düzeltmesi daha çok jeodezik amaçlarla yapılan ölçmelerde, yerin şeklinin belirlenmesinde ve dünya ölçeğinde hazırlanan yerçekimi alanı haritalarında yapılmaktadır. Atmosfer etkisinin değişimi de çok küçüktür. Bu nedenlerden dolayı her iki düzeltmenin de uygulamalı yerçekimi araştırmalarında yapılmasına gerek görülmemektedir.

3.3.8. Rezerv tayini

Bu yöntem doğrudan doğruya bir yorum yöntemi değildir. Çünkü kütlelerin dağılımı, derinliği gibi konularda bilgi vermez. Fakat ölçü sahası içindeki bozucu kütlelerin toplam rezervini verir. Jeofizik prospeksiyonda, bir sahada belirli bir kütlenin rezervi tayin edilebilir. Bunun bir kısmı aranarak çıkarılırsa diğer kalan kısmın aranmasına da devam edilebilir. Bu nedenle yorum için elbette ki bir yardımcı niteliğindedir. Rezerv tayini tek çözümlü bir yöntemdir. Bu yöntemin esası Gauss prensibine dayanır. Bir düzlem üzerinde kapalı bir eğrinin gravite alanı; $4\pi G$ ile bu kapalı yüzeyin toplam kütlelerinin çarpımına eşittir. Toplam kütle M_E ile gösterilirse;

$$M_E = 23.9 \Sigma(\Delta g \delta A) \text{ ton' dur.} \quad (3.40)$$

Burada

Δg 'nin birimi mGal,

δA 'nın birimi metredir.

Ölçüm yapılan bölge dairesel zonlara daha sonrada küçük segmentlere bölünür. Her bir segmentin alanı δA kadardır. Jeolojik yapının gerçek kütlesi ise;

$$M = M_E \frac{\rho_0}{\rho_1 - \rho_0} \text{ ton} \quad (3.41)$$

burada $\rho_1 > \rho_0$ olmalıdır.

ρ_1 = Anomaliyi meydana getiren kütlelerin yoğunluğunu,

ρ_0 = Yan kayaç yoğunluğunu göstermektedir.

3.3.9. Rejyonel ve rezidüel gravite anomalileri

Gravite ölçülerinden elde edilen anomalilerin jeolojik yorumunun yapılabilmesi için gravite anomalilerini ayırma ve gravite alanı dönüşümleri geniş bir şekilde

kullanılmaktadır. Bu işlemin yapılmasını zorunlu kılan, gözlem gravite alanının çok sayıda jeolojik nedenlerin etkisini göstermesidir. Bunlardan en önemlileri, tortul birikimlerin yapısal özellikleri, bileşenlerinin yoğunluğu, kalınlığı; kristalin temelin petrografik heterojenliği, yüzey topografyası, kısmen asidik ve bazik intrüzif cisimlerin olması ve yer kabuğunun derinlik yapısı şeklinde sıralanabilir.

Süper pozisyon prensibine göre değişik jeolojik yapıların gravite etkileri toplanarak tek bir gravite alanı doğurmaktadır. Yorum için, bu toplam alanın bileşenlerine ayrılması gerekmektedir. Genel olarak yer yüzündeki bir noktada ölçülen toplam gravite anomalisi (dg);

$$dg=grej+grez+ggür \quad (3.42)$$

dg= bir noktada ölçülen toplam gravite anomalisini,
 grej= rejyonel bileşeni,
 grez= rezidüel bileşeni,
 ggür=gürültüleri gösterecek şekilde yazabiliriz.

Toplam gravite anomalisi (dg), rejyonel bileşen (grej) ve rezidüel bileşenlerine (grez) ayrılabilir. Bunlardan başka gravite alanı içinde topografyadaki ölçüm hatalarına bağlı bir kısım vardır. Bunlar gürültüler şeklinde görülmektedir. Bu gürültüler de ölçülerle üst üste binmiş durumdadır. Bütün bu etkiler hesaba katıldığında gravite alanını (3.42) formülü ile bulunabilmektedir.

Yorumun doğru bir şekilde yapılabilmesi için ölçümlerde bulunan gürültülerin süzülerek atılması gerekir [146]. Rejyonel ve rezidüel anomaliler ise yeraltındaki farklı derinliklerde yer alan farklı yoğunluklu cisimlerin etkileridir. Rejyonel bileşen alçak frekanslı derin kütlelerin, rezidüel bileşen ise yüksek frekanslı sığ kütlelerin etkisinden kaynaklanmaktadır. Rejyonel anomaliler Bouguer anomali haritasında yavaş bir değişim, rezidüel anomaliler ise daha hızlı bir değişim gösterir.

Bölgesel ve yerel anomalilerin ayrımı nispidir. Yani, rejyonel ve rezidüel anomaliler çalışma alanının büyüklüğüne göre tanımlanmaktadır. Küçük bir alanda rejyonel

aykırılık gibi gözükten anomali, inceleme sahası büyüdükçe lokal anomali gibi davranmaktadır.

3.3.10. Gravite anomalilerini ayırma yöntemleri

Gravite anomalilerinin yorumlanması için Bouguer anomali haritasında, derin etkilerden ileri gelen rejyonal anomalilerin sığ kütlelerin etkisinden oluşan rezidüel anomalilerden ayrılması gerekmektedir. Rezidüel anomalilerin ayrılması için yöntem seçimini etkileyen pek çok etken vardır. Bu etkenlerin başında yapılacak işin miktarı, gravite haritasının karmaşıklığı, istasyonların sıklığı ve dağılımı, verilerin kalitesi gibi etkenler gelir. Çok fazla veri, karmaşık gravite haritaları bulunduğu zaman analitik yöntemlerin seçilmesi en uygundur. Az veri ve basit bölgesel etkiler olduğu zaman grafik yöntemler tercih edilmelidir.

Bu anomalilerin birbirlerinden ayrılması için temelde iki yöntem vardır:

- a) Korelasyon-istatistik yöntemler
- b) Deterministik yöntemler

3.3.10.1. Korelasyon-istatistik yöntemler

Korelasyon-istatistik yöntemler gravite anomalisiyle kesit arasında belirli bir ilişki olmadığı durumlarda kullanılmaktadır. Bu yöntem kullanılarak gravite anomalisiyle belirli bir sınırın şeklinin değişmesini ortaya koymak mümkündür. Örneğin, gravite anomalisinin kristalin temel yapısına bağlı olduğu bu yöntemle belirlenmiştir.

Korelasyon yönteminin bu şekilde kullanımı günümüzde de yapılmaktadır. Detaylı gravite ölçümlerinin yapılmasıyla deterministik yöntemlerin ağırlığı artmış olmasına rağmen korelasyon-istatistik yöntemler hala başarı ile uygulanmaktadır. Korelasyon istatistik yöntemler sismik verilerle kullanıldığında çok etkili sonuçlar vermektedir.

Bu yöntem, jeofizik alanların rastgele durağan ergodik fonksiyonlar şeklinde gösterilmesi esasına dayanır. İstatistik yöntemler, gerekli sinyalin rastgele gürültüden

ayrılması problemini özel istatistik işlemler yaparak çözmektedir. İstatistik yaklaşımın kullanılmayışı durağan rastgele fonksiyonların ergodik fonksiyon olması şartındandır. Bunun da gerçekleşmesi mutlaka başlangıç verilerinin çok büyük (profillerin çok uzun) olmasına bağlıdır [147].

3.3.10.2. Deterministik yöntemler

İstatistik yaklaşımdan farklı olarak gravite alanının bazı özelliklerini dikkate almaktadır. Örneğin sinyalin, potansiyel fonksiyon olarak kabul edilmesine karşın, gürültü, bazı durumlarda potansiyel fonksiyon, bazı durumlarda rastgele fonksiyon, bazen de bunların karışımı olarak kabul edilir. Sinyal ve gürültü spektrumlarındaki farka göre birbirlerinden ayrılabilir. Deterministik yöntemler,

- Eğrileri yuvarlatma yöntemi
- Ortalama değer yöntemi
- Profil yöntemi
- Türev yöntemi
- Analitik uzanım yöntemleri
- Süzgeçleme yöntemi
- Polinomal yaklaştırma yöntemi
- Andreev-Griffin yöntemi
- Saxov-Nygaard Yöntemi
- Tam Gradyan yöntemi olarak sıralanabilir.

3.3.11. Mikrogravite

Mühendislik ve jeoteknik uygulamalarda, yeraltı boşluklarını tespit etmekte kullanılan gerekli bir yöntemdir. Gravite metodu 1960'lardan beri boşlukları bulmak için yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu yöntem hala yer altı boşluklarının bulunmasında ve gözlenmesinde en geçerli metottur. Çünkü mikrogravite metotları çeşitli yüzeylerde ölçüm alabilir. Bu da direkt olarak yoğunluk dağılımından ve yeraltındaki çeşitli boşluklardan etkilenir [46, 47].

Yer altındaki bütün boşlukların bulunabilmesi için mikrogal derecesindeki hassasiyette ölçü yapan gravite aletlerine ihtiyaç vardır [148] bir nükleer santralin soğutma kulesi üzerinde ve etrafında mikrogravite ölçüleri alınmıştır. Burada kulenin oturduğu yerin altında mağara türünden boşlukların olduğundan şüphelenmiştir. 15 metre aralıklarla ölçüler alınmıştır. Ölçümlerin değerlendirilmesi sonucunda kulenin alt kuzey-doğu kısmında iki minimum anomalinin olduğu görülmüştür. Yapılan sondajlar sonucunda bunların gerçek mağaralar olduğu görülmüştür. Bu mağaralara dolgu maddesi enjekte edilerek doldurulmuştur. Mikrogravite ölçüleri tekrarlandığında minimum anomaliler gözlenmemiştir.

Mikrogravite yöntemi arkeolojide, gömülü bina ve mezarların bulunmasında oldukça sık kullanılmaktadır. Mikrogravite, doğal olarak çökme, karst yada insanlardan kaynaklanan galeriler, eski madenlerin temellerinin, kentsel şebekelerin ve boşlukların bulunmasında da kullanılır [48- 53].

Bazı temel şartlar altında mikrogravite çeşitli yapıların bulunmasında yanmış nesnelere, alt tabaka derinlik değişimlerinde, doldurulmuş birikinti kalınlıklarının bulunmasında ve jeolojik heterojenliğin örnek olarak çözülmemiş zonlar ve kum ceplerinin bulunmasında da kullanılır. Tekrarlanan gravite ölçümleri maden ya da petrol çökelimleri ya da yığıntılarının hareketlerini algılamada da ölçüler arasında ilişki kurarak bulabilmektedir [54- 58].

Mikrogravite yönteminin çalışma prensibi de gravite yöntemiyle aynı olup; gravite ölçülerindeki gibi miligal değil, mikrogal seviyesindedir. Gravite yöntemine göre avantajları ise daha küçük ölçekli alanlarda çalışılması ve yoğunluk farkının mikrogal cinsinde olmasından dolayı maden, arkeoloji, yer altı boşluklarının bulunmasında daha çözüm kabiliyeti yüksek bir yöntemdir.

3.3.12. Çalışmada kullanılan gravite cihazı

CG 5 SCIENTREX Autograv Sistemi mikrogal düzeyde gravite ölçümü almak için çalışma alanında kullanılmıştır.



Foto 3.2. Çalışmada kullanılan CG 5 Autograv gravite ölçüm cihazı

Autograv, sıfırlamaksızın 8000 mGal üzerinde ölçüm ve 0,001 mGal okuma çözünürlüğüne sahip bir mikro işlemci tabanlı otomatik gravite ölçerdir. Bu Autograv'ı hem detaylı saha araştırmaları hem de büyük ölçekli bölgesel ve yersel araştırmalarda kullanımına olanak sağlar. Hassas ölçümler sadece bir tuşa basılarak alınabilmekte ve çoğu durumda okumanın tamamlanması bir dakikadan az sürmektedir.

Autograv çekim moduna ayarlanarak bir seri gravite ölçümü gerçekleştirebilir. Autograv bir ölçümü sürekli olarak 6 Hz numunesinin ortalamasını alarak elde eder. Tekil okumalar doğrudan mGal olarak gösterilir. Flash hafızasına saklanan veriler bir yazıcı modem kayıt aleti veya PC ye gönderilebilir.

Ortam sıcaklığı ve atmosferik basınçtaki değişikliklerden mükemmel bir koruma, Autograv sensör elemanının sıcaklığı stabilize edilmiş bir vakum odasında sızdırmaz bir şekilde yerleştirilerek elde edilir. Geniş çalışma sıcaklığı operatörün Autograv'ı pek çok ortamda kullanmasını sağlar. Sensör manyetik olmayan erimiş kuvarzdan yapıldığından Autograv manyetik alan değişikliklerinden etkilenmez.

Şarj edilebilir dahili akıllı batarya Autograv'a normal bir ölçüm günü boyunca yeterli güç sağlar. Grafik gösterge 20 °C ile +45 °C arasında çalışan çeyrek VGA ekrandır. Veri girişi 27 tuşla sığdırma bir alfanümerik klavye yoluyla yapılır. Sistem veri aktarımı / alımı için 2 COM (RS-232) portu ve GPS desteğiyle donatılmıştır. 600 ile 57600 baund hızında çalışır. Ayrıca 12 Mbits/sn hızında çalışan bir USB portu vardır.

Veri toplama hafızası, yaklaşık 200000 okumayı depolayabilen 12MB'lık bir standart konfigürasyonlu flash teknolojisine dayalıdır. Gerçek zamanlı saat sürekli bir Lityum batarya yedeği ile çalışır. CG 5 standart kamera türü bataryalar olan iki bataryalı akıllı batarya konfigürasyonuna sahiptir. Kapasitesi; 6,6 Ah'tır ve sistem sahada kapasite düştükçe bir bataryadan diğerine otomatik geçiş sağlar. CG 5 kullanıcısının istasyon koordinatının giriş referansını okumasına olanak tanıyan ve ayrıca RTC'yi UTC'ye ayarlayan bir GPS alıcısıyla (COM 2 portuna bağlı) gelmektedir.

BÖLÜM 4. MADEN YATAKLARI, MANGANEZ VE KROM MADENLERİ

4.1. Maden Yatakları İle İlgili Genel Özellikler

Yer kabuğunda, insanların ihtiyaç duyduğu ve paraya çevrilebilen her türlü element ve mineral zenginleşmeleri, jeolojik hammaddeler, mineral kaynakları veya yeraltı zenginlikleri maden yatakları olarak tanımlanmaktadır.

Jeolojik hammaddeler, kullanım alanlarına göre metalik (cevher) madenler ve metalik olmayan yeraltı zenginlikleri şeklinde iki temel gruba ayrılmaktadır. Metalik madenler doğadan kazıldıktan sonra metalurjik işlemlerle metal (Fe, Cu, Pb, Zn gibi) üretimi yapılan yeraltı zenginlikleridir. Metalik olmayan yeraltı zenginlikleri ise doğadan kazıldıktan sonra metalurjik işlemlerle metal üretimi yapılmadan (ve/veya yapılamayan), değişik amaçlarla kullanılabilen yeraltı zenginlikleridir. Metalik olmayan yeraltı zenginlikleri, kullanım alanları bakımından; endüstriyel hammaddeler, enerji hammaddeleri, süs taşları yeraltı suları şeklinde alt gruplara ayrılmaktadır [149].

Yeraltı zenginlikleri, kalite ve miktar yönünden günün ekonomik ve teknolojik koşullarında işletilebilir özellikte iseler yatak olarak (Sb-Hg yatağı, kil yatağı, mermer yatağı gibi), işletilemeyecek özellikte iseler zuhur, belirti, zenginleşme veya cevherleşme (Pb-Zn zuhuru, Cu belirtisi, Sr zenginleşmesi, Sb cevherleşmesi gibi) olarak tanımlanmaktadır [149].

4.1.1. Maden yataklarının mineralojik özellikleri

Maden yatakları, mineralojik özellikleri bakımından yer kabuğundaki kayalara göre oldukça farklı mineralojik bileşimlere sahip, yalnızca sınırlı sayıda mineralin zenginleşmiş olarak gözlemlendiği yerlerdir. Bir maden yatağında gözlenen

mineraller, cevher ve gang mineralleri şeklinde iki kısma ayrılmaktadır. Yatağın işletilmesine neden olan element ve/veya elementleri içeren ve yatağın ekonomisine katkısı olan minerallere cevher minerali, yatağın işletilmesine neden olan element ve/veya elementleri içermeyen ve yatağın işletilmesi sırasında değerlendirilemedikleri için yatağın ekonomisine herhangi bir katkısı olmayan minerallere ise gang minerali denir [149].

4.1.2. Maden yataklarının kimyasal özellikleri

Maden yatakları, kimyasal bileşim bakımından, yer kabuğunun ortalama kimyasal bileşimine göre oldukça farklı kimyasal bileşime sahip, bazı elementlerin yer kabuğundaki olağan miktarlarına göre belirgin bir şekilde zenginleşmiş oldukları yerlerdir. Elementlerin yer kabuğunda hesapla bulunmuş ortalama bollukları clark sayısı olarak bilinmektedir.

Elementlerin clark sayılarına göre 3-5 kat zenginleşmiş olarak gözlendikleri geniş alanlı bölgeler jeokimyasal provens olarak, daha fazla zenginleştikleri ve yer yer kendi minerallerini ve maden yataklarını oluşturabildikleri geniş alanlı bölgeler metalojenik provens olarak adlandırılır. Cevher minerallerini oluşturabilecek derecede zenginleşebildikleri küçük alanlı bölgeler cevherleşme, günün ekonomik ve teknolojik koşullarında üretim yapılabilecek derecede gelişmiş zenginleşmeler maden yatağı, cevherleşmeler ve maden yatakları çevresinde gelişmiş zenginleşmeler ise jeokimyasal anomali olarak tanımlanmaktadır. Bir maden yatağında zenginleşmiş olan elementler, yatağın ekonomisine katkıları bakımından;

- Yararlı elementler,
- Yararı ve zararı olmayan elementler ,
- Zararlı elementler şeklinde sınıflandırılabilirler.

Yararlı elementler, yatakta bulunması istenen ve yatağın ekonomisine katkısı olan elementlerdir. Yatak içinde ki miktarları arttıkça yatağın ekonomik değeri de artar. Yararlı elementlerden en çok bulunanı ana element olarak adlanır ve yatağa adını verir. Az bulunan elementler ise tali elementler şeklinde adlanırlar. Bazen yalnızca

ana bileşenleri dikkate alındığında ekonomik olarak işletilemeyen yataklar tali elementlerin katkısı ile ekonomik olarak işletilebilir hale gelebilirler. Örneğin bir Pb-Zn yatağında Pb ve Zn ana elementler olup, bu yataklarda zenginleşebilen Cu, Au, Ag, Cd, Bi gibi elementler ise tali elementlerdir.

Yararı ve zararı olmayan elementler, genellikle gang minerallerinin yapısında ana bileşen olarak gözlenen elementler olup, yatağın ekonomisini artırıcı veya düşürücü yönde herhangi bir etkileri olmamaktadır. Örneğin sülfürlü yataklarda gang minerali olarak gözlenen kuvars, kalsit, jips gibi minerallerin ve yan kayaç içindeki diğer minerallerin yapısında bulunan Si, Ca, K, Na, Al ve Fe gibi elementler bu grup elementlerdir.

Zararlı elementler ise yatakta bulunmaları istenmeyen ve yatağın ekonomisine negatif yönde etki yapan elementlerdir. Yataktan üretilen cevherin satış fiyatını düşürürler ve belirli oranların altında olmaları istenir. Örneğin Cu-Pb-Zn yataklarında As, Fe yataklarında As ve P gibi elementler bu tür elementlerdir.

Yatak içinde bulunan elementlerin, tüm cevher kütlesi içindeki oransal miktarları tenör olarak tanımlanmaktadır. Diğer yandan elementlerin, yer kabuğunda hesapla bulunmuş ortalama miktarları, clark sayısı olarak bilinmektedir. Bir elementin, yatak olarak işletilebilecek en düşük tenörünün, yer kabuğundaki ortalama miktarına (clark sayısına) oranı, zenginleşme katsayısı veya konsantrasyon clarkı olarak tanımlanmaktadır [149].

4.1.3. Maden yataklarının dış şekilleri (morfolojisi)

Bir maden yatağında, cevherleşmenin görüldüğü kısımların üç boyutlu olarak en dış sınırı çizildiğinde ortaya çıkan şekil, yatağın dış şekli, morfolojisi veya yataklanma şekli olarak tanımlanmaktadır. Maden yatakları dış şekillerine göre farklı şekillerde sınıflandırılabilir [149].

4.1.3.1. Düzensiz şekilli yataklar

Bu yataklar, üç boyutu birbirinden çok farklı ve sınırları çok girintili çıkıntılı olan yataklardır. Yer yer, ana cevher gövdesinden dallar şeklinde ayrılmış çıkıntılar da gözlenebilmektedir [149].

4.1.3.2. İzometrik şekilli yataklar

Üç boyutu birbirine yakın olan yataklardır. Bu tip yataklar, çok büyük boyutlu iseler kütle tipi, orta büyüklükte iseler stok tipi, küçük boyutlu iseler oda veya cep tipi yataklar olarak tanımlanırlar. Kısmen yassılaştıklarında mercek şekilli, çok uzayıp kıvrımlandıklarında ise şilir şekilli yataklar olarak adlanırlar [149].

4.1.3.3. Levha şekilli (tabüler) yataklar

Bu yataklar, iki boyutu (doğrultu ve eğim yönündeki) birbirine yakın ve çok büyük, üçüncü boyutu (kalınlığı) ise çok küçük olan yataklardır [149]. Bu tip yataklar,

Tabakalı (stratiform) yataklar; Özellikle tabakalı (sedimanter, volkano sedimanter veya magmatik) kayalar içinde, eş zamanlı olarak oluşmuş cevherleşmelerdir. Yan kayalarla çok iyi uyumluluk gösterirler. İçyapıları yan kayalarınkine benzer. Devamlılıkları çok fazla olup, kalınlık ve kaliteleri fazla değişmeden kmlerce izlenebilmektedir. Yan kayalarla aynı zamanda oluşmuş sinjenetik yataklardır. Büyük çoğunluğu sedimanter veya volkano sedimanter kayalar içinde gözlenmektedirler. Ancak tabakalı ultramafik kayalar içinde banklanma düzlemlerine paralel oluşmuş cevher bantlarını da bu grup içinde düşünmek mümkündür.

Tabakamsı (strata-bound) yataklar; eser elementlerin tabakalı yan kayalar içine daha sonradan çökmeye uygun olan yerlerinde çökeltilmesi şeklinde oluşmuş cevherleşmelerdir. Bu yataklarda cevher zenginleşmesi kalınlık ve kalite bakımından oldukça değişken olup genellikle fizikokimyasal bakımdan uygun

seviyeler içinde cevher cepleri veya düzensiz dış şekilli kütleler şeklinde gözlenebilmektedirler.

Dayk ve sil tipi yataklar; cevherli eriyiklerin ana kayaç ve/veya çevre kayaçlar içine dayk ve siller şeklinde sokulmaları şeklinde oluşmuş cevherleşmelerdir. Bu tip cevherleşmeler çevresinde dayk ve sil tipi magmatik kayaçlar çevresinde gözlenen tüm özellikler gözlenebilir.

