

**T.C.  
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**VAN GÖLÜ CİVARI HAVADAN MAĞNETİK  
VERİLERİNİN KANTİTATİF YORUMU**

**Erdoğan ÖKSÜM**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ  
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİMDALI  
ISPARTA – 2006**

## İÇİNDEKİLER

|  |     |
|--|-----|
| ÖZET.....  | ii  |
| ABSTRACT.....  | iii |
| TEŞEKKÜR.....  | iv  |
| SİMGELER LİSTESİ.....  | v   |
| ŞEKİLLER LİSTESİ.....  | vi  |
| 1. GİRİŞ.....  | 1   |
| 1.1. Bölgenin Genel Jeolojisi ve Tektonik Evrimi.....  | 3   |
| 1.2. Bölgedeki Önceki Jeofizik Çalışmalar ve Sonuçları.....  | 6   |
| 2. MATERYAL ve YÖNTEM .....  | 10  |
| 2.1. Havadan Mağnetik Etüdler.....   | 10  |
| 2.1.1. Türkiye’ de havadan mağnetik etüdler.....   | 11  |
| 2.2. Mağnetik Yöntemlerde Modelleme.....   | 14  |
| 2.2.1. Basit geometrik şekillere sahip cisimlerin modellenmesi.....                                      | 14  |
| 2.2.2. Belirli geometrik şekilleri olmayan cisimlerin modellenmesi.....                                  | 14  |
| 2.2.3. Prizmatik bir cismin mağnetik anomalisi.....  | 16  |
| 2.3. Ters Çözüm.....   | 19  |
| 2.3.1. Ters çözüm probleminin tanımı.....  | 19  |
| 2.3.2. Kuramsal ters çözüm ilkesi.....   | 21  |
| 2.4. Doğrusal Olmayan Problemlerin Gauss-Newton Yöntemi ile Çözümü..                                     | 22  |
| 2.5. Prizmatik Bir Yapının Derinlik Parametresinin Gauss-Newton Ters Çözüm Yöntemine Göre Bulunması..... | 27  |
| 2.6. Mağnetik Verilerin Kutba İndirgenmesi.....  | 30  |
| 2.7. Güç Spektrumu Derinlik Hesaplamaları.....   | 32  |
| 2.8. Pseudo-Gravite (Yapma Gravite) Dönüşümü.....  | 35  |
| 2.9. Yapı Sınırı Analizi.....  | 37  |
| 3. ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA.....  | 40  |
| 3.1. Kutba İndirgeme.....  | 40  |
| 3.2. Güç Spektrumu Derinlik Hesabı.....  | 40  |
| 3.3. Filtreler.....  | 40  |
| 3.4. Yukarı Analitik Uzanım.....   | 41  |
| 3.5. Pseudo-Gravite Dönüşümü.....  | 41  |
| 3.6. Sınır Analizi Uygulaması.....   | 48  |
| 3.7. Mağnetik Verilerin Üç Boyutlu Ters Modellenmesi.....  | 50  |
| 4. SONUÇ.....  | 60  |
| 5. KAYNAKLAR.....  | 62  |
| 6. EKLER.....  | 68  |
| ÖZGEÇMİŞ.....  | 86  |

**ÖZET****“VAN GÖLÜ CİVARI HAVADAN MAĞNETİK VERİLERİNİN  
KANTİTATİF YORUMU”****Erdiñ ÖKSÜM**

37.5°- 39° Kuzey enlemleri ve 42°- 44° Doğu boylamları arasında, Van, Bitlis ve Hakkari illerini içine alan, Arap ve Anadolu levhalarının kıta-kıta çarpışma kuşağında yer alan çalışma alanı, sismolojik olarak dünyanın en aktif bölgelerinden biridir. Bu çalışmada Van Gölü'nün güneyine ait havadan ölçülen mağnetik veriler son yıllarda geliştirilen jeofizik analiz teknikleri ile analiz edilerek bölgedeki mağnetik özelliğe sahip yer altı yapıları incelenmiştir. Mağnetik özelliğe sahip olası yapının düşey ve yatay yöndeki sınırları tespit edilmiştir. Bu mağnetik yapının bölgenin aktif tektoniği içerisindeki konumu ve ilişkisi araştırılmıştır.

