

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**SOFALICA BÖLGESİ (GAZİANTEP) KROM MADENİ ÜZERİNDE
MİKROGRAVİTE ANOMALİLERİNİN NORMALİZE TAM GRADYENT
VE DOĞRUSAL OLMAYAN TERS ÇÖZÜMLE MODELLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Birgül KINALIBALABAN

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Günay BEYHAN

Haziran 2012

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

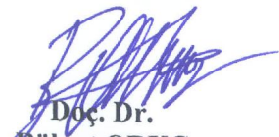
SOFALICA BÖLGESİ (GAZİANTEP) KROM MADENİ ÜZERİNDE
MİKROGRAVİTE ANOMALİLERİNİN NORMALİZE TAM GRADYANT
VE DOĞRUSAL OLMAYAN TERS ÇÖZÜMLE MODELLENMESİ

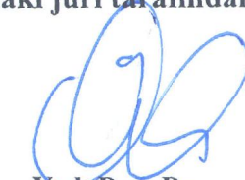
YÜKSEK LİSANS TEZİ


Jeofizik. Müh. Birgül KINALIBALABAN

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Bu tez .. / .. /2012 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Oybirliği ile kabul edilmiştir.


Doç. Dr.
Bülent ORUÇ
Jüri Başkanı


Yrd. Doç. Dr.
Günay BEYHAN
Üye


Yrd. Doç. Dr.
Can KARAVUL
Üye

TEŞEKKÜR

Danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Günay BEYHAN'a,

Tezimin veri işlem aşamasında bilgilerinden ve tecrübelerinden faydalandığım, değerli zamanını ve danışmanlığını benden esirgemeyen Doç Dr. Bülent ORUÇ'a,

Her zaman yanımda olan bilgi ve tecrübelerinden faydalandığım, çok değerli hocam Yrd. Doç. Dr. Can KARAVUL'a ve eşi Hatice Serap KARAVUL'a,

Çalışmam esnasında bilimsel katkılarını benden esirgemeyen Prof. Dr. Levent GÜLEN'e

Tez yazım aşamasında bilgilerinden faydalandığım Arş. Gör. Emrah BUDAKOĞLU'na, Arş.Gör. Nihan FETTAHOĞLU'na, jeofizik mühendisliği bölümü öğrencilerinden Yasin Saltuk DURNALIOĞLU ve Uğur ORUÇ'a,

Veri işlem aşamasında yardımlarını benden esirgemeyen değerli meslektaşlarım Özkan ÇELİK ve Tuncay Arif KAYMAZ'a,

Gravite verilerini verdikleri için Atlantis Madencilik Ltd. Şti'ne

Eğitim hayatım boyunca yanımda olan, bana güven veren ve desteğini her zaman hissettiren kardeşim Saadet KINALIBALABAN'a ve kuzenim Melih KILIÇ'a teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

| | |
|---------------------------------------|------|
| TEŞEKKÜR..... | ii |
| İÇİNDEKİLER..... | iii |
| SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ | vi |
| ŞEKİLLER LİSTESİ..... | viii |
| TABLULARIN LİSTESİ..... | x |
| ÖZET | xi |
| SUMMARY | xii |

BÖLÜM 1.

| | |
|--|---|
| GİRİŞ..... | 1 |
| 1.1. Çalışmanın Amacı ve Uygulanan Metodun Tarihsel Gelişimi | 2 |
| 1.2. Önceki Çalışmalar | 5 |

BÖLÜM 2.

| | |
|---|----|
| ÇALIŞMA ALANININ TANITILMASI, JEOLJİSİ ve KROM CEVHERİ... | 7 |
| 2.1.Çalışma Alanının Tanıtılması | 7 |
| 2.2. Çalışma Alanının Jeolojisi | 8 |
| 2.2.1. Stratigrafi..... | 10 |
| 2.2.2. Allohton birimleri | 10 |
| 2.2.2.1. Karadut karmaşığı | 10 |
| 2.2.2.2. Koçali karmaşığı | 11 |
| 2.2.2.3. Ofiyolit napı | 12 |
| 2.2.3. Otokton birimleri | 13 |
| 2.2.3.1. Besni formasyonu | 13 |

| | |
|-------------------------------------|----|
| 2.2.3.2. Germav formasyonu | 13 |
| 2.2.3.3. Belveren formasyonu | 14 |
| 2.2.3.4. Beşenli formasyonu | 14 |
| 2.2.3.5. Aslansuyu formasyonu | 15 |
| 2.2.3.6. Ardıçtepe formasyonu | 16 |
| 2.2.4. Midyat grubu | 17 |
| 2.2.4.1. Gerçüş formasyonu | 17 |
| 2.2.4.2. Hoya formasyonu | 18 |
| 2.2.4.3. Gaziantep formasyonu | 18 |
| 2.2.4.4. Fırat formasyonu | 19 |
| 2.2.4.5. Şelmo formasyonu | 20 |
| 2.2.4.6. Yavuzeli bazaltı | 21 |
| 2.2.4.7. Harabe formasyonu | 22 |
| 2.3. Krom Cevheri..... | 22 |

BÖLÜM 3.

| | |
|---|----|
| ÇALIŞMADA KULLANILAN JEOFİZİK YÖNTEM | 27 |
| 3.1. Gravite Yöntemi | 27 |
| 3.1.1. Gravite yönteminin amacı | 28 |
| 3.1.2. Gravite yönteminde belirsizlik | 28 |
| 3.1.3. Gravite yönteminde çözümsüzlük | 29 |
| 3.1.4. Gravite anomalilerinin kaynağı | 30 |
| 3.1.5. Gravite yönteminde ölçülerin alınması | 31 |
| 3.1.6. Gravimetreler..... | 32 |
| 3.1.7. Gravite yönteminde yapılan düzeltmeler | 32 |
| 3.1.8. Rezerv tayini..... | 33 |
| 3.1.9. Rejyonal ve rezidüel gravite anomalileri | 35 |
| 3.1.10. Gravite anomalilerini ayırma yöntemleri | 36 |
| 3.1.10.1. Korelasyon-istatistik yöntemler | 36 |
| 3.1.10.2. Deterministik yöntemler | 37 |

| | |
|--|----|
| 3.1.11. Mikrogravite | 37 |
| 3.1.12. Çalışmada kullanılan gravite cihazı | 39 |
| BÖLÜM 4. | |
| TERS ÇÖZÜM MODELLEME TEKNİKLERİ | 41 |
| 4.1. Doğrusal Olmayan Ters Çözüm | 43 |
| 4.1.1. Enküçük kareler yöntemi ile doğrusal olmayan ters çözüm .. | 48 |
| 4.1.2. Sönümlü enküçük kareler yöntemi (Marquardt-Levenberg)... | 49 |
| 4.1.2. Duyarlılık matrisinin sayısal türev ile hesaplanması | 52 |
| 4.2. İki Boyutlu Poligonal Yapıların Gravite anomalileri | 55 |
| 4.2.1. Marquardt Levenberg yöntemi ile iki boyutlu poligonal modellerin gravite ters çözümü | 60 |
| 4.2.1.1. Ters çözüm model çalışmaları | 60 |
| 4.2.1.2. Poligonal modellerin ters çözümünde başlangıç model tasarımı (Normalize Tam Gradyent Yöntemi) | 62 |
| BÖLÜM 5. | |
| SOFALICA KROM CEVHERİ ÜZERİNDE GRAVİTE ÇALIŞMASI, VERİLERİN YORUMU ve MODELLENMESİ | 68 |
| 5.1. Rezidüel Anomali Profilleri Üzerinde NTG ve Ters Çözüm Uygulamaları | 74 |
| 5.2. Çalışma Alanındaki Muhtemel Rezervin Hesaplanması | 79 |
| BÖLÜM 6. | |
| SONUÇLAR | 81 |
| KAYNAKLAR | 83 |
| ÖZGEÇMİŞ | 90 |

SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

| | |
|-----------------|-------------------------------|
| cm | : Santimetre |
| cm ³ | : Santimetre küp |
| m | : Metre |
| gr | : gram |
| g | : yoğunluk |
| ppm | :Milyonda bir |
| ppb | :Binde bir |
| % | :Yüzde |
| Fe | :Demir |
| Cu | :Bakır |
| Pb | :Kurşun |
| Zn | :Çinko |
| Sb | :Antimon |
| Ag | :Gümüş |
| Au | :Altın |
| Bi | :Bizmut |
| K | :Potasyum |
| P | :Fosfor |
| Al | :Aliminyum |
| 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
GPS :(Global PositioningSystem) Küresel Yer Belirleme Sistemi
RTC :(Real Time Clock) Gerçek Zamanlı Saat
UTC :(Universal Time Coordinate) Ulusal Zaman Koordinatı
SSCB :Sovyet Sosyalist Cumhuriyet Birlięi
ABD :Amerika Birleřik Devletleri
MTA : Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
NTG Normalize Tam Gradyent

ŞEKİLLER LİSTESİ

| | | |
|-------------|---|----|
| Şekil 2.1. | Çalışma alanının (Gaziantep-Şehitkamil-Sofalica Köyü) yer bulduru haritası(Google Earth)..... | 7 |
| Şekil 2.2. | Çalışma alanı içerisinde yer alan Gaziantep-Şehitkamil-Sofalica Köyü ve çevresinin jeoloji haritası (MTA)..... | 9 |
| Şekil 2.3. | Krom cevheri..... | 22 |
| Şekil 2.4. | Türkiye Krom Yatakları..... | 26 |
| Şekil 3.1. | Bir maden yatağı ile yatağın etrafındaki kayaçların yoğunlukları arasında bir fark olmaması durumu..... | 29 |
| Şekil 3.2. | Yeraltının hep yatay tabakalardan oluşması durumu..... | 29 |
| Şekil 3.3. | Yeraltında farklı geometrilerdeki yapıların bulunması durumu... | 30 |
| Şekil 3.4. | Gauss Teoremine göre M ve S düzlemi..... | 33 |
| Şekil 3.5. | Çalışma alanında kullanılan CG-5 Autograv gravite ölçüm cihazı..... | 39 |
| Şekil 4.1. | Genel olarak ters çözüm problemi..... | 41 |
| Şekil 4.2. | Küre modelinin gravite anomalisi ve model parametreleriyle ilişkisi..... | 42 |
| Şekil 4.3.a | Doğrusal ters çözüm işleminde gravite anomalisinden, belli bir derinlikteki prizma yoğunluklarının modellenmesi..... | 43 |
| Şekil 4.3.b | Doğrusal olmayan ters çözüm işleminde gravite anomalisinden, yoğunluk kontrastı sabit kabul edilen yapının geometrik parametrelerin modellenmesi..... | 43 |
| Şekil 4.4. | Doğrusal olmayan ters çözüm işleyişinin genel akış şeması..... | 48 |
| Şekil 4.5. | Eşit örnekleme aralıklı bir $f(x)$ eğrisi..... | 53 |
| Şekil 4.6. | Rastgele şekilli bir yapının iki boyutlu bir poligona benzetilmesi | 56 |
| Şekil 4.7. | Bir poligon modeli üzerinde Talwani algoritmasında kullanılan parametreler..... | 58 |

| | | |
|-------------|---|------|
| Şekil 4.8. | Gözlenen veriye göre tasarlanan üç kenarlı poligonal model ve modelden hesaplanan anomalinin gözlenen anomaliyle karşılaştırılması..... | 61 |
| Şekil 4.9. | Kısıtsız En Küçük Kareler yöntemi ile 10 yinemeleme sonunda kestirilen model..... | 61 |
| Şekil 4.10. | Sönümlü En Küçük Kareler yöntemi ile 10 yinemeleme sonunda kestirilen model..... | 62 |
| Şekil 4.11. | 5 köşeli poligonal modelin gravite anomalisi..... | 66 |
| Şekil 4.12. | 5 köşeli poligon modelinin NTG görüntüsü (m:1, n: 10)..... | 67 |
| Şekil 4.13. | 5 köşeli poligon modelinin NTG görüntüsü (m:1, n: 15)..... | 67 |
| Şekil 5.1. | Çalışma alanında mikrogravite ölçü noktalarının dağılımı..... | 69 |
| Şekil 5.2. | Gravite ölçülerinin yapıldığı alan..... | ..69 |
| Şekil 5.3. | CG-5 Autograv cihazıyla ölçü alınmasıyla ilgili görünümü..... | ..70 |
| Şekil 5.4. | Bouguer Gravite haritası..... | 71 |
| Şekil 5.5. | Rejyonel Gravite haritası..... | ..72 |
| Şekil 5.6. | Rezidüel Gravite haritası..... | 73 |
| Şekil 5.7. | Rezidüel harita üzerindeki P1 ve P2 profilleri..... | 74 |
| Şekil 5.8. | P1 profilinin NTG görüntüsü (m:1, n:20)..... | 75 |
| Şekil 5.9. | P2 profilinin NTG görüntüsü (m:1, n: 18)..... | 76 |
| Şekil 5.10. | P1 ve P2 profillerinin kuzey-güney yönlü görüntüsü..... | 76 |
| Şekil 5.11. | P1-1 Kesitinin ters çözüm görüntüsü | 77 |
| Şekil 5.12. | P1-2 kesitinin ters çözüm görüntüsü | 78 |
| Şekil 5.13. | P2-1 kesitinin ters çözüm görüntüsü | 78 |
| Şekil 5.14. | P2-2 kesitinin ters çözüm görüntüsü | 79 |
| Şekil 5.15. | Rezerv tayininde kullanılan sıfır konturlu rezidüel harita | 80 |

TABLÖLAR LİSTESİ

| | |
|---|----|
| Tablo 5.1. Arama ruhsatı koordinatları..... | 68 |
| Tablo 5.2. İşletme ruhsatı koordinatları..... | 68 |

ÖZET

Anahtar kelimeler: Krom, Mikrogravite, Ters Çözüm, NTG.

Bu çalışma, Gaziantep ili, Şehitkamiliçesi, Sofalıca Köyü'nde var olduğu düşünülen krom metalik madeninin gravite yöntemiyle yerinin tespiti ve ekonomik bir rezerve sahip olup olmadığını araştırmak amacıyla yapılmıştır.

Yaklaşık 189 hektarlık çalışma alanında 220 ölçüm noktası üzerinde gravite ölçüleri alınmıştır. Oluşturulan bouguer gravite haritasından rejyonel ve rezidüel ayrımı yapılarak rezidüel harita üzerinde kaynak oluşturulabilecek muhtemel bölgelerden kesitler alınmıştır. Ters çözüm öncesi uygun başlangıç modelinin seçilebilmesi amacıyla NTG yöntemi yapılmıştır. Alınan kesitler üzerinde yapılan ters çözüm uygulaması sonucu poligon yapısı şeklinde 125 metre ile 450 metre aralığında uzunlukta, 25 metre ile 70 metre aralığında kalınlığında geometrik yapıların var olduğu tespit edilmiştir. Ayrıca yapılan rezerv tayinine göre bölgede 53.6 milyon ton kromit olabileceği öngörülmektedir. Bu da ruhsat sahasının yaklaşık 1/3 lük kısmını karşılmaktadır.

SOFALICA REGION (GAZIANTEP) CHROMIUM ON MICROGRAVITY ANOMALIES MODELLING OF NORMALIZED FULL GRADIENT AND NONLINEAR INVERSION

SUMMARY

Key Words: Chromium, Microgravity, Inversion, NTG.

In this study, the province of Gaziantep, Şehitkamil district, there are thought to be chrome-metallic mine in the village of Sofalica the localization of gravity and economical method was to investigate whether it has a reserve.

Approximately 189 hectares of land gravity measurements over the measurement point in the study area was 220. By differentiating regional and residual Bouguer gravity map of the generated residual maps were obtained on areas likely to be created on the source. The inversion method of pre-NTG was required for the selection model is the appropriate start. On the structure of polygon slices as a result of application received in the form of the inversion in the range of 125 meters and 450 meters long, 25 meters to 70 meters in thickness in the range of existence of geometric structures have been identified. In addition, according to the determination of reserves in the region is expected to be 53.6 million tonnes of chromite. This registration area, approximately 1/3 meets the percent.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

Jeofizik bilimi, yer altı enerji kaynakları; petrol, doğal gaz, maden, kömür yatakları, jeotermal sistemlerin araştırılması ve yer altındaki durumlarını belirlemeyi amaçlar. Ayrıca, mühendislik problemlerinin çözümünde, deprem parametrelerinin (oluş zamanı, büyüklüğü ve koordinatlarının) belirlenmesinde, karstik boşlukların belirlenmesinde, sığ derinlikteki 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 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. 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 ve Uygulanan Metodun Tarihsel Gelişimi

Bu çalışma, Gazinatep ili, Şehitkamil ilçesi, Sofalica köyü bölgesinde çeşitli arazi gözlemleriyle var olduğu muhtemel krom madeninin yerinin tespiti ve cevherin ekonomik bir rezerve sahip olup olmadığını araştırmak amacıyla yapılmıştır.

Bu amaca ulaşmak için gerekli çalışmalar üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

1. Büro çalışmaları,
2. Arazi çalışmaları,
3. Bilgisayar ortamında veri işlem çalışmaları,

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

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 [6]. Yöntem ilk olarak yerin ortalama yoğunluğu ve kütlesi için hesaplamalar yapılarak ortaya çıkmıştır [7].

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, yerkürenin 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 [8, 9].

Mikrogravite sonuç olarak boşlukların bulunmasında kullanılır. Bunlar doğal olarak çökme, karst ya da insanlardan kaynaklanan galeriler, eski madenlerin temellerinin, kentsel şebekelerin bulunmasında da kullanılır [10- 15].

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 [16- 20].

Gravite metodundan elde edilen verilerden oluşturulan Bouguer gravite anomalisi yorumlanırken, yeraltında değişik seviyelerdeki kütlelerden ileri gelen anomalilerin (rejyonal ve rezidüel) birbirlerinden ayrılması gerekir. Petrol, gaz ve madenlerin oluşturdukları gravite anomalileri çok küçük olduklarından, bu anomalilerin birbirlerinden ayrılmasında özel rejyonal-rezidüel ayırım yöntemleri kullanılmaktadır. Rejyonal-rezidüel ayırımı ile ilgili pek çok araştırmacı yıllardır çalışmaktadır ve daha

çok ayırım yöntemi olarak profil veya yuvarlatma yöntemlerini kullanmışlardır [21–25].

Gravite ölçülerinden elde edilen gravite değerlerinin jeolojik yorumunun yapılabilmesi için gravite anomalilerinin ayrılması ve gravite alanı dönüşümleri sıkça bir şekilde kullanılmaktadır. Bu konu üzerine yapılmış pek çok çalışma vardır [26–35].

Normalize Tam Gradyent yöntemi yorumlamada, gözlenen anomalilerin kaynak derinliklerinin buldukları seviyelere uzanımlarının yapılması ve böylece kaynak etkilerinin yükseltilecek ilgili derinliklerde ayrıntılı görüntülerin elde edilmesi sıkça uygulanan bir işlemdir. Bu işlem “aşağı analitik uzanım” olarak bilinir ve uzun yıllar boyunca yaygın bir şekilde kullanılan yorumlama tekniğidir. Bir ölçüm düzleminden itibaren potansiyel alan verilerinin aşağı uzanımıyla, ölçülen veriler içindeki belli dalga uzunluklarına sahip genliklerin etkilerinin yükseltilmesi amaçlanır. Yöntemin en önemli güçlüğü bu noktada başlar. Çünkü uzanım işlemi sırasında kaynak derinliklerine yaklaştıkça ve kaynak derinliği geçildikçe singülaritelerin ortaya çıkmasıdır [36].

Son yıllarda aşağı uzanımın hesaplamalarında hızlı ve etkili algoritmalar geliştirilmiştir [37–39]. NTG yöntemi 1960’lı yılların ortalarından itibaren, özellikle gravite verilerinden petrol rezervuarlarının saptanmasında etkili bir şekilde kullanılmıştır [40–51].

Jeofizik modellemede ters çözüm yöntemine ait temel ilkeler [52, 53] tarafından ayrıntılı olarak verilmiştir. Jeofizikte gravite ve manyetik verilerin ters çözümü pek çok araştırmacı tarafından başarı ile uygulanmıştır [54, 55].

1.2. 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 [56- 58].

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 kütlelerinin 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 [59- 62].

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

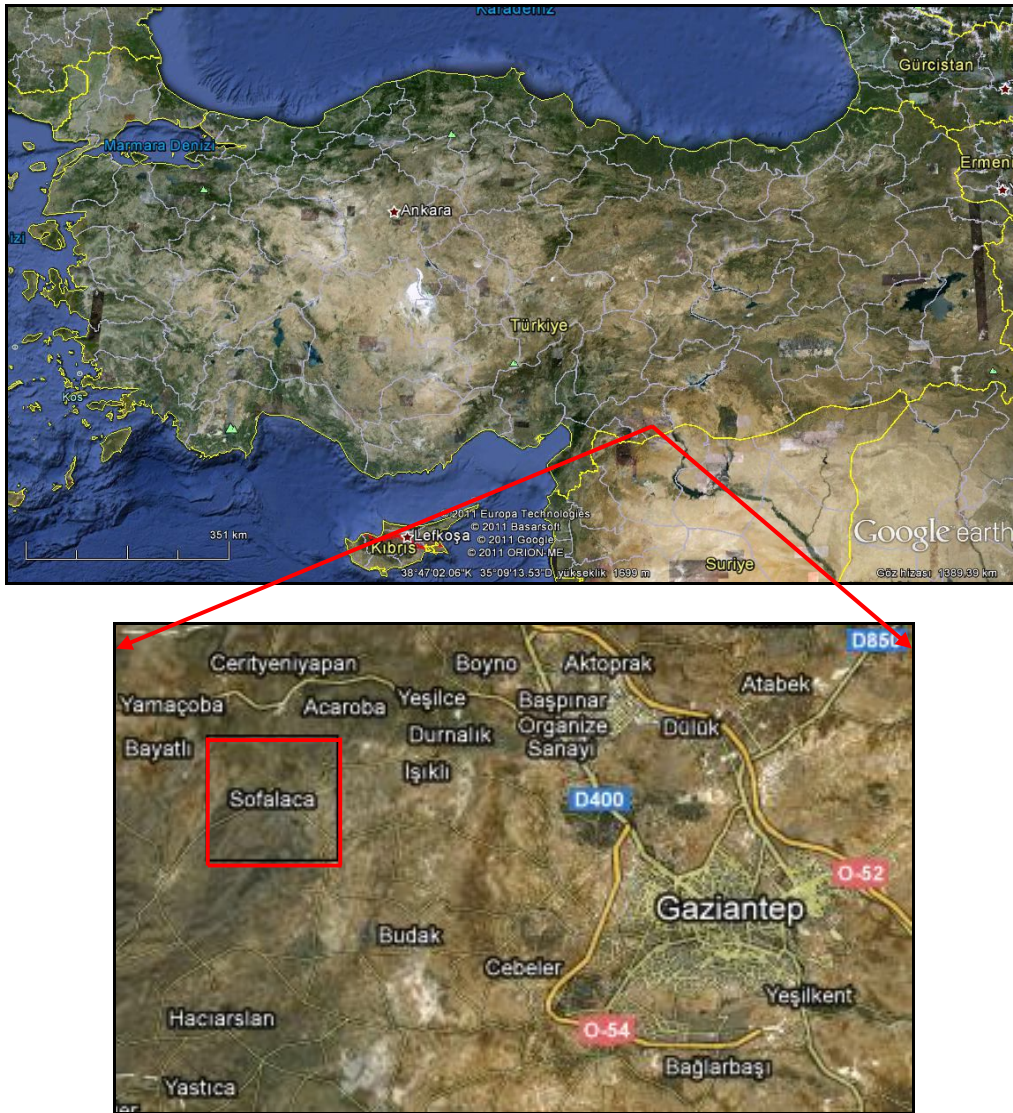
jeofizik yöntemlere ihtiyaç duyulur. Turam, Afmag gibi EM yöntemler ve gravite yöntemi uygulanmıştır. EM'deki güçlü faz cevapları masif ve iyi iletken bir maden cevherini temsil etmektedir. Gravitedeki ani anomali değişimi de bunu desteklemektedir [63].