Damar tipi yataklar; cevherli çözeltilerle getirilen ürünlerin, yan kayaçlar içinde gelişmiş faylar, kırık ve çatlaklar içinde çökeltimesi şeklinde oluşmuş cevherleşmelerdir. Yan kayaçlardan daha sonra oluşmuş epijenetik oluşumlardır. Genellikle yan kayacın tabakalanma düzlemleri ile uyumsuzdurlar. Önemli miktarda yan kayaç kırıntıları (fay breşi) içerirler. İçyapıları çevre kayaçlarınkinden farklıdır. Devamlılıkları fazla değildir.

4.1.3.4. Tüp şekilli yataklar

Boyutlarından ikisi küçük üçüncüsü ise çok büyük olan yataklardır. Bu yataklar eğer düşey veya düşeye yakın konumlu iseler baca veya boru şekilli yataklar olarak, eğer yatay veya yataya yakın konumlu iseler İspanyolca bir sözcük olan mantos (mangal) şekilli yataklar olarak, eğer çok ince iseler kalem veya mil şekilli yataklar olarak tanımlenebilmektedirler. Bu yataklar tüp ekseninin yönelimi, dalımı, tepe kesitinin yarıçapı ve tüp ekseninin uzunluğu gibi özellikleri ile tanımlanmaktadır. Bu tip yataklara çok ender olarak rastlanmakta olup, elmas ve altın içeren kimberlit bacaları en tipik örnekleridirler [149].

4.2. Manganez Cevheri

Mangan atom numarası 25,atom ağırlığı 54,94 olan bir elementtir. Periyodik cetvelde VIIA grubunda yer almaktadır.

Manganın Mn^{2+} , Mn^{3+} , Mn^{4+} olmak üzere 3 önemli iyonu bulunmaktadır. En yaygın iyonu Mn^{2+} olup, derin ortam koşullarında Fe^{2+} iyonuna, yüzeysel ortam koşullarında ise Ca^{2+} iyonuna benzer özellikler ve dağılımlar göstermektedir [149].

4.2.1. Manganezin kimyasal ve fiziksel özellikleri



Şekil 4.1. Manganez cevheri

Manganın clark sayısı, çeşitli kayaç türlerinde ve ortamlardaki bollukları aşağıda olduğu gibi belirlenmiştir. [150, 151].

Clark sayısı	1000 ppm (milyonda bir)
Ultramafik kayaçlarda	1040 ppm
Mafik kayaçlarda	1500 ppm
Granitik kayaçlarda	390 ppm
Kireçtaşlarında	1100 ppm
Şeyllerde	850 ppm
Toprakta	320 ppm
Bitki küllü	6700 ppm
Akarsular	15 ppb (binde bir)
Deniz suyunda	50 ppb

Tablo 4.1. Manganezin kimyasal özellikleri

Kimyasal Bileşimi	MnO(OH)
Kristal Sistemi	Monoklinik
Kristal Biçimi	Prizmatik kristalli; düşey yönde çizikli, paketler halinde, masif, lifsi, sütunsal ve tanesel
İkizlenme	{ 011 } yüzeyinde kontakt ya da penetrasyon ikizleri olağan
Sertlik	4
Özgül Ağırlık	4.30 – 4.33
Dilinim	{ 010 } mükemmel
Renk ve Şeffaflık	Siyah-koyu çelik grisi; opak
Çizgi Rengi	Kırmızımsı kahverengi-siyah
Parlaklık	Yarı metalik-mat
Ayrılcı Özellikleri	Rengi, şekli, çizgi rengi ve konsantre HCl'de çözünebilirlik. Eli boyaması.

Özellikle okyanus tabanlarında çok miktarda bulunduğu sanılmaktadır. Çeşitli bileşikler oluşturmada kullanılır. Çeliğin sertliğini ve dayanıklılığını artırır. Mıknatıs özelliği taşıyan bileşikler oluşturabilmektedir.

Mangan, manganın kristallenmesi sırasında Fe²⁺ iyonu ile birlikte mafik minerallerin yapısına girmekte ve özellikle amfibol grubu minerallerin ve biyotitlerin yapısında zenginleşmektedir. Çok ender olarak spinel grubu minerallerin yapılarına da girdiği görülmektedir.

Tablo 4.2. Manganezin fiziksel özellikleri

Erime noktası	1246 °C (1519 K)
Kaynama noktası	2061 °C (2334K)
Molar hacmi	7.35 ml/mol
Mineral sertliği	6.00
Özgül ısısı	0.480 Jg ⁻¹ K ⁻¹
Isı iletkenliği	(300K): 0.0782 W cm ⁻¹ K ⁻¹
Buharlaşma Entalpisi	220 kJmol ⁻¹
Atomlaşma Entalpisi	280 kJmol ⁻¹

Pegmatitik ve pnömatolitik evreler Mn zenginleşmesi bakımından önemsizdir. Granitoyitik ve andezitik bileşimli magmatik faaliyetlerle ilişkili ve/veya bu kayaçları etkileyen hidrotermal çözeltilerden itibaren zaman zaman damar ve kontak tipi zenginleşmeleri gelişebilmektedir.

Yüzeysel sulu ortamlarda Mn iyonlarının Fe iyonlarına göre yüksek olup, bozunma sırasında manganın daha erken çözeltilere geçtiği, olağan Eh ve pH koşullarında mangan Mn²⁺ iyonu şeklinde çözeltide kalırken demirin oksiti mineraller oluşturarak tutuklandığı, Mn minerallerinin Fe minerallerine göre daha bazik ve oksidan koşullarda çökelebildikleri görülmektedir. Bunun sonucu olarak, derin ortam koşullarında yakın beraberlik gösteren Fe ve Mn iyonları yüzeysel koşullarda birbirlerinden ayrılmaktadır.

Doğada bileşiminde mangan bulunan 300'den fazla mineral bulunmakla birlikte, U.S. Bureau of Mines'a göre en az % 35 mangan içeriğine sahip cevherler mangan cevheri olarak adlandırılmaktadır. Önemli mineralleri; pirolüsit (Mn O₂), psilomelan (BaMn₉O₁₈.2H₂O) Manganit (Mn₂O₃.H₂O), Braunit (3 Mn₂O₃ MnSiO₃), Rodokrozit (MnCO₃), Hausmanit (MnMn₂O₄) dir.

Elementel mangan, pirolizit mineralinin elektrikli fırında karbon ile indirgenmesin sonucunda elde edilir. Mineralde bulunan demiroksit de indirgenir ve ferromangan

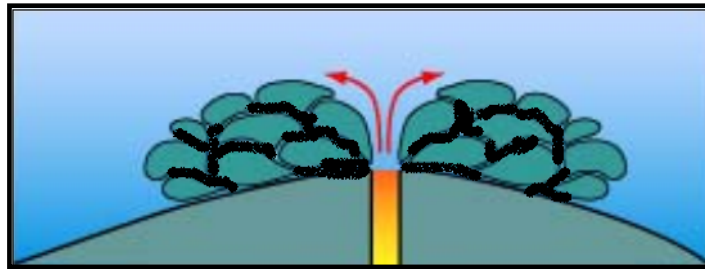
denilen kullanımı oldukça fazla olan bileşiği de elde edilir. $MnSO_4$ bileşiğinin elektrolizi ile de saf mangan elde edilir.

Manganez cevheri, içerdiği manganez miktarına göre manganezli demir (% 5-10 Mn), demirli manganez (% 10-35 Mn) ve manganez cevheri (% 35'den fazla Mn) olarak sınıflandırılırlar [149].

Mangan, jeokimyasal özelliğine göre demire benzemekteyse de yatak oluşumu bakımından demire göre daha az tür göstermektedir. Mangan, kor ya da tortul kökenli olmak üzere iki yolla oluşabilir.

1-Kor Kökenli Yataklar: Derinlik, magmatik, plutonik döngü sırasında işletme konusu olabilecek mangan oluşumlarına deniz dibi püskürmeler ile hidrotermal evrede karşılaşılmaktadır.

a) Deniz dibi Püskürmeli: Deniz dibi püskürmeli olarak oluşan mangan yatakları bazalt, diabaz, spilit gibi püskürük kayalar ya da bunların tüflerine bağlıdır. Buradaki oluşum ilişkileri demir (Fe) yataklarında olduğu gibi Lahn türündedir. Çoğunlukla göz biçimli oluşum gösteren bu yatakların tüffojen, boynuz taşı-radyolarit katları ile ardışık durumları simgeseldir, belirteçidir. Mangan oluşumu bakımından oldukça zengin olan ülkemizde bu tür özellikle oluşmuş yataklar yaygındır. Ankara Kızılcahamam ile Antalya'daki yataklar buna örnek gösterilebilir.



Şekil 4.2. Deniz dibi püskürmeli mangan yatağı

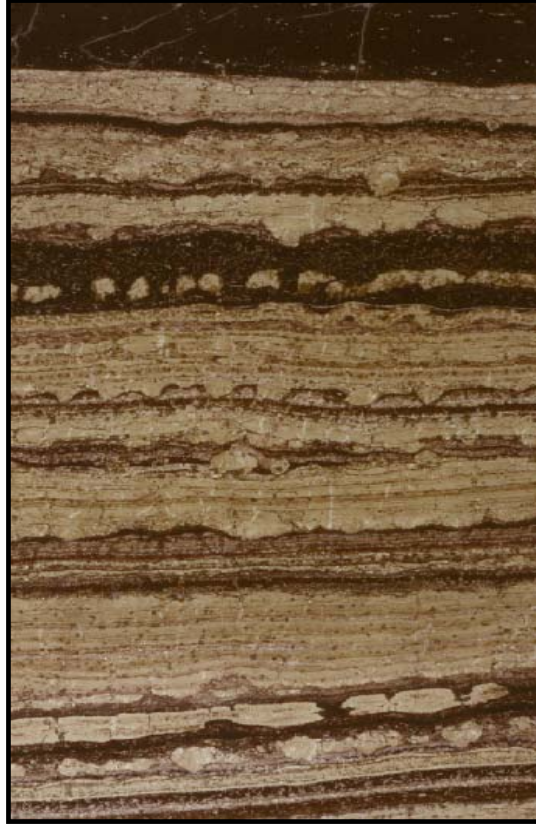
b) Hidrotermal evrede: Bu evrede mangan, karbonat olarak ya da biraz da oksitleşmiş olarak çökeler. Karbonatlı olanlar benzer biçimde Siegarland türü olarak demirde olduğu gibi damarlar oluştururlar.



Şekil 4.3. Hidrotermal evrede mangan yatağı

Oksidik mangan damarları ise Braunit ile Hausmannit psödomorfozlarında piroluzit, psilomelan gibi mangan mineralleri ile barit, kalsit gibi damar türleri içerirler. Mangan oksitli bu damarların aşağıya doğru inen sularca oluşturuldukları sanılsa da, bugün için düşük sıcaklıkta (epitermal) oluştukları, biraz plutonik – hidrotermal, biraz da subvolkanik evrelerde oluştukları kanıtlanmıştır.

2-Tortul Kökenli Yataklar: En büyük mangan yatakları tortul olaylar la oluşur. Kor(magmatik) kayalarda birbirlerini geçişmeli olan Fe ile Mn ögeleri, değişme olayları sürecinde oluşan hidroksit ile karbonatlarının ayrı özellikleri sonucu birbirinden ayrılarak yataklanırlar. Ancak, ayrılan bu demir ile mangan, sıcak-yağışlı(tropik) karasal değişme ürünleri olan kalklı yüzeyler üzerinde yeniden birleşerek ortak yatak oluşturabilirler. Bu nedenle, ilke olarak tortul oluşmuş her demir yatağında bir oranda mangan vardır. Bu mangan içeriği bazı koşullarda baskın duruma geçerek, demir yatakları mangan yataklarına dönüşebilmektedir. Buna en iyi örnek; Batı Almanya'da Taunus, Batesville Arkasas, Mısır'da Um Bogma, Küba'da Isabelita yatakları gösterilebilir.

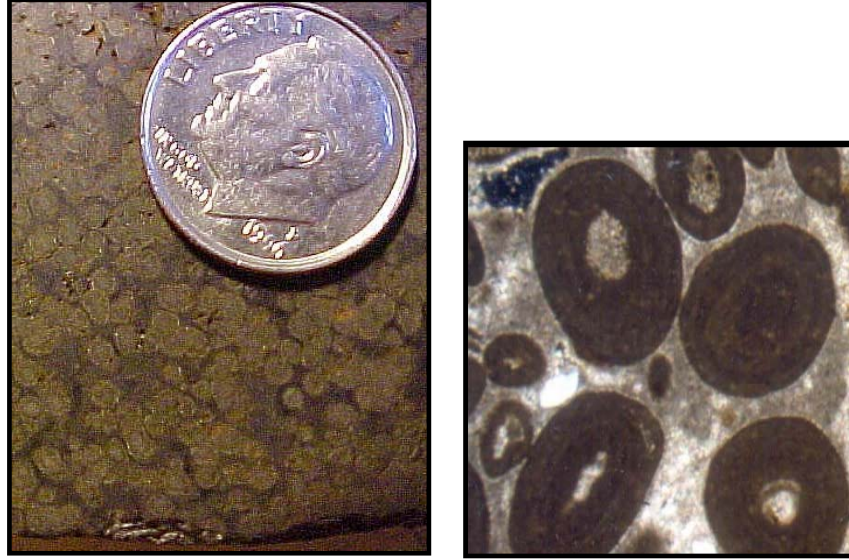


Şekil 4.4. Tortul kökenli mangan yatağı

a) Başkalaşık Tortul Yataklar: Bu tür kalıntı tortulların, doğal çökeltme olaylarıyla yeniden oluşmaları sonucu çok daha varlıklı yataklar ortaya çıkabilir. Bu yataklar, önce kırıklı şistleri örten başkalaşım sırasında oluşmuş Mn silikatları ilk aşama olarak doğar, sonra da bu Mn silikatlarının aşamalı olarak oluşma evrelerinden geçerek bu günkü yatakları oluşturabilirler. Yeryüzünün en büyük töz(maden) yatakları olan Altın Kıyısı (Batı Afrika), Minas Geraos ile Bahia (Brezilya), Orta provenşler ile Madras (Hindistan) bu türdeki başkalaşık tortul yataklardır. Ayrıca Güney Afrika'daki Postmasburg mangan yatakları da önce tortul oluşmuş, sonradan başkalaşmaya uğramıştır. Bu başkalaşma sırasında oluşan ikinci oluşum ile Mn tenörü çok daha artmıştır.

b) Denizsel Oolitik Mangan Yatakları: Oolit oluşukları yalnız demirli değil, ayrıca manganlı olabilmektedirler. Bakteriyolojik incelemeler sonucu, psilomelan ile piroluzit mineralli bu tür oolitlerin oluşumlarında, algler ile bakterilerin önemli ölçüde yeri vardır. Oolitik mangan cevherinin en büyük iki yatağı Kafkasya'daki

Çiyaturi ile Güney Ukrayna'daki Nikopol'dür. Çiyaturi ortalama %40 Mn tenörlüdür, ayrıca bir oran da Fe, Cu, Ni, Pu'da içerir.



Şekil 4.5. Denizel oolitik mangan yatakları

4.2.2. Manganez yatakları

4.2.2.1 Volkanik ve volkano-sedimanter birimler içindeki manganez yatakları

Andezitik ve bazaltik volkanik kayaçların yer aldığı volkanik ve volkano sedimanter birimler içinde yaygın olarak küçük boyutlu manganez yatakları gözlenmektedir. Genellikle düzensiz dış şekilli ve masif içyapılı kütleler şeklindedirler. Ancak yer yer, tabakalı, stratabound, stockwork ve damar tipi gibi değişik yataklanma şekilleri gösterebilmektedirler. Mn ile birlikte çözeltiliye geçebilecek Fe iyonlarının Mn iyonlarına göre daha erken çökerek özellikle volkanik kütle içinde ve biraz daha derin kesimlerde zenginleştikleri, yan kayacın kırmızı renk kazanmasına nede oldukları görülmektedir [152].Bu yatakları;

1-Bazik subvolkanik kayaçlarla ilişkili yataklar

- a) Jasperoitlerle (silisleşmiş karbonat kayaçları) ilişkili yataklar
- b) Silisli şeyllerle ilişkili yataklar

2-Asidik subvolkanik kayaçlarla ilişkili yataklar

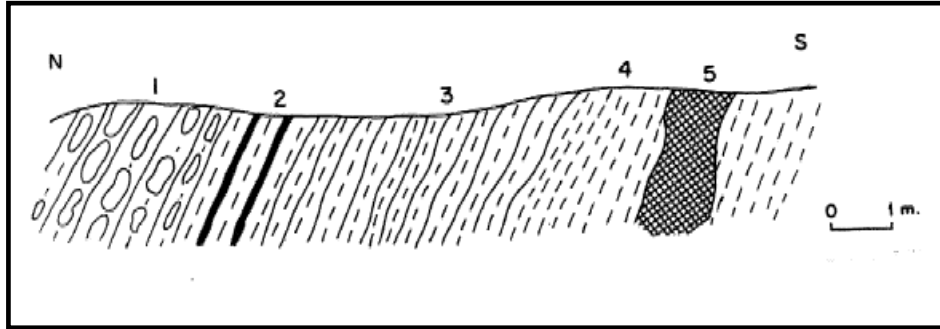
a) Porfiritik kayaçlarla ilişkili kayaçlar

b) Silisli şeyl ve karbonatlılarla ilişkili yataklar şeklinde sınıflandırmak mümkündür.

4.2.2.2. Ofiyolitik ve epiofiyolitik kayaçlarıyla ilişkili yataklar

Ofiyolitik karışıqlarla kaplı sahaların özellikle bazaltik ve gabroik kayaçların hakim olduğu kesimlerde hidrotermal süreçlerden kimyasal kalıntı tipi süreçlere kadar oldukça değişik süreçlerde oluşmuş küçük boyutlu zenginleşmeler şeklinde mangan yatakları gözlenmektedir.

Hidrotermal süreçlerle oluşmuş olanları volkano sedimanter görünümlü olmayıp genellikle düzensiz dış şekilli ve devamlılıkları fazla olmayan zenginleşmeler şeklindedirler. Özellikle radyolaryalı çörtler çevresinde daha yaygındırlar. Kimyasal kalıntı tipi yataklar ise çok daha düzensiz dış şekilli ve devamlılıkları fazla olmayan, demir içerikleri yüksek örtüler şeklindedirler.



Şekil 4.6. Epiofiyolitik kayaçlarla ilişkili mangan yatağının tip kesiti

4.2.2.3. Taneli tortul kayaçlarla ilişkili (nikopol tipi) mangan yatakları

Bu yatakları özellikle Mn içeriği yüksek andezitik ve gronitoitik kayaçlarla kaplı bölgelerde kıyısı olan sığ sulu denizel ortamlarda oluşmaktadır. Bu yataklarda mangan cevherleşmesi yan kayaçların tabakalanma düzlemleriyle uyumlu bantlar ve tabakalar şeklindedir. Kalınlıkları genellikle çok ince, devamlılıkları ise çok fazladır. Bazen birden fazla bant veya mercek üst üste gelebilmektedir. Bu yatakların kıtaya

yakın kesimleri oksitli, açık deniz tarafındaki kesimleri ise karbonatlı minerallerden oluşmakta olup arada bir geçiş zonu bulunmaktadır. Cevherleşmelerde pizolitik ve nodüler iç yapı hakim olup bu yapının çökeltme sırasında ortamın çalkantılı olması nedeniyle veya daha sonra diyajenez sırasında yeniden kristallenme sonucu gelişmiş olabileceği düşünülmektedir.

4.2.2.4. Karbonatlı kayaçlarla ilişkili (morocco tipi) mangan yatakları

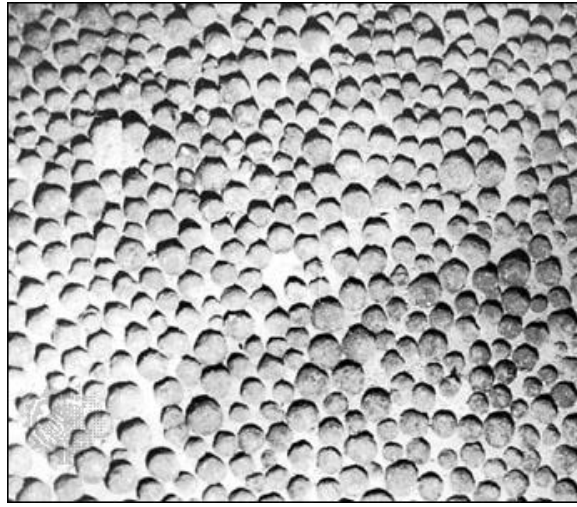
Bu mangan yatakları karbonatlı ve karasal detritik kayaçlardan oluşan kırmızı renkli birimler içinde gözlenmektedirler. Tip kesitlerinde en altta kırmızı renkli karasal taban seviye, ortada manganlı karbonat seviyesi ve en üstte kırmızı renkli karasal örtü seviyesi şeklindedir. Transgresif karakterli bir deniz kıyısı ortamında oluştukları düşünülmektedir. Genellikle bir paleo aşınma yüzeyi üzerinde içinde buldukları yan kayaçların tabakalanma düzlemleri ile uyumlu merccekler ve bantlar şeklindedir. Bu yataklarda cevherleşme iki veya üç farklı seviyelerde gözlenmekte olup alt seviyelerde piroluzit, üst seviyelerde ise braunitin hakim olduğu görülmektedir. Karbonatlı mineraller çok az gözlenmektedir. Mn tenörleri çok yüksek Fe, Al ve P içerikleri çok düşüktür [152, 153].



Şekil 4.7. Morocco tipi mangan yatakları

4.2.2.5. Okyanus tabanlarındaki güncel manganlı yumrular

Bu yumrular tüm okyanusların tabanlarında gözlenebilmektedir. Özellikle güncel okyanusların taban yüzeyleri üzerinde sediman çökeltme hızının 7m / 1 milyon yıldan az olduğu ve taban akıntılarının çok yüksek olduğu yerlerde oksidasyon deresi yüksek çökeller içinde gözlenmektedirler. Yumrular genellikle değişken veya disk şekilli ender olarak küresel şekillidir. Yüzeyleri oldukça pürüzlü, içleri ise kolloform yapılıdır.



Şekil 4.8. Okyanus tabanlarında ki güncel mangan yumruları

4.2.2.6. Bataklık ve göl ortamlarında (tatlı sulu) oluşmuş mangan yatakları

Kuzey yarım kürenin buzullarla ilişkili tundra bölgelerinde oluşmuşlardır. Genellikle küçük boyutlu ve ekonomik açıdan fazla önemli olmayan yerel zenginleşmeler şeklindedirler. Bir kısmı henüz tam kristallenmemiş manganlı çamurlar şeklindedir. Kristallenmiş olanları içinde kriptomelan, pisilomelan ve pirolusit gibi mineraller tanımlanmıştır. Mn yanında Fe içerikleride yüksektir. Bu oluşumlar genellikle ekonomik olarak işletilemeyen, potansiyel kaynaklar durumundadırlar.