Havadan mağnetik verilerin yorumlanması ve bu anomaliye sebep olan jeolojik yapının modellenmesi için, mağnetik verilerin kutba indirgenmesi, mağnetik verilerin gravite verilerine dönüştürülmeleri, güç spektrumundan jeolojik yapı derinliğine yaklaşım, anomaliye sebep olan jeolojik yapının yaklaşık sınırlarının tayini, havadan mağnetik verilerin jeolojik 2-B olarak modellenmesi ve prizmalar yardımıyla jeolojik 3-B modellenmesi teknikleri kullanılmıştır.

Mağnetik anomalilere sebep olası yeraltı yapısı KD-GB doğrultusunda 50 km ve KB-GD doğrultusunda yaklaşık 30 km boyutlara sahiptir. Olası mağnetik yapının en derin yeri ortalama 12 km derinliklere kadar ulaşmaktadır. Mağnetik yapı kalınlığı kuzeyde güneye göre daha kalın görünmektedir. Yapı kalınlığındaki bu değişimin Arap plakası ile Doğu Anadolu yığışım karmaşığının etkileşimi etkisi altında oluşmuş olabileceği düşünölmektedir.

Anahtar Kelimeler : Havadan mağnetik veri, Doğu Anadolu, 3-B model.

**ABSTRACT****“QUANTITATIVE INTERPRETATION OF AEROMAGNETIC DATA OF  
THE VICINITY OF LAKE VAN”****Erdiņ ÖKSÜM**

The study area which includes the cities of Van, Bitlis and Hakkari comprises between the latitudes 37.5-39 degrees North and longitudes 42-44 degrees East and take place in Arabian-Anatolian continental collision zone which is accepted as one of the most seismological active region of the world. In this study, the aeromagnetic data of the southern part of Lake Van have been analyzed to carry out the properties of the causative magnetized structures in the region by using the analysis techniques which are developed in recent years. The boundaries in vertical and horizontal directions of the causative magnetized body were determined and relationship between its position and the active tectonics of the area was studied.

Reduced to pole, pseudo-gravity transformation, the azimuthally averaged log power spectrum, boundary analysis, 2-D and 3-D modeling techniques were applied for interpreting the aeromagnetic anomaly of the causative body.

Causative underground body caused the magnetic anomalies has dimensions of 50 km in NE-SW direction and approximately 30 km in NW-SE direction. The maximum depth of the causative magnetized body is about 12 km. The thickness of the magnetized body appears thicker in the North than in the South. It is considered that the interaction of the Arabian plate and the East Anatolian accretionary complex gave rise to variation in the thickness of the body.

Keywords : Aeromagnetic data, Eastern Anatolia, 3-D model.

## TEŞEKKÜR

Bu tez çalışması Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans programında yapılmıştır.

Bu tezin konusunu öneren, çalışmalarımda önerilerini esirgemeyen ve tezin birçok aşamasında çok değerli bilgi birikimlerine başvurduğum Süleyman Demirel Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üyeliğinden emekli olan ve aramızdan ayrılan sayın hocam Yrd.Doç.Dr. İbrahim Aydın' a sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Tezimin her aşamasında değerli bilgileri ile bana yol gösteren, gerek bilgi birikimi gerekse tecrübesi ile tezimi bitirmemde çok değerli katkıları olan danışman hocam Yrd.Doç.Dr. M. Nuri Dolmaz' a çok teşekkür ederim. Tezimin son zamanlarında bana gösterdiği anlayış için çalışma ve oda arkadaşım Arş.Gör. Ali Etiz' e teşekkürlerimi sunarım.

Tezimin ilk zamanlarında hayatıma girerek renk katan, beni gönülden destekleyen, bana karşı gösterdiği anlayış ve sabır için sevgili eşim Hatice'ye sonsuz minnettarım.

Bu çalışma Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Birimi tarafından desteklenmiştir. Proje No: 1175-YL-05. Havadan manyetik verileri kullanmama olanak sağlayan MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etüdlere Daire Başkanlığı'na teşekkür ederim.