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 [64].

BÖLÜM 2. ÇALIŞMA ALANININ TANITILMASI, JEOLojİSİ ve KROM CEVHERİ

2.1. Çalışma Alanının Tanıtılması

Çalışma alanı Gaziantep şehrinin Alleben Deresi ile tabii uzantılarının kuzeyinde kalan bölümü olan Şehitkamil İlçesinin Sofalica Köyü'ndedir.



Şekil 2.1. Çalışma alanının (Gaziantep-Şehitkamil-Sofalica) yer bulduru haritası (Google Earth)

Şehitkamil İlçesi Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin batısında yer alır ve 1.250 km²'lik bir alanı kapsar. İlçe kuzeyinde Pazarcık, kuzeydoğusunda Yavuzeli, doğusunda Nizip, güneydoğusunda Oğuzeli, güneyinde Şahinbey ve batısında ise Nurdağı ilçesi bulunmaktadır. İlçenin başlıca yükseltileri; Sofdağı (1496 m.), Dülük Baba (1250 m.), Güreniz (1069 m.) ve Sam Dağları'dır (1053 m.). Küçük akarsular arasında en önemlisi Alleben Deresi'dir.

2.2. Çalışma Alanının Jeolojisi

Bölgede yüzeylenen allokon kaya birimleri, bölgeye Maastrichtiyen'de yerleşmiş olan ve karmaşık bir istif gösteren kaya topluluklarıyla temsil edilir. Bu birimler genellikle serpantin, volkanik kaya, kumtaşı, silisli şeyl, killi kireçtaşı, radyolarit ve yabancı bloklardan oluşan Karadut ve Koçali karmaşıkları ile bunları tektonik olarak üzerleyen ofiyolit napından ibarettir. Otokon birimler maastrichtiyen – Alt Miyosen yaşlı ve yaklaşık 1800 m kalınlıkta bir istifle temsil edilir. İstif tabanda Maastrichtiyen–Alt Paleosen yaşlı, çakıltaşı, kumtaşı ve kumlu kireçtaşından oluşan Besni formasyonu ile başlar. Bu birim uyumlu olarak kumtaşı ve killi kireçtaşı ara katkılı marnlardan oluşan Germav formasyonu tarafından izlenir. Orta Paleosen–Alt Eosen yaşlı yanal ve düşey geçişli iki birim, çakıllı kireçtaşı ve marn ardalanmasından ibaret Beşenli formasyonu yerel bir uyumsuzlukla önceki birimleri üzerler. Alttan üste doğru; Alt Eosen yaşlı, çakıltaşı, kumtaşı ve çakıllı marn–kireçtaşından oluşan Gerciş formasyonu; Eosen yaşlı, killi çakıllı marn ve çakıllı kireçtaşından oluşan Ardıçlı tepe formasyonu ve dolomitik–çörtlü kireçtaşından oluşan Hoya formasyonu; Üst Eosen–Oligosen yaşlı, kireçtaşı ile tebeşirli kireçtaşından oluşan Gaziantep formasyonu ve Oligosen–Alt Miyosen yaşlı resifal kireçtaşından oluşan Fırat formasyonu yerel bir uyumsuzlukla önceki birimleri izler, Ort–Üst Miyosen akarsu–göl çökellerinden oluşan Şelmo Formasyonu, Üst Miyosen yaşlı Yavuzeli Bazaltı ve Pliyosen akarsu–göl çökellerinden oluşan Harabe formasyonu yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak yer alırlar.

2.2.1. Stratigrafi

İnceleme alanında, en altta allokton konumlu, Karadut Karmaşığı, Koçali karmaşığı ve ofiyolitnapı; bunların üzerinde de otokton konumlu Kretase yaşlı Besni ve Germav Formasyonları, Tersiyer yaşlı Belveren, Beşenli, Aslansuyu ve Ardıçlıtepe formasyonları, Midyat grubu (Gercüş, Hoya, Gaziantep ve Fırat formasyonları), Şelmo Formasyonu, Yavuzeli Bazaltı ve Harabe formasyonu yüzeylenir.

2.2.2. Allokton birimleri

Gaziantep K24 güneybatısında ve kuzeybatısında yüzeylenen, birbirleriyle ve otokton birimlerle ilişkisi tektonik olan kaya birimleri allokton birimler adı altında toplanmıştır.

2.2.2.1. Karadut karmaşığı

Silisifiye kireçtaşı, radyolarit, silisli şeyl, çörtlü kireçtaşı, killi kireçtaşı, tabakalı çörtler, kumtaşı ve volkanitlerle bunların içinde farklı yaşlarda kireçtaşı ve serpantin bloklarından oluşan birim, karmaşık bir yapı sunmaktadır. İlk kez Turkish Gulf Oil tarafından adlandırılmıştır [65]. Birim, genellikle kırmızımsı renk ve yumuşak topoğrafya sunmaktadır. Genellikle olistostromal karakterde olan, serpantin ve kireçtaşı blokları içeren birim, kaymalar ve sıkışma tektoniği etkisiyle son derece kıvrımlı ve kırıklı bir yapı kazanmıştır.

Karadut Karmaşığını oluşturan kayatürleri: Silisifiye kireçtaşları; yeşilimsi renkte, ince orta tabakalı, silisleşmiş ve bol çörtlü ve yeşil renkli marn arakatlıdır. Silisli

şeyller; kırmızı kiremit kırmızısı renkli, laminalı ve silisli olup, aralarında sert ince tabakalı, silisleşmiş marn aradüzeyleri içerirler. Killi kireçtaşları; kırmızımsı kahve yeşilimsi renkte, ince- orta tabakalı ve çörtlüdür. Bunların dışında, yer yer tabakalı ve beyaz açık sarı renkli kireçtaşları, sarımsı -yeşilimsi kumtaşları, gri -kirli beyaz renkli kalın tabakalı, çört ve ultrabazik çakıllı ve makro fosil kavkılı konglomeratik kireçtaşları, kumlu kireçtaşları ve volkanitler de izlenmektedir.

Hamur durumundaki bu kayatürleri içinde farklı yaşlarda ve gri -beyaz renkli, kalın – çok kalın tabakalı, kireçtaşı blokları ile yeşil -mavimsi renkli, oldukça ayrıışmış çeşitli boyutlarda serpantin blokları yer almaktadır.

Gaziantep K24 paftasında Karadut Karmaşığı, Bozova Formasyonu ile Germav Formasyonunun bir bölümü üzerine tektonik dokanakla yer almaktadır. Üzerine ise Germav Formasyonunun üst düzeyleri açısız uyumsuzlukla gelmektedir. Birimin çökelleme yaşını belirleyecek veriler bulunamamıştır. Ancak inceleme alanı dışında bu birimin çökelleme yaşının Senomaniyen - Alt Turoniyen olduğunu belirten fosiller saptandığını belirtilmektedir [66]. Ayrıca karmaşık içinde blok olarak yer alan kireçtaşlarından Senoniyen, Üst Jura yaşları elde edilmiştir. Birim büyük olasılıkla Alt - Orta (?) Maastritiyen de bölgeye yerleşmiştir.

2.2.2.2. Koçali karmaşığı

Ultrabazik kayalar, volkanitler, serpantinit, radyolarit, çörtlü kireçtaşı ve farklı yaşlarda kireçtaşı bloklarından oluşan birim, düzensiz bir iç yapı gösterir, İlk kez Sungurlu (1972) tarafından adlandırılmıştır [67]. Egemen kayatürü ultrabazikler ve serpantinitlerdir. Bunlar, koyu kahve-koyu yeşil renkli, oldukça parçalanmış, parlak yüzeyli, genellikle serpantinleşmişlerdir.

Ayrıca, koyu kahve-boz renkli aglomera ve lav akıntıları, kırmızı renkli, oldukça kıvrımlı, yer yer manganezli radyolarit ve silisli şeyller, kırmızı renkli, ince tabakalı, çörtlü kireçtaşları az oranda izlenmektedir. Bu kaya türleri tektonik bir dokanakla birbirleriyle yan yana gelmiş karmaşık bir yapı sunarlar. Karmaşık içerisinde irili ufaklı bej-gri, yer yer kırmızı renkli, çok kalın tabakalı veya masif kristalize kireçtaşı bloklar, yer almaktadır.

Koçali Karmaşığı, inceleme alanında Karadut Karmaşığı üzerinde yer almaktadır. Üzerinde ise Üst Maastrichtiyen -Alt Paleosen yaştaki Germav Formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Karmaşığın oluşum yaşını belirleyecek veriler harita alanında elde edilememiştir. Ancak Tuna (1973)' e göre Karmaşığın içindeki radyolaritli seviyelerle birlikte bulunan kireçtaşlarından elde edilen fosillere göre birimin yaşı, Üst Jura-Alt Kretase'dir [65].

2.2.2.3. Ofiolit napı

Peridotit, gabro ve diyabazdan oluşan allokton birime Ofiyolit Napı adı verilmiştir. Yoldemir (1987-1988) bu birimi Koçali Karmaşığı içinde irdelemiştir [66].

Ofiyolit napının büyük bir bölümünü peridotitler oluşturur. Peridotitler, koyu kahve yeşil renkli genellikle serpantinleşmişlerdir. Peridotitler harzburjit ve dunitlerden oluşmakta yer yer kromit zuhurları içermektedirler. Birim içindeki kimi yerlerde gabro daykları ile tabakalı gabrolar ve diyabaz daykları da izlenmektedir.

Ofiyolit Napı, Koçali Karmaşığı üzerine tektonik dokanakla gelmektedir. Üzerine ise, birimin bölgeye yerleşiminden sonra ve Üst Maastrichtiyen - Miyosen yaş aralığında çökelen birimler uyumsuz olarak yer alır.

Mantonun üst kesimleri ve okyanusal kabuğun bir bölümü ile temsil edilen Ofiyolit Napı'nın oluşum mekanizması ve yaşı hakkında elde yeterli veri yoktur. Ancak birimin, Orta(?) - Üst Maastrichtiyen öncesi günümüzdeki konumuna geldiğini söyleyebiliriz.

2.2.3. Otokton birimler

2.2.3.1. Besni formasyonu

Altta çakıltası ve kumtaşı, üstte kumlu, fosil kırıntılı kireçtaşlarından oluşan birim Amoseas (Tuna, 1973) tarafından adlandırılmıştır [65]. Birim çalkantılı sığ su ortamı'nda çökelmiştir. Formasyonun kalınlığı 0–100m arasında değişmekte ve ofiyolit napı üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Üzerinde ise Germav formasyonu uyumlu, Hoya formasyonu ise uyumsuz bir dokanakla yer almaktadır.

2.2.3.2. Germav formasyonu

Altta marn ve killi kireçtaşlarından, üstte ise marnlardan oluşan bu birimin ilk tanımlaması Maxon ve Tromp tarafından yapılmıştır [65]. Formasyon, en altta gri-boz renkli, çok ince tabakalı veya tabakasız ve 3-5 metre kalınlığında marn ile başlamakta ve üzerine 100-200 metre arasında kalınlık sunan killi kireçtaşı arakatlı marn gelmektedir. Kireçtaşı düzeyleri genel olarak sarımsı-gri renkli, ince orta tabakalı, killi, yer yer kumlu, kırılmalı, piritli, solucan izli, yer yer bitümlü olup, pelajik özelliktedir. Marn düzeyleri ise, mavimsi-boz renkli, tabakasız, karbonatlı, kırılmalı bitki kırıntılı ve canlı yaşam izlidir. Birimin üst düzeylerinde kalınlığı 10-20 santimetre arasında değişen ve yanal devamlılığı fazla olmayan türbiditik kumtaşı, çakıltası ve türbiditik kireçtaşının izlendiği birim Açık şelf - havza kenarı veya derin

şelf kenarı mikrofasiyes ortamında çökelmiştir. Formasyonun kalınlığı 100-500 metre arasında değişmekte ve Bozova Formasyonu üzerine uyumlu bir dokanakla gelmektedir. Üzerine ise Karadut Karmaşığı tektonik dokanakla, Beşenli Formasyonu ve Cengin Formasyonu uyumlu ve geçişli bir dokanakla yer almaktadır.

Formasyonun alt ve orta kesimlerinden alınan örneklerin fosil incelemeleri sonucu birimin yaşı Alt Paleosen olarak belirlenmiştir [68].

2.2.3.3. Belveren formasyonu

Egemen kayatürü kireçtaşı olan ve yer yer kıltaşı arakatlı killi kireçtaşları ile temsil edilen birim için Belveren formasyonu adı ilk kez Wilson ve Krummenacher (1957) tarafından kullanılmıştır [69]. Formasyon, kırmızımsı pembe renkli, ince tabakalı, bol algli, foraminiferli, krinoidli, çakıllı, kırıntılı kireçtaşı ile başlar ve üst kesimlerde alg oranı azalır, foraminifer oranı ve tabaka kalınlığı artar ve pembemsi – koyu krem, krem renkli kireçtaşı egemen olur.

Birim üstte de krem–gri renkli, orta–kalın tabakalı kireçtaşları ile sona erer. Birimin egemen kaya türü olan kireçtaşları yamaç önü, daha batıdaki kayatürleri ise havza kenarı mikrofasiyesi ortamında çökelmişlerdir. Ofiyolit napı, Besni formasyonu ve Germav formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Üzerinde ise Hoya formasyonu bazı yerlerde uyumlu, bazı yerlerde ise uyumsuzlukla yer almaktadır.

2.2.3.4. Beşenli formasyonu

Altta marn, killi-çörtlü kireçtaşı ar dalanması, üstte çörtlü kireçtaşından oluşan birimin ilk tanımlaması Terlemez ve diğerleri (1992) tarafından yapılmıştır

[39].Şenol (1972) ve Güvenç (1973) bu birimi Aslansuyu Formasyonunun alt düzeyleri olarak adlandırmışlardır [69,70].

Formasyon, en altta marn arakatkılı kiltası, çört yumrulu, kırıntılı kireçtaşları, üste doğru ise çörtlü, killi kireçtaşlarından oluşur. Birimin tanımlandığı yerde, yaklaşık kalınlığı 50 metre olan marn, kiltası-silttaşı ve killi-çörtlü kireçtaşı ardalanması istifin tabanını oluşturur.

Kireçtaşları açık boz-sarımsı renkli, orta-kalın tabakalı; kiltası-silttaşı düzeyleri ise, gri-açık boz renkli ve tabakasızdır. Bu marn-kiltası, kireçtaşı ardalanmasının üzerine açık pas renkli, orta kalın tabakalı çörtlü kireçtaşları gelmektedir. Birimi oluşturan kaya türleri , Havza kenarı veya derin şelf kenarı mikrofasiyes ortamında çökelmiştir. Genelde 10-60 metre kalınlıkta olan birim, Germav Formasyonu üzerinde uyumlu ve geçişli bir dokanakla yer alır. Üzerindeki Aslansuyu Formasyonu ile de uyumlu dokanak ilişkisi gösterir.

Formasyonun alt düzeylerindeki marnlardan derlenen örneklerde Terlemez ve diğerleri 1992'ye göre Üst Monsiyen (Orta Paleosen); kireçtaşlarından derlenen örneklerde ise Orta (?) -ÜstPaleosen yaşı belirlemişlerdir [68].

2.2.3.5. Aslansuyu formasyonu

Killi-çakıllı kireçtaşı, ve tebeşirden oluşan bu birimin tanımlaması Güvenç (1973) tarafından yapılmıştır [71].

Formasyon killi-çakıllı kireçtaşı ile başlamaktadır. Bu kireçtaşları, gri-bej renkli, orta kalın tabakalı, çörtlü ve çakıllı olup, tebeşirli kireçtaşları tarafından izlenmektedir. Tebeşirli kireçtaşları bej-beyazımsı gri renkli, orta-kalın tabakalı, bol mikro faunalı ve sarı-siyah renkli çört bantları içerirler. En üst düzeyi beyaz renkli, kalın ve kötü tabakalı, gevşek dokulu tebeşirden oluşan birim “Havza kenarı ve derin şelf kenarı” mikro fasiyes ortamında çökeltmiştir. Formasyonun kalınlığı tanımlamasının yapıldığı bölgede 500 metre olup, genelde ise 100-500 metre arasında değişen kalınlık sunmakta ve Beşenli Formasyonu ile Cengin Formasyonu üzerine uyumlu bir dokanakla gelmektedir. Üzerinde ise Ardıçlıtepe Formasyonu uyumlu bir dokanakla yer almaktadır.

Formasyonu oluşturan kayatürlerinden derlenen örneklerde belirlenen fosillere dayanarak Terlemez ve diğerleri, 1992 formasyonun yaşını Alt-Orta Eosen olarak belirlemişlerdir [68].

2.2.3.6. Ardıçlıtepe formasyonu

Genellikle kireçtaşından oluşan birimin tanımlaması ve adlanması Terlemez ve diğerleri (1992) tarafından yapılmıştır [68]. Tanımlamanın yapıldığı yer, Kilis ili 25-30 kilometre kuzeyinde Kürüm köyünün 4,5-5 kilometre batısındaki Ardıçlıtepe'dir.

Birim, altta kırıntılı kireçtaşı ve tebeşirli kireçtaşı ardalanması ile başlar. Kireçtaşı, kalın, çok kalın tabakalı, tebeşirli kireçtaşı, beyazımsı-açık sarı-bej renkli, orta-kalın tabakalı, gevşek dağılgan, nadir faunalıdır. Üste doğru tamamen açık sarı-gri-bej renkli, kalın-çok kalın tabakalı yer yer tabakasız, sert sağlam, gözenekli, erime boşluklu, mikro ve makro faunalı, sarı-kahvesiyah renkli, mercek ve yumru halinde çörtlü kireçtaşından oluşan birim “Karbonat düzlüğü ile Açık platform” mikrofasiyes ortamında çökeltmiştir. Formasyonun kalınlığı genellikle 50-200 metre

arasında değişmekte ve Aslansuyu Formasyonu üzerine dereceli geçişli bir dokanakla gelmektedir. Üzerinde ise Gaziantep Formasyonu uyumlu bir dokanakla yer almaktadır.

Formasyonu oluşturan kireçtaşlarından derlenen örneklerde Nummulites Cf. Fabianii (PREVER), Nummuliteschavannesesi DE LA HARPE, Nummulitesstriatus BRUGUIERE, Halkyardiaminima LİEBUS, Chapmaninagassinensis SILVESTRI, Sphaerogypsinaglobulus REUS, Baculogypsinoidestetroedra GUMBEL, Fabianiacassis (OPPENHEIM), Eoropertlamagna LE CALVEZ saptanmış olup, bu fosillere göre formasyon Orta Eosen (Lutesiyen)- Üst Eosen (Priyaboniyen) yaşadadır [68].

2.2.4. Midyat grubu

2.2.4.1. Gercüş formasyonu

Çakıltaşı, kumtaşı, çakıllı marn ve çakıllı kireçtaşından oluşan birimin adlamasını ilk kez Maxon ve Tromp yapmışlardır [65]. Birim, Germav Formasyonu üzerine geldiği yerlerde, altta 2–3 metre kalınlıkta çakıltaşı ile başlar. Çakıltaşı üzerine beyaz–kırmızımsı beyaz renkli, aralarında ince taneli kumtaşı düzeyleri olan kıltaşı gelir. Kıltaşı üzerine gri–kırmızımsı renkli, orta–kalın tabakalı çakıltaşı–kumtaşı ardalanması gelir. Bu ardalanmanın üzerine kırmızı renkli, kalın tabakalı, çimentosu pekişmiş silt, çakılları radyolarit, ofiyolit ve az oranda kireçtaşı olan çakıltaşı gelmektedir. Üste doğru, kirli beyaz–pembemsi–kırmızı renkli, kireç çimentolu, genellikle tutturulmuş çakıltaşı ve çakıllı marnlara geçer. Birimin en üst bölümünde karbonat oranı artarak çakıllı kireçtaşı ve çakıllı marnlar bulunur. Gercüş formasyonu karasal kökenli olup üzerine gelen karbonatlarla olan ilişkisi gözönüne alındığında, büyük olasılıkla havza kenarına çökelmiş transgresif istifin en alt düzeyidir. Ofiyolit

Napı ile Germav formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla gelmekte ve üzerinde ise Hoya formasyonu uyumlu bir dokanakla izlenmektedir.

2.2.4.2. Hoya formasyonu

Karbonatlardan oluşan birim Sungurlu (1974) tarafından adlandırılmıştır [67]. Formasyonun egemen kayatürü kireçtaşıdır. Altta çakıllı kireçtaşı ile başlar. Gri, bej, yer yer kırmızı renkli, kalın–çok kalın tabakalı olan kireçtaşları, üste doğru kireçtaşına geçer. Bu kireçtaşları krem–kirli beyaz–açık gri renkli, orta-kalın tabakalı, yer yer tabakasız, bazı düzeyleri bol fosilli, bol çatlaklı ve makro fosil kavkılıdır. Birimin üst düzeylerinde çört yumruları izlenmektedir.

Kireçtaşları karbonat düzlüğü mikrofasiyes ortamı ile açık platform mikrofasiyes ortamında çökelmiştir. Birim Gercüş Formasyonu üzerine uyumlu, ofiyolit napı, Germav Formasyonu, Besni Formasyonu ve Belveren formasyonu üzerine açısız uyumsuz bir dokanakla gelmekte ve tarafından uyumlu olarak izlenmektedir. Birimin yaşını Terlemez ve diğ. (1992) Orta (Üst Lütesiye)–Üst (Priyaboniyen) Eosen olarak belirlemiştir [68].

2.2.4.3. Gaziantep formasyonu

Killi kireçtaşı, kireçtaşı ve tebeşirden oluşan bu birimin tanımlaması ve adlamasını ilk olarak Wilson ve Krummenacher (1957) tarafından yapılmıştır [69].