4.2.2.7. Kimyasal kalıntı tipi mangan yatakları

Magmatik kristallenme sırasında Mn minerallerinin oluşu çok ender olup, Mn mafik minerallerin yapısına girerek tutuklanmaktadırlar. Bu tip Mn yataklarının en iyi örnekleri Brezilyada, güney ve batı Afrika'da ve Hindistan'da bulunmaktadır.

4.2.2.8. Metamorfik mangan yatakları

Daha önce çeşitli süreçlerde oluşmuş Mn zenginleşmelerinin metamorfizma geçirmiş ürünleri olup, metamorfizma sırasında Mn-oksitli minerallerin silis ile reaksiyona girerek Mn-silikatlı minerallere dönüşmesi nedeniyle ekonomik değerin olumsuz yönde etkilendiği görülmektedir. Prekambriyen sahalardaki bantlı demir yatakları içinde de bu tür Mn zenginleşmelerinin yaygın olduğu bilinmektedir.

4.2.3. Dünya manganez rezervleri

Dünya manganez üretimi, rezervleri ve baz rezervleri Tablo 4.3'de gösterilmiştir.

Tablo 4.3. Ülkelere göre manganez üretimi dağılımı [154]

Ülke	Cevher Üretimi		Rezerv	Baz Rezerv
	2006	2007		
ABD	–	–	–	–
Avustralya	2,190	2,200	62,000	160,000
Brezilya	1,370	1,000	35,000	57,000
Çin	1,600	1,600	40,000	100000
Gabon	1,350	1,550	20,000	160,000
Hindistan	811	650	56,000	150,000
Meksika	133	130	4,000	9,000
Güney Afrika	2,300	2,300	100,000	4,000,000
Ukrayna	820	820	140,000	520,000
Diğer Ülkeler	1,360	1,360	Az	Az
TOPLAM	11,900	11,600	460,000	5,200,000

Üretilen manganez cevherinin büyük bir bölümü Avrupa Birliği, Japonya ve ABD tarafından tüketilmektedir. Dünyada üretilen ferromanganezin önemli bir bölümü de bu ülkeler tarafından tüketilmektedir.

Tablo 4.4. Dünya manganez rezervleri [156]

Ülkeler	Rezerv (Milyon ton)	Toplamda Oranı (%)
Afrika		
G.Afrika	370	54,2
Gaban	45	6,6
Gana	1	0,1
Fas	1	0,1
Asya		
Gürcistan	40	5,9
Çin	7	1,0
Hindistan	24	3,5
Avrupa		
Ukrayna	135	19,8
Diğerleri	5	0,7
Orta ve Güney Amerika		
Brezilya	21	3,1
Meksika	4	0,6
Okyanusya		
Avustralya	30	4,4
Dünya Toplam	683	100,0
Gelişmiş Ülkeler	400	58,6
Gelişmekte olan Ülkeler	96	14,1
Çin ve Eski Sovyetler Birliği	187	27,4

Toplam manganez baz rezervleri yaklaşık 5 milyar ton olup, bu rezervlerin % 90'ı Güney Afrika ve Ukrayna'da bulunmaktadır. Ayrıca, okyanus diplerindeki nodüllerde çok önemli manganez kaynaklarıdır. Manganez statik rezervi ise 79 yıl olarak verilmektedir [157].

Türkiye'deki manganez yatakları oluşumları, yaşları, kökenleri ve yapısal özelliklerine göre dört ana gruba ayrılırlar;

Birinci grup; genellikle radyolaryalı çörtlere içindeki hidrotermal ve hidrojenetik türdeki manganez yataklarıdır. Bunlar, yüksek Mn-Si ve düşük Al-Fe içeriklidirler. Paleotetis, Karakaya, İzmir-Ankara-Erzincan-Kars ve Güneydoğu Anadolu Sütur Kuşağı'nın epiofiyolitleri içinde yaygındırlar.

İkinci grup; Batı Toroslar'da Alt Kretase yaşlı karbonatlar içindeki siyah şeyllerle ilişkili yataklardır. Diyajenetik oluşumlu bu yatakların Fe içeriği radyolaryalı çörtlere ilişkili yataklardan yüksek, Si içeriği ise düşüktür.

Üçüncü grup; Karadeniz ve kıta yanının volkano tortulları içindeki hidrotermal oluşumlu yataklardır.

Dördüncü grup; Trakya havzasındaki Oligosen çökelleri içindeki yataklardır. Düşük Mn-Si içerikli ancak büyük rezervlidirler.

Türkiye'deki manganez yatakları genelde düşük tenörlü ve küçük rezervli yataklardır. Bilinen manganez rezervleri toplamı 4,5 milyon ton düzeyindedir. Bu rezervin büyük bir bölümü, 4 milyon ton ile Denizli-Tavas-Ulukent yatağındadır.

Tablo 4.5. Türkiye manganez cevheri rezervleri [155]

Yatak Adı	İli ve İlçesi	Rezerv Görünür+ Muhtemel (Bin ton)	Tenör (%)	Metal İçeriği	Açıklama
Dokuz tekne	Adana- Selimiye	76.5	20.0	15.30	25Fe+18.14. SiO ₂
Kontromtaşı	Artvin- Ardanuç	10.0	38.5	3.85	6.30 Fe+1.38 SiO ₂
Paşalık	Artvin- Ardanuç	8.0	21.0	1.68	13.0 Fe+19.0 SiO ₂
Baçlı	Artvin-Borçka	20.0	42.17	8.43	5.6 Fe+10 SiO ₂
Seçkiyat	Artvin-Borçka	28.8	34.09	9.82	1.67 Fe+21.51 SiO ₂
Korucular	Artvin- Borçka	187.5	42.8	8.02	
Korucular	Artvin- Borçka	202.5	22.9	4.64	
Çavdarlı	Artvin- Şavşat	30.0	31.78	9.53	8.99 Fe+10.28 SiO ₂
Ulukent	Denizli- Tavas	4000.0	33.86	1354.4	5.53 Fe+18.27 SiO ₂
Çağırgangö zü	Denizli- Tavas	5.0	57.85	2.89	
Erdoğmuş	Denizli- Tavas	9.2	40-45	3.86	
Dilli	Erzincan- Kemaliye	24.0	43.93	10.54	0.73 Fe+2.58 SiO ₂
Dostallı	G.Antep- Burç	2.5	45.3	1.13	22.30 SiO ₂
Karlıca	Gaziantep- Burç	8.4	34.73	2.91	

Tablo 4.5.'in devamı

Zülfikar	Gaziantep- Burç	30.0	32.62	9.78	36.29 SiO ₂
Y.Kalecik	Gaziantep- Musabeyli	9.0	30-48	3.6	15.40 SiO ₂
K.Mustafa paşa	Gaziantep- Musabeyli	145.0	53.65	7.78	21.50 SiO ₂
Suçıkan	Muğla- Fethiye	5.0	32.9	1.65	
Mendos	Muğla- Fethiye	23.0	49.35	11.35	
Çancıkoru n	Rize-Fındıklı	5.0	46.90	2.35	4.70 SiO ₂
Çayırdüzü	Rize- Çamlıhemşin	4.5	40.0	1.8	
Çubuklu	Trabzon- Araklı	18.0	45.0	8.1	
Kızırnas	Trabzon- Araklı	3.6	49.23	1.77	
Çağlayan	Trabzon- Maçka	1.5	45.3	0.68	4 Fe
Küçükyaz	Trabzon- Maçka	37.5	51.0	1.92	3 Fe
Ocaklı	Trabzon- Maçka	28.0	35.0	9.80	3 Fe
Kızılamba	Zonguldak- Ereğli	19.0	35.0	6.65	
Düzpelit	Zonguldak- Ereğli	5.0	25.0	1.25	
TOPLAM		4.561.75		15.76	

Türkiye'nin manganez cevheri ve ürünlerine talebi büyük oranda Kardemir, İsdemir ve Erdemir'in taleplerine bağlıdır. Türkiye'de manganez üretimi yıllık ortalama 20 bin ton ile Denizli-Tavas-Ulukent yatağından yapılmaktadır. Türkiye'de manganez yatakları ile ilgili yapılan arama çalışmalarında iki bölge potansiyel açıdan dikkat çekmektedir.

Bunlardan birincisi, Denizli-Tavas-Ulukent yatağının da bulunduğu Güneybatı Anadolu bölgesidir. Bölgede yapılan çalışmalarda Muğla-Fethiye-Mendos dağı ve civarında manganez cevherli seviyeler saptanmıştır. İkinci cevherleşme, Trakya havzasındaki Oligosen çökelleri içerisinde yer alan sedimanter manganez oluşuklarıdır. Karadeniz'i çevreleyen Chiatura, Nikopal, Varna, Laba yataklarıyla önemli kökensel benzerlikler gösteren bu oluşuklar düşük tenör ve büyük rezervlere sahiptirler. Bu iki bölgede geçmişte yapılan çalışmaların değerlendirilerek potansiyel bilgilerinin güncelleştirileceği ve olası hedef sahaların belirleneceği arama projelerinin hazırlanması uygun olacaktır.

Zonguldak Ereğli çevresindeki manganezler Üst Kretase andezit volkanizmasına bağlı volkano-sedimanter oluşumlardır. Cevherleşme Üst Kretase aglomeralarının üzerindeki tüfit ve kumtaşları içerisinde yer almaktadır. Bu bölgedeki çok sayıda zuhurlardan en önemlisi Ereğli Ramazanlı-Kızılamba sahasıdır. Kastamonu-Tosya çevresindeki cevherleşmeler Liyas ve Liyas öncesi yaşlı volkanik ve sedimanter kayaç istifinde, daha çok pelajik kireçtaşı ve çörtler içerisinde yer alan volkano sedimanter oluşumlardır.

Doğu Karadeniz bölgesindeki cevherleşmeler Üst Kretase dasit ve andezit volkanizmasına bağlı olarak oluşmuş volkano sedimanter kökenlidir. Yörede çok sayıda zuhur vardır. Güneydoğu Anadolu yöresindeki cevherleşmeler, radyolaritler içerisinde ve radyolaritler ile ardalanmalı olarak oluşmuş volkano sedimanter karakterdeki oluşuklardır. Ankara çevresindeki cevherleşmeler Üst Kretase yaşlı ofyolit karmaşığının radyolaritleri ve tersiyer volkanizmasının tüfleri içindeki volkano sedimanter olarak oluşmuşlardır, önemsizdirler.

Trakya bölgesindeki manganez cevherleşmeleri Eosen yaşlı kireçtaşları üzerine tranguressif olarak gelmiş Oligosen yaşlı marnlar içerisindeki sedimanter olarak oluşmuşlardır. En önemlileri İstanbul-Çatalca Binkılıç ve İnceğiz sahalarıdır. Ancak tenörleri düşüktür. Erzincan çevresindeki cevherleşmeler daha çok hidrotermal kökenli yataklar olup bu yataklarda ülkemizin en kaliteli Mn cevheri vardır. Çöpler, Dilli ve Kekik pınarı zuhurları bunların en önemlileridir. Ancak bunlardan Çöpler ve Kekik pınarında cevher bitmiştir.

Bursa-Bilecik ve Balıkesir bölgesinde volkanodesimanter ve metamorfik Mn cevherleşmeleri yer almaktadır. Ancak ekonomik değerleri yoktur. Güneybatı-Anadolu bölgesi, sedimanter kökenli yatakların bulunduğu en önemli bölgedir. Buradaki manganez yataklarının birçoğu geçmiş yıllarda işletilmiştir. Yörede bulunan Denizli-Tavas-Ulukent yatağı 4 milyon tonluk rezervle Türkiye'nin en büyük yatağıdır [155].

4.2.4. Manganezin kullanım alanları

Kullanma alanlarına göre manganez cevheri 4 gruba ayrılır.

- 1- Metalurjik manganez cevheri % 48-50 Mn içerir.
- 2- Batarya sanayi manganez cevheri % 78-85 MnO₂ içerir.
- 3- Kimya sanayi manganez cevheri % 74-84 MnO₂ içerir.
- 4- Diğer amaçlarda kullanılan manganez cevheri.

Manganez kullanımında en büyük pay Demir-Çelik sektöründedir. Üretilen cevherin % 90-95'i bu alanda tüketilmektedir. İkinci önemli kullanım alanı pil-batarya ve kimya sanayidir. Kimya sanayiinde kullanılan manganez değişik sahalarda ve miktarlarda olmak üzere; suni gübre, cam, pil, seramik, oto boyası, refrakter, çimento, ilaç, fotoğrafçılık, petrokimya ve elektronik endüstrisinde kullanılmaktadır.

Elektrolitik çinko üretimi, uranyum üretimi, cam ve seramik endüstrisi, kaynak sanayi ve ziraat sektörü manganezin az miktarda kullanıldığı diğer alanlardır..

Demir-Çelik Sektöründe manganez kullanımı şöyledir; üretilen manganezin % 95 kadarı manganlı demir alaşımları, demirsiz mangan alaşımları ve metalik manganez üretiminde kullanılır. Endüstride % 2 alt sınır tenörlü manganezli demir cevheri kullanılmaktadır. Manganlı demir alaşımları içinde en önemlisi ferro-mangan olup demir-çelik üretiminde kullanılan manganezin % 90'ı ferro-mangan halindedir. Manganez hemen hemen her türlü çeliğin üretiminde gerekli olup dökme demir eldesinde de önemlidir [157].

Diğerleri -Türkiye manganez potansiyeli olarak % 0.11 lik bir paya sahiptir. Başka bir deyişle Türkiye'de dünya çapında büyük manganez yatakları yoktur. Mevcut yataklarda da Mn tenörü fazla yüksek değildir. Demirli-mangan (% 10-35 Mn) cevherleri rezervlerin büyük bir bölümünü oluşturur. Bilindiği gibi manganez cevheri olarak düşünülmeyen manganlı demir cevheri demir-çelik fabrikalarında sinterde kullanılarak manganez cevheri kullanımından tasarruf sağlar. Türkiye'de manganlı demir (% 5-10 Mn) cevheri de bulunmaktadır. (Hekimhan-Deveci) Türkiye'de bulunan manganez cevheri, genelde metalurjik manganez cevheri grubunda değerlendirilebilir.

4.3. Krom Cevheri

Yer kabuğunun doğal bileşenlerinden biri olan krom; metalürji, kimya ve refrakter sanayinin temel elementlerinden biridir. Krom periyodik cetvelde IV A grubunda yer alır ve atom numarası 24'tür.



Şekil 4.9. Krom cevheri

Ekonomik olarak işletilen tek krom minerali kromittir. Kromit, bileşiminde krom ile demir bulunan koyu gri bir madendir. Kromit; yerden çıkan toprak ile taşa karışık olan madendir. Krom ise onun arındırılarak metal biçime dönüşmüş durumudur. Kromit içindeki krom varlığı, işletilebilir yataklarda % 25 ile % 50 arasında değişir. İçerik arttıkça, ya da krom katkısı arttıkça kromitin satış değeri de artar. En yüksek tenörlü kromitler Türkiye’de yer alır.

Teorik mineraloji formülü $Fe Cr_2 O_4$ olmakla birlikte, doğada bulunduğu haliyle formülü;

$[(Mg, Fe)^{++}(Cr, Al, Fe)^{+++}]_2 O_4$ olan spinel grubu bir mineraldir [149].

4.3.1. Kromun kimyasal ve fiziksel özellikleri

Kromun tüm bileşikleri renklidir ve bazıları renk maddesi olarak kullanılır. Kromun asgari ve azami yoğunluğu; $3.41- 4.1 \text{ gr/cm}^3$, ortalama yoğunluğu ise 4.0 gr/cm^3 olarak verilmiştir. Kromun yan kayacı olan serpantinin asgari ve azami yoğunluğu; $2.4- 2.78 \text{ gr/cm}^3$, ortalama yoğunluğu ise 2.50 gr/cm^3 olarak delirtilmiştir [158].

Genellikle çeliği sertleştirmede, paslanmaz çelik yapmada kullanılır.

Tablo 4.6. Kromun kimyasal özellikleri

Kimyasal Bileşimi	Fe Cr ₂ O ₄
Kristal Sistemi	Kübik
Kristal Biçimi	Çok nadir bulunan kristalleri oktahedral; masif, taneleşmiş
Sertlik	5,5
Özgül Ağırlık	4,5 – 4,8
Renk ve Şeffaflık	Siyah, opak
Çizgi Rengi	Kahverengi
Parlaklık	Metalik
Ayrıcı Özellikleri	Çizgi rengi ve zayıf manyetiklik özelliği

Tablo 4.7. Kromun fiziksel özellikleri

Erime noktası	1907°C (2180K)
Kaynama noktası	2671 °C (2944K)
Molar hacmi	7.23 ml/ mol
Mineral Sertliği	8,5
Özgül ısı	0.45 J g ⁻¹ K ⁻¹
Isı iletkenliği	0.94 W/cmK
Buharlaştırma Entalpisi	339 kJ mol ⁻¹
Atomlaşma Entalpisi	397 kJ mol ⁻¹

Kromun clark sayısı ve çeşitli kayaç türlerindeki ortalama bolluğu aşağıda olduğu gibi belirlenmiştir [150, 151].

Clark sayısı	100 ppm
Ultramafik kayaçlar	2000 ppm
Mafik kayaçlar	300 ppm
Feslik kayaçlar	25 ppm
Kireçtaşları	5 ppm
Kumtaşları	100 ppm
Şeyller	100 ppm

Krom Cr +2, Cr 3+ ve Cr 6+ olmak üzere üç farklı değerlikli iyonuna sahip olup Cr 3+ iyonu en kararlı ve doğada en çok bulunan iyonudur. Cr 6+ iyonu yalnızca aşırı oksidan ve bazik karakterli yüzeysel ortamlarda bulunabilmektedir. Cr 3+ iyonunun oksijene ilgisi çok fazla olup magmatik diferansiasyon sırasında Fe, Mg, Al ile birlikte hareket ederek ayrımlanmakta ve bu elementlerle birlikte minerallerin yapısına girmektedir. Genelde krom manyetik özellik taşımamaktadır.

Krom içeren 25 kadar mineral bilinmekte olup en önemlileri ve kimyasal bileşimleri; Kromit $(Mg, Fe)^{2+}(Cr, Al, Fe)^{3+}_2O_4$, Uvarovit (Cr-granat), Kemerinit (Cr-klorit) şeklinde sıralanabilir.

Bunlardan kromit en yaygın krom minerali olup krom yatakları yerine kromit yatakları adlanması da kullanılabilir. Ayrıca önemli miktarda krom içeren kayalar kromit olarak adlanmaktadır.

Kromit, spinel grubu minerallerden olup tıkmaz ve yoğun kristal hücreli, özgül ağırlığı yüksek (3.8-4.9 gr/cm³) ve sertliği 8 olan bir mineraldir. Rengi siyah ve siyaha yakın kahverengidir [149].

Kromit minerali ve krom yatakları kökensel olarak ilişkili oldukları ultrabazik kayalar içinde bulunurlar. Ultrabazik kayanın (dunit, serpantinit) oluşturduğu hamura (gang) gömülü kromit kristalleri krom cevherini oluşturmaktadır. Ultrabazik hamur malzemesi içinde kromit kristallerinin ve/veya tanelerinin bulunuş yoğunluğu, sergiledikleri doku ve yapı özellikleri krom cevherinin masif, saçılmış (dissemine), nodüllü, orbiküler, bantlı, masif bantlı ve dissemine bantlı gibi nitelendirilmelerini sağlar. Mg, Cr, Fe, Al elementleri kromit mineralini oluşturan elementler olmakla birlikte, gang minerallerinden kaynaklanan silis de krom cevheri analizlerinin ayrılmaz bir parçasıdır. Krom cevherinin kimyasal bileşimi cevherin sanayideki kullanım alanlarını belirlemektedir.

Kromitlerin oluşumu için önerilen bazı modellerin varlığına karşın bu konu halen tartışmalıdır. Buna karşın Alpin tip kromit oluşumlarının yitim ilişkili manto litosferleri ile birlikteliği genel olarak kabul edilmiştir. Bazı araştırmacılar tarafından yüksek krom içerikli podiform kromitlerin çeşitli derecelerde tüketilmiş peridotitler

ile boninitik magmaların etkileşimi sonucu oluştukları, boninitlerin ise, yitim zonu ortamında çeşitli kereler tüketilmiş magmalardan oluştukları vurgulanmaktadır. Kromitlerin oluşumu ve bileşimi, içinde buldukları ultramafik kayaçların (peridotit) oluşum ortamı ve bileşimlerine bağlı olarak kontrol edilir.

Kimyasal analizlerde SiO_2 , Cr_2O_3 , Al_2O_3 % miktarları ve Cr/Fe oranı çok belirleyici olmaktadır. Kromit mineralinin doğada bilinen en yüksek Cr_2O_3 içeriği % 68'dir. Krom cevherinin endüstrideki kullanım alanlarına göre kimyasal bileşimi ve fiziksel özellikleri ile ilgili sınırlamalar söz konusudur. Teknolojik gelişmelere uygun olarak cevherin kimyasal bileşiminden kaynaklanan kullanım sınırlamaları giderek daha esnek hale gelmektedir. Kimyasal cevher olarak tanımlanan yüksek demirli krom cevheri, gelişen teknolojiyle artık metalurji sanayiinde de kullanılabilir.

Ofiyolit istiflerin her birinde, harzburjitler temeli temsil eden hakim kayaçlardır. Bu temel kayaçlar içerisinde harzburjitler ile birlikte az olarak piroksenit daykaları, dunit bantları ve kromit yumruları da bulunur. Bunların hepsine birden peridotitik kayaçlar denir. Bu peridotitlerden harzburjitik kayaçlar % 75-89.0 olivin , % 10-15 ortopiroksen, % 0-5 klinopiroksen, ve % 1-3 krom-spinel mineralleri içerirken, dunitler % 90'dan daha fazla olivin içeren kayaçlardır.

Peridotitlerden harzburjitler piroksenitlere, dunitlere ve kromitlere ev sahipliği yaparlar. Dunitler ise genellikle düzensiz yumru şekilli kromitlerin etrafında onları saran kılıf şeklinde bulunurlar. Dunit ve harzburjitleri oluşturan silikat minerallerinden olivin ve piroksenlerin serpentine dönüşümü çok yaygın ve olağan bir süreçtir. Dolayısı ile peridotitler (harzburjit-dunit) yayılım sundukları birçok bölgede farklı derecelerde serpantinleşmiş olarak gözlenir. Özellikle kromitleri saran dunit zarflarında serpantinleşme çok daha sık gözlenen bir durumdur. Kromitler beraber oluştukları silikat mineralleri ile kıyaslandıklarında alterasyona karşı daha dayanıklıdırlar. Alterasyona karşı dayanıklı olmaları kromitlerin kullanımını popüler yapan en önemli özelliklerden biridir.

Çoğunlukla serpantinleşmiş peridotitler içerisinde kromitler masif ve saçınımlı dokularda görülürler. Alpin tip (podiform tip) kromit yataklarının çevre kayaçlarla

olan karmaşık içyapı ilişkileri ve nispeten küçük boyutlu oluşları belirgin özellikleridir. Genelde mercek, bant veya düzensiz şekilli kütlelerden oluşmaktadırlar.