**SİMGELER LİSTESİ**

|            |                             |
|------------|-----------------------------|
| U          | Mağnetik potansiyel         |
| V          | Gravite potansiyeli         |
| i          | Meyil açısı                 |
| D          | Sapma açısı                 |
| I          | Mıknatıslanma şiddeti       |
| $\rho$     | Yoğunluk                    |
| G          | Uluslararası gravite sabiti |
| $g_{\max}$ | Maksimum yatay gradiyent    |
| k          | Süseptibilite               |
| $k_x$      | x yönündeki dalga sayısı    |
| $k_y$      | y yönündeki dalga sayısı    |
| $\lambda$  | Dalga boyu                  |
| h          | Derinlik                    |
| F          | Teorik mağnetik veriler     |
| RMS        | Karekök hatası              |
| MTA        | Maden Tetkik Arama          |

## ŞEKİLLER LİSTESİ

|   |    |
|---|----|
| Şekil 1.1 a) Çalışma sahasının lokasyonu, b) bölgenin genel jeolojik birimleri.....   | 4  |
| Şekil 1.2. Doğu Anadolu genel tektonik haritası.....  | 4  |
| Şekil 1.3. Doğu Anadolu'nun sismotektonik haritası.....   | 9  |
| Şekil 2.1. Türkiye aeromağnetik haritası.....   | 13 |
| Şekil 2.2. Poligonal kesite sahip iki boyutlu yer altı modeli.....  | 15 |
| Şekil 2.3. Prizmatik bir yapının hacim elemanı ve koordinat sistemi.....  | 17 |
| Şekil 2.4. Nicel yorumlamanın şematik gösterimi.....  | 20 |
| Şekil 2.5. Alt derinliği sınırlı bir prizmanın koordinat eksenlerindeki parametreleri.....  | 28 |
| Şekil 2.6. Çalışma sahası rejyonal aeromağnetik anomali haritası.....   | 30 |
| Şekil.2.7. Kütle derinliklerinin güç spektrumu uygulanarak elde edilmesine ilişkin bir grafik.....  | 34 |
| Şekil 2.8. Kütle parametrelerinin spektrum eğrileri üzerindeki etkileri.....  | 35 |
| Şekil 2.9. a) Kozak bölgesine ait havadan mağnetik anomali haritası, b) bu haritanın pseudo-gravite haritası.....   | 37 |
| Şekil 2.10. Yatay gradientin maksimumlarını bulmada kullanılan grid noktalarının yerleri.....   | 38 |
| Şekil 3.1. Çalışma alanının kutba indirgenmiş aeromağnetik anomali haritası.....  | 42 |
| Şekil 3.2. Kutba indirgenmiş havadan mağnetik anomaliye uygulanan güç spektrumu eğrisi.....   | 43 |
| Şekil 3.3. Şekil 3.2' den elde edilen kesme dalga sayısı kullanılarak alçak geçişli filtrelenmiş aeromağnetik anomali haritası.....   | 44 |
| Şekil 3.4. 2 km yukarı analitik uzanım haritası.....  | 45 |
| Şekil 3.5. 5 km yukarı analitik uzanım haritası.....  | 46 |
| Şekil 3.6. 7 km yukarı analitik uzanım haritası.....  | 47 |
| Şekil 3.7. Şekil 3.3' te verilen mağnetik anomali haritasının pseudo-gravite anomali haritası.....  | 48 |
| Şekil 3.8. Şekil 3.7' de verilen pseudo-gravite anomalilerinin yatay gradient haritası .....  | 49 |
| Şekil 3.9. Çalışma alanının maksimum gradient haritası.....   | 50 |
| Şekil 3.10. Modellemesi yapılacak sahanın mağnetik anomalisi ve belirlenen yapı sınırı.....   | 52 |
| Şekil 3.11. Yapı sınırı içerisinde seçilen prizmaların lokasyonları.....  | 53 |
| Şekil 3.12. Farklı süseptibilite değerleri için bulunan ortalama alt derinlikler.....   | 54 |
| Şekil 3.13. Gauss-Newton ters çözüm aşamalarındaki RMS değerleri grafiği.....   | 55 |
| Şekil 3.14. Hesaplanan üst derinliklerin kontur haritası.....   | 56 |
| Şekil 3.15. Hesaplanan alt derinliklerin kontur haritası.....   | 57 |
| Şekil 3.16. Hesaplanan teorik modelin 3-B görünümü.....   | 58 |
| Şekil 3.17. a) Ölçülen mağnetik anomali haritası ve profil doğrultuları, b) hesaplanan mağnetik anomali haritası ve profil doğrultuları, c) AB profili kesit görüntüsü, d) CD profili kesit görüntüsü ..... | 59 |