Formasyon, yumuşak topoğrafya gösteren killi kireçtaşı ve tebeşirli kireçtaşı şeklinde yüzeylenmektedir. Bazı yerlerde ise bu killi ve tebeşirli kireçtaşları yerine kalın

tabakalı kireçtaşları yer almaktadır. Killi kireçtaşları beyazımsı gri-krem-kirli sarı renkli, ince-orta tabakalı, çok az çört yumruludur. Kireçtaşları ise gri-bej-sarımsı gri renkli, orta-kalın yer yer çok kalın tabakalı, taneli yapılı, bol bentikfosilli, yer yer alg ve mercanlıdır. Killi kireçtaşları, tebeşirli kireçtaşları “Havza kenarı veya derin şelf kenarı” mikrofasiyes ortamında kireçtaşları ise “çalkantılı sığ su” mikrofasiyes ortamında çökelmişlerdir. Formasyonun kalınlığı 100-250 metre arasında değişmekte ve Ardıçlıtepe Formasyonu üzerine uyumlu bir dokanakla gelmektedir. Üzerinde ise Fırat Formasyonu uyumlu bir dokanakla, Yavuzeli Bazaltı uyumsuz bir dokanakla yer almaktadır.

Formasyondan derlenen örneklerde Terlemez ve diğerleri (1992) tarafından saptanmış olup, bu fosillere göre formasyon Üst Eosen (Priyaboniyen)-Alt Oligosen (Stampiyen) yaşadadır [68].

2.2.4.4. Fırat formasyonu

Yer yer resifal karakterli kireçtaşlarından oluşan birim, ilk defa Maxon ve Tromp Midyat Formasyonunun bir üyesi (Fırat Üyesi) olarak adlanmışlardır [65].

Formasyon, altta krem-beyazımsı-kirli sarı renkli, orta-kalın tabakalı, yer yer tabakasız kireçtaşları ile başlamakta, bunların üzerine kirli sarı renkli, orta-kalın tabakalı, bol çört yumrulu ve bol fosil kavkılı kireçtaşı gelmektedir. En üst bölümünü ise beyazımsı krem-kirli sarı renkli, kalın-çok kalın tabakalı, az çört yumrulu, bol ekinid, ostrea, gastropod ve lamellili biyoklastik kireçtaşları oluşturmaktadır. Birimi oluşturan kireçtaşları “çalkantılı sığ su” mikrofasiyes ortamında çökelmiştir. Formasyonun kalınlığı 0-150 metre arasında değişmekte ve Gaziantep Formasyonu üzerine uyumlu bir dokanakla gelmektedir. Üzerinde ise Şelmo Formasyonu ve Yayuzeli Bazaltı açılı uyumsuz bir dokanakla yer almaktadır.

Formasyonu oluşturan kireçtaşlarından derlenen örneklerde Terlemez ve diğerleri (1992) kılavuz fosilleri saptamış, bu fosillere göre formasyon Alt Oligosen (Stampiyen) - Alt Miyosen (Burdigaliyen) yaşadadır [68].

2.2.4.5. Şelmo formasyonu

Çakıltaşı, kumtaşı, şeyl ve çamurtaşı ardalımalı akarsu çökelleri ile kumtaşı, çakıllı marn, şeyl ve tüfitli göl çökellerinden oluşan bu birim, Yoldemir (1987) tarafından adlandırılmıştır [66].

Formasyon, kumtaşı, kıltaşı, çamurtaşı, silttaşı ile bunların arasında yer alan çakıl taşlarından, bazı bölümleri ise kumtaşı, çakıllı marn ve şeyl, tüfit ve killi kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu iki bölümün yüzeylemeleri birlikte izlenebildiği gibi birbirinden bağımsız olarak da, harita alanında görmek mümkündür. Bu iki bölüm birlikte olduğu yerlerde, birbirleriyle yanal ve dikey geçişlidir. Birimin kalınlığı pek fazla olmayıp 0-75 metre arasında değişmekte ve Fırat Formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla gelmektedir. Üzerinde ise Yavuzeli Bazaltı açısız uyumsuz bir dokanakla yer almaktadır.

Birimin yaşını belirleyecek fosiller saptanamamıştır. Stratigrafik konumuna göre, en üst düzeyin yaşı Alt Miyosen (Burdigaliyen) olan Fırat Formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla gelmesi ve Üst Miyosen yaşındaki Yavuzeli Bazaltı tarafından örtülmesi nedeniyle formasyonun yaşı büyük olasılıkla Orta-Üst Miyosen'dir.

2.2.4.6. Yavuzeli bazaltı

Bazalt Lavından oluşan bu birim, Yoldemir (1987) tarafından adlandırılmıştır [66]. Tanımlama ve adlanması harita alanı dışında, Yavuzeli ilçesi dolayında yapılmıştır. Tuna (1973) birimi Karacadağ Bazaltı olarak adlandırmıştır [65].

Yavuzeli Bazaltı, genelde kırmızımsı-koyu kahve-koyu gri ve siyahımsı renkli, tabakasız, yer yer çok kalın tabakalı, gözenekli, gözenekleri kalsit dolgulu lav akıntısından oluşmaktadır.

Ayrıca bu lav akıntısının altında yer yer aglomera ve tuf yüzeylemeleri yer almaktadır. Bu piroklastikler özellikle Gaziantep-Kilis yolunun Kilis'e yakın kesimlerinde izlenmektedir.

Bazaltların hangi mekanizma ile oluştuğunu ve çıkış alanlarını belirleyecek bir çalışma tarafımızdan yapılmamıştır. Bölgede daha önce çalışmış araştırmacıların, bu konu ile ilgili çeşitli görüşleri vardır. Kimisi bu bazaltların oluşumunu Doğu Anadolu Fayı ile ilişkili fay sistemine, kimisi bölgede Orta Miyosen'de başlayan sıkışma nedeniyle oluşan açılımlara bağlamaktadır. Bazaltların kalınlığı 0-50 metre arasında değişmekte ve özellikle Şelmo Formasyonu ve kendisinden daha yaşlı diğer birimler üzerine açılmal bir uyumsuzlukla gelmektedir.

Yavuzeli bazaltının oluşum yaşı Yoldemir (1987)' e göre 12.1 ± 0.4 milyon yıl (Orta Miyosen), Ulu ve diğerleri (1991)' e göre 7-8 milyon yıl (Üst Miyosen)dir [66,72]. Harita alanındaki stratigrafik konumuna göre bazaltın yaşı Üst Miyosen'dir.

2.2.4.7. Harabe formasyonu

Çakıltaşı, kumtaşı, kilitaşı ve çamurdan oluşan bu birimin adlanması ve tanımlaması Terlemez ve diğ.(1992) tarafından yapılmıştır [68]. Formasyon altta çakıltaşı ile başlar. Çakıltaşları gri-açık gri renkli, tabakasız olup, kireçtaşı, ofiyolit ve radyolarit çakılları, gevşek ve egemen olarak karbonat çimento ile tutturulmuştur. Çakıltaşları üste doğru kumtaşlarına geçer. Kumtaşları grimsarı renkli, ince-orta çapraz tabakalı, derecelenmelidir. Kumtaşları üste sarı renkli kilitaşı ile kırmızı renkli çamur taşlarına geçer. Birimi oluşturan kaya türleri genellikle akarsu, çok az bölümü ise göl çökelleri özelliğindedir. Birimin yaşı stratigrafik konumuna dayandırılarak Pliyosen olarak kabul edilmektedir.

2.3. 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 2.3. 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 [73].

Kromun tüm bileşikleri renklidir ve bazıları renk maddesi olarak kullanılır. Kromun asgari ve azami yoğunluğu; 3.41- 4.1 gr/cm³, ortalama yoğunluğu ise 4.0 gr/cm³ olarak verilmiştir. Kromun yan kayacı olan serpantin asgari ve azami yoğunluğu; 2.4- 2.78 gr/cm³, ortalama yoğunluğu ise 2.50 gr/cm³ olarak delirtilmiştir [74]. Genellikle çeliği sertleştirmede, paslanmaz çelik yapmada kullanılır.

Krom içeren 25 kadar mineral bilinmekte olup en önemlileri ve kimyasal bileşimleri; Kromit $(Mg, Fe)_2(Cr, Al, Fe)_3 O_4$, 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 [73].

Kromit minerali ve krom yatakları kökensel olarak ilişkili oldukları ultrabazik kayalar içinde bulunurlar. Ultrabazik kayacın (dunit, serpantin) 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.

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;

1. Pontidofiyolitleri,
2. Anatolid ve Toridofiyolitleri,
3. Trodosofiyolitleri (veya Güney Neotetisofiyolitleri).

Bu ofiyolitler doğu-batı gidişli suture zonları üzerinde mostra vermektedirler. Pontid ofiyolitleri pontid suture zonunu üzerinde yer alan Neotetis'in kuzey kolunun kalıntılarıdır ve Avrasya karası üzerine yerleşmişlerdir. Anatolid ve Toridofiyolitleri 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. 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 işletmecilerden 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-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).

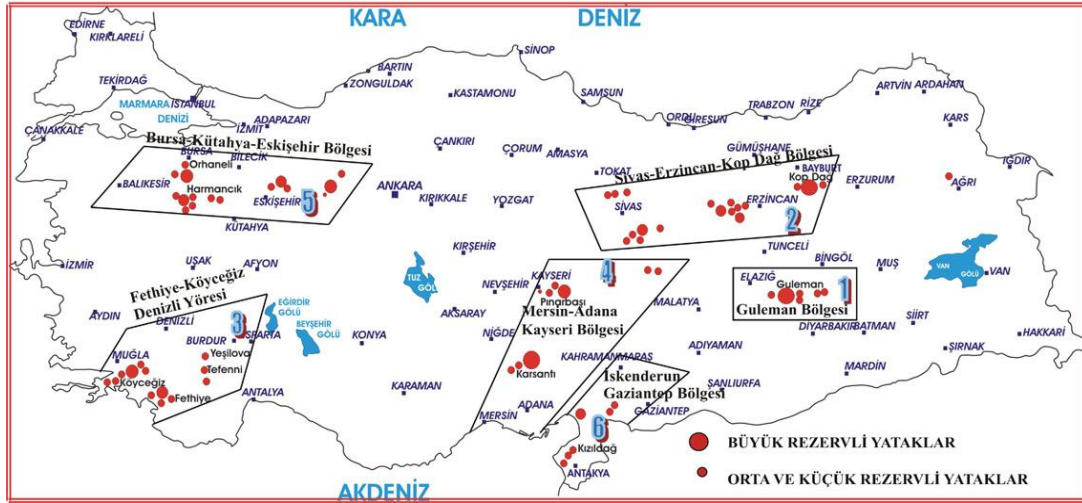
3-Fethiye-Köyceğiz-Denizli Yöresi: Karaismailler (800.000 ton, %30-38), Üzümlü-Sazlı 100.000 ton, %36), Biticealan (102.000 ton, %44-48), Kazandere (236.000 ton, %37,5), Kandak (100.000 ton, %40-46).

4-Mersin-Adana-Kayseri Yöresi: Adana- Aladağ (198 milyon ton, %5,60), Kayseri-Pınarbaşı -Dedeman 9 nolu Ocak (490.000 ton, %20-30-Tarla Ocak 300.000 ton, %10-20).

5-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-Karıncalı (40.000 ton, %5-30), Büyükorhan-Kıroca (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).

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

TÜRKİYE KROM YATAKLARI



Şekil 2.4. Türkiye Krom Yatakları Haritası

BÖLÜM 3. ÇALIŞMADA KULLANILAN JEOFİZİK YÖNTEM

3.1. 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 sülfatin 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.

3.1.1. 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 miligallik anomali elde edilebileceği ve aletin bu anomaliyi algılayıp algılamayacağı test edilmelidir.

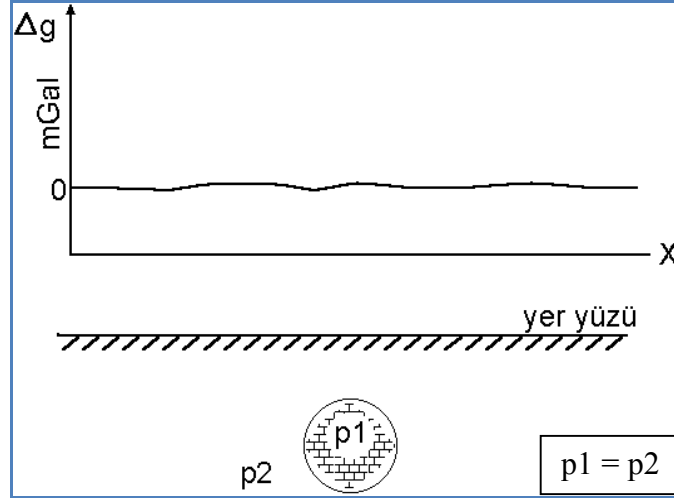
Gravite yönteminde yeryuvarının gravite ivmesi (g)'nin değişimleri incelenir. (g)'nin ölçülmesinden elde edilen sonuçlar yorumlanarak yeraltının durumu saptanmaya çalışılır. Sonuçlarda görülen değişimler yeraltındaki cisimlerin yoğunluk farklarından ileri gelir. Bu yöntemin sonuç verebilmesi için yeraltında belirgin bir yoğunluk farkının olması gerekir. Jeofizik yöntemlerde kütle hesabı yapılabilen tek yöntem gravitedir [75].

Gravite ölçümlerindeki amaçlar şunlardır:

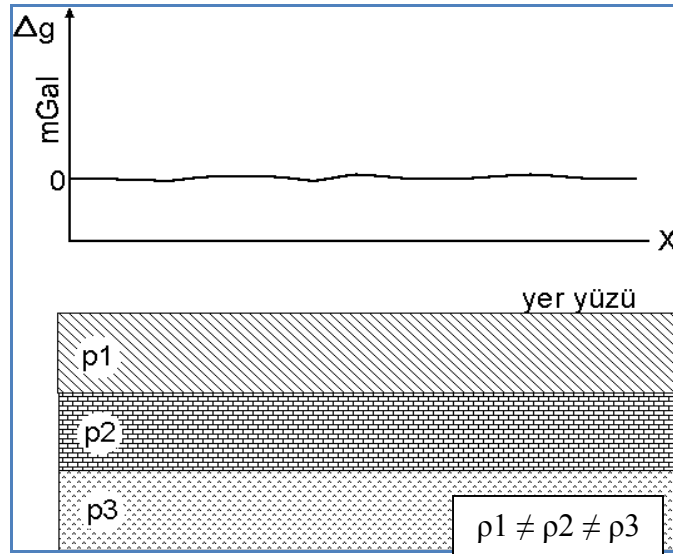
1. Yerin gravitasyon alanındaki değişimlerin incelenmesi,
2. Ölçümlerden elde edilen değerlerin yeraltındaki durumun saptanmasına yönelik çalışmalar,
3. Haberleşme için yerçekimi ivmesinin ölçülmesi,
4. Askeri amaçla (kıtalar arası güdümlü füzeler fırlatmak için).

3.1.2. Gravite yönteminde belirsizlik

Gravite yöntemi Şekil 3.1 ve Şekil 3.2'de verilenlerden biri veya ikisinin birden oluşması durumunda sonuç vermez ve herhangi bir yoruma gidilemez [75].



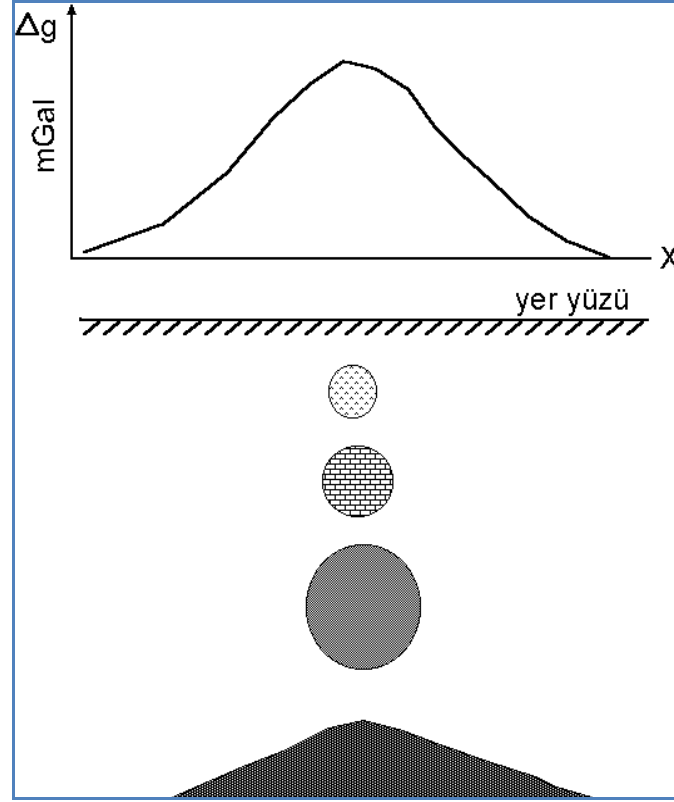
Şekil 3.1. Bir maden yatağı ile yatağın etrafındaki kayaçların yoğunlukları arasında bir fark olmaması durumu



Şekil 3.2. Yeraltının hep yatay tabakalardan oluşması durumu

3.1.3. Gravite yönteminde çözümsüzlük

Yeraltında aşağıdaki gibi farklı geometrilerdeki yapıların bulunması durumunda gravite yöntemi çözümsüzdür [75].



Şekil 3.3. Yeraltında farklı geometrilerdeki yapıların bulunması durumu

3.1.4. 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;

1. Tortul kayaç tabakalarının yapısı ve yoğunluk sınırları. Yatay bozulmalar ve yatay yönde görülen yoğunluk değişimleri.
2. Kristalin temelin yüzey topografyası. Kristalin temel, tortul kayaçlarda daha yoğun olduğundan daha çok etkinliğe sahiptir.

3. Kristalin temelin içyapısı. Kristalin temeli oluşturan kayaçların yoğunluğu önemli biçimde farklılık göstermektedir. Bu nedenle temelin içyapısı çoğunlukla şiddetli gravite anomalileri oluştururlar.
4. Yer kabuğunun derinlik yapısı. Yer kabuğunun heterojen yapısının gravite etkisi jeosenkinal bölgelerde daha fazla görülmektedir.

3.1.5. 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 gözlemevinde sarkaçla ölçülen gravite değeri bu istasyonlara taşınmıştır. Potsdam'daki gravite değeri 981260.00mgal'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;

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g}} \quad (3.1)$$

Burada L = sarkacın uzunluğudur.

b) Bağıl Gravite Ölçümleri

Gravimetreler kullanılarak yapılan ölçümlerdir. Local gravite ölçümleri bağıl gravite ölçümleri olarak değerlendirilebilirler [75].

3.1.6. Gravimetreler

Yerçekiminin (gz) ölçülmesinde kullanılan aletler mutlak ve bağıl yerçekiminin ölçülmesinde kullanılan aletler olarak 2 grupta incelenir.

1. Yerçekiminin mutlak değerinin ölçülmesi, bir sarkaç veya serbest düşen bir cismin gözlenmesiyle ölçülebilir.
2. Yerçekiminin bağıl değerinin ölçülmesi sarkaç, burulma terazisi ve gravimetreler ile yapılmaktadır.

Sarkaç ve burulma terazisiyle yerçekimi ölçüleri 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.

3.1.7. Gravite yönteminde yapılan düzeltmeler

Yerçekimi yöntemi ile yapılan arazi uygulamalarında her ölçü noktasında da yerçekimi alanındaki değişimler (Δgz) 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, bulunulan 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

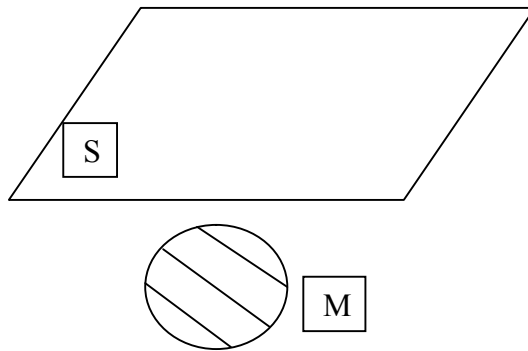
Yerçekimi alanı yönteminde yukarıda belirtilen etki ve düzeltmelerin dışında ayrıca izostazi ve atmosfer etki ve düzeltmeleri de vardır. Ancak izostazi etkisi ve düzeltmesi daha çok jeodezik amaçlarla yapılan ölçmelerde, yerin şeklinin belirlenmesinde ve dünya ölçeğinde hazırlanan yerçekimi alanı haritalarında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

3.1.8. Rezerv tayini

Gauss teoremine göre $\sum M_i$; kütesini içine alan S yüzeyi üzerindeki gravite alanının yüzey integrali ile kütle arasında,

$$\int_S g ds = 4\pi G \sum M_i \quad (3.2)$$

G: gravite sabiti, ilişkisi bulunmaktadır.



Şekil 3.4 Gauss Teoremine göre M ve S düzlemi

S yüzeyi yatay düzlem olarak alınırsa 4π yerine 2π yarı ve $ds=dx.dy$ olur. Buna göre

$$\sum Mi = \frac{1}{2\pi G} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(x,y) dx.dy \quad (3.3)$$

yazılabilir.

Bir gravite anomali haritası her kenarı S olan karelere bölünürse, $S^2 = \sum dx.dy$ olur ve integral yerine toplam işareti yazılırsa,

$$\sum Mi = m = \frac{S^2}{2\pi G} \sum \Delta g \quad (3.4)$$

bulunur. Böylece anomaliyi veren bir tek kütle değeri bulunabilir. Diğer yandan etki m ; etki yoğunluğu g olan V hacimli cismin gerçek kütlesi M; gerçek yoğunluğu g_2 ve yan kayacın yoğunluğu g_1 ise

$$g = g_2 - g_1 \quad (3.5)$$

$$m = g.V = (g_2 - g_1) . V \quad (3.6)$$

$$V = \frac{m}{g_2 - g_1}, V = \frac{M}{g_2} \quad (3.7)$$

$$\frac{m}{g_2 - g_1} = \frac{M}{g_2} \quad (3.8)$$

$$m = \frac{g_2 - g_1}{g_2} M \quad (3.9)$$

bulunur. Bu yukarıdaki eşitlikte yerine yazıldığında, M çekildiğinde,

$$= \frac{g_2}{g_2 - g_1}$$

$$\frac{S^2}{2\pi G} \sum \Delta g \quad (3.10)$$

elde edilir. Bu son bağıntı özellikle maden etüdlerin derinlik bilinmeden, gravite haritalarından yararlanarak herhangi bir kütlenin rezerv hesabının yapılabileceğini

gösterir. $\sum \Delta g$, rezidüel gravite anomali haritasında ve sıfır kontürünün altındaki grid nokta değerlerinden bulunan toplamdır.