4.3.2 Krom yatakları

4.3.2.1. Stratiform sokulumlara bağlı krom yatakları

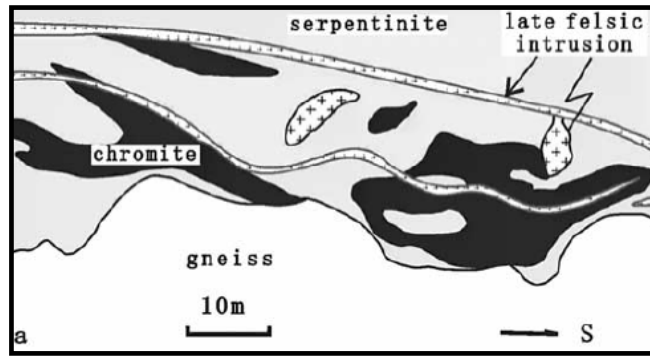
Bushveld (Güney Afrika), Stilwater (ABD) gibi duraylı kıtasal bölgelerde (kraton) bulunmaktadır. Büyük boyutlu, kilometrelerce devamlılık gösteren tabakalı yataklanmalardır. Yapısal olarak büyük bir karmaşıklık sergilemezler. Küçük tane boyulu, düzgün kristal şekilli, Cr/Fe oranı düşük ve yüksek demirli cevher içerirler.



Şekil 4.10. Stratiform sokulumlara bağlı krom yatağı

4.3.2.2. Ultrabazik-bazik kayaç topluluklarına (ofiyolit istifi) bağlı krom yatakları (podiform tip)

Daha çok Alp dağoluşum kuşakları boyunca görülmeleri nedeniyle Alpin tip diye anılmaktadırlar. Bunlar mercek veya düzensiz şekilli, genelde küçük boyutlu, karmaşık yapısal ilişkiler sergileyen yataklardır. İri tane boyulu düzensiz kristal şekilli, Cr/Fe oranı yüksek ve yüksek kromlu cevher içerirler.



Şekil 4.11. Podiform tip krom yatağı

4.3.2.3 Konsantrik ultrabazik-bazik kayaç topluluklarına bağlı krom yatakları

Eşmerkezli bir iç düzene sahip olan bu tip bugün için ekonomik önem taşımamaktadır. Genellikle Alaska'da görülen bu tip yataklardan üretim yapılmamaktadır. Bununla birlikte ABD'de, bu kromitlerin zenginleştirilmesi testleri ve bunların ekonomikliği konusunda çalışmalar yapıldığı bilinmektedir. Bu tip yataklar genellikle yüksek demirli krom cevheri içerir.

Alpin tip cevherler, Cr/Fe oranlarının stratiform tip cevherlere göre daha yüksek olması nedeniyle 1970'li yıllara kadar metalurji sanayiinde rakipsiz olarak kullanılmıştır. Bu yüzden yüzyılın ilk üç çeyreğinde kromit üretimi daha çok Alpin tip yataklardan yapılmıştır. Cr_2O_3 içeriği ve Cr/Fe oranı düşük, FeO içeriği yüksek olan stratiform tip yataklardan üretilen cevher ise, 1970'li yıllara kadar genelde kimya sanayiinde kullanılmıştır. Ancak Alpin tip yataklarda rezerv belirleme güçlüğü ve uzun vadeli ticari bağlantıların yapılamaması gibi nedenler, stratiform tip yataklara ait krom cevherinin özellikle metalurji sanayiinde kullanımına imkân sağlayan teknolojileri geliştirmeyi zorlamış; elde edilen olumlu sonuçlara bağlı olarak da bu tip yataklardan yapılan krom cevheri üretimi giderek artma eğilimi göstermeye başlamıştır. [159].

4.3.3. Türkiye'deki kromitlerin tipi ve dağılımı

Kromit yatakları kökensel olarak ilişkili oldukları ofiyolitik masiflerin ultrabazik kayaları (dunit, harzburjit, serpantinit) içerisinde bulunurlar. Kromit yataklarının içinde bulunduğu ve peridotit genel adıyla anılan ultrabazik kayalar Türkiye'de geniş alanlar kaplarlar. Genellikle bu ultrabazik kayalarla temsil edilen ofiyolitler kuzeyden güneye üç ana kuşağa bölünür;

- i) Pontid ofiyolitleri,
- ii) Anatolid ve Torid ofiyolitleri,
- iii) Trodos ofiyolitleri (veya Güney Neotetis ofiyolitleri).

Bu ofiyolitler doğu-batı gidişli suture zonları üzerinde mostra vermektedirler. Pontid ofiyolitleri pontid suture zonu üzerinde yer alan Neotetis'in kuzey kolunun kalıntılarıdır ve Avrasya karası üzerine yerleşmişlerdir. Anatolid ve Torid ofiyolitleri İzmir-Ankara-Erzincan suture ve Toros/Bolkar karbonat platformu üzerinde yer alan ofiyolitleri içerir. Trodos ofiyolitleri güneydoğu Türkiye ile birlikte Suriye ve Kıbrıs'ta yer alırlar. Ofiyolit topluluğuna ait bu peridotitler Alp dağ kuşağı boyunca yerleşmişlerdir.

Türkiye'de bulunan peridotitler ve bunların içindeki kromit yatakları da Alpin tip olarak sınıflandırılmaktadır. Alpin tip cevherler, Cr/Fe oranlarının daha yüksek olması nedeniyle yıllardır metalürji ve refrakter sanayinde yaygın olarak kullanılmaktadır.

Krom yataklarının içinde bulunduğu peridotit genel ismiyle anılan ultrabazik kayalar, Türkiye'de geniş alanlar kaplarlar. Türkiye'de krom yatakları belirgin bir dağılım düzeni göstermeksizin peridotitler içinde ülke geneline yayılmış durumdadır. Türkiye'de 1000 kadar tek veya grup halinde krom yatağı ve krom cevheri zuhuru bulunmaktadır. Alpin tip cevherlerin yaygın olarak bulunduğu Türkiye, Dünyadaki sayılı krom üreticisi ülkeler arasında yer alır.

Türkiye’de ilk kez kromit 1848 yılında İngilizlerce Bursa Harmancık’ta bulunmuştur. Daha sonra 1900 yılında Fethiye’de, 1918’de Elazığ-Guleman’da kromit Fransızlarca işletilmiştir. Türkiye’de kromit yatakları ultrabazik (peridotit, olivin, serpantin gibi) kayalara bağlı olarak en çok, Batı, Orta, Doğu Toroslar ile Doğu Anadolu ile Güney Marmara Bölgesi’nde bulunur. Yatak biçimi genelde, ardışık gözler biçiminde, yer yer kırık aralarına sucuk gibi sokuşmuş biçimde bulunur. Çoğunluklar, kaplan derisi gibi leke, leke cevher düğümleri biçiminde görülür. Türkiye’nin yüzeyden araştırılan bölümü yalnızca % 40’tır, % 60’ı bugüne dek araştırılmamıştır.

MTA Genel Müdürlüğü, Maden Etüt ve Arama Dairesi bünyesinde, 145 krom yatağında yapılan çalışmalar sonucu, gerek kendisinin derlediği veriler ve gerekse işletmeciler kuruluşlardan derlenen verilerin değerlendirilmesi sonucu % 20’den daha fazla Cr₂O₃ içerikli krom rezervi yaklaşık 26 milyon ton olarak verilmektedir.

Türkiye’de krom üretimi açısından en önemli bölgeler;

1-Guleman (Elazığ Yöresi): Batı Kef (6.8 milyon ton, %33), Doğu Kef (500.000 ton, %40-45), Sori Ocakları (2,5 milyon ton, %42-48), Kapın (700.000 ton, %43-47).

2-Fethiye-Köyceğiz-Denizli Yöresi: Karaismailler (800.000 ton, %30-38), Üzümlü-Sazlı 100.000 ton, %36), Biticealan (102.000 ton, %44-48), Kazandere (236.000 ton, %37,5), Kandak (100.000 ton, %40-46).

3-Bursa-Kütahya-Eskişehir Yöresi: Harmancık-Başalan (163.000 ton, %20), Ömeraltı-Kınalıbatak (100.000 ton, %23), Miran-Hudut-Koca Ocaklar (120.000 ton, %43), Orhaneli-Karınçalı (40.000 ton, %5-30), Büyükorhan-Kırocak (277.000 ton, %10-18), Kömürlük (53.000 ton, %15-40), Eskişehir-Karacaören (35.000 ton, %15-45), Eskişehir-Karaburhan (1.800.000 ton, %22-26), Kavak kromları (1 milyon ton, %30-45).

4-Mersin-Adana-Kayseri Yöresi: Adana- Aladağ (198 milyon ton ,%5,60), Kayseri-Pınarbaşı -Dedeman 9 no lu Ocak (490.000 ton, %20-30-Tarla Ocak 300.000 ton, %10-20).

5-Sivas-Erzincan-Kopdağ Yöresi: Sivas- Kangal-Karanlıkdere, (2,3 milyon ton, %5-15), Karadere (55.000 ton, %43-44), Erzincan- Kopdağ (3,6 milyon ton, %38-54).

6-İskenderun-Kahramanmaraş Yöresi: Hatay- Kızıldağ (117.000 ton, %34-44).

4.3.4. Dünya üretim miktarları

Dünya toplam kromit kaynakları 7,6 milyar ton düzeyindedir. Bunun 3.6 milyar tonu rezerv sınıfındadır. Dünya krom kaynaklarının büyük bir bölümü stratiform yataklara aittir. Ekonomik olarak işletilebilen krom cevheri yatakları dünyada başlıca; Güney Afrika Cumhuriyeti, Kazakistan, Zimbabve, Finlandiya, Hindistan, Türkiye, İran, Filipinler Küba ve Brezilya'da bulunmaktadır.

Yıllık dünya krom rezervi üretimi 13-15 milyon ton düzeyindedir. 2006 yılında 19,6 milyon ton, 2007 yılında da 20 milyon ton krom cevheri üretilmiştir. Güney Afrika 7,4 milyon ton ile 2006 yılı dünya toplam üretiminin % 34'sini gerçekleştirmiştir. Kazakistan %18 ile 3,6 milyon ton, Hindistan ise 3,6 milyon ton krom cevheri üretmişlerdir. Yıllık tüketim ortalama % 5 civarında artmaktadır. Dünya krom pazarlarında yeni üretici ülke pek katılmazken; Yunanistan, Sırbistan (Yugoslavya) ve Pakistan gibi ülkelerin krom cevheri rezervlerinin tükenmesi veya azalması sonucu pazardan çekildikleri görülmektedir [154].

Avrupa Birliği ülkelerinin tükettiği kromitin % 11'ini Türkiye sağlamaktadır. Türkiye'nin 2007'de kromit ile krom satışından toplam geliri 0,9 milyar ton dolayındadır. Üretim artışı % 30 dolayındadır. Dünya'da başlıca kromit satıcıları; Türkiye, Kazakistan, Arnavutluk, Zimbabve, Güney Afrika, Hindistan, Filipinler'dir. Başlıca kromit satın alan ülkeler ise; Çin, Japonya, ABD, Rusya, AB (Almanya, İsveç, Fransa, İngiltere)'dir. Dünya'daki kromitin % 90'ı Afrika'da çıkmakta olup, başı çeken ülkeler Güney Afrika ile Zimbabve(Rodezya) dir (USGS).

4.3.5. Kromun kullanım alanları

Dünya krom cevheri tüketiminin % 79'u metalurji, % 13'ü kimya, % 9'u refrakter sanayilerinde kullanılmaktadır. Sanayideki kullanım alanları kimyasal bileşim ve fiziksel özelliklerine göre sınırlı olmakla beraber, teknolojiadaki gelişmeler kimyasal bileşim ve fiziksel özelliklerden kaynaklanan sınırlamaları daha esnek hale getirmiştir.

4.3.5.1. Metalurji

Metalurji sanayiinde krom cevherinin en önemli kullanım alanı paslanmaz çelik yapımında kullanılan ferrokrom üretimidir. Ferrokrom ise paslanmaz çelik metal ve silah sanayinin çok önemli bir maddesidir. Krom; çeliğe sertlik ile kırılma ve darbelere karşı direnç verir, aşınma ve oksitlenmeye karşı koruma sağlar.

Bu kapsamda kromun çeşitli alaşımları mermi, denizaltı, gemi, uçak, top ve silahlarla ilgili destek sistemlerinde kullanılır. Paslanmaz çeliğin dayanıklılığının yanı sıra, kullanıldığı yerlere estetik bir görünüm kazandırması; bu malzemenin son yıllarda otobüslerin ve tren vagonlarının, şehir içlerinde otobüs duraklarının, cadde ve sokak aydınlatma sistemlerinde, binalarda merdiven korkuluklarının yapımında ve deniz içi petrol arama platformlarının yapımında giderek artan oranlarda kullanılmasını sağlamıştır. Kromun süper alaşımları ısıya dayanıklı, yüksek verimli türbin motorlarının yapımında kullanılmaktadır.

1970'li yıllardan başlayarak ferrokrom tesisleri, paslanmaz çelik üreten Japonya, Batı Avrupa ve ABD gibi sanayisi gelişmiş ülkelere krom cevherinin üretildiği ülkelere kaymıştır. Diğer bir deyişle, bu ülkeler krom cevheri ihtiyaçlarını ferrokrom ithali yoluyla karşılamakta, kendi ülkelerinde ferrokrom üretiminden uzaklaşmaktadırlar. Bağımsız Devletler Topluluğu (BDT) ve gelişmekte olan ülkelerdeki kromit tüketimi ise, batılı sanayi ülkelerinden daha farklı bir durum sergilemektedir. Örneğin, BDT'de çelik yapımında hala geri teknoloji (open-heart) büyük yer tuttuğu (1980'lerde %53) için, krom cevherinin refrakter amaçlı tüketimi %35 düzeyindedir.

1980'lerde eski SSCB'deki krom cevheri tüketiminin % 45'i metalurji, % 35'i refrakter ve % 20'si kimya sanayiinde olmuştur. Tüketimdeki bu dağılımın, bir süredir devam eden reorganizasyon çalışmaları nedeniyle değişmesi beklenmektedir. Metalurji sanayiinde krom; ferrokrom, ferro-siliko-krom, krom bileşikleri, ekzotermik krom katkıları, diğer krom alaşımları ve krom metali şeklinde tüketilir. Son yıllarda metalurji sanayiinde kullanılan kromun (krom demir alaşımları ve krom metalinin) yaklaşık % 95'i ferrokrom şeklinde, ferrokrom ise başlıca paslanmaz ve ısıya dirençli çelik yapımında tüketilmektedir. Paslanmaz çelikler % 12-40 arasında krom içerir. Paslanmaz çelik sanayi, ABD'de krom-demir alaşımları ve krom metali toplam tüketiminde yaklaşık % 9'luk bir paya sahiptir. Bu oran düzenli bir şekilde artış sergilemektedir.

Krom, çeliğe başlıca yüksek karbonlu ferrokrom şeklinde ilave edilir. ABD'de son 10 yılda toplam ferrokrom tüketimi içinde yüksek karbonlu ferrokrom tüketiminin payı % 71'den % 91 oranına yükselmiştir.

Dünyada da buna benzer olarak yüksek karbonlu ferrokrom tüketiminde bir artış trendi gözlenmektedir. Sanayileşmiş ülkelerin ihtiyacını karşılayabilmek amacıyla paslanmaz çelik üretiminin %3-3,5 oranında artacağı tahmin edilmektedir. Dolayısıyla sanayileşmiş ülkelerde de ferrokrom talebinin bundan biraz daha az bir hızla artması beklenmektedir. Çünkü çelik yapımı teknolojisindeki gelişmeler cürufa karışma ve oksitlenme yoluyla krom kayıplarını azalttığından, ferrokrom kullanımı gittikçe daha verimli hale gelmekte ve bu da ferrokrom tüketiminin paslanmaz çelik üretiminden daha az bir hızla artmasına neden olmaktadır.

Gelişmekte olan ülkelerde paslanmaz çelik için ferrokrom talebi 1980'lerin ortasından bu yana yılda % 3,5 kadar bir artış göstermiştir. Krom metali, yüksek performans alaşımlarında, Al, Ti, Cu alaşımlarında, ısıya ve elektriğe dirençli alaşımlarda kullanılmaktadır. Dünyanın en büyük krom metali tüketicisi ABD'dir. Uzay sanayiinde önder olması nedeniyle batı dünyasının krom metali tüketiminin % 55-60'ını bu ülke tüketir. Uzay sanayiinde hızlı bir gelişme beklenmekle birlikte, bu alanda kullanılan yüksek performans alaşımlarında krom metali tüketiminin yüksek hızla artması pek muhtemel görülmemektedir. Zira geleneksel nikel esaslı süper

alaşımlar yerine, uzay sanayiinde seramikler ve kompozit materyallerin kullanımına gidilmektedir. Bu nedenle krom metali kullanımında potansiyel gelişme alanı uzay sanayi dışındadır.

Diğer yandan krom alaşımlarında, alaşımın özelliğini bozmadan kullanılan krom miktarının azaltılması konusunda araştırmalar ve krom içeren malzemelerin yeniden kullanılmasına yönelik yöntem geliştirme çalışmaları yapılmaktadır.

4.3.5.2. Kimya

Çoğu krom kimyasalları, kimyasal kalitedeki krom cevherinden doğrudan elde edilen sodyum bikromattan üretilir. Sodyum bikromat, kromik anhidrit ve krom oksit en yaygın kullanılan krom kimyasallarıdır. Ticari olarak üretilen diğer tali bileşikler, kurşun kromat, bazik krom sülfat, sodyum kromat, potasyum bikromat, potasyum çinko kromat ve amonyum bikromattır. Krom kimyasalları paslanmayı önleyici özellikleri nedeniyle uçak ve gemi sanayiinde yaygın olarak; kimya endüstrisinde de sodyum bikromat, kromik asit ve boya hammaddesi yapımında kullanılmaktadır. Krom kimyasalları; metal kaplama, deri tabaklama, boya maddeleri (pigment), seramikler, parlatici gereçler, katalizör, boyalar, konserve kutulama (canning agents), su işleme, temizleme (water treatment), sondaj çamuru ve diğer birçok alanda tüketilir.

Krom kimyasallarının tüketim deseni (pattern) ülkeden ülkeye ve zamanla değişiklik göstermektedir. Sözgeşi Japonya'da metal kaplama krom kimyasalları için en büyük pazardır (1986'da toplam iç talebin %41'i). Japonya'da otomobillerin panelleri, çamurluklar gibi dış parçalarında soğuk haddelenmiş levhalar yerine giderek artan şekilde bikromat katmanıyla boyanmış elektrogalvenize çelik levhalar kullanılmaktadır. Bunun tersine metal kaplama, krom kimyasalları için ABD'de daralan bir pazardır. Bu gelişme esas olarak otomobillerde krom kaplama yerine, daha çok siyah plastik dış gövdeler kullanılmasının bir sonucudur.

Boya maddesi (pigmentler) ve deri tabaklama hem ABD, hem de Japonya'da krom kimyasalları için daralan pazarlardır. Gerek zehirleyici kurşun esaslı boya

maddelerinin kullanımının yasalarla giderek artan bir şekilde kısıtlanması, gerekse organik boya maddelerinin rekabeti, boya maddelerinde sodyum bikromat kullanımını azaltmaktadır. Deri tabaklamada krom kimyasalları tüketiminin gelişmiş ülkelerde azalmasının nedeni, 1980'lerden sonra bu ülkelerin tüketimlerini daha ucuz tabaklanmış deri ithalatıyla karşılama eğilimidir. Deri tabaklamada krom kimyasalları tüketiminde artış Brezilya, Çin, Hindistan ve Güney Kore gibi gelişmekte olan ülkelerle sınırlıdır.

Sanayileşmiş ülkelerde krom kimyasalları tüketiminde artış olan başlıca alan ağaç malzemeleri çürümesini önleyici maddeler (wood preservatives) imalidir. ABD'de çevresel kısıtlamalar bu alanda geleneksel maddelerin kullanımını sınırlandırmaktadır. ABD'de 1980'lerin sonlarında ağaç çürüme önleyicileri imalinde krom kimyasalları tüketimindeki yıllık artış hızı %10 olmuştur.

4.3.5.3. Refrakter

Refrakter özellikteki krom cevheri, çelik üretiminde yüksek fırınlarda yaygın olarak kullanılmaktadır. Yüksek fırın yöntemiyle çelik üretiminin azalması, kromun refrakter amaçlı kullanımını da olumsuz yönde etkilemiştir. Krom cevherinin metalurji, kimya, refrakter ve döküm sanayiinde kullanımları ve bu alanlara göre tüketim oranları ayrıntılı olarak sadece Japonya, Fransa ve ABD için bilinmektedir. ABD'de yıldan yıla büyük değişiklik göstermekle birlikte, son yılların ortalamasına göre toplam krom cevherinin % 79'u metalurji sanayi, % 13'ü kimya sanayi ve % 8'i refrakter sanayiinde kullanılmıştır.

Kromun refrakter sanayindeki kullanımında, ABD'deki çelik üretimi teknolojisindeki gelişmeler sonucu, 1980'lerden itibaren bir azalma gözlenmektedir. Örneğin 1980'lerin ortalarında refrakter kromit tüketimi ortalama %17 iken, günümüzde %8 düzeyine düşmüştür. Bu değişimin sebebi ise, ABD çelik üretiminde Open heart açık ocak yönteminden AOD (Argon-Oksijen-Dekarburizasyon) yöntemine geçilmesi sonucu, magnezyum-krom refrakterlerinin yerini magnezyum karbon (Mg-Carbon) refrakterlerinin almasıdır

BÖLÜM 5. ÇALIŞMADA KULLANILAN TERS ÇÖZÜM VE MODELLEME TEKNİKLERİ

5.1 Elektrik Özdirenç ve IP Verileri İçin Ters Çözüm Metodu Ve Kullanılan Ters Çözüm Programı

Son yıllarda, 2-B özdirenç görüntüleme yöntemleri, geleneksel özdirenç sondaj veya profil araştırmalarının yetersiz kaldığı karmaşık yer altı jeolojisine sahip bölgeleri haritalamak için kullanılmaktadır. 2-B özdirenç veri toplama, hidrojeolojik, çevre ve mühendislik amaçları için oldukça faydalıdır [160].

Yeraltının gerçek özdirenç değişimini elde etmek için, bu görünür özdirenç verilerinin bir ters çözümü yapılmalıdır. Görünür özdirenç verisinin 2-B ters çözümü için iki yaklaşım kullanılmaktadır. Birinci yaklaşımda, basit geometrik şekilli yapılar kullanılarak veri modellenir. Bu yöntem, yer altı özdirenç dağılımının ilk tahminini yapmada faydalıdır. Fakat bunların başarıyla uygulanabildiği jeolojik yapıların sayısı sınırlıdır. İkinci yaklaşımda ise, bir başlangıç modeli geliştirmek için yer altı çok sayıda dörtgen bloğa bölünür ve doğrusal olmayan bir ters çözüm yöntemi kullanılır [160- 167].

Uygun bir sönüm katsayısı ve yuvarlatma süzgeci kullanılarak, en-küçük kareler yöntemi kararlı olur ve hızlı yakınsar. En-küçük kareler yöntemi 2-B özdirenç ters çözümde başarıyla kullanılırken, ters çözüm sonuçlarının seçilen sönüm katsayısının değerinden ve başlangıç modelinden büyük oranda etkilenmesi önemli bir sorundur [164, 165, 168].