## 1. GİRİŞ

Dünyanın tektonik olarak aktif bir bölgesinde yer alan inceleme alanımızın da içinde bulunduğu Doğu Anadolu, gerek coğrafik ve gerekse jeolojik konumu nedeniyle yıllardır bir çok araştırmacının ilgisini çekmektedir. Türkiye ve çevresinin aktif tektoniğini şekillendiren ana yapısal unsurlar: sağ yönlü Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), sol yönlü Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ) ve Hellenik-Kıbrıs aktif dalma-batma sistemleridir. Bunlara ek olarak Anadolu levhasını küçük bloklara ayıran sağ yönlü Tuz Gölü Fay Zonu (TGFZ), İnönü-Eskişehir ve Afyon-Akşehir normal fay zonları sayılabilir. KAFZ ve DAFZ ile sınırlanan Anadolu levhası, Hellenik-Kıbrıs yitim zonu boyunca BGB yönünde Afrika levhasının okyanusal litosferi üzerine bindirmektedir. Anadolu, Arap-Afrika ve Avrasya levhaları arasındaki karşılıklı etkileşim ve deformasyon sonucu dört ayrı neotektonik bölge oluşmuştur. Bunlar Doğu Anadolu sıkışma rejimi, Kuzey Anadolu rejimi, Orta Anadolu ova rejimi ve Batı Anadolu genişleme rejimidir (Şengör ve diğ., 1985; Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Bozkurt, 2001). Her bölge normal, doğrultu atımlı ve ters faylanma gibi kendi yapısal elemanları ile karakterizedir. Arap ve Anadolu levhalarının kıta-kıta çarpışma kuşağında yer alan çalışma alanında ise, sismolojik olarak dünyanın en aktif bölgelerinden biri olan Doğu Anadolu sıkışma rejimi hakimdir.

Çalışma alanı Doğu Anadolu bölgesinde Van gölü, Van, Bitlis ve Hakkari yerleşim alanlarını içine alan 28644 km<sup>2</sup> lik bölgeyi kapsamaktadır. Kuzeyde 1:500 000'lik Kars Paftası, güneyde Cizre Paftası, batıda Erzurum Paftası ve doğuda İran ve Rusya ile sınırlı bulunan Van paftası, Doğu Anadolu Torosu'na dahildir. Ortalama yükseklik 2000 metre civarındadır.

Bölgeye ait havadan mağnetik veriler, MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etütleri Dairesi Veri Bankasından 2.5 km grid aralıklı olarak bu çalışma için verilmiştir. Havadan mağnetik veriler ortalama 600 m yükseklikten 1 km aralıklı hatlar boyunca Kuzey-Güney yönlü profiller doğrultusunda yer mağnetik alanının toplam bileşenini ölçen mağnetometreler ile alınmıştır. Mağnetik anomali haritasında genel olarak



gölün çoğu kesiminde düzgün bir jeomağnetik alan göstermektedir ki, gölü sınırlayan farklı kaya birimleri, örneğin kuzey ve batıda volkanitler, doğuda tortullar ve güneyde metamorfite düşüldüğünde şaşırtıcı bir sonuç olarak belirmektedir. Bununla birlikte gölün güneydoğu bölümünde şiddetli bir anomali gözlenmektedir (Degens ve Kurtman, 1978). Mağnetik anomalilerin Nemrut ve Süphan dağları dolaylarında kapanımlar göstermesi ise buralardaki volkanik faaliyetlerin bir sonucu olarak meydana gelmiştir.