3.1.9. Rejyonel ve rezidüel gravite anomalileri

Yapılan gravite etüdü sonunda, elde edilen Bouguer anomali haritası, yeraltındaki değişik derinlikteki ve yoğunluktaki cisimlerin, ölçü noktasındaki gravite etkilerinin birleşkesinden oluşur. Yüzeğe yakın küçük bir kütlenin etkisi ile daha derindeki büyük bir kütlenin etkisi, ölçü noktasında aynı olabilir. Bouguer anomali haritalarında, derinlerdeki temel kayacın topoğrafyasını yansıtan, yavaş lineer olarak değişen değerlere rejyonel (bölgesel) gravite denir. Bouguer değerinden rejyonel değer çıkarılmasıyla geriye kalan ve sığ etkilerden ileri gelen gravite değişimine rezidüel (artık) gravite denir [76].

Gravite ölçülerinin değerlendirilmesinde bu derin ve sığ etkilerin birbirinden ayrılması gereklidir. Yeryüzünde ölçülen gravite değerinde neden olan kütle dağılışı, bir tek kütleden oluşmaz, yoğunlukla şekil ve derinlikleri birbirinden ayrı birçok kütleden ileri gelir. Bununla beraber yeryüzündeki ölçülerden bir tek gravite haritası elde edilir. Derin etkilerden ileri gelen rejyonel anomaliler haritada geniş, sığ kütlelerin etkisinden ileri gelen rezidüel anomaliler ise küçük bir alan kaplar. Öncelikle Bouguer anomali haritalarından rejyonel anomali değerleri bulunur ve bunlar Bouguer değerlerinden çıkarılarak rezidüel anomali hesaplanır.

Rezidüel = Bouguer – rejyonel

$$\Delta g_{rez} = \Delta g_b - \Delta g \quad (3.11)$$

3.1.10. Gravite anomalilerini ayırma yöntemleri

Gravite anomalilerinin yorumlanması için Bouguer anomali haritasında, derin etkilerden ileri gelen rejyonel 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:

1. Korelasyon-istatistik yöntemler
2. Deterministik yöntemler

3.1.10.1. 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 [77].

3.1.10.2. 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,

1. Eğrileri yuvarlatma yöntemi
2. Ortalama değer yöntemi
3. Profil yöntemi
4. Türev yöntemi
5. Analitik uzanım yöntemleri
6. Süzgeçleme yöntemi
7. Polinomal yaklaştırma yöntemi
8. Andreev-Griffin yöntemi
9. Saxov-Nygaard Yöntemi
10. Tam Gradyan yöntemi olarak sıralanabilir.

3.1.11. 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 [9, 10].

Yer altındaki bütün boşlukların bulunabilmesi için mikrogal derecesindeki hassasiyette ölçü yapan gravite aletlerine ihtiyaç vardır [78]. 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 [11- 16].

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 [17- 21].

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.

3.1.12. Çalışmada kullanılan gravite cihazı

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



Şekil 3.5. 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 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.

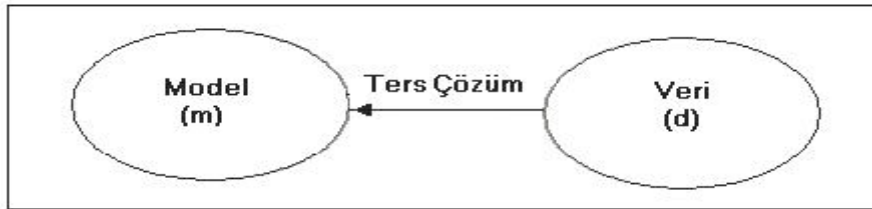
Şarj edilebilir dahili akıllı batarya Autograv'a normal bir ölçüm günü boyunca yeterli güç sağlar. Grafik gösterge 20 0C ile +45 0C arasında çalışan çeyrek VGA ekrandır. Veri girişi 27 tuşla sığdırma bir alfanümerik klavye yoluyla yapılır. Sistem veri aktarımı / alımı için 2 COM (RS-232) portu ve GPS 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. TERS ÇÖZÜM MODELLEME TEKNİKLERİ

Genel anlamda ters çözüm, yanıtı bilinen bir problemi tanımlamaktır. Temel ve mühendislik bilimlerde bir fiziksel sistem içerisinde belirli uzaklık veya zaman aralıklarında yapılan çeşitli ölçümlerden bir dizi sayısal veri elde edilmektedir. Bu verilerin kaynağına inilerek, verilere neden olan değişkenlerin bulunması işlemi temelde bir ters problem çözümdür [79].

Jeofizik biliminde yerin kendisi bir fiziksel sistemi, bu sistem içerisindeki değişkenler ise yer içindeki bilinmeyenleri temsil eder. Burada amaç, sistemin bir yanıtı olarak ölçülmüş olan jeofizik verilere neden olan “problemi”; diğer bir deyişle verilere neden olan “bilinmeyenleri” tanımlayabilmektir. Örneğin arama jeofiziğinin doğal potansiyel alan yöntemi olan gravite yöntemiyle ölçülen gravite anomalilerine, farklı yoğunluk, boyut ve derinlikteki kayaçlar neden olmaktadır. Bu durumda gözlenen anomali, yerin “doğal yanıtı” olmakta; bu yanıtın kaynağı olan yeraltı yapıları ise “problemi” temsil etmektedir. Dikkat edilirse, yanıtın hareketle problemin tanımlanmaya çalışılması “ters” bir işleme karşılık gelir. Benzer şekilde elektrik özdirenç ve sismik yöntemler gibi yapay kaynaklı yöntemlerde, yer yapay olarak üretilen sinyallerle uyarılmakta ve yerin bu sinyallere karşı gösterdiği tepki, “yanıt” olarak kaydedilmektedir. Ters çözüm modelleme işleminde, yanıtı neden olan kaynak modellenmektedir. Sonuç olarak ters çözüm, veri ortamından bilinmeyen model ortamına bir geçiş işlemidir (Şekil 4.1).

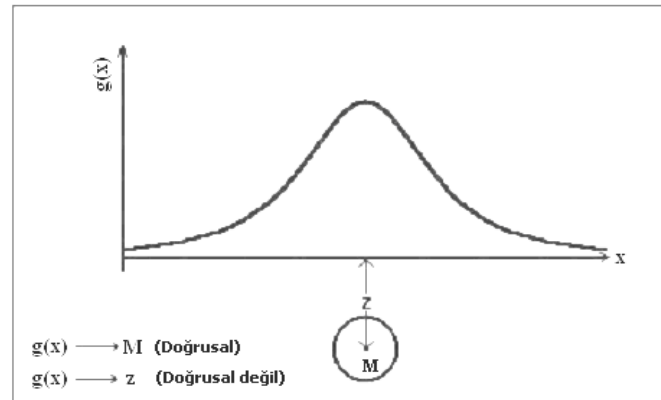


Şekil 4.1. Genel olarak ters çözüm problemi.

Jeofizikte ters çözüm, doğrusal ve doğrusal olmayan ters çözüm olarak iki kısımda incelenir. “doğrusal” ve “doğrusal olmama” kavramları, model parametreleri ile gözlem verileri arasında ilişkiye bağlı olarak tanımlanan kavramlardır. Örneğin Şekil 4.2’deki gibi küre biçimli bir modelin gravite anomalisini ele alalım. Kürenin gravite bağıntısı,

$$g(x) = GM \frac{z}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \quad (4.1)$$

olarak bilinmektedir. Burada G evrensel gravite sabiti, M kürenin kütlesi ve z merkez derinliğidir. (3.1) bağıntısında kütle terimi genlik faktörü olduğundan, gravite anomalisi ve kütle arasındaki ilişki doğrusaldır. Gravite anomalisi ve kürenin merkez derinliği arasındaki ilişki ise doğrusal değildir (Şekil 4.2).

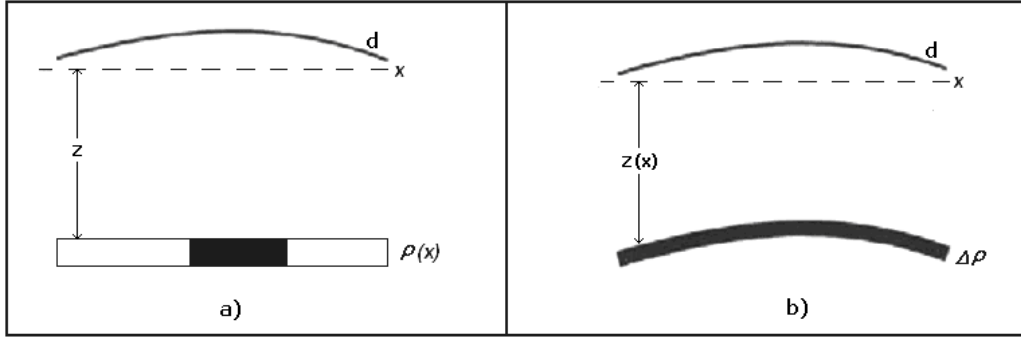


Şekil 4.2. Küre modelinin gravite anomalisi ve model parametreleriyle ilişkisi.

Böylece jeofizik modellemede, anomali kaynağı için belli bir geometrik tasarım yapılmakta ve kaynağın yoğunluk, mıknatıslanma, sismik hız gibi fiziksel parametreleri bu tasarım içerisinde doğrusal ters çözüm yolu ile kestirilmektedir.

Doğrusal olmayan ters çözümde ise fiziksel parametresi bilinen yapının geometrik parametreleri (boyutları) kestirilmektedir. Örneğin gravite yönteminde yoğunluk modellemesi için, yeraltı ortamı belli derinlik ve geometrideki bloklara bölünmekte

ve her bir bloğun yoğunluğu doğrusal ters çözüm ile kestirilmektedir (Şekil 4.3a). Doğrusal olmayan ters çözümde ise yoğunluklar homojen kabul edilmekte ve ortamın geometrik parametreleri modellenmektedir (Şekil 4.3b).



Şekil 4.3. a) Doğrusal ters çözüm işleminde gravite anomalisinden (d), belli bir derinlikteki (z) prizma yoğunluklarının (ρ) modellenmesi. b) Doğrusal olmayan ters çözüm işleminde gravite anomalisinden (d), yoğunluk kontrastı ($\Delta\rho$) sabit kabul edilen yapının geometrik parametrelerinin (h derinlikleri) modellenmesi [80]

4.1. Doğrusal Olmayan Ters Çözüm

Gözlem verileri ile model parametreleri arasında doğrusal ilişki bulunmadığında, problem doğrusal olmayan bir özellik kazanmaktadır. Doğrusal olmayan problemlerin ters çözümü doğrusal olanlara göre çok büyük güçlükler gösterir. Doğrusal olmayan sistemlerin çözümünde sayısal analiz yöntemleri içerisinde tek ve belirli bir algoritma yoktur. Bu nedenle en ideal yaklaşım, problemin doğrusallaştırılarak çözülmesidir. Bu işlem bir başlangıç parametresi civarında Taylor serisine açılarak yapılmakta ve aranan parametreler yinelemeli olarak geliştirilmektedir [79].

Böylece bilinmeyen p_j parametrelerinden hesaplanan $f(p_j)$ model tepkisi olmak üzere, Δp_j parametre düzeltme vektörü için $f(p_j + \Delta p_j)$ değeri Taylor serisine açılarak,

$$f(p_j + \Delta p_j) = f(p_j) + \Delta p_j \frac{\partial f(p_j)}{\partial p_j} + \frac{\Delta p_j^2}{2} \frac{\partial^2 f(p_j)}{\partial p_j^2} + \dots \quad (4.2)$$

eşitliğinden bulunur. Problemin doğrusallaştırılabilmesi için ikinci ve daha yüksek dereceden türevlerin ihmal edilmesi gereklidir. Bu durumda (4.2) bağıntısı

$$f(p_j + \Delta p_j) = f(p_j) + \Delta p_j \frac{\partial f(p_j)}{\partial p_j} \quad (4.3)$$

eşitliğine dönüşür.

Jeofizikte çoğu zaman birden fazla parametre için çözüm yapıldığından, doğrusal olmayan ters çözüm işlemi Newton-Raphson yönteminin çok bilinmeyenli problemlerin çözümüne uyarlanabilir.

(4.3) bağıntısında $f(p_j + \Delta p_j)$ teriminin d_i gözlemsel verilerle tam olarak uyumlu olduğu varsayılırsa,

$$d_i = f_i(p_j + \Delta p_j) \quad i=1,2,\dots,n \quad (4.4)$$

eşitliği yazılır. Düzeltilen p_j parametrelerinden hesaplanan veriler kısaca,

$$c_i = f_i(p_j) \quad i=1,2,\dots,n \quad (4.5)$$

olarak gösterilirse (4.3) bağıntısı,

$$d_i - c_i = \frac{\partial c_i}{\partial p_j} \Delta p_j \quad i=1,2,\dots,n \quad (4.6)$$

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial c_1}{\partial p_1} & \frac{\partial c_1}{\partial p_2} & \dots & \dots & \frac{\partial c_1}{\partial p_m} \\ \frac{\partial c_2}{\partial p_1} & \frac{\partial c_2}{\partial p_2} & \dots & \dots & \frac{\partial c_2}{\partial p_m} \\ \vdots & \vdots & & & \vdots \\ \frac{\partial c_n}{\partial p_1} & \frac{\partial c_n}{\partial p_2} & \dots & \dots & \frac{\partial c_n}{\partial p_m} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta p_1 \\ \Delta p_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \Delta p_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Delta d_1 \\ \Delta d_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \Delta d_n \end{bmatrix} \quad (4.9)$$

şeklinde olacaktır. Böylece simgesel olarak

$$J\Delta p = \Delta d \quad (4.10)$$

yazılabilir. Burada J matrisine duyarlılık veya Jacobian matrisi adı verilir. Eğer J matrisi kare ($n=m$) ve tersi alınabilir bir matris ise (4.10) eşitliğinden

$$\Delta p = J^{-1}\Delta d \quad (4.11)$$

elde edilir. Buradan elde edilen çözüme formel çözüm adı verilir.

Yinelemeli ters çözüm işleminde, yinelemeye başlayabilmek için bir başlangıç modeline ihtiyaç vardır. Başlangıç parametre değerlerinin seçimi ters çözümde istenen yakınsamanın sağlanması açısından önemli faktörlerden birisidir. Bu konuda yapılacak kötü bir seçim, parametre kestirim işleminde her bir yineleme adımında gittikçe artan bir ıraksamaya neden olabilir. Problemin en zor yanı böyle bir modelin seçimidir. Bu seçim genellikle gözlem verilerinin karakteristik değişiminden, sondaj ve jeolojik bilgilerden ve diğer jeofizik verilerin yardımıyla yapılabilir. Ayrıca probleme özgü bazı özel yöntemler veya bazı özel kabullerle de böyle bir seçim yapılabilmektedir.

Başlangıç modelinden hesaplanan kuramsal anomali gözlenen anomaliyle karşılaştırıldığında, her iki veri arasındaki fark başlangıç modelindeki hatayı yansıtabilir. Bundan sonra, k yineleme adımı olmak üzere,

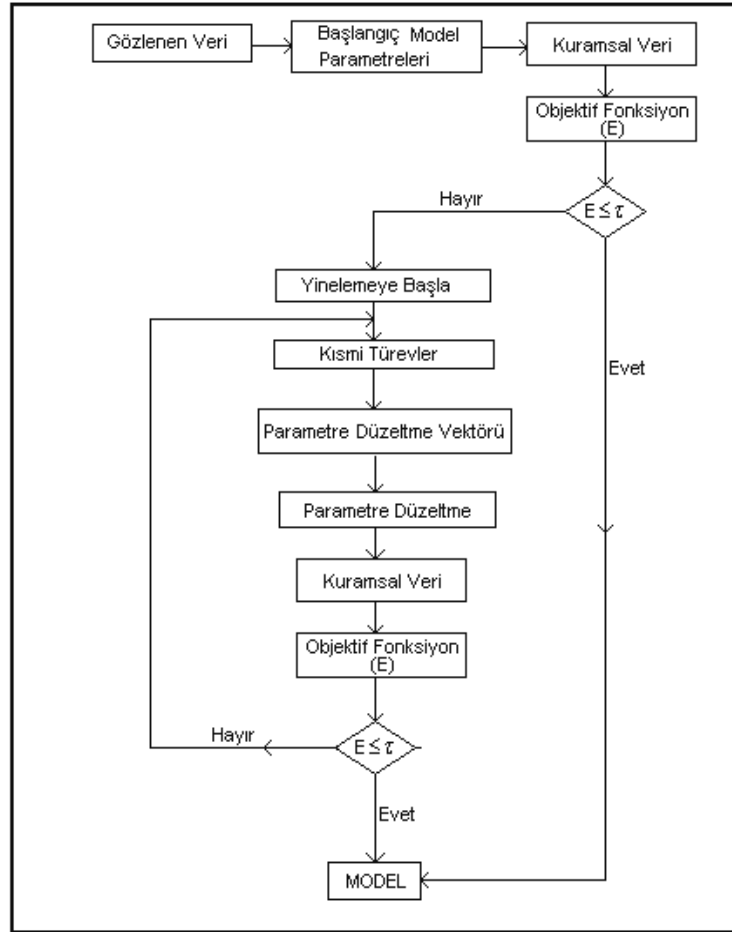
$$p_j^k = \Delta p_j^k + p_j^{k-1} \quad k=1,2,\dots \quad (4.12)$$

eşitliğine göre parametrelere düzeltme işlemi uygulanır. Gözlenen veriler ve düzeltilmiş parametrelerden hesaplanan veriler arasında uyum varsa yinelemenin yakınsadığı; aksi takdirde ıraksadığı anlaşılır.

Parametre düzeltme vektörü için bulunan çözüm, daha önce belirtildiği gibi doğrusal olmayan problemin doğrusallaştırılarak elde edilmiş bir çözümdür. Bu nedenle (4.12) bağıntısından elde edilen çözüm, Taylor açılımının doğrusal olan bölümünü sağlamış olmaktadır. Dolayısıyla modellemede, bu açılımda ihmal edilmiş olan ikinci ve daha yüksek dereceden olan terimlerin toplamı kadar bir hata her zaman kalacaktır.

Yinelemeleri durdurmanın genel olarak dört yolu vardır. Bunlar şu şekilde yazılabilir:

1. Objektif fonksiyonun (E), önceden seçilen bir yakınsama kriterinden küçük olması (Şekil 4.3),
2. Objektif fonksiyonun (E) küçülmemesi (ıraksama),
3. Ardışık iki yineleme sonunda Δp değerlerinin fazla değişim göstermemesi,
4. Önceden bir yineleme sayısının belirlenmesi.



Şekil 4.4. Doğrusal olmayan ters çözüm işleyişinin genel akış şeması [79]

4.1.1. Enküçük Kareler Yöntemi ile Doğrusal Olmayan Ters Çözüm

Doğrusal olmayan problemlerin doğrusallaştırılarak yapılan çözümlerinde, doğrusal problem çözümünün tersine parametrelerin kendisi değil, parametrelere uygulanacak olan düzeltme vektörü (Δp) hesaplanmaktadır. Bu durumda modelleme işlemi bir yineleme sürecini gerektirmektedir. Doğrusal problemlerin enküçük kareler çözümünde izlenen kuramsal gelişim, doğrusal olmayan problemler için geçerlidir. Bu durumda parametre düzeltme vektörü için,

$$\Delta p = (J^T J)^{-1} J^T \Delta d \quad (4.13)$$

eşitliği yazılacaktır. Buradan elde edilecek olan çözüme kısıtsız en küçük kareler veya Gauss-Newton çözümü adı verilmektedir. (4.13) bağıntısındaki Δd teriminin yanındaki ifade, Lanczos tersi olarak,

$$A_l^{-1} = (J^T J)^{-1} J^T$$

eşitliği ile verilir. Böylece (4.13) eşitliği kısaca,

$$\Delta p = A_l^{-1} \Delta d \quad (4.14)$$

olarak yazılır.

4.1.2. Sönümlü Enküçük Kareler Yöntemi (Marquardt-Levenberg Yöntemi)

Kötü koşullu sistemler için ağırlıklı enküçük kareler çözümünden başka, sönümlü enküçük kareler yöntemi de önemli yöntemlerden birisidir. Kötü koşullu sistemlerle ters çözüm işleminde Δp parametre düzeltme vektöründe sınırsızca ve duraysız değişimler gözlenmektedir. Bu nedenle parametre düzeltme vektörünün elemanlarının enerjisini δ_0^2 gibi sonlu bir nicelik ile sınırlamak amacıyla bir kısıtlama koşulu konulabilir. Bu yaklaşım önce Levenberg (1944) tarafından ortaya atılmış ve daha sonra Marquardt (1963) tarafından ayrıntılı bir şekilde tartışılmıştır [81-82]. Yöntemin temeli, δ_0^2 kısıtının etkisi ile çözüm içindeki sınırsız titreşimleri “söndürmeye” dayandığından, Sönümlü Enküçük Kareler” yöntemi olarak adlandırılır.

Sönümlü enküçük kareler yöntemi, Lagrange çarpanları probleminin çözümünden ortaya çıkar. Bu çözüm,

$$L(\Delta p) = \sum_{j=1}^m \Delta p_j^2$$

$$= \Delta p^T \Delta p \quad (4.15)$$

olarak tanımlanan bir kısıta göre aranır. Böylece parametre düzeltme vektörü Δp , $S(\Delta p, \beta)$ gibi bir amaç fonksiyonunu enküçüklemek için seçilebilir. Bu fonksiyon,

$$S = e^T e + \beta L(\Delta p)$$

$$= (\Delta d - J\Delta p)^T (\Delta d - J\Delta p) + \beta \Delta p^T \Delta p \quad (4.16)$$

olarak verilir. Burada, β , Marquardt sönüm faktörü olarak tanımlanır. Basit cebirsel işlemler yapıldığında,

$$S = (\Delta d^T - \Delta p^T J^T)(\Delta d - J\Delta p) + \beta \Delta p^T \Delta p$$

$$= \Delta d^T \Delta d - \Delta d^T J\Delta p - \Delta p^T J^T \Delta d + \Delta p^T J^T J\Delta p + \beta \Delta p^T \Delta p \quad (4.17)$$

elde edilir. Amaç fonksiyonunun enküçük olması için, Δp 'ye göre türevinin sıfıra eşitlenmesi gerekir. Bu işlem yapıldığında,

$$\frac{\partial S}{\partial \Delta p} = -\Delta d^T J - J^T \Delta d + J^T J\Delta p + \Delta p^T J^T J + \beta \Delta p + \beta \Delta p^T = 0 \quad (4.18)$$

bulunur. Burada,

$$\Delta d^T J = J^T \Delta d$$

$$\Delta p^T J^T J = J^T J \Delta p \text{ ve}$$

$$\beta(\Delta p + \Delta p^T) = 2\beta\Delta p^T$$

olduğundan (4.18) eşitliği,

$$-2\Delta d^T J + 2\Delta p^T J^T J + 2\beta\Delta p^T = 0 \quad (4.19)$$

olarak yazılır. Buradan,

$$\Delta p^T (J^T J + \beta I) = \Delta d^T J \quad (4.20)$$

bulunur. Burada I birim matristir. Eşitliğin her iki tarafının transpozu alındığında,

$$(J^T J + \beta I)\Delta p = J^T \Delta d \quad (4.21)$$

elde edilir. Böylece parametre düzeltme vektörü için,

$$\Delta p = (J^T J + \beta I)^{-1} J^T \Delta d \quad (4.22)$$

eşitliği yazılır.