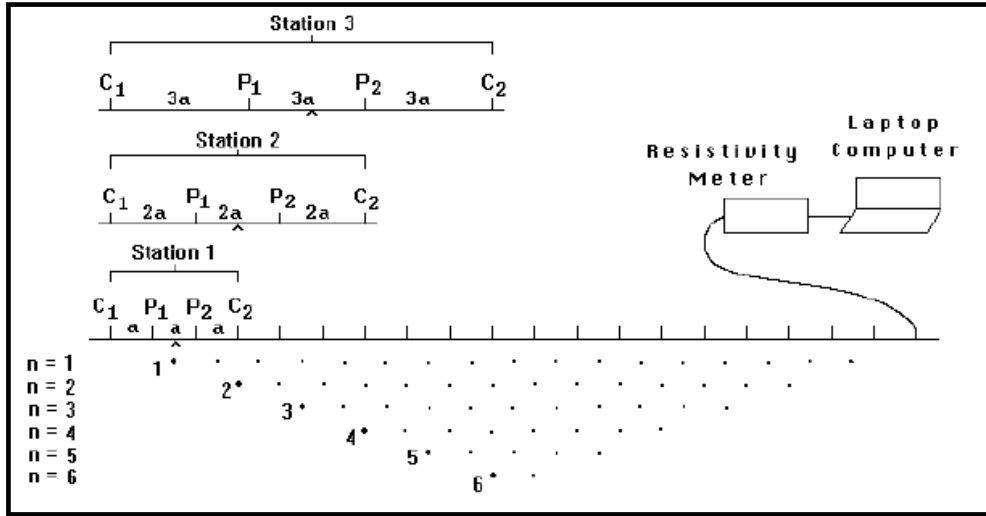
Ters çözüm işleminde sabit sönüm yerine değişken sönümün kullanılması yakınsamaya olumlu etki etmektedir. İşlem boyunca değişken sönüm için en uygun yaklaşım, sönüm katsayısının her yinelemede belli oranda kademeli olarak

azaltılmasıdır. Andıran kesitteki özdirenç değişim aralığı küçükse, başlangıç modelindeki bloklar için verinin aritmetik ortalamasının birkaç katı değerinde özdirenç başlangıç kestirimi yapılmalıdır.

Kuramsal verilerin ve gerçek saha verisinin ters çözümünden iyi sonuçların elde edilmesi, kademeli yaklaşımı ve dörtgen bloklardan oluşan homojen başlangıç modelini kapsayan ters çözüm yaklaşımının güvenilir olduğunu doğrulamaktadır. Sonuç olarak, bu yaklaşım ile pek çok durumda jeolojik ön bilgiye ihtiyaç olmadan herhangi bir saha verisinin ters çözümünden gerçek yer altı özdirenç dağılımına ait oldukça güvenilir sonuçlar elde edilebilir. Yine de özdirenç yönteminin doğasında var olan çok çözümlülük gibi sorunların denetlenmesi için elde edilen çözümün yorumlanması aşamasında, diğer disiplinlerden (jeoloji, sondaj vb.) gelen bilgiler çözümün güvenilirliğini denetlemek bakımından yararlı olacaktır.

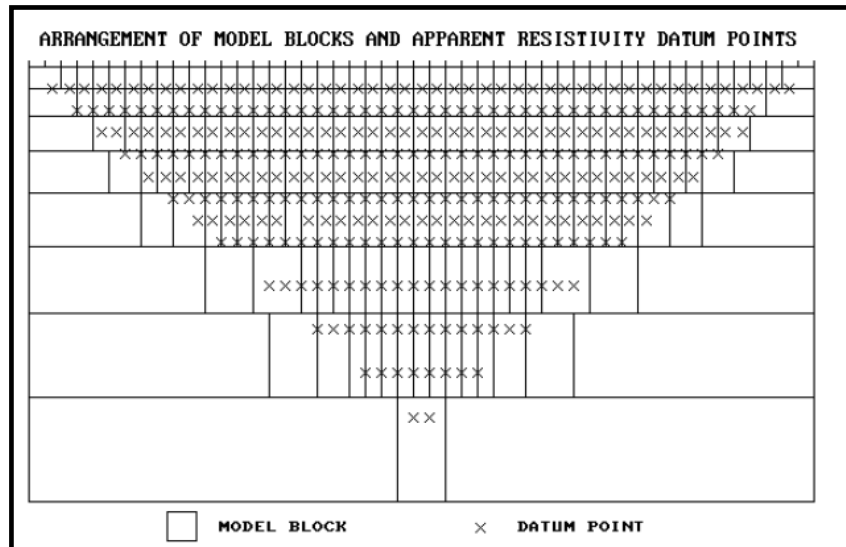
Bu çalışmada ise ters çözüm RES2DINV programı ile yapılarak yer altı kesitleri oluşturulmuştur. RES2DINV; 2 boyutlu bir elektriksel görüntüleme incelemesinden elde edilen veriyi yer altı kullanımı için 3 boyutlu bir özdirenç modelini otomatik olarak saptayacak bir bilgisayar programıdır [160].

2 boyutlu elektriksel görüntüleme çalışması için kullanılabilen, sıralı ölçüm ve elektrot düzenine bir örnek Şekil 5.1.' de gösterilmektedir. Bu program elektrotların geniş bir sayısı (yaklaşık 25 ten 1600 e kadar elektrot) ile bir sistemle toplanmış geniş data setlerinin (yaklaşık 200 den 21000 e kadar data noktası ile) ters çözümünü tasarlar.



Şekil 5.1. Aralıksız ölçümlerle bir yapma kesit oluşturmak için bir bilgisayarın kontrol ettiği çok elektrotlu araştırma için kurulum

Ters çözüm programı tarafından kullanılan 2 boyutlu model blokların sayısından meydana gelen 2 boyutlu model, Şekil 5.2.'de gösterilir. Blokların düzeni dağınık biçimde, yapma kesitte data noktalarının dağılımı için birleştirilmiştir. Dağılım ve blokların büyüklüğü kaba bir kılavuz gibi data noktalarının dağılımı kullanılarak program tarafından otomatik olarak üretilmiştir. Blokların alt sırasının derinliği yaklaşık olarak eşit olacak, en geniş elektrot aralığı ile data noktalarının ters çözümünün eş değer derinliği için ayarlanır [169].



Şekil 5.2. Yapma kesitte data noktalarıyla birlikte bir modelde kullanılan blokların düzeni

RES2DINV programı; görünür öz direnç değerlerini hesaplamak ve rutin ters çözüm için kullanılan doğrusal olmayan bir en küçük kareler optimizasyon tekniğini kullanılır. Program sonsuz farklar ve sonsuz element iletme modelleme tekniklerinin her ikisini de destekler. Bu program araştırmalar için kullanılan Wenner, pole-pole, dipole-dipole, pole-dipole, Wenner-Schlumberger ve ekvatorial dipole-dipole (dikdörtgen) dizilimleri kullanılır. Ek olarak bu ortak dizilimler için program mümkün olan elektrot konfigürasyonlarının hemen hemen sınırsız sayısı ile geleneksel olmayan dizilimlerinde desteklemektedir. Program tarafından kullanılan rutin ters çözüm, smoothness-constrained (yapay düzgünlük) en küçük kareler metoduna dayanmaktadır [164, 168, 170].

Smoothness-constrained en küçük kareler metodu aşağıda ki eşitliğe dayanmaktadır.

$$(J^T J + uF) d = J^T g \quad (5.1)$$

$$F = f_x f_x^T + f_z f_z^T \quad (5.2)$$

Formülde;

f_x = yatay düzgünlük filtresi,

f_z = düşey düzgünlük filtresi,

J = kısmi türev matrisi,

J^T = J 'nin transpozu,

u = sönüm faktörü,

d = model salınım vektörü,

g = uyumsuzluk vektörü şeklinde tanımlanmaktadır.

Bu metodun bir avantajı da sönüm faktörü ve düzgünlük filtresi farklı veri tiplerine uygun olarak ayarlanabilir. Smoothness-constrained en küçük kareler metodunun farklı değişimlerinin detaylandırılmış bir tanımı [171]'nin ücretsiz eğitimsel notlarında bulunmaktadır.

Program quasi-Newton optimizasyon tekniğine dayandırılan en küçük kareler metodunun yeni bir uyarlanmasını destekler. Bu teknik geniş data setleri ve daha az hafıza gerektirdiği için geleneksel en küçük kareler metodundan önemli şekilde hızlıdır [170].

Programın bir diğer optimasyonu ise, ilk iki veya üç iterasyon için Gauss-Newton metodunu daha sonra ki iterasyonlar için quasi-Newton metodunu kullanmaktadır buda en iyi uzlaşmayı sağlayacaktır [172].

Bu program tarafından kullanılan 2 boyutlu model dikdörtgen blokların sayısını da yer altında kısımlara ayırır (Şekil 5.2.). Bu programın amacı dikdörtgen blokların öz direncini belirleyebilmek gerçek ölçümlerle mutabık bir görünür öz direnç yapma kesiti üretebilmek Wenner ve Schlumberger dizilimleri için blokların ilk tabakasının kalınlığı, elektrot aralığı 0.5 zamanlı ayarlanmalıdır. Pole-pole, dipole-dipole ve pole-dipole dizilimleri için kalınlık sırasıyla elektrot aralığı 0.9,0.3 ve 0.6 zamanlı civarında ayarlanır. Sonra ki daha derin her tabakanın kalınlığı normal olarak %10 (veya %25) artacaktır. Tabakaların kalınlıkları kullanıcılar tarafından elle değiştirilebilir.

Optimizasyon metodu Eosen model bloklarının öz direnç düzeltilmesiyle ölçülen ve hesaplanan görünür öz direnç değerleri arasında ki farkı azaltmaya çalışmaktır. Bu farkın ölçümü Root Mean Squared (RMS) hatasıyla verilir.

Ancak mümkün olan en az RMS (bir seri ölçümün karelerinin ortalamasının karekökü) hatasıyla model bazen model öz direnç değişimlerinde olağan dışı ve büyük değişimler gösterir ve jeofiziksel bir perspektiften “en iyi“ model daima olamayabilir. Genelde son derece dikkatli yaklaşımla iterasyonda model seçiminden sonra RMS hatası önemli ölçüde değişir. Bu genellikle 3. ve 5. iterasyonlar arasında meydana gelir [171].

5.2 Gravite Yönteminde Uygulanan Modelleme Çalışması

Gravite verilerinin modellenmesinde bugüne kadar birçok çözüm getirilmiştir. Gravite de genellikle nokta kaynak modeller kullanılmaktadır. Bunlar arasından en çok kullanılan ters çözüm tekniği ise Marquardt (1963)'dur [173].. Bu teknik;

$$\Delta p = (A^T A + I) A^T \Delta g \quad (5.3)$$

şeklindedir. Burada;

Δp : Parametrelerin düzeltme vektörünü,

Δg : Gözlenen ve hesaplanan anomali farkını,

A: Türev matrisini,

λ : Marquardt katsayısını göstermektedir.

Genelleştirilmiş ters çözüm işleminde tekil diğer sorunu yani türev matrisinin asal köşegen değerlerinden herhangi birinin sıfıra yakınsaması veya sıfır olması halinde, türev matrisinin determinantının sıfır olması ve bu nedenle matrisin tersinin alınamaması sorunu ile karşılaşma riski mevcut olduğundan Marquardt'ın sönümlü en küçük kareler ters çözüm yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntemde Marquardt faktörü olan λ birim matris (I) ile çarpılarak türev matrisine eklenmiş böylece; tekil değer sorunundan kaçınılmaya çalışılmaktadır [173].

Tablo 5.1. Gravite yöntemi için seçilmiş modeller ve potansiyel bağıntıları.

Küre Modeli	$g = G \frac{m \cdot h}{[(x - D)^2 + h^2]^{3/2}} (Mx + c)$	Telford vd. 1981
Yatay Uzun Silindir Modeli	$g = \frac{2 G \cdot m}{(x - D)^2 + h^2} (Mx + c)$	Telford vd. 1981
İnce Çubuk Modeli	$g = \frac{G \cdot \rho \cdot A}{[(x - D)^2 + h^2]^{1/2}} (Mx + c)$	Telford vd. 1981
Yatay Çubuk Modeli	$g = \frac{2 G \cdot \rho \cdot \pi \cdot R^2}{h \cdot [1 + (x - D)^2 / d^2]} (Mx + c)$	Telford vd. 1981
Kalın Düşey Silindir Modeli	$g = 0,04191 \rho \cdot [L + ([(x - D)^2 + h^2] + R^2)^{1/2} - ([(x - D)^2 + h^2] + L)^2 + R^2)^{1/2}] + (Mx + c)$	Telford vd. 1981

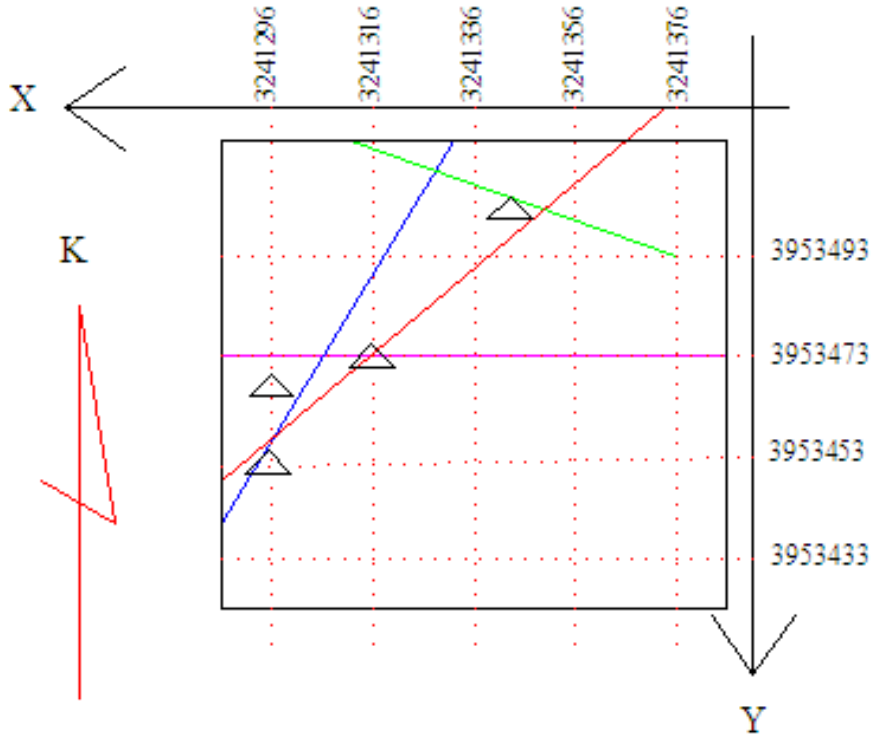
Çalışma alanında yapılan mikrogravite ölçümleri sonucunda alınan gravite değerlerinden Bouguer gravite haritası elde edilip bu harita üzerinde anomalinin belirginleştiği yerden kesitler alınarak eğriler oluşturulur. Bu eğriler üzerinde Matlab programı yardımıyla yukarıda verilen Tablo 5.1.'deki gravite modelleri ve potansiyel bağıntıları kullanılarak en uygun model bulunmaya çalışılır [174].

BÖLÜM 6. ARAZİ ÇALIŞMASI

Çalışma alanları iki kısma ayrılmaktadır. Birinci kısım; Antalya ili, Kumluca ilçesi, Sarıkaya Mevkiinde, ikinci kısım ise Muğla ili, Fethiye ilçesi, Gökben Mevkii'nde yer almaktadır. Çalışmanın amacı ise metalik madenlerden olan manganez aramasıdır. Bu amaca yönelik olarak jeofizik yöntemlerden öz direnç ve IP, ARES GF Instrument çok kanallı cihazı kullanılarak, mikrogravite ölçümleri ise CG-5 SCINTREX Autograv Sistemi kullanılarak yapılmıştır.

6.1. Antalya-Kumluca Arazi Çalışması

Bu çalışma Antalya İli, Kumluca İlçesi, Sarıkaya mevkiinde yapılmıştır (Bkz. Şekil 2.1). Sarıkaya mevkiinde yer alan çalışma alanında toplam 4 profil oluşturularak 90 adet IP ölçüsü alınmıştır. IP ölçümlerinde Dipol-Dipol elektrot dizilimi kullanılmıştır. Profiller birbirlerini kesecek şekilde oluşturulmuştur (Şekil 6.1).

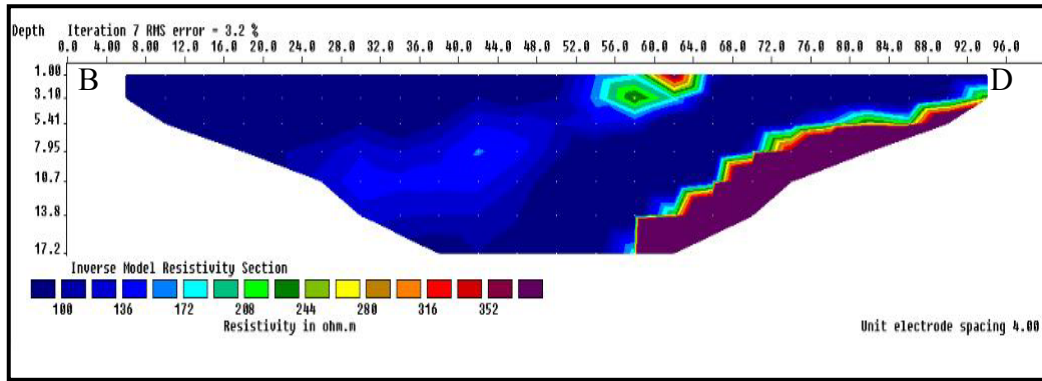


Şekil 6.1. Kumluca Sarıkaya mevkiinde alınan elektrik ölçü noktalarının krokisi (— ; 1. IP profilini, — ; 2. IP profilini, — ; 3. IP profilini, — ; 4. IP profilini, △ : mostra yerlerini göstermektedir)

Çalışma alanında ki 1.IP profili Foto 6.1.'de gösterilmiştir. Bu profil yaklaşık olarak 64. metrede cevher mostrasını kesmektedir.



Foto 6.1. Kumluca-Sarıkaya'da oluşturulan 1.profil görüntüsü (1. IP profili)



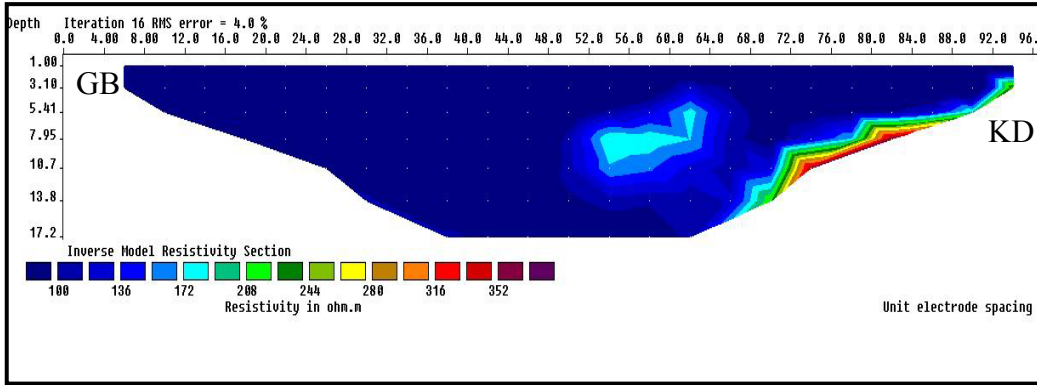
Şekil 6.2. Kumluca- Sarıkaya 1.profil IP düşey kesiti

Şekil 6.2.'de, Foto 6.1.'de 1.profile ait IP düşey kesiti görülmektedir. Profil uzunluğu 96 m. olup maksimum 17.2 m. derinliğe kadar kesit RESDİN2V programı yardımıyla oluşturulmuştur. İterasyon sayısı; 7 ve RMS hata orası % 3.2 olarak belirlenmiştir. Kesitin 60 ve 92 metreler arasında, 5.41m ve 17.2 m derinlikleri arasında IP değerinde 136 ohm m den 252 ohm m lere kadar yükselim görülmektedir. Değerlerin yükseldiği kısmın maden cevheri olduğu kanaatine varılmıştır. Şekil 6.2'de yer alan kesite göre manganez bu profilin 58-93 m'leri arasında yer almaktadır yani profil boyunca 34 m manganez cevheri izlenmiştir.

Cevherin(manganez) üst yüzey derinliği profil boyunca değişmektedir. Profil üzerindeki orta noktası 76. m olup burada cevherin üst yüzey derinliği 7.95 m'dir.



Foto 6.2.Kumluca- Sarıkaya 2. Profil görüntüsü (: 2. IP profili)



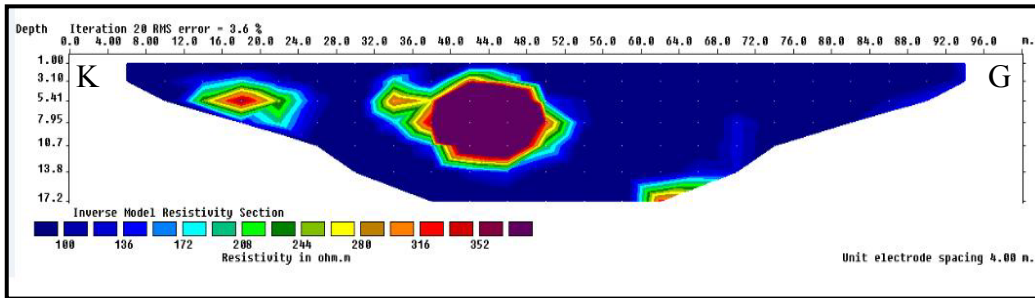
Şekil 6.3. Kumluca- Sarıkaya 2.profil IP düşey kesiti

Çalışma alanında oluşturulan 2.profilin 1. profile uzaklığı 29 m'dir ve hemen hemen bu iki profil birbirlerine paraleldir. Bu profilin 48. metresinde cevher mostrası kesilmiştir (Foto 6.2).

Şekil 6.3’de, Foto 6.2’de 2.profil için IP düşey kesiti görülmektedir. Profil uzunluğu 94 m. olup maksimum 17,2 m derinliğe kadar kesit RESDİN2V programı yardımıyla oluşturulmuştur. İterasyon sayısı; 16 ve RMS hata oranı % 4.0 olarak belirlenmiştir. 68-84 m ler arasında, 7.95 m ile 13.8 m derinliklerinde IP değerlerinde 172 ohm m den 316 ohm m ye kadar yükselme görülmüştür. Değerlerin yükseldiği kısmın maden cevheri olduğu kanaatine varılmıştır. Şekil 7.3’de yer alan kesite göre manganez bu profilin 72-84 m’leri arasında yer almaktadır yani profil boyunca 12 m manganez cevheri izlenmiştir. Cevherin üst yüzey derinliği profil boyunca değişmektedir. Profil üzerindeki orta noktası 78. m olup burada cevherin üst yüzey derinliği 10.7 m’dir.