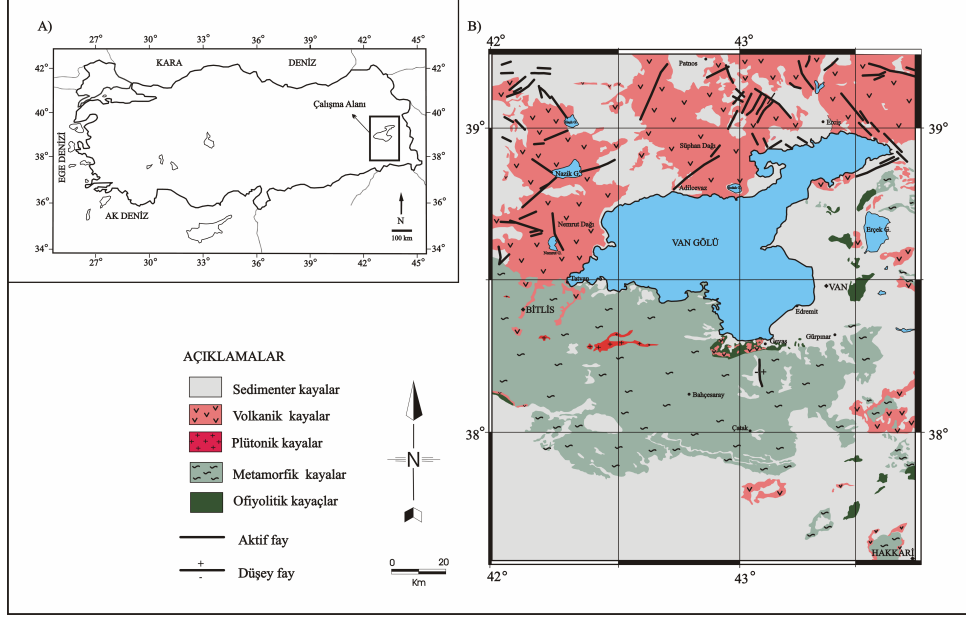
Bu çalışmada Van Gölünün güneyine ait havadan ölçülen mağnetik veriler son yıllarda geliştirilen jeofizik analiz teknikleri ile analiz edilerek bölgedeki mağnetik özelliğe sahip yer altı yapıları incelenmiştir. Mağnetik özelliğe sahip olası yapının düşey ve yatay yöndeki sınırları tespit edilmiştir. Bu mağnetik yapının bölgenin aktif tektoniği içerisindeki konumu ve ilişkisi araştırılmıştır. Havadan mağnetik verilerin yorumlanması ve bu anomaliye sebep olan jeolojik yapının modellenmesi için, mağnetik verilerin kutba indirgenmesi, mağnetik verilerin gravite verilerine dönüştürülmeleri (yalancı gravite dönüşümü), güç spektrumundan jeolojik yapı derinliğine yaklaşım, anomaliye sebep olan jeolojik yapının yaklaşık sınırlarının tayini, havadan mağnetik verilerinin jeolojik 2-B olarak modellenmesi ve prizmalar yardımıyla jeolojik yapının 3-B modellenmesi teknikleri kullanılmıştır.

Birinci bölümde giriş, bölgenin genel jeolojisi ve bölgede daha önce yapılan jeofizik çalışmalar ve sonuçları anlatılmıştır. İkinci bölümde havadan mağnetik etüdler ile ilgili bilgiler, mağnetik verilerin modellenmesi ile ilgili kuramsal temeller, ters çözüm kavramı, jeofizik verinin özellikleri ve potansiyel alan verisini değerlendirme yöntemleri matematiksel olarak verilmiştir. Üçüncü bölümde potansiyel alan verisine uygulanan veri işlem yöntemlerinin uygulamaları verilmiştir. Dördüncü ve son bölümde ise sonuçlar verilmiştir.