Hatırlanacağı gibi kısıtsız enküçük kareler yönteminde $(J^T J)^{-1}$ işleminin yapılmasında karşılaşılabilecek en önemli sorun, bu matrisin *tekil* özellik göstermesidir. Bu durum $J^T J$ matrisinin özdeğerlerinin sıfır veya sıfıra yakın olmasıyla açıklanmıştır. Bunun nedeni matrisin esas köşegeni üzerindeki elemanların sıfır veya sıfıra yakın olmasından kaynaklanır. (4.22) bağıntısından görüldüğü gibi $J^T J$ matrisine βI gibi bir köşegen matris eklenmektedir. Böylece $J^T J$ 'nin esas

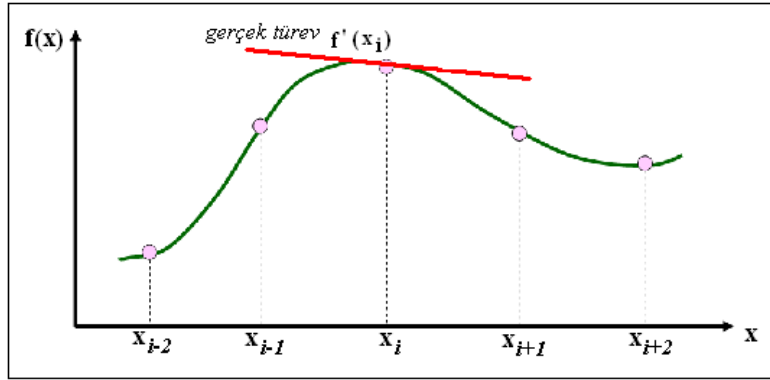
köşegeni üzerindeki elemanlar β gibi bir faktörle (Marquardt sönüm faktörü) bastırılmakta ve buradaki elemanların sıfır olmaları önlenerek soruna bir çözüm sunulmaktadır.

Sönüm faktörü β esnek kullanıma uygun bir büyüklüktür. Bu faktörün seçimi ters çözümde istenen yakınsamanın sağlanması açısından önemlidir.

4.1.2. Duyarlılık Matrisinin Sayısal Türev ile Hesaplanması

Doğrusal olmayan ters çözümle ilgili olarak duyarlılık matrisinin modelleme işlemi içerisinde oldukça önemli bir matris olduğu anlaşılmaktadır. Bu matris, bir model tasarımına bağlı olarak modele ait fonksiyonun modelin bilinmeyenlerine göre birinci dereceden kısmi türevlerinden oluşmaktadır. Matrisin elemanları, bilinen model fonksiyonun analitik yolla türev bağıntılarının çıkarılmasıyla hesaplanmıştır. Ancak jeofiziğin bazı alanlarında model fonksiyonlardan türevleri analitik olarak hesaplamak oldukça zor ve hata yapma olasılığı yüksek olabilir. Bu nedenle analitik türev yerine, daha kolay bir şekilde hesaplanabilen sayısal türevler kullanılabilir.

Şekil 4.5'deki bir eğri üzerinde x_i noktasındaki türev, $f(x_i)$ noktasından geçen teğetle temsil edilir ve aynı zamanda bu teğet, fonksiyonun değişim hızıdır. Sayısal türevin gerçek türeve olan yaklaşımını belirlemek için eşit örnekleme aralıklı noktalar üzerinde değerlendirelim. Eğri üzerinde $f(x_i)$ noktasındaki gerçek türeve, sayısal olarak yaklaşmak için bu noktanın bir sonraki değeri; yani $f(x_{i+1})$ ' in bilinmelidir.



Şekil 4.5. Eşit örnekleme aralıklı bir $f(x)$ eğrisi.

Bilinen bir $f(x_i)$ fonksiyonundan hareketle $f(x_{i+1})$ fonksiyonunun hesaplanması, ancak Taylor serisine açılarak bulunabilir. Buna göre Taylor açılımı,

$$f(x_{i+1}) = f(x_i) + (x_{i+1} - x_i)f'(x_i) + \frac{(x_{i+1} - x_i)^2}{2}f''(x_i) + \frac{(x_{i+1} - x_i)^3}{3}f'''(x_i) + \dots \quad (4.23)$$

olarak verilir. Burada,

$$x_{i+1} - x_i = \Delta x$$

yazılırsa ve eşitliğin her iki tarafı Δx 'e bölünürse,

$$\frac{f(x_{i+1}) - f(x_i)}{\Delta x} = f'(x_i) + \frac{\Delta x}{2}f''(x_i) + \frac{\Delta x^2}{6}f'''(x_i) + \dots \quad (4.24)$$

bulunur. Buradan birinci türev için,

$$f'(x_i) = \frac{f(x_{i+1}) - f(x_i)}{\Delta x} - \left(\frac{\Delta x}{2}f''(x_i) + \frac{\Delta x^2}{6}f'''(x_i) + \dots \right)$$

$$= \frac{f(x_{i+1}) - f(x_i)}{\Delta x} - \varepsilon \quad (4.25)$$

elde edilir. Burada ε_i ihmal terimlerinden dolayı birinci türev hesaplamasındaki hatayı temsil eder. (4.25) bağıntısı ileri farklarla hesaplanan sayısal türev olarak tanımlanır. Geri farklar için Taylor açılımı,

$$f(x_{i-1}) = f(x_i) + (x_{i-1} - x_i)f'(x_i) + \frac{(x_{i-1} - x_i)^2}{2}f''(x_i) + \frac{(x_{i-1} - x_i)^3}{6}f'''(x_i) + \dots \quad (4.26)$$

şeklinde olacaktır. Buradan benzer işlemlerle birinci türev için,

$$f'(x_i) = \frac{f(x_i) - f(x_{i+1})}{\Delta x} - \varepsilon \quad (4.27)$$

eşitliği bulunur. Diğer bir yöntem merkezi farklar yöntemidir. Bu yöntemde (4.23)'dan (4.26) çıkarılırsa,

$$f(x_{i+1}) - f(x_{i-1}) = 2\Delta x f'(x_i) + 2\frac{\Delta x^3}{6}f'''(x_i) + \dots \quad (4.28)$$

ve buradan birinci türev,

$$f'(x_i) = \frac{f(x_{i+1}) - f(x_{i-1})}{2\Delta x} - \left(\frac{\Delta x^2}{6}f'''(x_i) + \dots \right)$$

$$= \frac{f(x_{i+1}) - f(x_{i-1})}{2\Delta x} - \varepsilon_m \quad (4.29)$$

olarak elde edilir.

İleri ve geri farklarla elde edilen türev bağıntılarının hata terimlerine dikkat edildiğinde hataların merkezi farkla elde edilen türevlere göre daha büyük olduğu açıkça görülmektedir. Bu durumda sayısal türev için merkezi farklar yöntemi diğerlerine göre daha iyi bir yaklaşımla çözüm sunmaktadır [79].

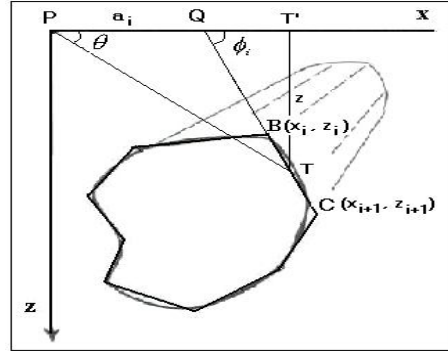
4.2. İki Boyutlu Poligonal Yapıların Gravite Anomalileri

Gravite anomalilerinin hesaplanması için kullanılan basit geometrik şekilli modeller (küre, silindir, v.b.), gerçek anomali kaynaklarının kabaca temsil edildiği modellerdir. Gelişen bilgisayarlar ve algoritmalarla beraber, karmaşık şekilli jeolojik yapıları olabildiğince en iyi yansıtan modellerin anomalileri hesaplanabilmektedir.

İki boyutlu rastgele şekilli yapıların gravite anomalilerinin hesaplanmasına yönelik çözüm algoritması ilk kez Talwani ve diğ. (1959) tarafından geliştirilmiştir [83]. Bu algoritmaya göre rastgele şekilli bir yapı silindirik bir poligonla temsil edilmektedir. Burada her bir poligon kenarı bir çizgisel elemanı temsil etmekte ve tüm poligonun bir gözlem noktasındaki gravite değeri, her bir poligon kenarının etkilerinin toplamlarından bulunmaktadır. Bu işlem tüm gözlem noktalarında yürütüldüğünde poligonun profil boyunca gravite anomalisi hesaplanmaktadır. Algoritmanın temeli, kütle yüzeyi üzerinde bir integrasyon işlemini gerektirmektedir. Bu işlem Hubbert (1948) tarafından,

$$\Delta g = 2G\rho \oint zd\theta \quad (4.30)$$

olarak verilmiştir [84]. Burada G gravite sabiti (cgs biriminde 6.67×10^{-8} veya SI biriminde 6.67×10^{-11}) ve $\Delta\rho$ yoğunluk kontrastıdır.



Şekil 4.6. Rastgele şekilli bir yapının iki boyutlu bir poligona benzetilmesi

Şekil 4.6'dan basit trigonometrik ilişkilerle,

$$PT' = \frac{z}{\tan \theta} \quad (4.31)$$

ve

$$z = (PT' - a_i) \tan \phi_i \quad (4.32)$$

eşitlikleri yazılabilir. (4.31) bağıntısı (4.32)'de yerine yazıldığında,

$$z = \left(\frac{z}{\tan \theta} - a_i \right) \tan \phi_i \quad (4.33)$$

Bulunur ve basit cebirsel işlemlerle,

$$z = \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} \quad (4.34)$$

elde edilir. (4.34) bağıntısı (4.30)'de yerine yazıldığında,

$$g_i = 2G\rho \int_{\theta_i}^{\theta_{i+1}} \frac{a_i \tan \phi_i \tan \theta}{\tan \phi_i - \tan \theta} d\theta \quad (4.35)$$

ve integral çözümü yapıldığında,

$$g_i = 2G\Delta\rho a_i \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left[\theta_i - \theta_{i+1} + \tan \Phi_i \ln \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \Phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \Phi_i)} \right] \quad (4.36)$$

elde edilir [83]. (4.36) bağıntısı tek bir kenarın gravite etkisini vermektedir. n kenarlı bir poligon için,

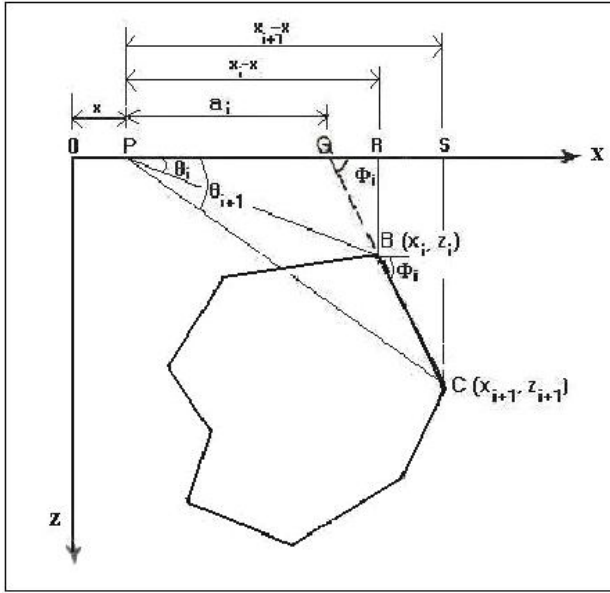
$$\Delta g(x) = \sum_{i=1}^n \Delta g_i \quad (4.37)$$

eşitliği yazılır. Buna göre tüm poligonun gravite etkisi için,

$$\Delta g(x) = 2G\Delta\rho \sum_{i=1}^n a_i \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left[\theta_i - \theta_{i+1} + \tan \Phi_i \ln \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \Phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \Phi_i)} \right] \quad (4.38)$$

eşitliği bulunur.

(4.38) bağıntısında geçen tüm terimleri daha iyi anlamak için Şekil 4.5'deki poligon yeniden ele alınarak Şekil 4.6'da çizilmiştir. Burada geometrik çözümler için gerekli olan uzaklıklar ve açılar daha ayrıntılı bir şekilde ele alınmıştır.



Şekil 4.7. Bir poligon modeli üzerinde Talwani algoritmasında kullanılan parametreler (x gözlem noktası, algoritmadaki işlevinin daha iyi gösterilebilmesi için orjinden farklı bir yerde alınmıştır).

(4.38) bağıntısında geçen terimler Şekil 4.7'deki ilişkilerden kolayca bulunabilir. Buna göre θ_i , θ_{i+1} , Φ_i ve a_i terimleri için sırasıyla,

$$\tan \theta_i = \frac{z_i}{x_i - x} \quad (4.39)$$

$$\tan \theta_{i+1} = \frac{z_{i+1}}{x_{i+1} - x} \quad (4.40)$$

$$\tan \Phi_i = \frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i} \quad (4.41)$$

$$a_i = (x_{i+1} - x) - QS \quad (4.42)$$

eşitlikleri yazılır. QS uzaklığı için,

$$\tan \Phi_i = \frac{z_{i+1}}{QS} \quad (4.43)$$

ve buradan,

$$QS = \frac{z_{i+1}}{\tan \Phi_i} \quad (4.44)$$

yazılır. (4.41) eşitliği (4.44)'da yerine yazılırsa,

$$QS = z_{i+1} \frac{x_{i+1} - x_i}{z_{i+1} - z_i} \quad (4.45)$$

bulunur. Buradan a_i uzaklığı,

$$a_i = (x_{i+1} - x) - z_{i+1} \frac{x_{i+1} - x_i}{z_{i+1} - z_i} \quad (4.46)$$

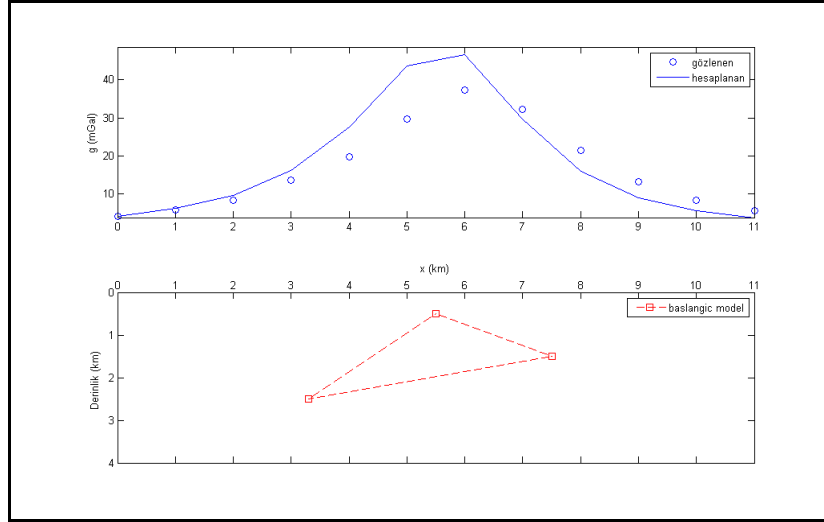
olarak elde edilir. Talwani algoritmasında iki koşul bulunmaktadır. Bunlardan biri, sıfıra bölümden kaçınmak için poligon köşelerinin yatay koordinatları (x_i , x_{i+1}) ile gözlem noktalarının (z) çakışmamasıdır. Diğeri ise θ_i veya Φ_i açılarının sıfırdan küçük olması durumunda açılar $\theta_i = \theta_i + \pi$ ve $\Phi_i = \Phi_i + \pi$ şeklinde değiştirilmesidir.

4.2.1. Marquardt Levenberg yöntemi ile iki boyutlu poligonal modellerin gravite ters çözümü

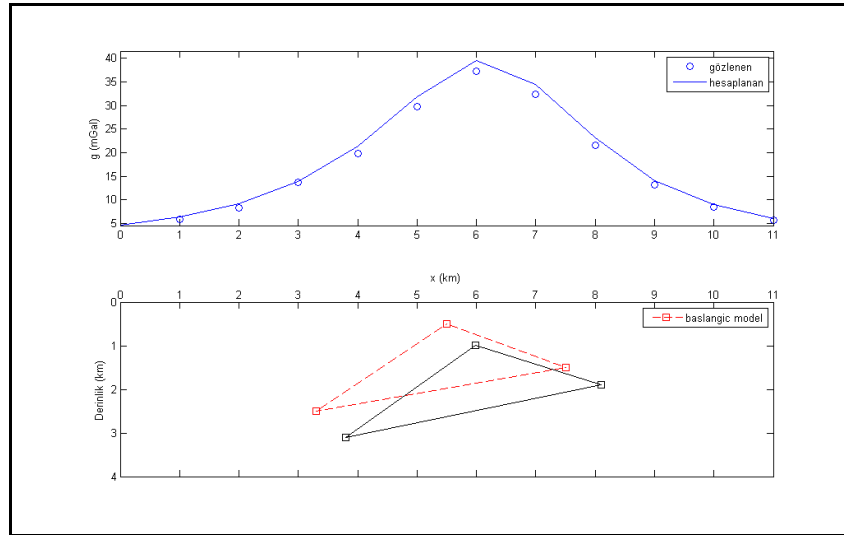
4.2.1.1. Ters çözüm model çalışmaları

İki boyutlu poligonal modellerin gravite anomalilerini doğrusal olmayan ters çözümde üç kenarlı bir poligon modeli tasarlanmıştır (Şekil 4.8). Tasarlanan model başlangıç modelini temsil etmektedir. Başlangıç modelinden hesaplanan anomaliyle gözlenen anomalinin uyumsuz olduğu açıkça görülmektedir. Bu durumda modelin düzeltilmesi gereği ortaya çıkmaktadır. Gözlem veri sayısı 12 ve bilinmeyen parametre sayısı 6 (üç köşeli) olmak üzere sistem aşırı tanımlıdır ve 4.13 bağıntısıyla verilen en küçük kareler çözümünü gerektirir.

Şekil 4.9'da yinelemeli kısıtsız en küçük kareler çözümüyle kestirilen model yapı görülmektedir. Model kestirimi için maksimum yineleme sayısı 10 ve yakınsama kriteri 0.01 olarak kullanılmıştır. Şekilde görüldüğü üzere gözlenen ve hesaplanan anomaliler arasında optimum ölçüde uyum gözlenmekle birlikte, model iyileştirmelerini ve bu iki veri arasındaki uyumu daha ileri düzeye getirmek için sönümlü en küçük kareler (Marquardt Levenberg) yöntemi uygulanmıştır. Kısıtsız en küçük kareler yöntemiyle, sönümlü en küçük kareler yöntemini birbiriyle karşılaştırmak için, maksimum yineleme sayısı ve yakınsama kriteri aynı alınmıştır. Şekil 4.10'daki sonuçlardan sistemin sönümlendirilmesi durumunda sonuçların daha duraylı hale geldiği ve iki veri arasındaki uyumun çok daha iyi olduğu gözlenmiştir.

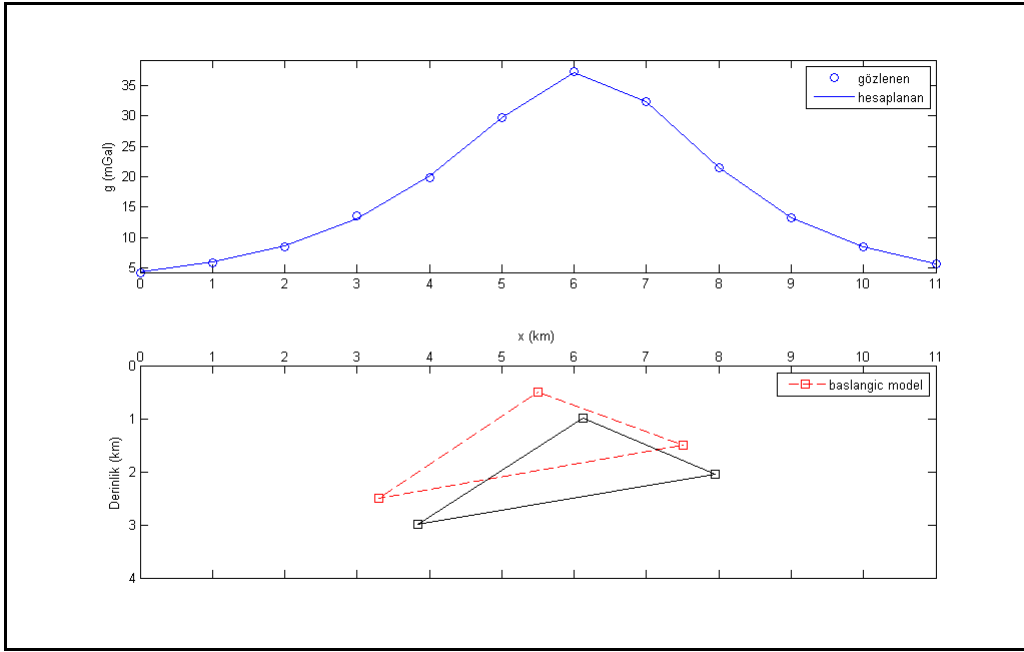


Şekil 4.8. Gözlenen veriye göre tasarlanan üç kenarlı poligonal model ve modelden hesaplanan anomalinin gözlenen anomaliyle karşılaştırılması



Şekil 4.9. Kısıtsız En Küçük Kareler yöntemi ile 10 yineleme sonunda kestirilen model. Kestirilen modelden hesaplanan anomalile gözlenen anomalinin şekil 4.8'teki uyuma göre daha iyi olduğuna dikkat edilmelidir.

Şekil 4.10'da ise (4.22) bağıntısıyla verilen sönümlü en küçük kareler yönteminin ters çözümü görülmektedir. Marquardt sönüm faktörü $\lambda = 0.1$ olarak alınmıştır. Şekil 4.9'daki Kısıtsız Enküçük Kareler çözümüne göre, gözlenen anomaliyle, kestirilen modelden hesaplanan anomalinin çok daha uyumlu olduğu görülmüştür.



Şekil 4.10. Sönümlü En Küçük Kareler yöntemi ile 10 yinemeleme sonunda kestirilen model. Kestirilen modelden hesaplanan anomaliyle gözlenen anomalinin şekil 4.9'daki uyuma göre daha iyi olduğuna dikkat edilmelidir.