Foto 6.3. Kumluca- Sarıkaya 3.Profil görüntüsü (: 3. IP profili)



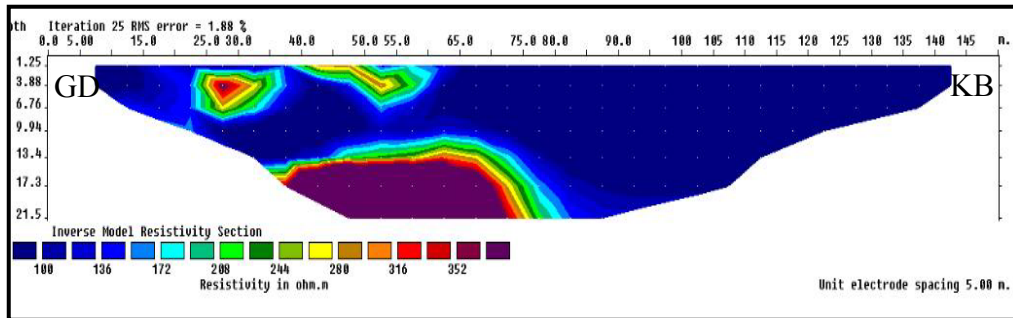
Şekil 6.4. Kumluca- Sarıkaya 3.Profil IP düşey kesiti

Çalışma alanında oluşturulan 3.profil, 1. profili 72. metresinde kesmektedir. Ayrıca 3. profil 12- 16. metrelerde ve 32-40 metreleri arasında cevheri kesmektedir.

Şekil 6.4'de, Foto 6.3'de 3.profile ait IP düşey kesiti görülmektedir. Profil uzunluğu 94 m. olup maksimum 17 m. derinliğe kadar kesit RESDİN2V programı yardımıyla oluşturulmuştur. İterasyon sayısı; 20 ve RMS hata orası % 3.6 olarak belirlenmiştir. 32-52 m. ler arasında 3.10 m ile 13.8 m derinliklerinde IP değerinde 136 ohm m den 352 ohm m ye kadar belirgin bir yükselme gözlenmiştir. Değerlerin yükseldiği kısmın maden cevheri olduğu kanaatine varılmıştır. Şekil 6.4'de yer alan kesite göre manganez bu profilin 38-50 m'leri arasında yer almaktadır yani profil boyunca 12 m manganez cevheri izlenmiştir. Cevherin(manganez) üst yüzey derinliği profil boyunca değişmektedir. Profil üzerindeki orta noktası 44. m olup burada cevherin üst yüzey derinliği 3.10 m'dir. Aynı zaman da 12-24 m ler arasında ve 59-68 m ler arasındaki yükselimde cevherin devamlılığını göstermektedir.



Foto 6.4. Kumluca- Sarıkaya 4.profil görüntüsü (↘ : 4.IP profili)



Şekil 6.5. Kumluca- Sarıkaya 4.profil IP kesiti

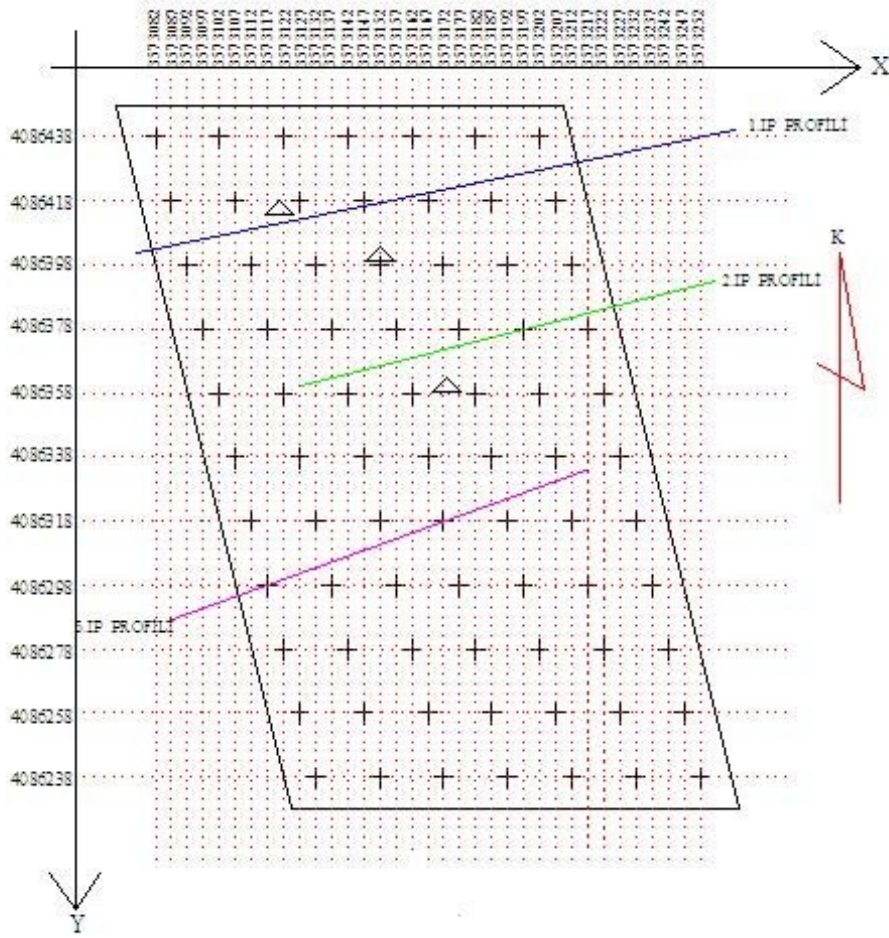
Çalışma alanında son olarak oluşturulan 4.profil; 1.profil 88. metresinde, 2.profil 24. metresinde ve 3. profil 64. metresinde kesmektedir.

Şekil 6.5’de, Foto 6.4’de 4.profile ait IP düşey kesitİ görülmektedir. Profil uzunluğu 140 m. olup maksimum 21.5 m. derinliğe kadar RESDİN2V programı yardımıyla kesit oluşturulmuştur. İterasyon sayısı; 25 ve RMS hata orası % 1.88 olarak belirlenmiştir. 35-75m ler arasında ki 40 m lik kısımda 17.3 m ile 21.5 m derinlikleri arasında IP değeri, 172 ohm m den 352 ohm m ye kadar yükselmiştir. Değerlerin yükseldiği kısmın maden cevheri olduğu kanaatine varılmıştır. Şekil 6.5’de yer alan kesite göre manganez bu profilin 38-75 m’leri arasında yer almaktadır yani profil boyunca 37 m manganez cevheri izlenmiştir. Cevherin üst yüzey derinliği profil boyunca değişmektedir. Profil üzerindeki orta noktası 56. m olup burada cevherin üst yüzey derinliği 15.4 m’dir. Ayrıca üst yüzey derinliği 3.88 m olan bir yükselimde göze çarpmaktadır.

Birbirlerine 20- 25m aralıklarla ardışık olarak oluşturulan 4 profilden elde edilen kesitler de cevher izlenmiştir. Bu da çalışma alanında bulunan cevherin damar şeklinde bir yapı oluşturduğu kanaatine varılmıştır.


6.2. Fethiye- Gökben Arazi Çalışması

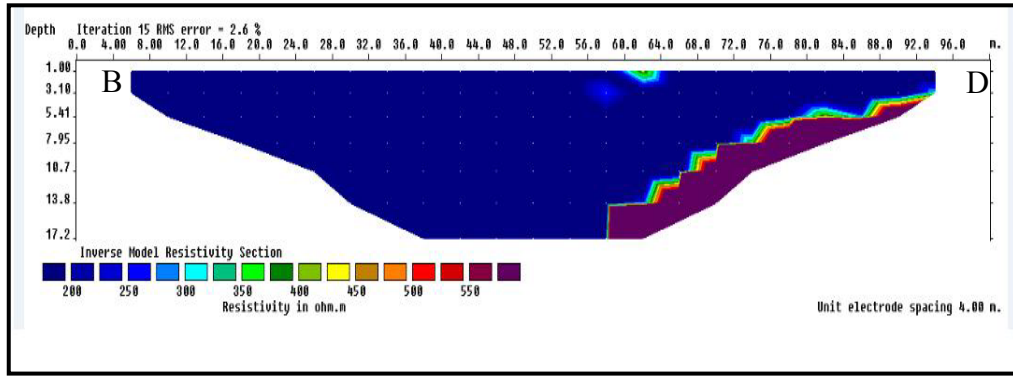
Bu çalışma Muğla İli, Fethiye İlçesi, Gökben mevkiinde yapılmıştır. (Şekil 2.6). Gökben Yaylası üzerinde yer alan çalışma alanı üzerinde 3 profil oluşturularak 75 adet IP ölçüsü alınmıştır. Aynı zamanda bu alan üzerinde ise 77 noktada mikrogravite ölçüsü alınmıştır. Çalışma alanında Foto 6.8.’de görüldüğü gibi oldukça geniş bir alanı kaplayan mostralar yer almaktadır. Bu mostralar orta noktalar olacak şekilde arazi mikrogravite ölçüleri için karelajlanmıştır (Şekil 6.6). Arazide elektrotun yere tutturulmasında sorunlar yaşandığı ve kontakt dirençleri giderilemediğinden elektrik ölçümleri için 3 profil oluşturulabilmiştir. Kontakt direncini yok edebilmek için su-tuzlu su kullanılmasına rağmen yok edilememiştir. Ölçülerde hata miktarının artması bizi yanlış yoruma götüreceği için bir çok profil iptal edilmiştir.



Şekil 6.6. Fethiye- Gökben mevkiinde alınan elektrik öz direnç ve mikrogravite ölçü noktalarının krokisi (— ; 1. IP profilini , — ; 2. IP profilini — : 3. IP profilini, + işareti ise mikrogravite ölçü noktalarını, Δ : mostraları göstermektedir.



Foto 6.5. Fethiye- Gökben 1. profil görüntüsü ( :1. IP profili)



Şekil 6.7. Fethiye- Gökben 1.profil IP düşey kesiti

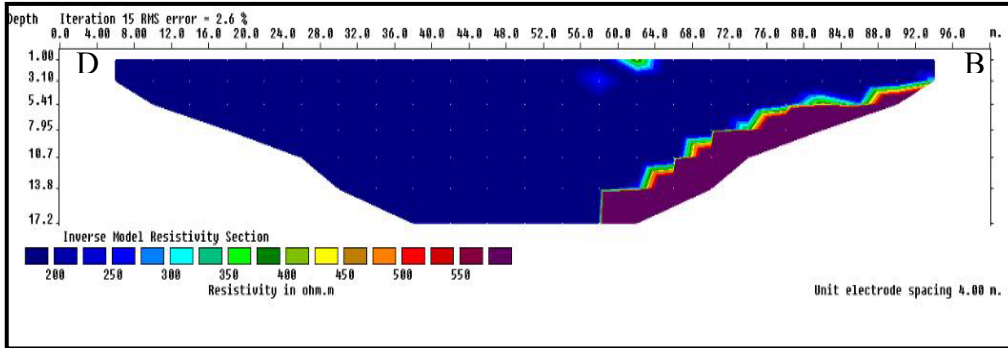
Cevher mostrasının hemen üzerinde yer alan ve yer yer küçük mostralara görüldüğü alanda 1. IP profili oluşturulmuştur (Foto 6.5.). Bu profil 40-50 m'ler arasında cevher mostrasını kesmektedir.

Şekil 6.7'de, Foto 6.5'da 1.profile ait IP düşey kesiti görülmektedir. Profil uzunluğu 96 m. olup maksimum 17.2 m. derinliğe kadar RESDİN2V programı yardımıyla kesit oluşturulmuştur. İterasyon sayısı; 15 ve RMS hata oranı % 2.6 olarak belirlenmiştir. 60-92 m lerde, 5.41-17.2m derinliklerine kadar IP değerinde, 300 ohm m den 550 ohm m ye kadar olan yükselme gözlenmiştir. Değerlerin yükseldiği kısmın maden cevheri olduğu kanaatine varılmıştır. Şekil 6.7'de yer alan kesite göre krom bu profilin 58-93 m'leri arasında yer almaktadır yani profil boyunca 34 m krom

cevheri izlenmiştir. Cevherin üst yüzey derinliği profil boyunca değişmektedir. Profil üzerindeki orta noktası 76. m olup burada cevherin üst yüzey derinliği 6.5 m'dir.



Foto 6.6. Fethiye- Gökben 2.profil görüntüsü (/ :2. IP profili)



Şekil 6.8. Fethiye- Gökben 2.profil IP düşey kesiti

Cevher mostrasının yaklaşık 20 m aşağısında 2. IP profili oluşturulmuştur. Foto 7.8'de cevher mostralarının oldukça geniş yer kapladığı görülmektedir.

Şekil 6.8'de, Foto 6.6'de 2.profile ait IP düşey kesiti görülmektedir. Profil uzunluğu 96 m. olup maksimum 17.2 m. derinliğe kadar kesit RESDİN2V programı yardımıyla oluşturulmuştur. İterasyon sayısı; 15 ve RMS hata orası % 2.6 olarak belirlenmiştir. 58-91 m lerde, 5.41-17.2 m derinliklerine kadar IP değerinde, 300 ohm m den 550 ohm m ye kadar olan yükselme gözlenmiştir. Değerlerin yükseldiği

kısımın maden cevheri olduğu kanaatine varılmıştır. Şekil 6.8’de yer alan kesite göre manganez bu profilin 59-91 m’leri arasında yer almaktadır yani profil boyunca 32 m manganez cevheri izlenmiştir. Cevherin (manganez) üst yüzey derinliği profil boyunca değişmektedir. Profil üzerindeki orta noktası 74. m olup burada cevherin üst yüzey derinliği 7.95 m’dir.

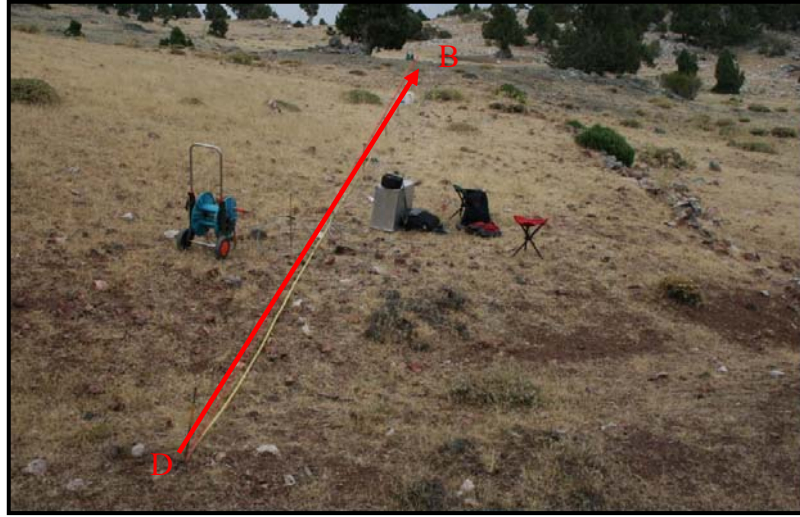
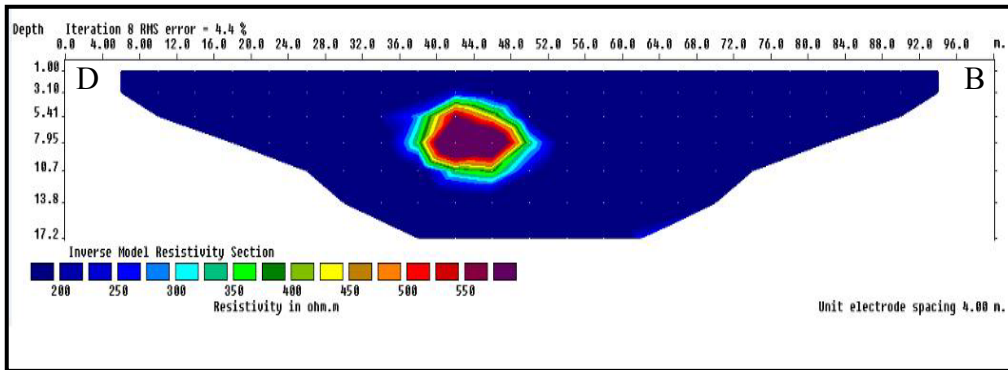


Foto 6.7. Fethiye- Gökben 3. profil görüntüsü (↗ :3. IP profili)



Şekil 6.9. Gökben 3.profil IP düşey kesiti

Son profil olan 3.profil; 1. ve 2. profillere paralel olacak şekilde oluşturulmuştur. Cevher mostrasına uzaklığı yaklaşık olarak 40 m civarındadır (Foto 6.7). Bu profilinde yer yer küçük mostraları kestiği görülmüştür.

Şekil 6.9’da, Foto 6.7’de 3.profile ait IP düşey kesiti görülmektedir. Profil uzunluğu 96 m. olup maksimum 17.2 m. derinliğe kadar kesit RESDİN2V programı yardımıyla oluşturulmuştur. İterasyon sayısı; 8 ve RMS hata orası % 4.4 olarak

belirlenmiştir. 38-50 m ler de, 4-11 m derinlikleri arasında, IP değerinde 250 ohm m den 550 ohm m ye kadar bir yükselme görülmüştür. Değerlerin yükseldiği kısmın maden cevheri olduğu kanaatine varılmıştır. Şekil 6.11’de yer alan kesite göre krom bu profilin 38-48 m’leri arasında yer almaktadır yani profil boyunca 10 m. krom cevheri izlenmiştir. Cevherin üst yüzey derinliği profil boyunca değişmektedir. Profil üzerindeki orta noktası 44. m olup burada cevherin üst yüzey derinliği 5.41 m’dir.

Birbirlerini ardışık olarak izleyen profillerden elde edilen kesitler de cevher izlenmiştir. Fakat cevherin devamlılık göstermediği ortaya çıkmıştır. Bu da çalışma alanında bulunan cevherin mercek şeklinde bir yapı oluşturduğu kanaatine varılmıştır.

Cevher mostralarından yola çıkarak mikrogravite ölçümleri için Şekil 6.6’da olduğu gibi arazi karelejanmış ve 77 adet mikrogravite ölçüsü alınmıştır (Foto 6.8).



Foto 6.8. Fethiye-Gökben mevkinde mikrogravite ölçüm görüntüsü



Foto 6.9. Fethiye-Gökben mevkinde mikrogravite ölçüm görüntüsü



Foto 6.10. Fethiye-Gökben mevkinde mikrogravite ölçüm görüntüsü



Foto 6.11. Kumluca, Sarıkaya çalışma alanındaki yüzey mostrası



Foto 6.12. Kumluca, Sarıkaya çalışma alanındaki yüzey mostrası

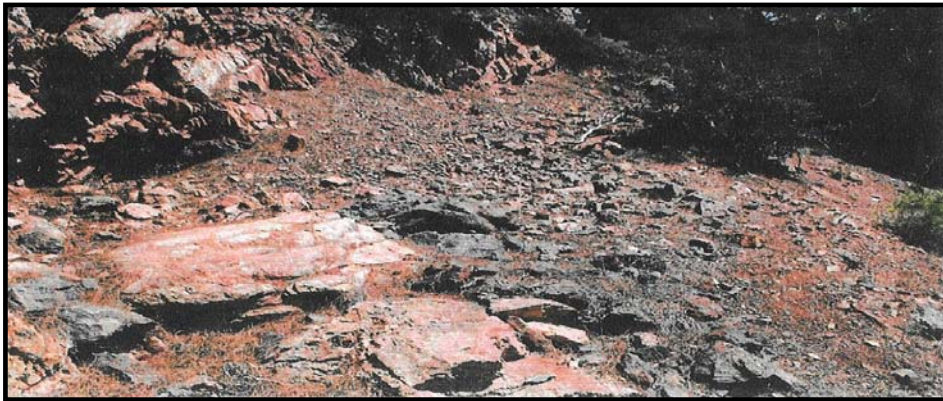


Foto 6.13. Kumluca, Sarıkaya çalışma alanındaki yüzey mostrası



Foto 6.14. Fethiye, Gökben çalışma alanındaki yüzey mostrası

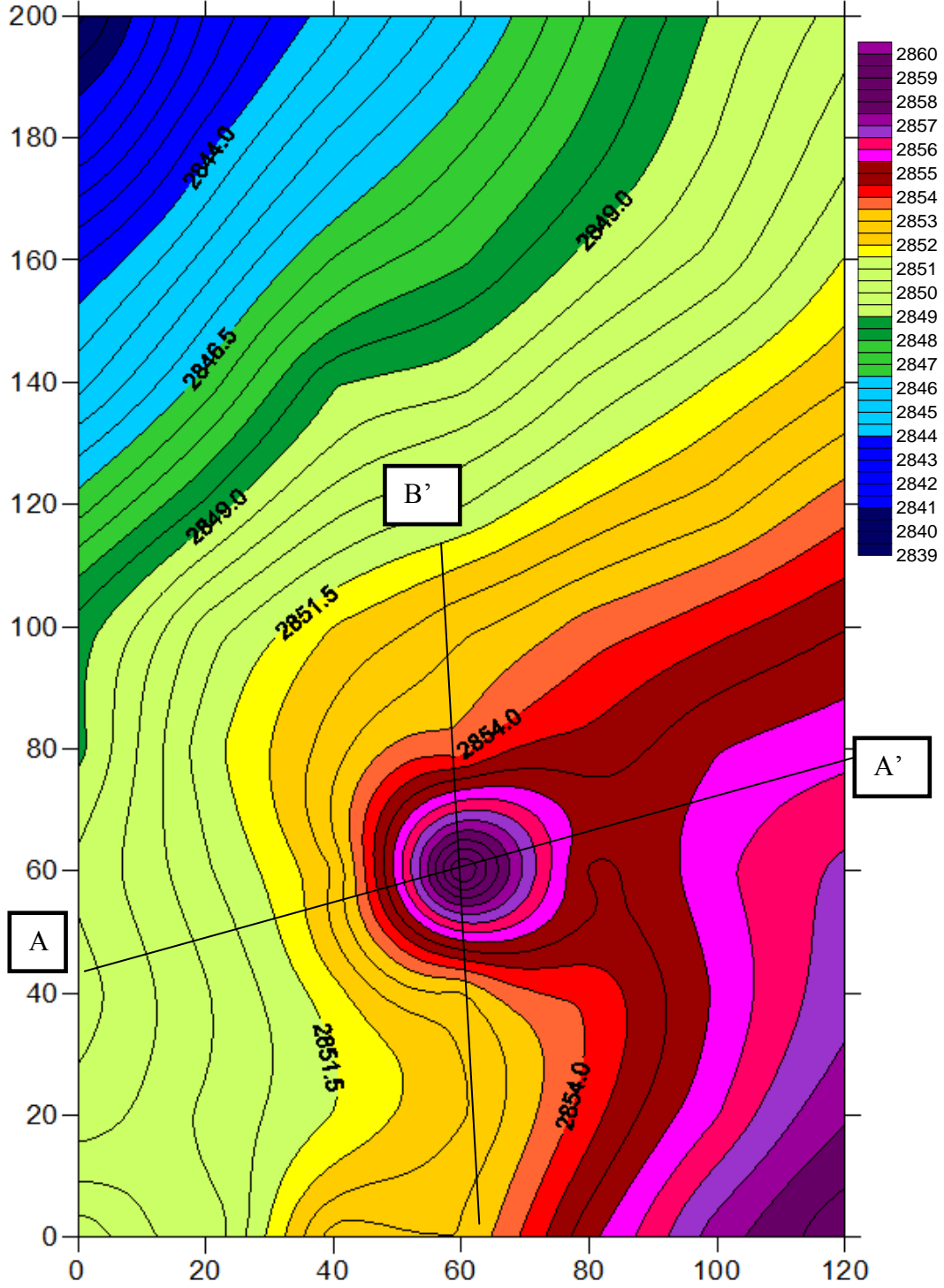


Foto 6.15. Fethiye, Gökben çalışma alanındaki yüzey mostrası



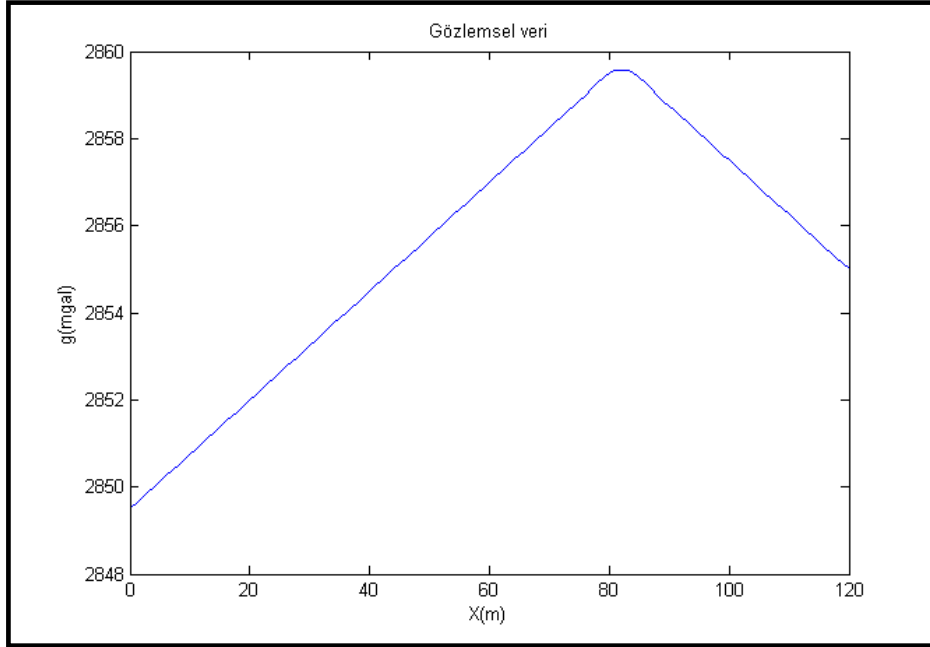
Foto 6.16. Fethiye, Gökben çalışma alanındaki yüzey mostrası

Bu alanda yapılan mikrogravite ölçümleri sonucunda alınan ölçümlerden Surfer8 programında aşağıdaki (Şekil 6.10). Bouguer gravite haritası elde edilmiştir. Bu harita üzerinden işaretli AA' ve BB' kesitleri alınarak model eğrileri oluşturulmuştur.