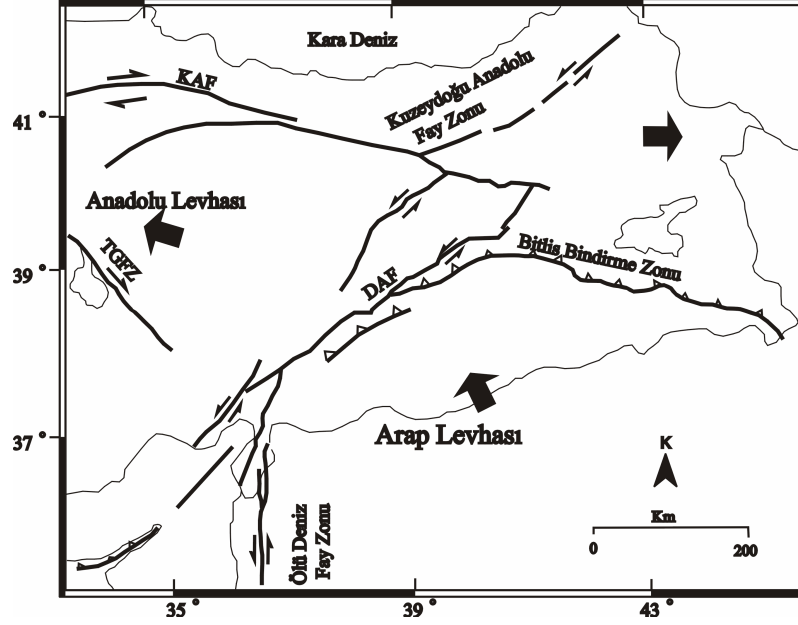
### 1.1. Bölgenin Genel Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

Van gölü coğrafi özellikler bakımından bir iç deniz karakterindedir. Yaklaşık 3600 km<sup>2</sup> lik bir alan ve 607 km<sup>3</sup> lük bir su hacmi ile dünyanın dördüncü büyük kapalı gölüdür. Jeolojik olarak dört ana birim tarafından çevrelenmiştir. Güneyde metaforfikler ile kireçtaşı ve killi şistler, doğuda denizel, karasal ve kimyasal çökeller, kuzeyde ve batıda ise volkanikler yer alır. Volkanikler Nemrut Dağı güneyinden başlayarak Süphan Dağı üzerinden Ağrı Dağı' na kadar geniş bir yayılım gösterirler. Çalışma bölgesinin sadeleştirilmiş jeolojik haritası ve bölgenin Türkiye tektoniği içerisindeki konumu Şekil 1.1 ve Şekil 1.2 de gösterilmiştir. Van gölünün oluşumu Nemrut Dağı volkanizması ile başlamıştır. Yaklaşık 100 bin yıl önce şimdiki Van gölü ortasından, doğudan batıya akan bir nehrin Nemrut dağı volkanizması ile barajlanarak gölleşme başlamıştır. Daha sonra Nemrut ve Süphan dağının volkanik faaliyetleri ile gölleşme alanının tabanı çökmüştür. Çökme günümüzde halen yılda birkaç mm olarak devam etmektedir (Degens ve Kurtman, 1978).

Uzay fotoğraflarından Van gölü civarında yer kabuğunda derin kırıkların varlığı belirlenmiştir. Bunların daha çok KKB-GGD doğrultulu olarak kuzeyden ve güneyden göl kıyısına kadar uzandıkları izlenebilmektedir ve muhtemelen göl içerisinde devamlılıklarının olabileceği söylenmektedir. Yine uzay fotoğraflarından Kuzey Anadolu fayının uzanımı Karlıova' dan Adilcevaz' a kadar ve gölün doğusunda ise Van'dan Başkale'ye kadar uzandığı izlenebilmektedir. Bu da Kuzey Anadolu fayının Van gölünü kestiğini işaret etmektedir, ancak burada yanıl atımı işaret eden hiçbir belirti yoktur. Diğer bir konu da Van gölünün güneyinde Doğu-Batı uzanlı bir fayın sismik olarak aktif olduğu ve yer kabuğu çekilmesinin meydana geldiği Bitlis-Zagros yitim zonu ile olabileceğidir (Degens ve Kurtman, 1978).