4.2.1.2. Poligonal Modellerin ters çözümünde başlangıç model tasarımı (Normalize Tam Gradyent Yöntemi)

Bu yöntem, gravite verilerinin normalize edilmiş tam gradyan değerlerinin aşağı doğru analitik uzanımına dayanmaktadır. Analitik uzanım, ölçülen gravite alanında birbirinden ayırt edilemeyen yapıların anomalilerini ayırt etmektedir. Gravite potansiyeli ve türevleri ise anomaliye neden olan kütle yakınındaki tekil (\pm) noktalarda analitiklik özelliklerini kayıp etmektedirler. Kütlenin içerisine veya kenarlarına düşen tekil noktaların bilinmesi, anomaliye neden olan kütle geometrisini ve konumunu belirlemeye yarar. Gözlenen gravite verilerinin aşağı doğru analitik uzanım değerlerinde anomaliye neden olan kütle geçilirken düzensiz değişimler gösterir. Bu düzensiz değişimlerin başlangıç değeri, anomaliye neden olan kütle üst yüzeyine olan derinliği belirtmektedir. Gravite değerlerindeki hataların aşağı doğru analitik uzanım değerlerinde derinlik arttıkça daha etkili olması ise bu yöntemin kullanımını sınırlar [85].

Berezkin (1973) ise gözlenen gravite değerlerinin yatay ve düşey türevlerinden yararlanarak bu sınırlamadan etkilenmeyen bir tam gradyan fonksiyonu tanımlamıştır [86]. Strakhov et al. (1977) çalışmalarında bu fonksiyonun varlığını ispatlamıştır [43]

NTG operatörü boyutsuz bir operatör olarak gravite anomalileri için,

$$G(x, z) = \frac{\sqrt{g_x(x, z)^2 + g_z(x, z)^2}}{\frac{1}{M} \sum_0^M \sqrt{g_x(x, z)^2 + g_z(x, z)^2}} \quad (4.47)$$

şeklinde tanımlanır. Burada g_x ve g_z , g gravite anomalinin sırasıyla yatay ve düşey türevleridir. M ise veri sayısıdır. Analitik uzanım için uzunluk ortamı Fourier sinüs serileri kullanılabilir. Berezkin (1973) tarafından verilen gravite anomalilerinin Fourier sinüs serilerinden $(0, L)$ aralığındaki ve aşağı z seviyesindeki gravite anomali, bir harmonik fonksiyon olarak

$$g(x, z) = \sum_{n=1}^N B_n \cos \frac{\pi n x}{L} e^{-\frac{\pi n z}{L}} \quad (4.48)$$

şeklinde yazılabilir [85]. Burada N Fourier serilerinin üst harmoniğidir. B_n ise

$$B_n = \frac{2}{L} \int_0^L g(x, 0) \sin \frac{\pi n x}{L} dx. \quad (4.49)$$

olarak tanımlanan Fourier katsayılarının sinüs bileşenidir. (4.47) bağıntısının yatay ve düşey türevleri alındığında sırasıyla,

$$g_x(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n B_n \cos \frac{\pi n x}{L} e^{-\frac{\pi n z}{L}} \quad (4.50)$$

ve

$$g_z(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n B_n \sin \frac{\pi n x}{L} e^{\frac{\pi n z}{L}}. \quad (4.51)$$

elde edilir. Aşağı uzanımdan kaynaklanan yüksek frekanslı gürültüleri yok etmek için

$$q = \left(\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right)^m \quad (4.52)$$

olarak verilen bir yuvarlatma faktörü kullanılır. Burada m q teriminin eğriselliğini kontrol eden bir tamsayıdır. Bu faktör aynı zamanda “Lanczos yuvarlatma terimi” olarak da bilinir ve Gibbs etkisini yok eder [41]. Buna göre (4.48), (4.50) ve (4.51) bağıntıları q faktörlü olarak yazılırsa,

$$g(x, z) = \sum_{n=1}^N B_n \sin \frac{\pi n x}{L} e^{\frac{\pi n z}{L}} \left[\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right]^m \quad (4.53)$$

$$g_x(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n B_n \cos \frac{\pi n x}{L} e^{\frac{\pi n z}{L}} \left[\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right]^m \quad (4.54)$$

ve

$$g_z(x, z) = \frac{\pi}{L} \sum_{n=1}^N n B_n \sin \frac{\pi n x}{L} e^{\frac{\pi n z}{L}} \left[\frac{\sin \frac{\pi n}{N}}{\frac{\pi n}{N}} \right]^m \quad (4.55)$$

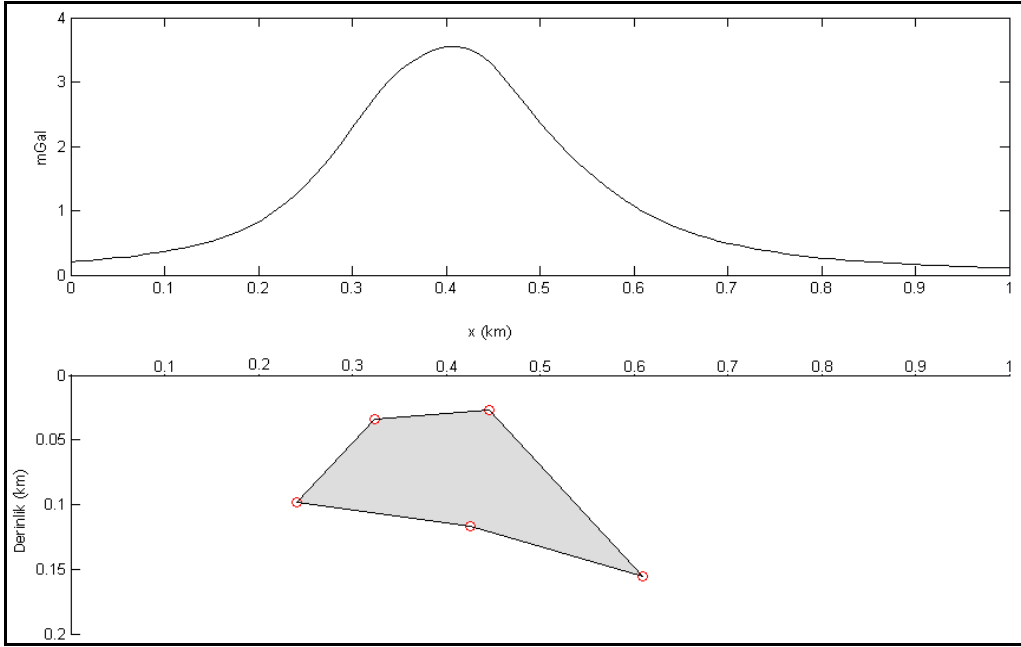
olarak elde edilir. Böylece (4.54) ve (4.55) bağıntıları (4.48)' de yerine yazılırsa NTG kolayca hesaplanır.

Potansiyel alan verilerinde küçük frekanslı bileşenleri korumak için alt harmonik çoğunlukla 1 alınır. Üst harmonik sınır değeri ise genellikle deneme-yanılma ile bulunur [87-88]. Bu amaçla örneğin $N=10, 20, 30, \dots$ gibi değerler denenir ve her defasında NTG kesitlerinin görünümü izlenir. NTG kesitlerinde maksimum ve minimum kontur kapanımları arasında keskin geçişlerin ve çok sayıda lokal minimum kapanımların olmaması arzu edilir. Bu özellik NTG'nin duraylı olarak hesaplandığını ve aşağı uzanımdan kaynaklanabilecek singülaritelerin olabildiğince yok edildiği anlamına gelir.

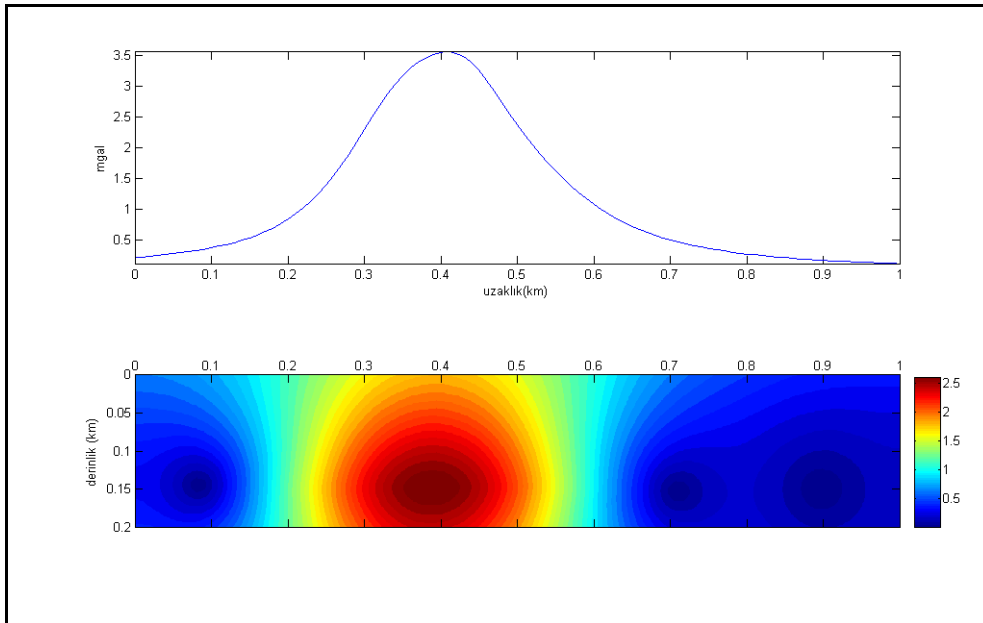
Yuvarlatma terimi de NTG yöntemi için önemli bir parametredir. Bu terim $m=1,2, \dots$ gibi herhangi bir tamsayı değer olmakla birlikte, Aydın ve diğ. (1997a) potansiyel alanlar için $m=1$ veya 2 olmasının yeterli olacağını göstermiştir [87]. Bununla beraber yuvarlatma terimi büyüdükçe NTG kesitlerinde maksimum ve minimum kontur kapanımları da derinleşmektedir. Buna göre yuvarlatma teriminin seçiminin, üst harmonikle birlikte değerlendirilmesi daha yararlı olacaktır [89].

NTG yönteminin poligonal modelin derinliğini ve uzanımını görüntülemeadaki etkinliğin test etmek için beş köşeli bir poligonal model çalışması yapılmıştır. Şekil 4.11'de modelin gravite anomalisi talwani algoritmasıyla hesaplanarak çizilmiştir. Gravite anomalisinin normalize edilmiş tam gradyent kesiti 0.01 km aralıklı aşağı uzanım seviyelerinde 0.2 km kadar hesaplanmıştır. Yuvarlatma faktörü 1 ve üst harmonik değeri sırasıyla 10 ve 15 olarak alınmıştır. Şekil 4.12'de üst harmoniğin 10 ve Şekil 4.13'de 15 alınması durumunda hesaplanan NTG kesitleri görülmektedir. Üst harmoniğin büyümesi durumunda NTG kesitlerindeki yerel maksimum bölgesi poligonal modelin uzanımı doğrultusunda geliştiğine dikkat edilmelidir. Ayrıca yerel maksimum merkez derinliği, poligonal modelin derinliğiyle yeterince uyumludur. Bu

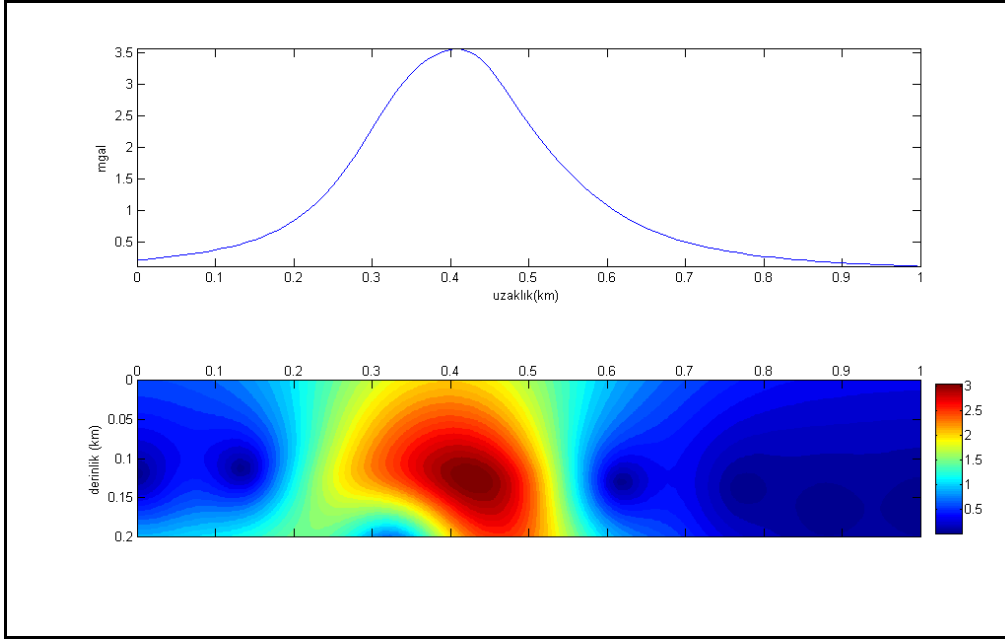
durumda NTG kesitlerinde optimum yuvarlatma terimi ve üst harmoniğin seçilmesi durumunda elde edilecek olan maksimum NTG zonlarından, iki boyutlu poligonal ters çözüm için iyi bir başlangıç modeli seçilebilir.



Şekil 4.11. 5 köşeli poligonal modelin gravite anomalisi



Şekil 4.12. 5 köşeli poligon modelinin NTG görüntüsü (m:1, n: 10)



Şekil 4.13. 5 köşeli poligon modelinin NTG görüntüsü (m:1, n: 15)

BÖLÜM 5. SOFALICA KROM CEVHERİ ÜZERİNDE GRAVİTE ÇALIŞMASI, VERİLERİN YORUMU VE MODELLENMESİ

Çalışma alanı Gaziantep ili, Şehitkâmil ilçesi, Sofalica Köyü'nde yer almaktadır. Çalışmanın amacı, metalik madenlerden olan kromun jeofizik yöntem ile aranmasıdır. Çalışma alanı Atlantis Madencilik Ltd. Şti. adına ruhsatlı olup, toplam 639.08 hektardır. Ruhsat sahası koordinatları Tablo 5.1'de verilmiştir. İşletme ruhsat alanı 24.87 hektar iken, ruhsat yenilenerek bu alan toplam 352.30 hektar olmuştur.

Tablo 5.1. Arama ruhsatı koordinatları

| No | Y | X | No | Y | X |
|----|--------|---------|----|--------|---------|
| 1 | 333000 | 4110000 | 7 | 332623 | 4112399 |
| 2 | 332955 | 4110000 | 8 | 333069 | 4112373 |
| 3 | 330222 | 4110460 | 9 | 333652 | 4111144 |
| 4 | 330009 | 4110484 | 10 | 334284 | 4110028 |
| 5 | 330543 | 4111451 | 11 | 333265 | 4109948 |
| 6 | 331891 | 4112178 | 12 | 333000 | 4109993 |

Paftalar: n38d4, n38d4, n38d2, n38d3

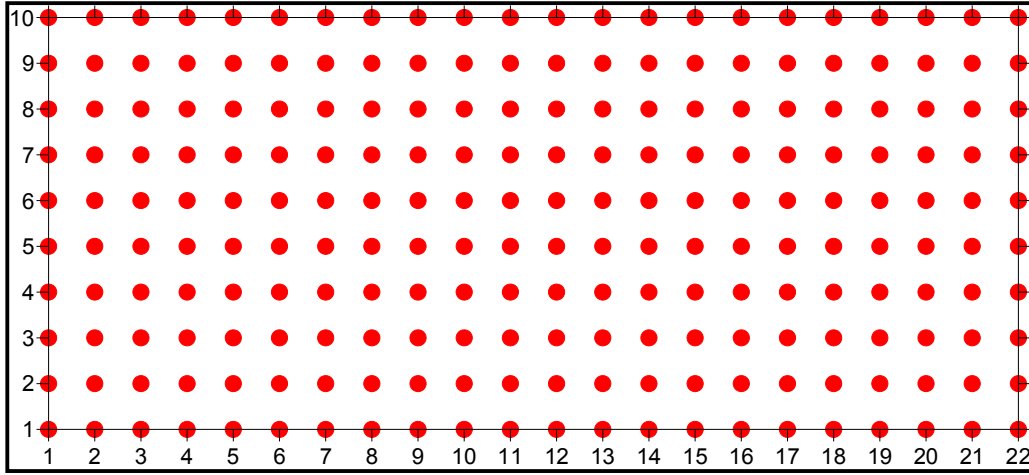
352.30 hektar olan işletme ruhsat alanı 2 parçadan oluşmaktadır. Bu işletme ruhsatına ait koordinatlar Tablo 5.2'de verilmiştir.

Tablo 5.2. İşletme ruhsatı koordinatları

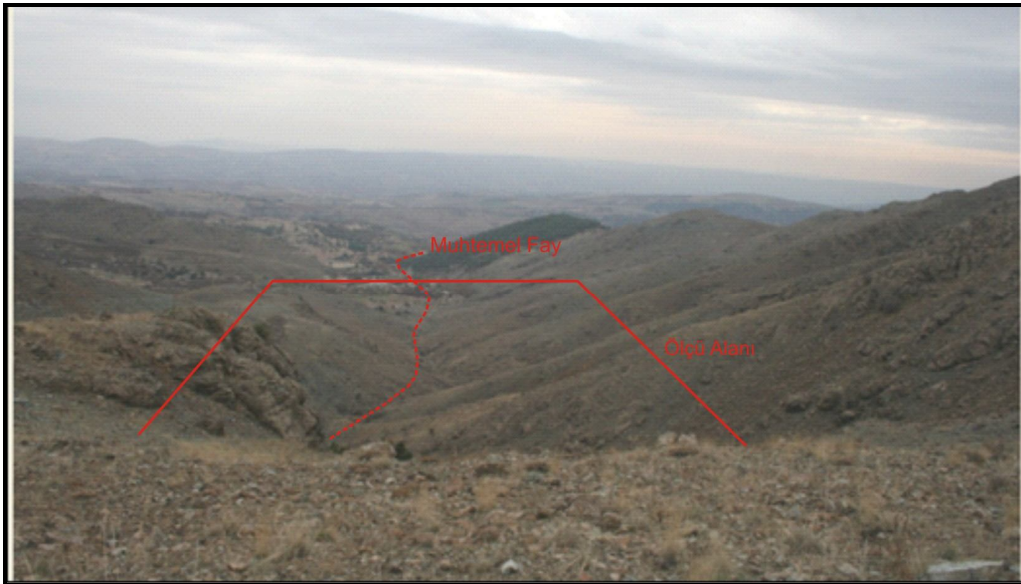
| No 1.parça | Y | X | No 2.parça | Y | X |
|------------|--------|---------|------------|--------|---------|
| 1 | 333330 | 4109954 | 1 | 332876 | 4110854 |
| 2 | 333000 | 4110000 | 2 | 332670 | 4110754 |
| 3 | 332769 | 4110379 | 3 | 332620 | 4110804 |
| 4 | 333150 | 4110590 | 4 | 332769 | 4110904 |
| 5 | 333370 | 4110230 | | | |

Paftalar: n38d4, n38d4, n38d2, n38d3

Bu çalışmada metalik maden araştırma amacıyla jeofizik yöntemlerden gravite kullanılmıştır. Gravite ölçümleri CG-5 SCINTREX Autograv sistemiyle yapılmıştır. Profil aralıkları ve ölçüm noktaları arasındaki uzaklıklar 100'er metre alınmış ve toplam 220 ölçü noktası oluşturulmuştur (Şekil 5.1). Oluşturulan bu ölçü alanı toplam 189 hektardır.



Şekil 5.1. Genel hatlarıyla Şekil.2.1'de gösterilen çalışma alanında gravite ölçü noktalarının dağılımı



Şekil 5.2. Gravite ölçülerinin yapıldığı alan



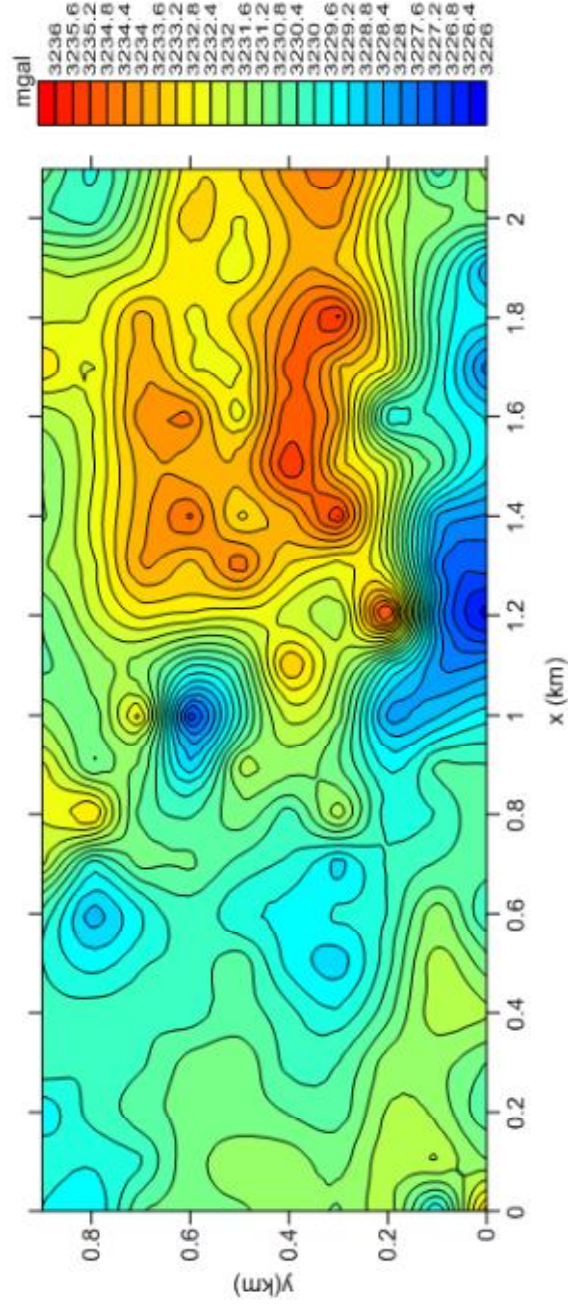
Şekil 5.3. CG-5 autograv cihazıyla ölçü alınmasıyla ilgili görüntü

Çalışma alanından alınan gravite ölçü değerlerine enlem, yükseklik ve topoğrafya düzeltmeleri uygulanmıştır. Bu düzeltmelerden yükseklik ve topoğrafya düzeltmelerinin yapılabilmesi için sahanın ortalama yoğunluğunun bilinmesi gerekir. Saha yoğunluğu 3 gr/cm^3 olarak saptanmıştır. Söz konusu düzeltmelerden sonra her bir ölçü noktasının Bouguer anomali değerleri hesaplanmıştır. Bouguer değerleri 0.02 km grid aralıklarında hesaplanarak Surfer yazılımı kullanılarak haritalanmıştır (Şekil 5.4).