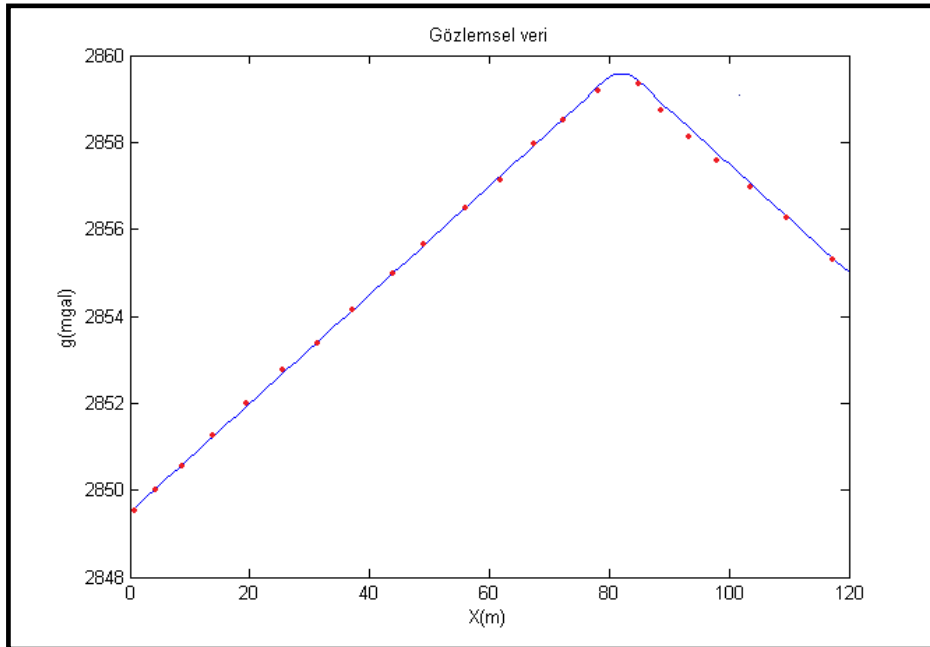


Şekil 6.10. Bouguer gravite haritası

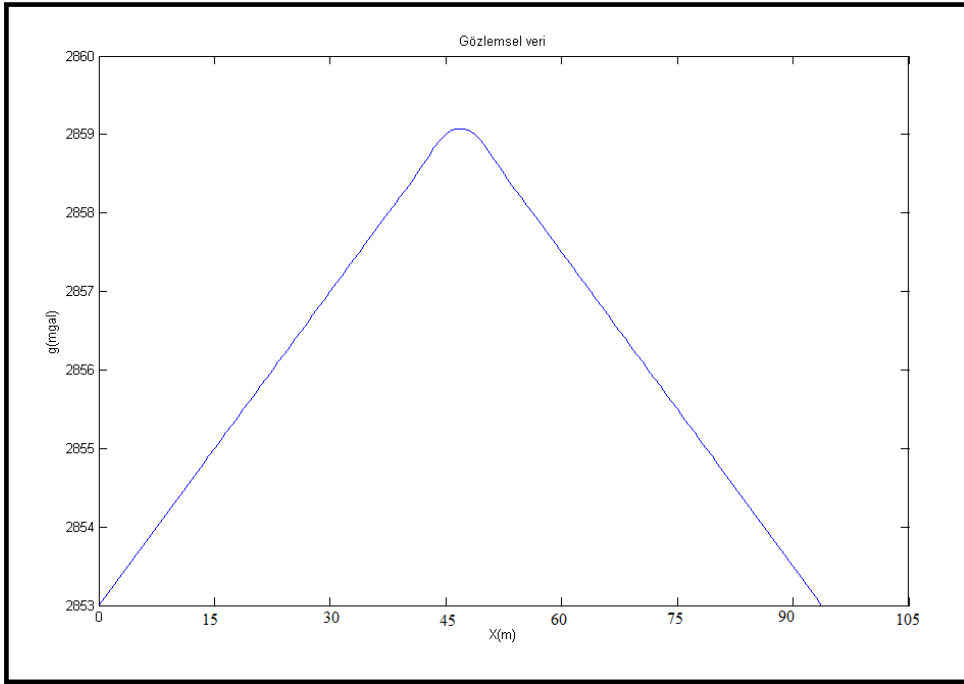
Eğriler üzerinde Matlab programı yardımıyla Tablo 6.1'deki gravite modelleri ve potansiyel bağıntıları kullanılarak en uygun model araştırılmıştır.



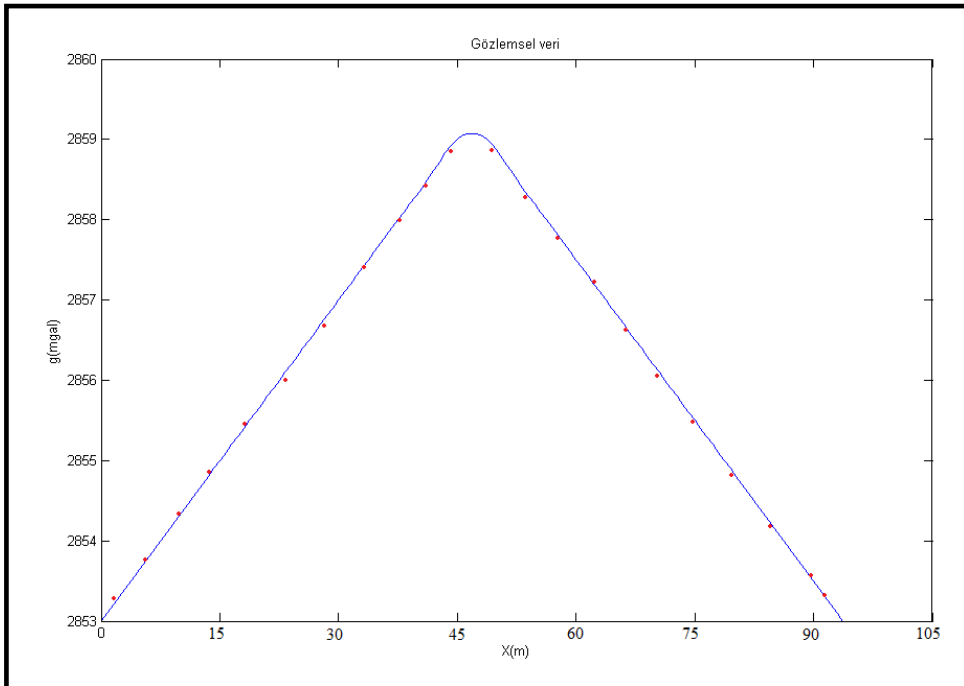
Şekil 6.11. AA' kesitinden alınan gözlemsel veri



Şekil 6.12. Kalın düşey silindir modeli (AA') (. ; kuramsal veriyi , — ; gözlemsel veriyi göstermektedir)



Şekil 6.13. BB' kesitinden alınan gözlemsel veri



Şekil 6.14. Kalın düşey silindir modeli (BB') (. ; kuramsal veriyi , — ; gözlemsel veriyi göstermektedir)

Eğriler üzerinde Matlab programı yardımıyla yukarıdaki gravite modelleri ve potansiyel bağıntıları kullanılarak en uygun model araştırıldı. En iyi uyumu ise kalın düşey silindir modeli vermektedir.

Bu durum gravite verilerine göre yer altında bulunan yapının kalın düşey silindire benzediği sonucunu oraya koymaktadır. Bu model kütlenin üst derinliğini bulmaktadır. Yapılan çözümlerin sonuçları ise;

Tablo 6.1. Gravite verilerinin modellenmesi sonucu giriş ve çıkış verileri

Model	Veri	h	D	a	b
Kalın düşey silindir (BB')	Giriş	8	80	0.0001	21.76
	Sonuç	6.6	60	0.1	2813.4
Kalın düşey silindir (AA')	Giriş	8	100	0.0001	21.76
	Sonuç	4,9	80	0.2	2808.7

Matlab programında yapılan modelleme girdi ve çıktıları Tablo 6.1'de verilmiştir. Burada;

h; Silindirin derinliğini,

D; Üst yüzey derinliğini,

a ve b ise programda kullanılan $ax+b$ fonksiyonuyla belirlenen rejyonel gürültünün fonksiyonlarını göstermektedir.

Marquardt sayısı (B) ise 2 seçilerek modelleme yapılmıştır [174].

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Çalışma alanları Antalya İli, Kumluca ilçesi, Sarıkaya mevki ve Muğla ili, Fethiye ilçesi Gökbel mevkiinde yer almaktadır. Bu alanda metalik maden (manganez) araştırmasına yönelik olarak jeofizik yöntemlerden rezistivite, IP ve gravite (mikrogravite) uygulanmıştır.

Çalışma alanları içinde Sarıkaya mevkiinde 4 adet elektrik profili oluşturulup, 90 adet IP ölçüsü gravite ölçüsü alınmıştır; Gökben mevkiinde ise 3 adet elektrik profili oluşturulup, 75 adet IP ölçüsü ile cevher şüphesi olan kısımda ise 77 noktada mikrogravite ölçüsü cevher şüphesi olan kısımda alınmıştır.

1. dereceden deprem bölgesi olan Fethiye (Muğla) ve 2. dereceden deprem bölgesi olan Kumluca (Antalya) ilçeleri tektonik olarak aktif bir alanda yer almaktadır. Bu tektonik hareketliliğin sonucunda yer yüzeyine çıkan bu metalik madenlerin mostra vermiş olması olağandır.

Birinci çalışma alanı olan Kumluca, Sarıkaya (Altınyaka) mevki formasyon olarak Alakırçay Grubu içerisinde yer almaktadır. Bu formasyon, pelajik kireçtaşı, radyolarit, çört, kiltası, miltaşı, kumtaşı, çakıltası ve denizaltı lav akıntılarını içerir. Ofiyolit topluluğunun da yer aldığı bu birim çökellerinin içerdiği değişik kaya türlerinin birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçişli olduğu, oldukça kıvrımlanıp, kırıldığı görülmüştür. Çalışma alanındaki yüzey mostraları da bu jeolojik olayları doğrulamaktadır (Bkz. Foto 11, 12, 13). Bu kısımda yapılan elektrik öz direnç ve IP yöntemlerinden elde edilen kesitlerden cevherin damar şeklinde bir yapıya sahip olduğu düşünülmektedir. Bu cevherin işletilebilmesi için tenör miktarı oldukça önemlidir. Tenörün ortaya çıkarılabilmesi için muhtelif yerlerde sondaj yapılması gerekmektedir. Cevherleşmenin olduğu yerlerdeki sondaj verilerinden tenörün tespiti yapılmalı ve eğer tenör miktarı yeterli ise işletilmesi gerekmektedir.

İkinci çalışma alanımız olan Fethiye, Gökben (Altınyayla) mevki formasyon olarak Kuzey Silsilesi Dağları bölümünde yer almaktadır. Yoğun fayların da yer aldığı bu kısım ultrabazik kayaçların önemli bir grubu olan peridotitik kayaçları içermektedir. Peridotitik kayaçlar; harzburjitin yanında az olarak piroksenit daykları, dunit bantları, kromit yumruları ve manganez olarak tanımlanmaktadır. Bu çalışma alanında yüzeyde görülen manganez mostraları da bu jeolojik yorumu doğrulamaktadır (Bkz. Foto 14, 15, 16). Bu cevherin (manganez) yer altındaki konumunu belirlemek amacıyla jeofizik yöntemlerden olan IP ve elektirik öz direnç kullanılmıştır. IP ölçülerinden elde edilen kesitler incelendiğinde manganez cevherinin mercek şeklinde olduğuna kanaat getirilmiştir. Mikrogravite ölçülerinden alınan ölçülerin modellenmesi sonucu elde edilen kalın düşey silindir modeli de mercek şeklindeki yapıyı desteklemektedir. Fakat mercek şeklinde ki cevherleşmenin bir rezerv oluşturamayacağı görülmüştür. Yüzeyde ki manganez mostralarından elde edilen tenörün %14 ve rezervin az olması nedeniyle bu alanda bulunan manganezin işletmeye değer olmadığı ortaya çıkmıştır.

KAYNAKLAR

- [1] TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E., and KEYS, D. A., Applied Geophysics, Cambridge University Press, London, p. 860, 1976.
- [2] SHERIFF, R. E., Encyclopedic Dictionary of Explorastion Geophysics, 3rd edi., SEG, Tulsa, USA, p. 384, 1991.
- [3] REYNOLDS, J. M., An Introduction to Applied and Environmental Geophysics, John Wiley & Sons Publ., p. 796, 1997.
- [4] SHARMA, P. V., Environmental and Engineering Geophysics, Cambridge University Press, London, p. 475, 1997.
- [5] ROBINSON, E. S. and ÇORUH, C., Basic Exploration Geophysics, John Wiley & Sons Publ., p. 562, 1988.
- [6] GOOCHIOCO, L. M. and VERSTEEG, R. An introduction to special section: Engineering geophysics. The Leading Edge, 18 (12); 1377, 1999.
- [7] WENNER, F., A method of measuring earth resistivity, U.S. Bur. Standards, Sci. Paper vol. 258, pp. 469–478, 1915.
- [8] BOWKER, G., A Well Ordered Reality: Aspects of the Development of Schlumberger, 1920-39, Social Studies of Science, Vol. 17, No. 4, pp. 611-655, 1987.
- [9] DAKHNOV, B. N., "Electrical Well Logging, Interpretation of Electric Logs", Moscow, Chapter I V, 1941.
- [10] SEIGEL, H. O., Mathematical Formulation and Type Curves for Induced Polarization. Geophysics, Vol 24, No. 3, pp 547-565, 1959.
- [11] COLLET, L. S., Laboratory investigation of overvoltage, In: Overvoltage research and Geophysical application, 1959.
- [12] WAIT, J. R., Overvoltage Research and Geophysical Applications, Pergamon Press, London, 1959.
- [13] OGILVY, A. A. and KUZMINA, E. N., Hydrogeologic and engineeringgeologic possibilities for employing the method of induced potentials. Geophysics, 37 (5), 839-861, 1972.

- [14] COGGON, J. H., A Comparison of IP electrode arrays. *Geophysics*, 38 (4), 737-761, 1973.
- [15] ZONGE, K. L. and WYNN, J. C., Recent advances and applications in complex resistivity measurements. *Geophysics*, 40 (5), 851-864, 1975.
- [16] PELTON, W. H., WARD, S. H., HALLOF, P.G., STILL, W. R. and NELSON, P. H., Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP. *Geophysics*, 43 (3), 588-609, 1978a.
- [17] EDWARDS, L. S., A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics* 42 (5), 1020-1036, 1977.
- [18] PELTON, W. H., RIJO, L. and SWIFT, Jr. C.M., Inversion of twodimensional resistivity and induced-polarization data. *Geophysics*, 43 (4), 788-803, 1978.
- [19] WONG, J., An electrochemical model of the induced-polarization phenomenon in disseminated sulfide ores. *Geophysics* 46 (9), 1258-1268, 1979.
- [20] HUGHES, L. J., NOSAL, E. A., CARLSON, N. R. and ZONGE, K. L., Distinguishing well casing from structural effects in electrical anomalies measured over hydrocarbons: a case history. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 443-445, 1892.
- [21] VINEGAR, H. J. and WAXMAN, M. H., Induced polarization of shaly sands. *Geophysics*, 49 (8), 1267-1287, 1984.
- [22] SEARA, J. L. and GRANDA, A., Interpretation of IP timedomain/resistivity sounding for delineating sea-water intrusions in some coastal areas of the North east of Spain. *Geoexploration*, 24, 153-161, 1987.
- [23] DRASKOVITS, P. and SMITH, B. D., Induced polarisation surveys applied to evaluation of groundwater resources, Pannonian Basin, Hungary. In Ward, S. H., editor, *Induced Polarisation Applications and Case Histories*, Volume 4. Society of Exploration Geophysicists, 1990.
- [24] DRASKOVITS, P., Application of induced polarization methods in integrated studies of ground water exploration and characterization of subsurface contamination. *The John S. Sumner Memorial International Workshop on Induced Polarization (IP) in Mining and The Environment*. Tucson AZ: Dept. Min. Geol., Univ. Arizona, 1994.
- [25] PARRA, J. O., Effects of pipelines on spectral induced-polarization surveys. *Geophysics*, 49 (11), 1979-1992, 1984.
- [26] LOKE, M. H., *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies*, 1999.

- [27] SLATER, L. D. and SANDBERG, S. K., Case History: Resistivity and induced polarization monitoring of salt transport under natural hydraulic gradients. *Geophysics*, 65 (2); 408-420, 2000.
- [28] SLATER, L. D., BINLEY, A. and KEMNA, A., Case studies of engineering and environmental applications of induced polarization imaging. *The First International Conference on the Application of Geophysical Methodologies & NDT to Transportation Facilities and Infrastructure, Conference Proceedings, Category 4: Case Histories, paper 4-31, St. Louis, Missouri, 2000.*
- [29] SLATER, L. D. and GLASER, D. R., Controls on induced polarization in sandy unconsolidated sediments and application to aquifer characterization. *Geophysics*, 68 (5), 1547-1558, 2003.
- [30] BARNETT, C. T., Theoretical modelling of induced-polarization effects due to arbitrarily shaped bodies. M.Sc. thesis (unpublished), Colorado School of Mines, Colorado, 1972.
- [31] AIKEN, C. L., HASTINGS, D. A. and STURGUL, J. R., Physical and computer modelling of Induced Polarization. *Geophysical Prospecting*, 38 (4), 763-782, 1973.
- [32] COGGON, J. H., A Comparison of IP electrode arrays. *Geophysics*, 38 (4), 737-761, 1973.
- [33] SNYDER, D. D., A method for modeling the resistivity and IP response of two-dimensional models. *Geophysics*, 41, 997-1015, 1976.
- [34] FOX, R. C., HOHMANN, G. W., KILLPACK, T. J. and RIJO, L., Topographic effects in resistivity and induced-polarization surveys. *Geophysics*, 45 (1), 75-93, 1980.
- [35] ROY, K. K. and ELLIOT, M. M., Model studies on some aspects of resistivity and membrane polarization behaviour over a layered earth. *Geophysical Prospecting*, 28, 759-775, 1980.
- [36] GUPTASARMA, D., Effect of surface polarization on resistivity modeling. *Geophysics*, 48 (1), 98-106, 1983.
- [37] XIONG, Z., LUO, Y., WANG, S. and WU, G., Induced-polarization and electromagnetic modelling of a three-dimensional body buried in a two layer anisotropic earth. *Geophysics*, 51 (12), 2235-2246, 1986.
- [38] HOHMANN, G. W., Three dimensional IP models. In Ward, S. H., editor, *Induced Polarisation: Applications and Case Histories, Volume 4. Society of Exploration Geophysicists*, 1990.

- [39] OLDENBURG, D. W. and LI, Y., Inversion of induced polarization data. *Geophysics*, 59 (9), 436-448, 1994.
- [40] BEARD, L. P., HOHMANN, G. W. and TRIPP, A. C., Fast resistivity/IP inversion using a low-contrast approximation. *Geophysics*, 61, 169-179, 1996.
- [41] WELLER, A., SEICHTER, M. and KAMPKE, A., Induced-polarization modelling using complex electrical conductivities. *Geophysical Journal International*, 127, 387-398, 1996.
- [42] ESPARZA, F. J. and GOMEZ-TREVINO, E., 1-D inversion of resistivity and induced polarization data for the least number of layers. *Geophysics*, 62 (6), 1724-1729, 1997.
- [43] LI, Y. and OLDENBURG, D. W., 3-D inversion of induced Polarization data. *Geophysics*, 65 (6), 1931-1945, 2000.
- [44] CHOUTEAU, M., *Geophysique Appliquee I ;7. 440 :Grauimetric, Ecole Polytechnique Montreal*, 1999.
- [45] CLAIRAULT, A. C., *The'orie de la figure de LaTerre, Tire'e de l'Hydrostalligue*, 1973.
- [46] COLLEY, G. C., The detection of caves by gravity measurements. *Geophysical Prospecting* 11, 1-9, 1963.
- [47] NEUMANN, R., La gravimetrie de haute pre'cision. Application aux recherches de cavite's. *Geophysical Prospecting* 15, 116-134, 1967.
- [48] BUTLER, D. K., Microgravimetric and gravity gradient techniques for detection of subsurface cavities. *Geophysics* 49, 1084-1096, 1984.
- [49] HINZE, W. J., The role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental studies. In: Ward, S.H. (Ed.), *Geotechnical and Environmental Geophysics*, vol. 1. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, pp. 75-126, 1990.
- [50] WENJIN, L., JIAJIAN, X., Effectiveness of the high-precision gravity method in detecting sinkholes in Taian Railway Station of Shangdong province. In: Ward, S.H. (Ed.), *Geotechnical and Environmental Geophysics*, vol. 3. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, pp. 169-174, 1990.
- [51] CAMACHO, A. G., VIERIA, R., MONTESONOS, F. G. and CUELLAR, V., A gravimetric 3D global inversion for cavity detection. *Geophysical Prospecting* 42, 113-130, 1994.