Şekil 1.1 a) Çalışma sahasının lokasyonu, b) bölgenin genel jeolojik birimleri (MTA 1:500 000 lik haritadan sadeleştirilmiştir)



Şekil 1.2. Doğu Anadolu genel tektonik haritası (Barka ve Kandisky-Cade, 1988' den çizilmiştir)

Doğu Anadolu'da, Orta Miyosende başlayan neotektonik rejim, bölgenin jeolojik gelişimini önemli ölçüde etkilemiştir. Sıkışma tektonik rejimi ile karakterize olan Doğu Anadolu'da, neotektonik dönem boyunca kıvrımlar, bindirmeler, doğrultu atımlı faylar ve açılma çatlakları gelişmiştir. Bu yapılar, Doğu Anadolu'nun kabaca K-G yönünde daralıp, D-B yönünde uzanmasına, kıta kabuğunun kalınlaşmasına ve bölgenin yükselmesine neden olmuştur. Bu evrim, Bitlis kenet kuşağında, Neo-Tetis'in kapanmasına bağlı olarak gelişen kıta-kıta çarpışmasının sonucudur. Bölgede neotektonik dönem boyunca D-B uzanımlı ve senklinallere karşılık gelen havzalar ile antiklinallere karşılık gelen sırtlar gelişmiştir. Kıta kabuğunun evrimine bağlı olarak bölgenin genç volkanizması da değişiklikler sergilemiştir. Volkanlar çoğunlukla açılma çatlaklarını kendilerine çıkış yolu olarak seçmiştir.

Bölgenin jeolojik evriminde dört yapısal dönem ayırt edilebilmektedir (Şaroğlu ve Güner, 1981; Şaroğlu ve Yılmaz, 1984). Bunlar yaşlıdan gence doğru şöyle sıralanabilir: Birinci dönemi bölgenin en yaşlı kaya topluluğu olan metamorfik kayalar belirler. Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlıdır (Boray, 1975; Perinçek, 1980; Perinçek ve Özkaya, 1981; Yılmaz ve diğerleri, 1981; Göncüoğlu ve Turhan, 1983; Çağlayan ve diğ., 1983). İkinci dönem kayaları ofiyolitik melanjdan oluşmaktadır. Bu topluluk birinci dönem kayalar üzerine Üst Kretasede tektonik dokanakla yerleşmiştir (Demirtaşlı ve Pisoni, 1965; Ketin, 1977; Yılmaz ve diğ., 1981). Üçüncü dönem kayaları alttaki kaya topluluklarını uyumsuz olarak örten bir çökel istifi olup, Eosen- Alt Miyosen yaşlıdır. Üst Miyosende başlayıp günümüze kadar devam eden dördüncü dönem kayaları ise karasal ortamlarda gelişmiş çökellerle temsil edilen, etkin tektonik ve volkanizma ile karakterize edilen bir istiftir. Alttaki birimler üstünde uyumsuzlukla yer alan bu dönem kayalarında, stratigrafik boşluk ve aşınmalar bulunmaktadır (Yılmaz ve diğ., 1985). Bu topluluk, neotektonik dönemin bir ürünüdür.

Doğu Anadolu'da paleotektonik döneminin en son çökelleri Alt Miyosen yaşlıdır ve bunlar bölgenin son denizel birimlerini temsil eder. Bölgede, Alt-Orta Miyosen yaşlı çökel kayalarla yaşıt volkanik kayalar da bulunmaktadır. Bunlar başlıca lav ve piroklastik kayalardan oluşmaktadır. Volkanitler içerisinde bazalt, trakit, andezit ve

piroklastik kayalar en yaygındır. Bunlar çoğunlukla Alt-Miyosen yaşlıdır. Alt-Miyosen yaşlı volkanitler bölge çapında ayırt edilemediklerinden, ayrıntılı incelenmeleri de henüz yapılamamıştır. Buna rağmen rejyonel verilerin ışığında bu volkanitlerin adayayı türünde bir volkanizmaya ait oldukları sanılmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Alt-Miyosen volkanizmasının genel gidişleri ve yayılımları ile onları kesen ve neotektonik döneme ait olan fayların uzanımları birbirlerine uymamaktadır. Bu dolaylı veriler de volkanizmanın neotektonik dönemden önce yüzeleştiğinin kanıtıdır. Alt-Miyosen yaşlı kayaların denizel olmasına karşılık, Üst Miyosen birimler karasal fasiyestedir. Ayrıca bu dönem volkanik kayalar da alttakilerden farklıdır. Pliyosende gelişen volkanlar bazalt, andezit veya trakiandezit türünde akıntılar çıkarmıştır. Bunlar, alttaki birimler üzerinde diskordan olarak yer alırlar. Pleyistosen'de Doğu Anadolu'da karasal fasiyeste birimler gelişmiş olup, bunlar çoğunlukla göl veya akarsu birikimleridir. Holosen yaşlı birimler ise günümüz akarsu ve göllerin çökelleri ile temsil edilir. Alt-Miyosen sonunda Doğu Anadolu'da peneplene yakın bir paleomorfoloji gelişmiştir. Orta-Miyosende bölge K-G kompresif bir tektonizmanın etkisi altında sıkışmaya başlayınca kıvrım ve kırıklar kazanarak topoğrafya hızla dalgalanmaya ve değişmeye başlamıştır. Buna bağlı olarak rejyonel bir yükselme meydana gelmiştir. Bu yükselme nedeniyle deniz bölgeden çekilmeye başlamıştır. Hafif dalgalanmalara bağlı olarak gelişen sırtlar birbirinden ayrı havzaların belirlenmesine yol açmıştır (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986).