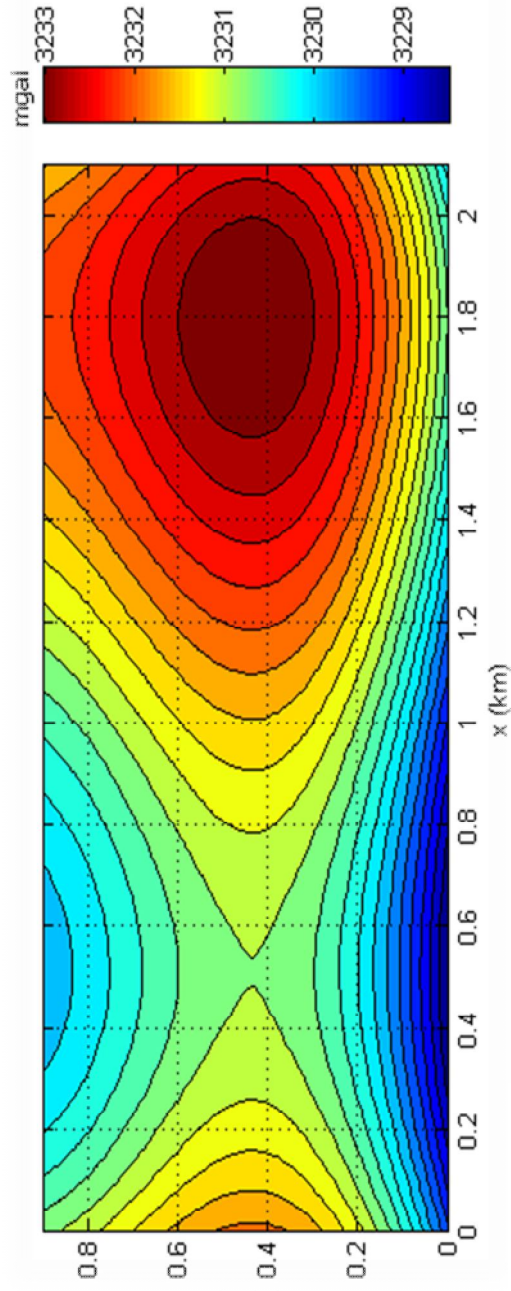
Gravite anomali haritasında yüksek genlikli gravite değerleri çalışma alanının daha çok GGD kesiminde toplanmaktadır. Batıya doğru yerel genlik yükselimleri gözlenirse de söz konusu kesimdeki kadar şiddetli kapanımlar oluşmamıştır. Yüksek genlikli anomalilerin kromit cevherinden kaynaklandığı düşünülmektedir.

Bouguer anomalileri rejyonal (trend) ve rezidüel etkilerin birleşkesidir. Rejyonal ve rezidüel anomaliler ise yeraltındaki farklı derinliklerde yer alan farklı yoğunluklu cisimlerin etkileridir. Rejyonal bileşen alçak frekanslı derin kütlelerin, rezidüel bileşen ise yüksek frekanslı sığ kütlelerin etkisinden kaynaklanmaktadır. Rejyonal anomaliler Bouguer anomali haritasında yavaş bir değişim, rezidüel anomaliler ise daha hızlı bir değişim gösterir. Araziden elde edilen Bouguer anomali haritasını daha iyi yorumlayabilmek için rejyonal ve rezidüel etkiyi birbirinden ayrılmalıdır. Bu ayırma işlemi için en küçük kareler yöntemi kullanılmıştır. Diğer bir deyişle Bouguer anomali haritasına 4. derece trend çakıştırma işlemi yapılmıştır. Bu işlem aynı

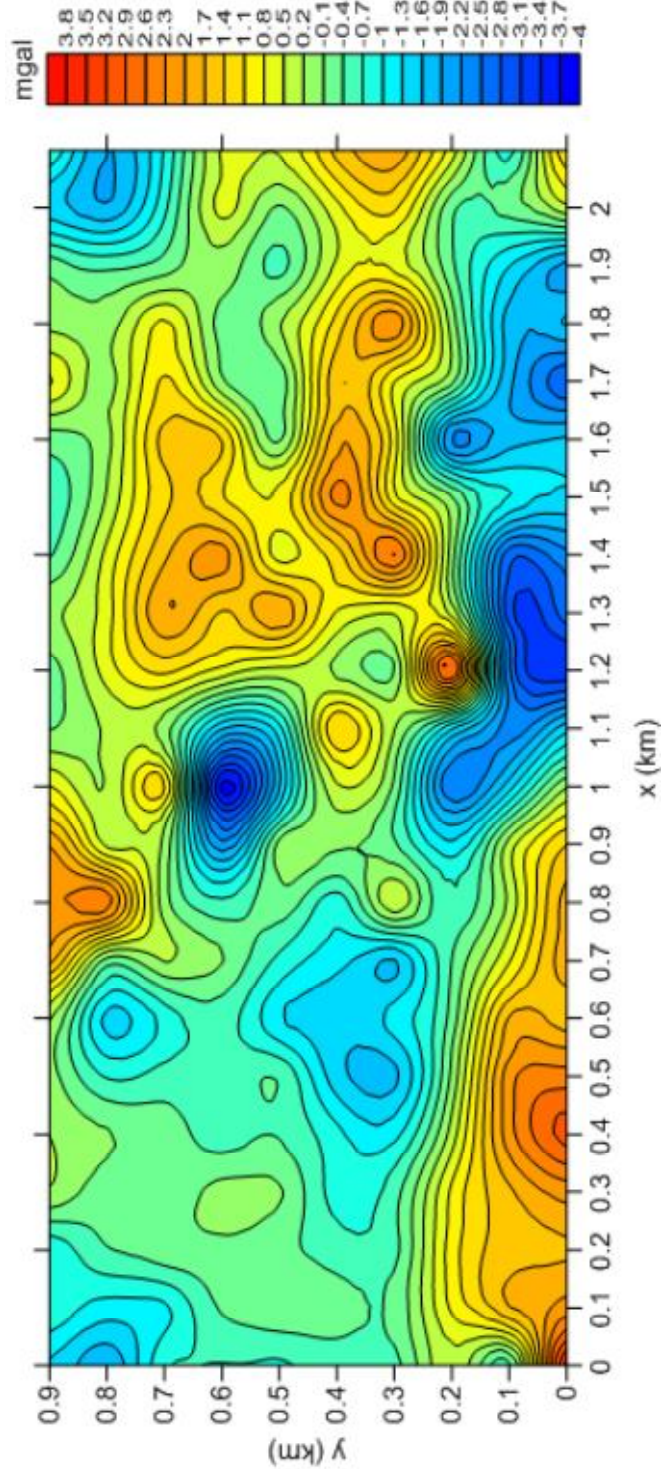
zamanda rejyonel veriyi temsil eder (Şekil 5.5). Şekil 5.6 ise Bouguer anomali haritasından trend haritasının çıkarılmasıyla elde edilen rezidüel anomali haritası çizilmiştir.



Şekil 5.4. Bouguer gravite haritası



Şekil 5.5. Rejyonel gravite haritası



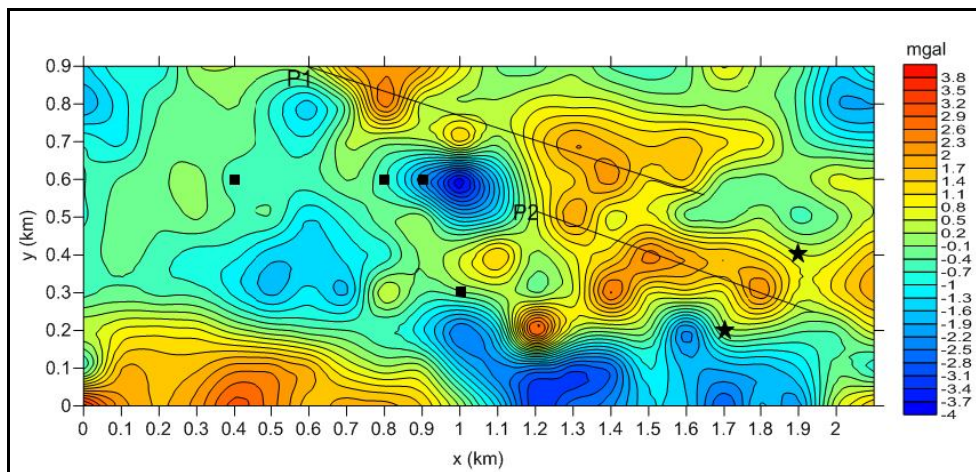
Şekil 5.6. Rezidüel gravite haritası

Rezidüel haritaya bakıldığında gravite değerlerinin -4 mgal ile 4 mgal arasında değiştiği görülmektedir. Rezidüel haritada kırmızı renkli alanlarda krom cevherinin yoğun olduğu düşünülmektedir. Bouguer haritasında olduğu gibi rezidüel haritada da gravite değerinin arttığı alan Sofalıda Köyü'ne doğrudur.

Rejyonel haritaya bakıldığında gravite değerlerinin 3228 mgal ile 3233 mgal arasında değiştiği görülmektedir. Ölçü alanının küçük olmasına rağmen rejyonel haritada da cevherleşmenin olabileceği düşünülmektedir. Rejyonel haritada da cevherin yoğunlaştığı alanın Bouguer ve rezidüel haritada olduğu gibi Sofalıda Köyü'ne doğru olduğu görülmüştür.

5.1. Rezidüel Anomali Profilleri Üzerinde NTG ve Ters Çözüm Uygulamaları

Model çalışmalarında Normalize Tam Gradyent yönteminin kaynak derinliği ve modeli ile ilgili bilgi verdiği görüldü. Bu çalışmada da ters çözüm yönteminde başlangıç modelini ve modelin derinlik bilgilerini bulmak için bu yöntem arazi uygulamalarında kullanıldı.

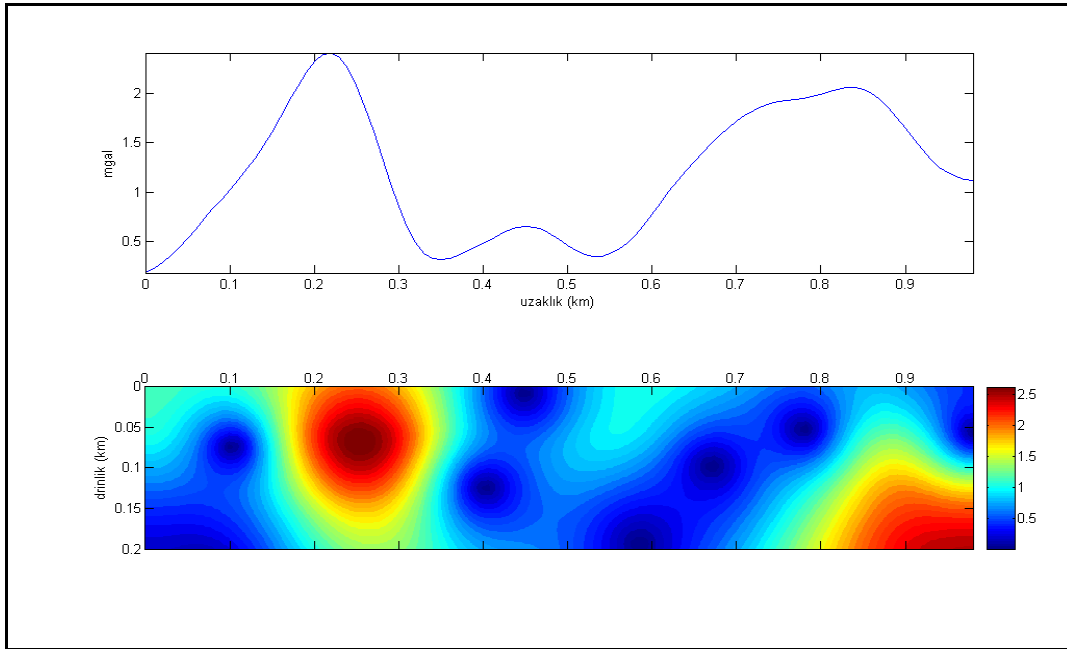


Şekil 5.7. Rezidüel harita üzerindeki P1- P2 profilleri ve ocak ağızları

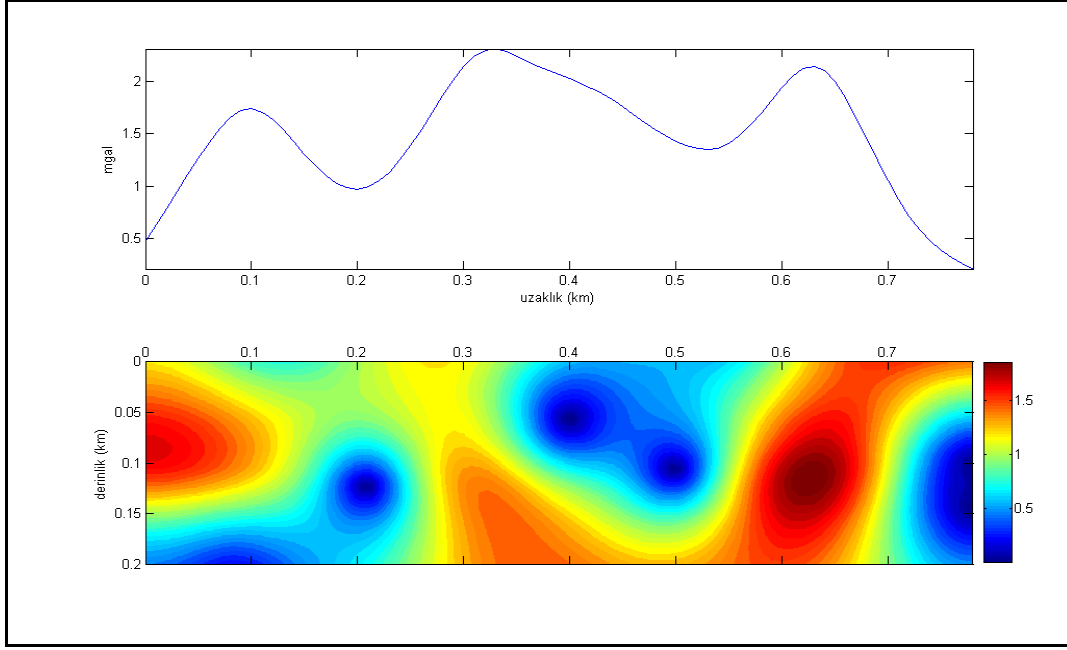
Rezidüel harita üzerinden P1 ve P2 olmak üzere 2 kesit alındı (Şekil 5.7). Alınan kesitler Grapher programı kullanılarak çizdirildi ve gravite anomalileri elde edildi (Şekil 5.8- Şekil 5.9).

P1 kesitinin NTG yönteminde m:1, n:20 olarak alındı ve Şekil 5.8 elde edildi. P1 kesitinin ters çözüm başlangıç modeli için 200-300 metre arasında, 0-50 metre derinlikte 4 köşeli bir poligon ile 750-1000 metre arasında, 50-150 metre derinlikte 4 köşeli poligon tasarlanmaya karar verildi.

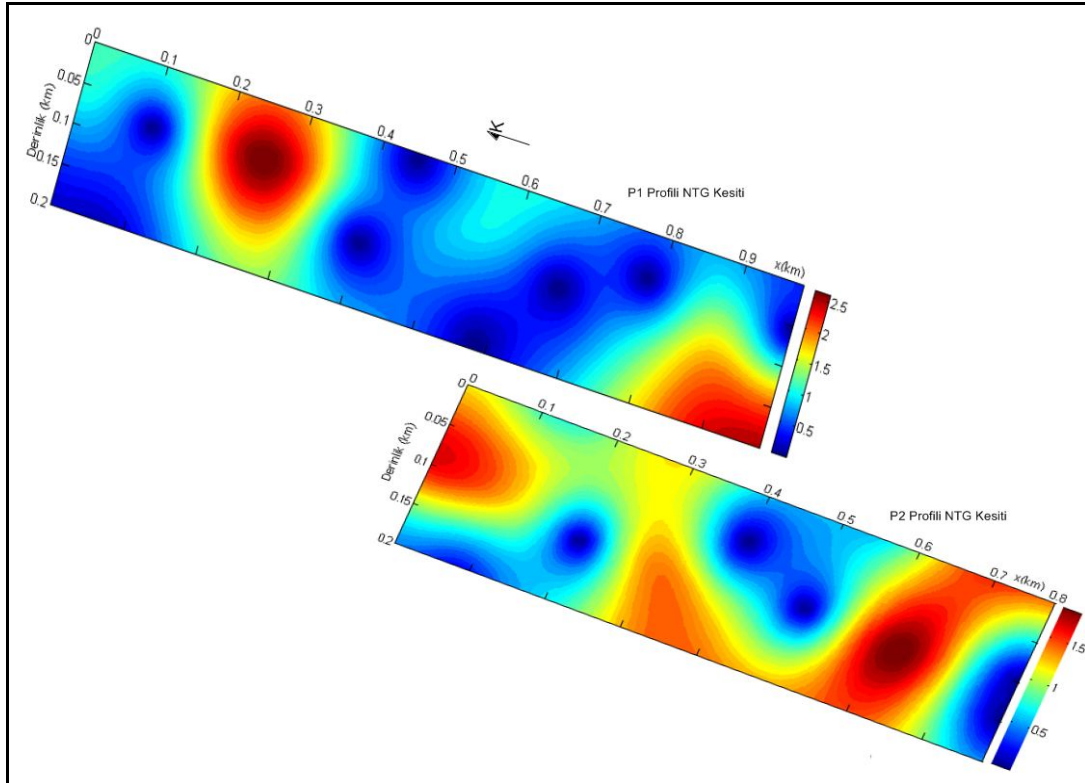
P2 kesitinin NTG yönteminde m:1, n:18 olarak alındı ve Şekil 5.9 elde edildi. P2 kesitinin ters çözüm başlangıç modeli için 50-150 metre arasında, 0-125 metre derinlikte 3 köşeli bir poligon ile 270-690 metre arasında, 50-200 metre derinlikte 5 köşeli poligon tasarlanmaya karar verildi.



Şekil 5.8. P1 profilinin NTG görüntüsü (m:1, n:20)



Şekil 5.9. P2 profilinin NTG görüntüsü (m:1, n: 18)

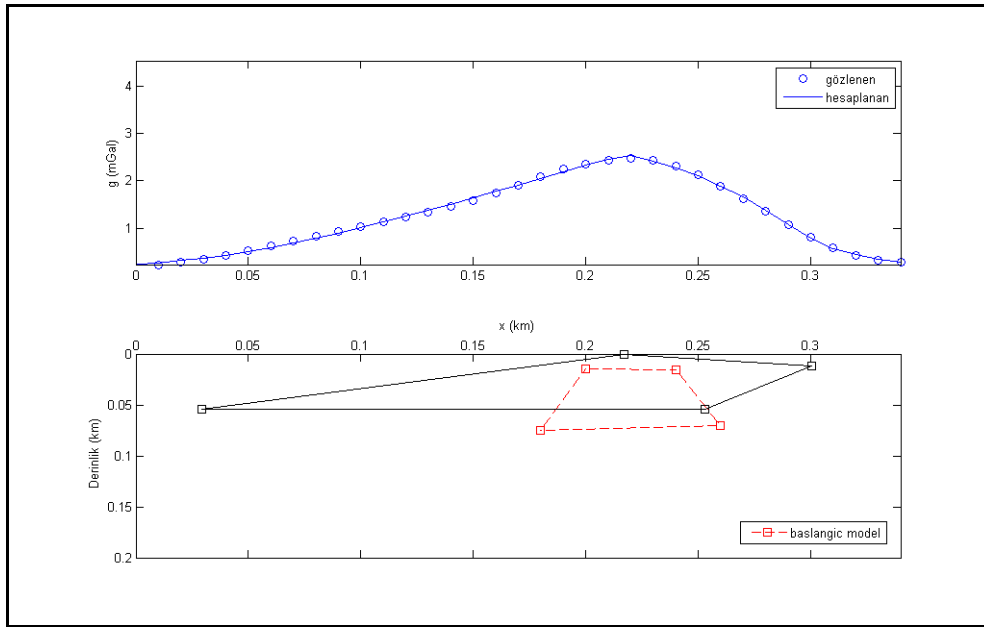


Şekil 5.10. P1 ve P2 profillerinin kuzey-güney yönlü görüntüsü

Model çalışmalarında çıkan sonuçlar ışığında arazi uygulamalarında ters çözüm yöntemi olarak Marquardt Levenberg kullanılmaya karar verildi.

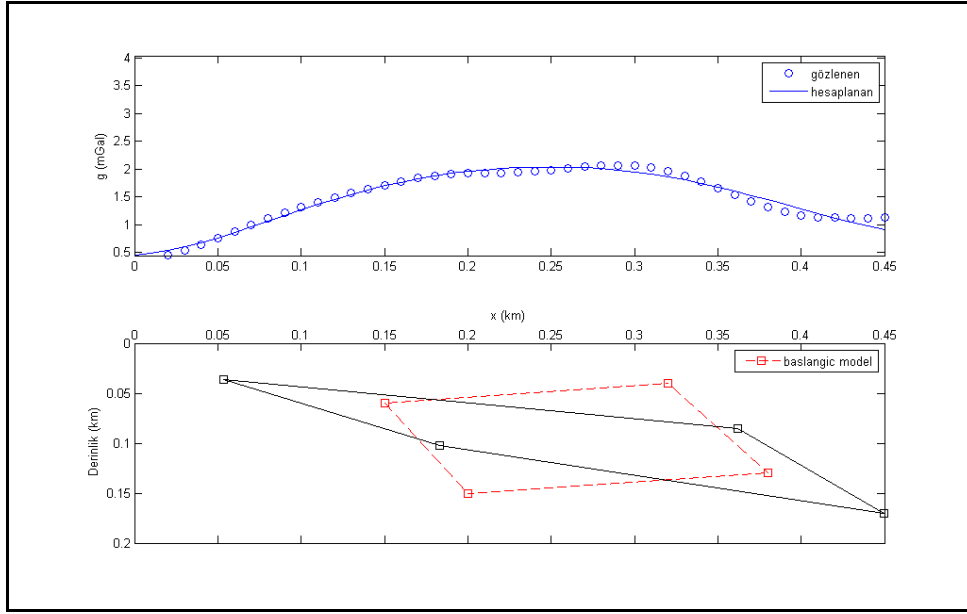
Çalışma alanında alınan gravite değerlerinden elde edilen Bouguer gravite haritasından oluşturulan rezidüel harita üzerinde anomalinin belirginleştiği yerden kesitler alınmıştır. Bu kesitler üzerinde Matlab programı yardımıyla başlangıç modelleri üretilerek yeraltındaki yapıya en uygun yapı bulmaya çalışıldı.

Model üretirken birden fazla kaynak ve kapanım gözleendiği için P1 ve P2 profili iki kısımda incelenmeye karar verildi ve P1 kesiti; P1-1 ve P1-2, p2 kesiti; P2-1 ve P2-2 olarak ayrıldı.