- [52] YULE, D. E., SHARP, M. K., and BUTLER, D. K., Microgravity investigations of foundation conditions. *Geophysics* 63, 95– 103, 1998.
- [53] BERES, M., LUETSCHER, M., OLIVIER, R., Integration of groundpenetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves. *Journal of Applied Geophysics* 46, 249– 262, 2001.
- [54] BENSON, A. K. and BAER, J. L., Close order gravity surveys— a mean of fault definition in valley fill sediments. *Proc. 23rd Symp. On Engineering Geology and Soil Engineering*, 219– 240, 1989.
- [55] ROBERTS, R. L., HINZE, W. J. and LEAP, D. I., Application of the gravity method to the investigation of a landfill in glaciated midcontinent, U.S.A.: a case history. In: Ward, S.H. (Ed.), *Geotechnical and Environmental Geophysics*, vol. 2. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, pp. 253– 259, 1990.
- [56] BENSON, A. K., FLOYD, A. R., Application of gravity and magnetic methods to assess geological hazards and natural resource potential in the Mosida Hills, Utah County, Utah. *Geophysics* 65, 1514– 1526, 2000.
- [57] LYNESS, D., The gravimetric detection of mining subsidence. *Geophysical Prospecting* 33, 567– 576, 1985.
- [58] HARE, J. L., FERGUSON, J. F., AIKEN, C. L. V. and BRADY, J. L., The 4-D microgravity method for waterflood surveillance. *Geophysics* 64, 78– 87, 1999.
- [59] ELKINS, T. A., “The Second Derivative Method of Gravity Interpretation”, *Geophysics*, 16: 29-50, 1951.
- [60] NETTLETON, L. L., “Regional, Residual and Structures”, *Geophysics*, 19: 1-12, 1954.
- [61] SKEELS, D. C., “What is the Residual Gravity?”, *Geophysics*, 32: 872-876, 1967.
- [62] MALLICK, K., SHARMA, K. K., “A Finite Element Method for Computation of the Regional Gravity Anomaly”, *Geophysics*, 64: 461-469, 1999.
- [63] BLAKELY, R. J., “Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications”, Cambridge Univ. Press, 1995.
- [64] ANDREEV, B. D., The Interpretation of Gravity Data, *SNIGRI Geofizika*, 5, 12-20, 1938.
- [65] HUGHES, D. S., The Analitic Basis of Gravity Interpretation, *Geophysics* 7, 169, 1942.

- [66] SKEELS, D. C., The Value of quantitative interpretation of gravity data, *Geophysics* 7,345, 1942.
- [67] KOGBETLIANTZ, E. G., Quantitative interpretation of magnetic and gravitational anomalies. *Geophysics* 9,463-493, 1944.
- [68] GRIFFIN, W. R., "Residual Gravity in Theory and Practice", *Geophysics*, 14: 39-50, 1949.
- [69] PETERS, L. J., The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics* 14,290-320, 1949.
- [70] OLDHAM, C. H. G. and SUTHERLAND, D. B., Orthogonal data. *Geophysics* 20 2,pp.295-306, 1955.
- [71] GRANT, F., A problem in the analysis of geophysical data. *Geophysics* 22 2, pp.309-344, 1957.
- [72] PICK, M., PICHA, J. and VYSKOCI, V., The ory of the earth's gravity fields, Elseiver Scientific Pub co, 1973.
- [73] JACKSON, D. D., Interpretation of Inaccurate, Insufficient and Inconsistent Data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 28, pp: 97 – 109, 1972.
- [74] WIGGINS, R. A., The General Linear Inverse Problem: Implication of Surface Waves and Free Oscillations for Earth Structure, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10, pp: 251 – 285, 1972.
- [75] LEE, T. C.. and BIEHLER, S., Inversion modeling of Gravity with Prismatic Mass Bodies, *Geophysics*, Vol: 56, No: 9, pp: 1365 – 1376, 1991.
- [76] BUCKHARD, N. and JACKSON, D. D., Application of Stabilized Linear Inverse Theory to Gravity Data, *Journal of Geophysical Research*, Vol: 81, No: 8, pp: 1513 – 1518, 1976.
- [77] HAMMER,L.L.,NETTLETON,W.K.,Gravimeter Prospecting for chromite in Cuba.*Sigmund. Hasting Geophysics* vol.X No.1 pp. 34-49 Jan.1945.
- [78] BEDİZ, P. Jeofizik Usullerle Kromit Araştırması. :38-45, 1946.
- [79] LEE, F. W., Magnetic Studies by the geophysical section of the United States Geological Survey.National Research Council,Am.Geophy Union,Trans,of 1941 Part II pp. 460-462 August, 1941.
- [80] ALGERMEISSON, S. T., Underground and surface gravity survey,Leadwood,Missouri:*Geophysics*,v.26,p.158-168, 1961.

- [81] ALLEN, W. A. Jr., The gravity meter in underground processing : A.I.M.E. Trans., March, p.293-295, 1956.
- [82] DOMUZALSKI, W., Three dimensional gravity survey : Geophys. Prosp., v.3 ,p.15-55, 1955.
- [83] SUMNER. J. and SCHNEPFE, R. N., Underground Gravity Surveying at Bisbee, Arizona, Society of Exploration Geophysicists' Mining Geophysics, v. I, Case Histories, p.243-251, October, 1966.
- [84] PATERSON, N. R., Mattagami Lake Mines-A Discovery by geophysics, Society of Exploration Geophysicists' Mining Geophysics, v. I, Case Histories, p.185-196, October, 1966.
- [85] HALLOF, P. G., Geophysical Results from the Orchan Mines,LTD.,Property in the Mattagami Area of Quebec, Society of Exploration Geophysicists' Mining Geophysics, v. I, Case Histories, p.157-171, October, 1966.
- [86] MILES, K. R., The geology and iron ore resources of Middleback Range area : Bull. no. 33. Geol. Surv. S. Aust, 1954.
- [87] WEBB, J. E., The search for Iron Ore, Eyre Peninsula, South Australia, Society of Exploration Geophysicists' Mining Geophysics, v I, Case Histories, p. 379-390, October, 1966.
- [88] HALLOF, P. G, On the interpretation of resistivity and induced polarization results : Doctoral Thesis, M.I.T. Department Geology of Geophysics, 1957.
- [89] MARSHALL ,D. J., and MADDEN ,T. R., Induced Polarization, a study of its causes :Geophysics v.24, p.790-816, 1959.
- [90] HALLOF, P. G., Induced Polarization and Resistivity Result from the Cactus Deposit Miami, Arizona, Society of Exploration Geophysicists' Mining Geophysics ,v. I, Case Histories, p.313-316, October, 1966.
- [91] BALDWIN, R. W., Overvoltage field results, in Overvoltage research and geophysical applications : London, Pegamon Press, p.115-124, 1959.
- [92] CHAPMAN, E. P. Jr., Geophysical surveys compared to known ore zones of Craigmont deposit : Mining Engineering ,v.14,p.53-56, 1962.
- [93] HALLOF, P. G., Uses of induced Polarization in mining exploration :Trans. A.I.M.E, v.217, p.319-327, 1960.
- [94] MADDEN ,T. R., and MARSHALL ,D. J., Induced Polarization,a study of its causes and magnitude in geologic materials :USAEC, RME3160, 1959.

- [95] SEIGEL, H. O., Induced polarization and its role in mineral exploration : Trans. CIMM, v.65, p.151-158, 1962.
- [96] SUMI, F., Geophysical axploration in mining by induced Polarization : Geophys. Prosp., v. 7, p.300-310, 1959.
- [97] SUMI, F., The induced Polarization method in ore investigations : Geophys. Prosp., v.9, p.459-477, 1961.
- [98] MAILLOT, E. E. and SUMNER, J. S., Electrical Properties of Porphyry Deposits at Ajo, Morenci, and Bisbee, Arizona, Society of Exploration Geophysicists' Mining Geophysics, v. I, Case Histories, p.273-287, October 1966.
- [99] LACY, R. J. and MORRISON, B. C., Case History of Integrated geophysical methods at the Misson Deposit, Arizona, Society of Exploration Geophysicists' Mining Geophysics, v. I, Case Histories, p.321-325, October, 1966.
- [100] ALGERMISSENT, S. T., Underground and Surface Gravity Survey, Leadwood, Missouri, Presented at the 27th Annual Meeting of the Society at Dallas on November 14, 1957.
- [101] WALTER, E. and HEINRICH, JR., Geophysical investigation, ore knob mine, Ashe County, North Carolina, Society of Exploration Geophysicists' Mining Geophysics, v. I, Case Histories, p.179-184, October, 1966.
- [102] ERGÜDER, F. ve KOÇAK, Ç., Zonguldak İli, Kilimli, Karadon, Ayırıcı Yöreleri Arasındaki Alanın Öz direnç Etüdü. (Zonguldak), EKİ Kütüphanesi, 1978.
- [103] ERCAN, A., ve GÜRKAN, V., Gürlek Dere Altın-Çinko-Kurşun Madeninin Jeofizik Yöntemlerle Aranması, İTÜ Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Yayınlar, 37 sayfa, 1984.
- [104] ARSLAN, G., IP Yöntemi ile Elazığ-Sivrice Helezür (Kavallı) Sahasında Bakır Aramaları, Yıldız Üniversitesi, Kocaeli Mühendislik Fakültesi Jeofizik Müh. Böl. Bitirme Ödevi, 1984.
- [105] LANGENHEIM, V. E., DeWITT, E. and WIRT, L., Geophysical Framework Based on Analysis of Aeromagnetic and Gravity Data, Upper and Middle Verde River Watershed, Yavapai County, Arizona, Scientific Investigations Report-5278, USGS, 2005.
- [106] SPRATT, A. B. and FORBES, E., Travels in Lycia, Milas and the Cibyratis, London, 1847.
- [107] TCHÏHATCHEFF, P., Asie mineure, Geologie III, 1869.

- [108] TIETZE, E., Beitrage zur Geologie von Lykien. Jb. k. k. geol. Reichsanst., 35, s. 203, u. f., Wien, 1885.
- [109] PHILLIPSON, A., Kleinasien: Handbuch der Reginolen Geologie, 1918.
- [110] PENCK, W., Die tektonischen Grundzuge Westkleinasiens. Engelhorn Nachf., Stuttgart, 1918.
- [111] TAŐMAN, C. E., Finike civarı jeolojisi ve petrol ihtimalatı hakkında notlar. M.T.A. Rap., No. 193 (neşredilmemiş), Ankara, 1930.
- [112] LUCIUS, M., Finike havalisindeki tetkik seyahati (Antalya Vilyeti). M.T.A. Rap., No. 195 (neşredilmemiş), Ankara, 1925.
- [113] MAXSON, J., amdağ ve Alacadağ asfalt depozitleri. M.T.A. Rap., No. 277 (neşredilmemiş), Ankara, 1937.
- [114] KIRK, H. M., ıralı'ya yapılan istikŐaf gezisi hakkında rapor. M.T.A. Rap., No. 242 (neşredilmemiş), Ankara, 1937.
- [115] MANKIEWICZ, M., Les gisements des roches asphaltiques dans les regions d'Akseki et de Finike (Vilayet Antalya). M.T.A. Rep., no. 1684, Ankara, 1946.
- [116] CHAPUT, E., Türkiye'de jeolojik ve jeomorfolojik teknik seyahatları (Türkçe tercümesi): İst. Üniv. Publ., 324, Ed. Fak. Coğ. Enst. Publ., 11, İstanbul, 1947.
- [117] ALTINLI, E., Etde de la region d'Antalya: Rev. Fac. Sci. Univ. İst., ser. B, 9, fasc. 3, İstanbul, 1944.
- [118] COLIN, H., Elmalı 123/3-4, Kaş 140/1-2-3 haritaları ve jeolojik izahnameleri: Maden Tetkik ve Arama Enst. Rap., 2246 (yayımlanmamış), Ankara, 1955.
- [119] KALAFATCIOGLU, A., Antalya Körfezi batı kısmının jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 81, 82-131, Ankara, 1973.
- [120] ZGUL, N., Toroslar'ın bazı temel jeolojik zellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 1, 65-78, 1976.
- [121] ROBERTSON, A. H. F. ve WOODCOCK, N. H., Strike-slip related sedimentation in the Antalya Complex SW Turkey: Spec. Publ. Ass. Sediment., 4, 125-145, 1980.
- [122] ŞENEL, M., 1:100 000 lekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Fethiye-M8 paftası. No:4, MTA Ankara, 1997d.

- [123] ŞENEL, M., SERDAROĞLU, M., KENGİL, R., ÜNVERDİ, M. ve GÖZLER, M. Z., Teke Toroslari Güneydoğusunun Jeolojisi, MTA dergisi, 95-96, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Jeoloji Dairesi, Ankara, 1981.
- [124] MARCOUX, J., A scenario for the both of a new oceanic realm: the Alpine Neo-Tethys, 10th Int. Congr. of Sedim. Abstract, II, 419-420, 1978.
- [125] AYAN, T., Finike-Kumluca (Antalya) Petrol yeteneği ile ilgili ön rapor: Maden Tetkik ve Arama Enst. Rap., 4299 (yayımlanmamış), Ankara, 1968.
- [126] COLIN, H. J., Fethiye-Antalya-Kaş-Finike (Güneybatı Anadolu) bölgesinde yapılan jeoloji etütleri: MTA. Derg., 59, 19-61, 1962.
- [127] PEYRE, Y., Etude sur les Organismes du Jurassigue presentant en section taillee l'aspect de filaments. Rev. Micropaleontologie, no. 2 Paris, s. 80-87, 1959.
- [128] JUTEAU, T., Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales Turquie): These Sc. de la Terre, Nancy, 32, 692, 1975.
- [129] BRUNN, J. H.; ARGYRIADIS, L., MARCOUX, J., ;MONOD, O., POISSON, A. ve RICOU, L. E., Antalya Ofiyolit Naplarının orijini lehine ve aleyhine kanıtlar: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, 58-69, Ankara, 1973.
- [130] JUTEAU, T., Kumluca bölgesinin ofiyolitlerine ait jeolojik haritalarının açıklanması: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 70, 64-71, Ankara, 1968.
- [131] ROUTHIER, P., L'association radiolarites - roches vertes dans les chaines geosyncinales. C. R. Ac. Sci. t. 222, s. 26-28, 66-67, 108-109, 1946.
- [132] DUBERTRET, L., Geologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). Notes et Mem. sur le Moyen-Orient) t. VI, Paris, 1953.
- [133] KAADEN, G., and METZ, K., Datça-Muğla-Dalaman çayı (SW-Anadolu) arasındaki bölgenin jeolojisi. Türk. Jeol. Kur. Bült., cilt V, sayı 1-2, Ankara, 1954.
- [134] KOVENKO, V. , Visite des concessions des mines de chrome de la Ste. Fetmas. M.T.A. Rap. (neşredilmemiş), Ankara, 1943.
- [135] SEZER, L. İ., 'Batı Anadolu'da Deprem Aktivitesi ve Riski'. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu 24-27 Mayıs 2000 Bildiri Kitabı, 249-255, İzmir, 2000b.
- [136] SİPAHİOĞLU, S., 'Kuzey Anadolu fay zonu ve çevresinin deprem etkinliğinin incelenmesi'. Deprem Araştırma Bülteni 45, 1984.

- [137] AMBRASEY, N. N. and FINKEL, C. F., The seismicity of Turkey and Adjacent Areas, a Historical Review, 1500-1800, Eren yayıncılık, İstanbul, 1995..
- [138] ERGİN, K., GÜÇLÜ, U. ve UZ, Z., Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (M.S. 11 yılından 1964 sonuna kadar). İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayını No: 24, İstanbul, 1967.
- [139] ERGİN, K., GÜÇLÜ, U ve .AKSAY, G., Türkiye ve Dolaylarının Deprem Kataloğu (1965-1970). İstanbul Teknik Üniversitesi. Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayını No:28, İstanbul, 1971.
- [140] ERGÜNAY, O., BAYÜLKE, N., ve GENÇOĞLU, S., 1 Şubat 1974 İzmir Depremi Raporu. T.C. İmar İskân Bakanlığı Deprem Araştırma, Ankara, 1974.
- [141] ŞAROĞLU, F., EMRE, Ö. ve KUŞÇU, A., Türkiye'nin Diri Fay Haritası. Ölçek: 1/1000000. Ankara, 1992.
- [142] DRAHOR, M. G., Arkeolojik Alanların Özdirenç ve Doğal Gerilim (SP) Yöntemleri İle Araştırılması, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, İzmir, 1993.
- [143] GİDER, D., İzmit Körfezi Doğu Çökellerinin Özdirenç Yöntemi İle Araştırılması, Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Bitirme Çalışması, Kocaeli, 2002.
- [144] BERTIN, J. and LOEB, J., Experimental and theoretical aspects of induced polarization, 335 s., Gebrüder Borntraeger-Berlin-Stuttgart, 1976.
- [145] ATEŞ, A., Gravite ve Manyetik Yöntemler ve Uygulamaları, Ankara Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Mayıs, 2004.
- [146] NAIDU, P. S., Statistical properties of potential fields over a random medium, Geophysics 32,88, 1967.
- [147] SERKEOV, S. A., Correlation Methods of the Analysis in the Gravitational and Magnetic Survey, 248 pp, Nedras Moscow, 1986.
- [148] ARZI, A. A., Microgravimetry for engineering applications Geophys prospect 23, pp. 408-425, 1975.
- [149] GÖKÇE, A., Maden Yatakları, Cumhuriyet Üniversitesi Yayınları No: 100, (yenilenmiş II.Baskı) Sivas, 2006.
- [150] KRAUSKOPF, K. B., Introduction to Geochemistry (2.Baskı)., Mc Graw-Hill and Kogakusha, 617s, 1979.

- [151] ROSE, A.W., HAWKES ,H. E. and WEBB, J. S., Geochemistry in Mineral Exploration Academic Press Inc. (London) Ltd.365s, 1979.
- [152] ROY, S., Ancient Manganese Deposits. In: Wolf K.K. (ed), Handbook of Strata- Bound and Stratiform Ore Deposits, Elseiver Scien. Publ. Company, NewYork, v.7, s.395-476, 1976.
- [153] STANTON, R. L., Ore Petrology. McGraw-Hill, NewYork. 713s, 1972.
- [154] USCS Mineral Commodity Summaries, 2008.
- [155] DPT VII. Beş Yıllık Kalkınma Planı ÖİK Antimuan, Tungsten, Nikel, Vanadyum, Molibden, Kalay ve Manganez Raporları: 2629 –ÖİK: 640, Ankara, 2001.
- [156] MINERAL HANDBOOK, Statistics and Analysis of the World Minerals Industry, Antimony (pp. 17-25), Tungsten (pp. 388-396), Nickel (pp. 243-352), Vanadium (pp. 407- 413), Molibdenum (pp. 236-242), Tin (pp. 366-374), Manganese (pp. 220-229), Published by Mining Journals Book Ltd., London, 1998-1999.
- [157] PABB, J. F., Chromium: USGS-Mineral Information, 1997.
- [158] CRENN, Y. and METZGER, J., Prospect ion de chromite à l'aide de la gravimétrie, Annales de Géophysique, 8, 269-274, Sept. 1952.
- [159] DPT 8. Beş Yıllık Kalkınma Planı, Madencilik Özel İhtisas Komisyonu Raporu, Metal Madenler Alt Komisyonu, Krom Çalışma Grubu Raporu: 2626 - ÖİK: 637,Ankara, 2001.
- [160] GRIFFITHS, D. H. and BARKER, R. D., Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology, Journal of Applied Geophysics, 29, 211-226, 1993.
- [161] MUNDRY, E. and HOMLUS, J., Resistivity measurements in valleys with elliptic cross-section, Geophysical Prospecting, 20, 341-362, 1972.
- [162] SMITH, N. C. and VOZOFF, K., Two-dimensional DC resistivity inversion for dipole-dipole data, IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens., 22, 1, 21-28, 1984.
- [163] TRIPP, A. C., HOHMANN, G. W. and SWIFT, C. M., Jr., Two-dimensional resistivity inversion, Geophysics, 49, 10, 1708-1717, 1984.
- [164] SASAKI, Y., Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation, Geophysical Prospecting, 40, 453-464, 1992.
- [165] LOKE, M. H. and BARKER, R. D., Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections, Geophysics, 60, 6, 1682-1690, 1995.

- [166] TSOURLOS, P., SZYMANSKI, J. E. and TSOKAS, G., A smoothness constrained algorithm for the fast 2-D inversion of DC resistivity and induced polarization data, *Journal of The Balkan Geophysical Society*, 1, 1, 3-13, 1998.
- [167] OLAYINKA, A. I. and YARAMANCI, U., Use of block inversion in the 2-D interpretation of apparent resistivity data and its comparison with smooth inversion, *Journal of Applied Geophysics*, 45, 63-81, 2000.
- [168] deGROOT- HEDLIN, C. and CONSTABLE, S., Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, 55, 12, 1613-1624, 1990.
- [169] EDWARDS, R. N., 'On the resource evaluation of marine gas hydrate deposits using a seafloor transient electric dipole-dipole method.' *Geophysics*, 62, 63-74, 1997.
- [170] LOKE, M. H. and BARKER, R. D., Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152, 1996a.
- [171] LOKE, M. H., Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Geotomo Software, Malaysia, 2001.
- [172] LOKE, M. H. and DAHLIN, T., A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 49, 149-162, 2002.
- [173] MARQUARDT, D. W., An algorithm for least squares estimation of non linear parameters, *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics* 11, 431- 441, 1963.
- [174] TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E. and KEYS, D. A., *Applied Geophysics* Cambridge University Press, London, 1981.

ÖZGEÇMİŞ

Hatice Kübra Doğruluk, 10.04.1984 yılında Kahramanmaraş'ta doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini sırasıyla; Albayrak İlköğretim Okulu, Kahramanmaraş İlköğretim Okulu ve Kadriye Çalık Anadolu Lisesi'nde tamamladı. 2002 yılında Cumhuriyet Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünü kazandı. 2006 yılında Cumhuriyet Üniversitesi'nden mezun olduktan sonra aynı yıl içinde Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği'nde yüksek lisans eğitimine başladı.