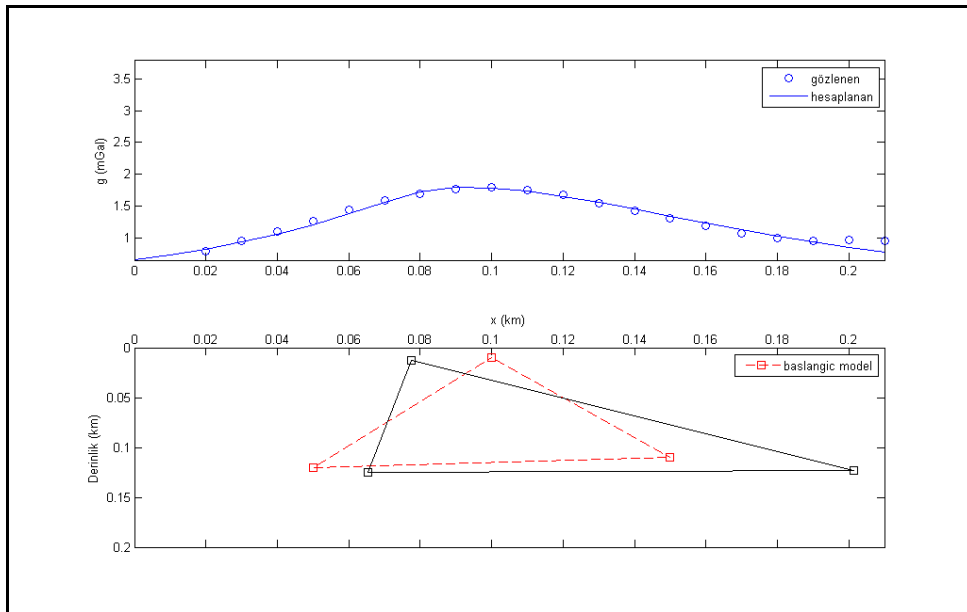
Şekil 5.11. P1-1 Kesitinin ters çözüm görüntüsü

NTG kesitine göre P1-1 kesitinin ters çözümünde 4 köşeli bir poligon modeli tasarlanmaya karar verildi. P1-1 kesitinin model kestirimi için maksimum yineleme sayısı; 10, toplam karesel hata; 0.042, λ ; 10 kullanılmıştır. Şekil 5.11'de gözlenen anomaliyle, kestirilen modelden hesaplanan anomalinin uyumlu olduğu görülmüştür.



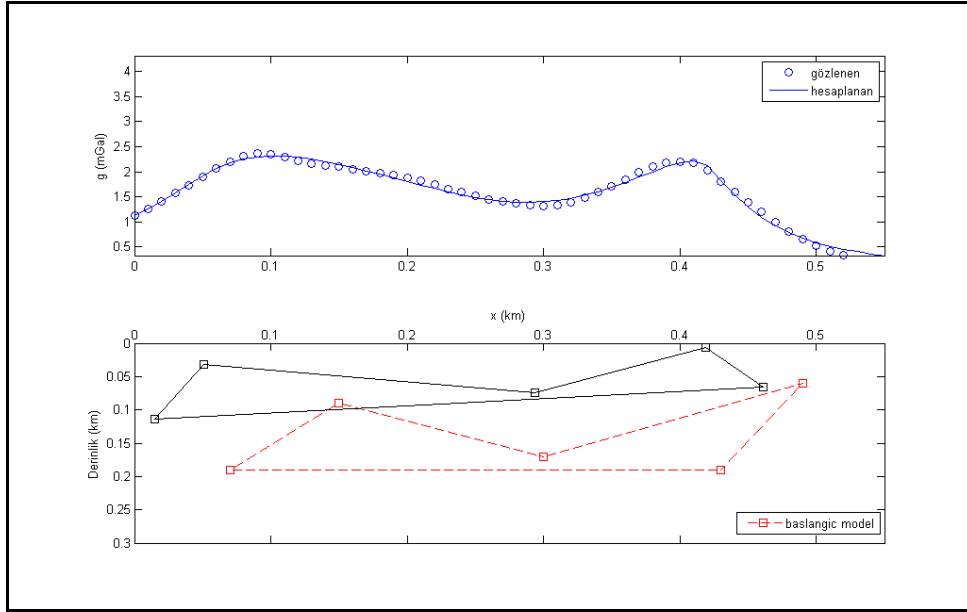
Şekil 5.12. P1-2 kesitinin ters çözüm görüntüsü

NTG kesitine göre P1-2 kesitinin ters çözümünde 4 köşeli (paralel kenar) poligon modeli tasarlanmaya karar verildi. P1-2 kesitinin model kestirimi için maksimum yineleme sayısı; 15, toplam karesel hata; 0,272, λ ; 100 kullanılmıştır. Şekil 5.12’de gözlenen anomaliyle, kestirilen modelden hesaplanan anomalinin uyumlu olduğu görülmüştür.



Şekil 5.13. P2-1 kesitinin ters çözüm görüntüsü

NTG kesitine göre P2-1 kesitinin ters çözümünde üç kenarlı bir poligon modeli tasarlanmıştır. P2-1 kesitinin model kestiriminde maksimum yineleme sayısı; 15, toplam karesel hata; 0.10λ ; 100 kullanılmıştır. Şekil 5.13’de gözlenen anomaliyle, kestirilen modelden hesaplanan anomalinin uyumlu olduğu görülmüştür.

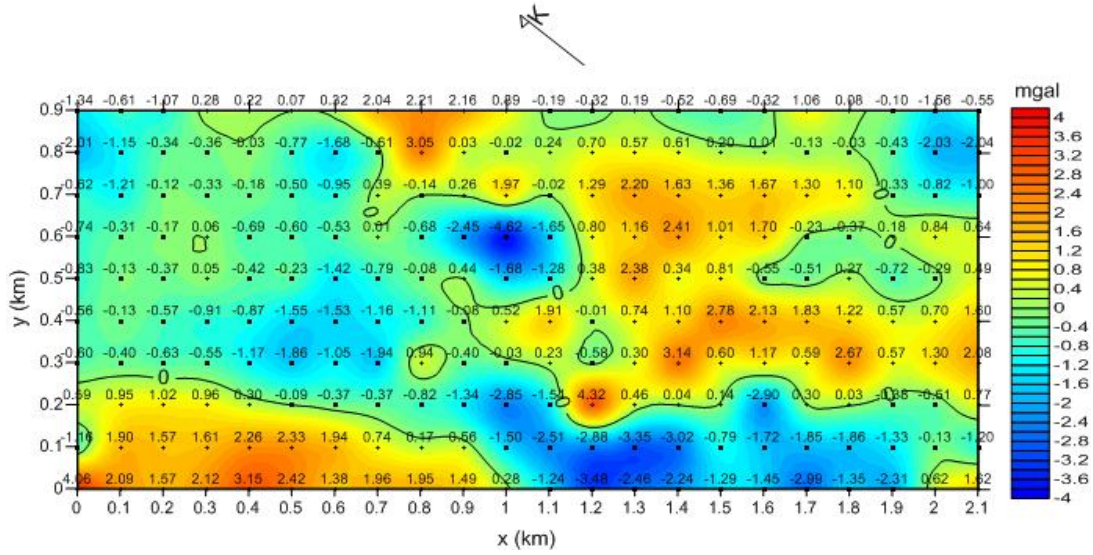


Şekil 5.14. P2-2 kesitinin ters çözüm görüntüsü

NTG kesitine göre P2-2 kesitinin ters çözümünde beş kenarlı bir poligon modeli tasarlanmıştır. P2-2 kesitinin model kestiriminde maksimum yineleme sayısı; 15, toplam karesel hata; 0.232λ ; 100 kullanılmıştır. Şekil 5.14’de gözlenen anomaliyle, kestirilen modelden hesaplanan anomalinin uyumlu olduğu görülmüştür.

5.2. Çalışma Alanındaki Muhtemel Rezervin Hesaplanması

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.



Şekil 5.15. Rezerv tayininde kullanılan sıfır konturlu rezidüel harita

(3.10) bağıntısı kullanılarak rezerv tayini hesaplaması yapılmıştır. Rezidüel haritada sıfır konturu çizdirildi ve bu konturun içinde kalan değerler hesaplamada kullanıldı. Bunun nedeni, bozucu kütle yoğunlunun (kromit cevheri vd.) çevre kayaç yoğunluğundan büyük olmasıdır. Rezidüel verilerin pozitif değerleri toplamı bulunup, 189 hektarlık alanda muhtemel rezerv 53.6 milyon ton olarak hesaplanmıştır. Bu alan ruhsat sahasının yaklaşık 1/3 'ünü kaplamaktadır.

BÖLÜM 6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada, Gaziantep ili-Şehitkamil ilçesi- Sofalıcaköyü civarında olup Koçali Karmaşığı içinde yer alan krom madeni araştırılması yapmak için gravite yöntemi kullanılmıştır.

Bouguer haritasına ait gravite değerlerinin 3226 mgal ile 3235.5mgal arasında, rezidüel haritaya ait gravite değerlerinin -4 mgal ile 4 mgal arasında değiştiği görülmektedir. Rejyonel haritada ise gravite değerlerinin 3228 mgal ile 3233 mgal arasında değişmektedir.

Rezidüel haritada izlenen kapanımlar ve uzanımların muhtemel bir fay etkisinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Bu haritada kırmızı renkli olan alanlarda krom cevherinin yoğun olduğu düşünülmektedir. Bouguer haritasında olduğu gibi rezidüel haritada da gravite değerinin arttığı alan Sofalica Köyü'ne doğru uzanım sergilemektedir.

Ölçü alanının küçük olmasına rağmen rejyonel haritada da cevherleşmenin olabileceği düşünülmektedir. Burada da cevherin yoğunlaştığı alanın Bouguer ve rezidüel haritada olduğu gibi Sofalica Köyü'ne doğru olduğu izlenmektedir.

Ters çözümde uygulanacak model yapısının belirlenebilmesi amacıyla NTG yöntemiyle bölgedeki cevherleşmenin kaynak derinliği ve yapısı hakkında bir ön fikir elde edilmeye çalışılmıştır.

Rezidüel harita üzerinde kapanımların belirginleştiği alanlardan seçilen P1 ve P2 profilleri ile kesitler alınmıştır. P1 ve P2 kesitlerinin NTG görüntülerinde 2 ayrı kaynak yapısı göze çarpmaktadır.

P1-1 kesiti üzerinde yapılan ters çözüm uygulamasında 10 iterasyon sonucu; 0,042 karesel hata, P1-2 kesitinde ise 15 iterasyon sonucu; 0.272 karesel hata elde edilmiştir.

Burada P1-1 için oluşturulan 4 köşeli poligon yapısının 300 m uzunluğunda 50 m genişliğinde, P1-2 için oluşturulan 4 köşeli modelin ise paralelkenar biçiminde ortalama 450 m uzunluğunda ve 70 m genişliğinde bir yapı sergilediği görülmektedir.

P2-1 kesiti üzerinde yapılan ters çözüm uygulamasında 15 iterasyon sonucu; 0,1 karesel hata, P2-2 kesitinde ise 15 iterasyon sonucu; 0.232 karesel hata elde edilmiştir.

P2-1 kesitinin genişliği 150 metreden kamalanma şeklinde ortalama uzunluğu 125 m olan üçgen bir yapı sergilediği, P2-2 kesitinde ise iki farklı kaynak görüntüsü varlığı izlenmektedir. Burada da ortalama 25 m ile 100 m aralığında genişliğe, 450 m uzunluğa sahip beşgen bir yapı olduğu görülmektedir.

Çalışma alanındaki Bouguer verilerinden elde edilen rezidüel değerlerin pozitifleri kullanılarak rezerv tayini yapılmıştır. Pozitif değerlerin kullanılmasının nedeni, bozucu kütle yoğunlunun (kromit cevheri vd.) çevre kayaç yoğunluğundan büyük olmasıdır. 189 hektarlık alanda muhtemel rezerv 53.6 milyon ton olarak bulunmuştur. Bu alan ruhsat sahasının yaklaşık 1/3 ünü kaplamaktadır.

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 Exploration Geophysics, 3rd ed., 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] CHOUTEAU, M., Geophysique Appliquee I ;7. 440: Graumetrie, Ecole Polytechnique Montreal, 1999.
- [7] CLAIRAULT, A.C., Theorie de la figure de La Terre, Tiree de l'Hydrostatique, 1973.
- [8] COLLEY, G.C., The detection of caves by gravity measurements. Geophysical Prospecting 11, 1–9, 1963.
- [9] NEUMANN, R., La gravimetrie de haute precision. Application aux recherches de cavites. Geophysical Prospecting 15, 116–134, 1967.
- [10] BUTLER, D.K., Microgravimetric and gravity gradient techniques for detection of subsurface cavities. Geophysics 49, 1084–1096, 1984.
- [11] 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.

- [12] WENJIN, L., JIAJIAN, X., Effectiveness of the high-precision gravity method in detecting sinkholes in TaianRailway 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.
- [13] 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.
- [14] YULE, D.E., SHARP, M.K., and BUTLER, D.K., Microgravity investigations of foundation conditions. Geophysics 63, 95– 103, 1998.
- [15] BERES, M., LUETSCHER, M., OLIVIER, R., Integration of ground penetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves. Journal of Applied Geophysics 46, 249– 262, 2001.
- [16] 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.
- [17] 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.
- [18] 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.
- [19] LYNESS, D., The gravimetric detection of mining subsidence. Geophysical Prospecting 33, 567– 576, 1985.
- [20] 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.
- [21] ELKINS, T.A., The Second Derivative Method of Gravity Interpretation, Geophysics, 16: 29-50, 1951.
- [22] NETTLETON, L.L., Regional, Residual and Structures, Geophysics, 19: 1-12, 1954.
- [23] SKEELS, D.C., What is the Residual Gravity?, Geophysics, 32: 872-876, 1967.

- [24] MALLICK, K., SHARMA, K.K., A Finite Element Method for Computation of the Regional Gravity Anomaly, *Geophysics*, 64: 461-469, 1999.
- [25] BLAKELY, R.J., *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Cambridge Univ. Press, 1995.
- [26] ANDREEV, B.D., The Interpretation of Gravity Data, *SNIGRI Geofizika*, 5, 12-20, 1938.
- [27] BLAKELY, R.J., *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, Cambridge Univ. Press, 1995.
- [28] HUGHES, D.S., The Analitic Basis of Gravity Interpretation, *Geophysics* 7, 169, 1942.
- [29] SKEELS, D.C., The Value of quantitative interpretation of gravity data, *Geophysics* 7, 345, 1942.
- [30] KOGBETLIANTZ, E.G., Quantitative interpretation of magnetic and gravitational anomalies. *Geophysics* 9, 463-493, 1944.
- [31] GRIFFIN, W.R., Residual Gravity in Theory and Practice, *Geophysics*, 14: 39-50, 1949.
- [32] PETERS, L.J., The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics* 14, 290-320, 1949.
- [33] OLDHAM, C.H.G. and SUTHERLAND, D.B., Orthogonal data. *Geophysics* 20 2, pp.295-306, 1955.
- [34] GRANT, F., A problem in the analysis of geophysical data. *Geophysics* 22 2, pp.309-344, 1957.
- [35] PICK, M., PICHA, J. and VYSKOCI, V., *Theory of the earth's gravity fields*, Elseiver Scientific Pub co, 1973.
- [36] ORUÇ, B., KESKİNSEZER, A., Normalize Tam Gradyent Yöntemi ile Petrol Sahalarındaki Manyetik Temel Kaya Ondülasyonunun Modellenmesi *İpetgas* 2007.
- [37] PAWLOWSKI, R.S., Preferential Continuation for Potential-field Anomaly Enhancement, *Geophysics* 60, 390–398, 1995.
- [38] DEBEGLIA, N. and CORPEL, J., Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives: *Geophysics* 62, 87–96, 1997.

- [39] XU, S., YANG, C., DAI, S. and ZHANG, D., A New Method for Continuation of 3D Potential Fields to a Horizontal Plane. *Geophysics* 68, 1917–1921, 2003.
- [40] BEREZKIN, V.M., BUKETOV, A.P., Application of the Harmonical Analysis for the Interpretation of Gravity Data. *Applied Geophys.* 46, 161–166, 1965.
- [41] BEREZKIN, V.M., Application of the full vertical gravity gradient to determination to sources causing gravity anomalies (in Russian). *Expl. Geophys.*, 18, 69-76, 1967.
- [42] LINDNER, H., SCHEIBE, R., Interpretationstechnik für gravimetrische und magnetische Felder. *Freiberger Forschungshefte, DV für Grundstoffindustrie*, Leipzig 1977.
- [43] STRAKHOV, V.N., GRIGORYEVA, O.M., and LAPINA, M.I., The Determination of The Singular Points of 2d Potential Fields, *Prikladnaya Geofizika* 85, 96–113, 1977.
- [44] MUDRETSOVA, E.A., VARLAMOV, A.S., FILATOV, V.G. and KOMAROVA, G.M., The interpretation of Detailed Gravity Data Over the Nonstructural Oil and Gas Reservoirs, 1979.
- [45] CIANCARA, B., MARCAK, H., Geophysical anomaly interpretation of potential fields by means of singular points method and filtering. *Geophysical Prospecting* 27, 251–260, 1979.
- [46] ELISEEVA, I.S., Methodical Recommendations for the Study of Density Inhomogeneities of Cross Sections Based on Gravimetrical Research Data. Institute for Oil and Gas Exploration, *VINII Geofizica*, Moscow, 1982.
- [47] BEREZKIN, V.M. and SKOTARENKO, S.S., Application for Research Anticline and Nonanticline Oil-gas Structures Using the Gravity Prospecting *Neftegeofizica*, 131–139, 1983.
- [48] ELISEEVA, I.S., Methodical recommendations for the interpretation of gravity and magnetic data by means of the quasi-singular points method. Institute for oil and gas exploration, Moscow, (in Russian), 1995.
- [49] XIAO, Y., Normalized full gradient method of gravity anomalies (in Chinese). *Oil Geophys. Prosp.* 16, 3, 47–57, 1981.
- [50] XIAO, Y. and ZHANG, L., Application of normalized full gradient method of gravity anomalies to oil and gas exploration (in Chinese). *Oil Geophys. Prosp.* 19, 3, 247–254, 1984.

- [51] ZENG, H., MENG, X., YAO, C.H., LI, X., LOU, H., GUANG, Z. and LI, Z., Detection of reservoirs from normalized full gradient of gravity anomalies and its application to Shengli oil field east China. *Geophysics* 67, 4, 1138-1147, 2002.
- [52] JACKSON, D.D., Interpretation of Inaccurate, Insufficient and Inconsistent Data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 28, pp: 97 – 109, 1972.
- [53] 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.
- [54] LEE, T.C. and BIEHLER, S., Inversion modeling of Gravity with Prismatic Mass Bodies, *Geophysics*, Vol: 56, No: 9, pp: 1365 – 1376, 1991.
- [55] 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.
- [56] HAMMER, L.L., NETTLETON, W.K., Gravimeter Prospecting for chromite in Cuba. *Sigmund. Hasting Geophysics* vol.X No.1 pp. 34-49 Jan.1945.
- [57] BEDİZ, P. Jeofizik Usullerle Kromit Araştırması, 38-45, 1946.
- [58] 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.
- [59] ALGERMEISSON, S.T., Underground and surface gravity survey, Leadwood, Missouri: *Geophysics*, v.26, p.158-168, 1961.
- [60] ALLEN, W.A.Jr., The gravimeter in underground procesting, *A.I.M.E. Trans.*, March, p. 293-295, 1956.
- [61] DOMUZALSKI, W., Three dimensional gravity survey, *Geophys. Prosp.*, v.3 , p.15-55, 1955.
- [62] 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.
- [63] 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.

- [64] 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.
- [65] TUNA, D., VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu: TPAO. Rapor no. 813, 13s., Ankara (yayınlanmamış), 1973.
- [66] YOLDEMİR, O., Suvarlı-Haydarlı-Narlı Gaziantep arasında kalan alanın jeolojisi, yapısal durumu ve petrol olaraları: TPAO Rap. no. 2257, 60s. Ankara (yayınlanmamış), 1987.
- [67] SUNGURLU, O., VI. Bölge Gölbaşı - Gerger arasındaki sahanın jeolojisi: TPAO Rap. No: 802, Ankara (yayınlanmamış), 1972.
- [68] TERLEMEZ, H.Ç.I., ŞENTÜRK, K., ATEŞ, Ş., SÜMENGİN, M. ve ORAL, A., Gaziantep dolayının ve Pazarcık-şakçagöz-Kilis-Elbeyli-Oğuzeli arasının jeolojisi: MTA Rap. no. 9526, Ankara (yayınlanmamış), 1992.
- [69] WILSON, H.H. ve KRUMMENACHER, R., Geology and oil prospects of Gaziantep region, SE, Turkey: Petrol Dai. Bşk. teknik arşivi, Ankara (yayınlanmamış), 1957.
- [70] ŞENOL, M., Gaziantep-Kilis bölgesinde Akabe-Cengin-Lohan dolaylarının jeolojisi, MTA Jeo. Et. Dal. arşivi, Rap. no. 46, 34s. Ankara (yayınlanmamış), 1972.
- [71] GÜVENÇ, T, Gaziantep-Kilis bölgesi stratigrafisi, MTA Jeo. Et. Dai. rapor arşivi, Rap.no. 304, 70 s. Ankara (yayınlanmamış), 1973.
- [72] ULU, Ü., GENÇ, Ş., GİRAY, S., METİN., Y., ÇÖREKÇİOĞLU, E., ÖRÇEN, S., ERCAN, T, YAŞAR, T ve KARABIYIKOĞLU, M., Belveren-Araban-Yavuzeli-Nizip-Birecik dolayının jeolojisi, Senozoyik yaşlı ve volkanik kayaların petrolojisi ve bölgesel yayılımı: MTA Rap. no.9226, Ankara (yayınlanmamış), 1991.
- [73] GÖKÇE, A., Maden Yatakları, Cumhuriyet Üniversitesi Yayınları No: 100,(yenilenmiş II.Baskı) Sivas, 2006.
- [74] CRENN, Y. and METZGER, J., Prospection de chromite à l'aide de lagravimétrie, Annales de Géophysique, 8, 269-274, Sept. 1952.
- [75] ATEŞ, A., Gravite ve Manyetik Yöntemler ve Uygulamaları, Ankara Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Mayıs, 2004.
- [76] ERDEN, F., Uygulamalı Gravite Maden Tetkik Arama Enstitü Yayınları Yayın No: 21,1979.

- [77] SERKEOV, S.A., Correlation Methods of the Analysis in the Gravitational and Magnetic Survey, 248 pp, Nedras Moscow, 1986.
- [78] ARZI, A.A., Microgravimetry for engineering applications Geophys prospect 23, pp. 408-425, 1975.
- [79] ORUÇ, B., Teori ve Örneklerle Jeofizikte Modelleme Umuttepe Yayınları 2012

ÖZGEÇMİŞ

Birgöl KINALIBALABAN, 01.07.1984 yılında Sakarya'da doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini sırasıyla; Sakarya İlköğretim Okulu, Atatürk İlköğretim Okulu ve Ankara Gazi Anadolu Lisesi'nde tamamladı. 2002 yılında Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünü kazandı. 2006 yılında Sakarya Üniversitesi'nden mezun olduktan sonra aynı yıl içinde Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği'nde yüksek lisans eğitimine başladı.