## **1.2. Bölgedeki Önceki Jeofizik Çalışmalar ve Sonuçları**

Van gölünde jeofizik araştırmalar 1974 yılında Erek isimli gemi ile gölde belli hatlar boyunca sismik ve manyetik ölçümler almak suretiyle başlamıştır. Göl civarında karada yapılan jeofizik çalışmalar ise çok eskidir. Petrol ve maden aramalarına yönelik birçok çalışma vardır. Ancak bilinen en eski çalışma Nemrut dağı kuzeyi ve batısında 1958 yılında yapılan gravite etüdüdür.

Gemide yapılan çalışmalar ile alınan mağnetik belirtilerin desteklenmesi için, 1975 yılında uçakla 7 hat boyunca havadan mağnetik ölçümler alınmıştır. 1978-1979 yıllarında ise Van gölü ve güneyinde olası petrol yapılarının belirlenmesi amacıyla 650 m yükseklikten 1 km aralıklı hatlarla havadan uçakla mağnetik çalışma MTA tarafından yapılmıştır.

Van Gölü ve çevresinde yapılan çalışmalarda Van Gölü içindeki sığ sismik uygulaması göl tabanındaki derin çukurlaşmaların dik kırıklarla sınırlandırıldığı, Tatvan önlerinde en derin çukurlaşma havzasının sürekli ve derece derece çökme gösterdiği belirtilmiştir. Bölge tektoniğine uygun olarak gelişmiş kıvrımların ise Kuzey-Güney bir sıkışmaya işaret etmekte olduğu söylenmiştir. Bu belkide Zagros yitim zonunun göl içindeki etkilerini göstermekte olduğu düşünölmüştür (Degens ve Kurtman, 1978).

Göl içi ve civarındaki mağnetik verilerden göl tabanının Tatvan önlerinde derinleştiiği ve doğuya doğru sığlaştiiği belirlenebilmiştir. Gölün batı ve kuzeyindeki volkaniklerin anomalilerinden bu volkaniklerin gölün içine doğru uzanmadığı anlaşılmıştır. Gölün güneydoğusundaki aşağı yukarı Gevaş merkezli, şiddetli ve geniş mağnetik belirti mknatıslanma şiddeti yüksek, masa tipi, 1.5 km derindeki iç püskürük bir kütleinin varlığını işaret etmekte olduğu yorumu yapılmıştır..

Van gölünün batısında ve kuzeyindeki gravimetrik çalışmalar ise göl oluşumu ile ilgili kuramı destekler niteliktedir. Tatvan'dan Muş kuzeyine doğru uzanan düşük gravite değerleri göl oluşumundan önce doğudan batıya akan bir nehrin (bu Karasu nehrinin doğuya devamı olabilir), derin çökel havzasının Tatvan'dan başladığını göstermekte olduğu sonucuna varılmıştır (Degens ve Kurtman, 1978).

Daha genel anlamda Doğu Anadolu çarpışma zonu ile ilgili çarpışmanın şekli, litosferin yapısı ve litosfer-astenosfer ilişkisi gibi konulara ETSE projesi kapsamında sismolojik veriler kullanılarak jeofizik yöntemler ile cevap aranmaya çalışılmıştır (Sandvol, Türkelli ve Barazangi, 2003). Bu konuyla ilgili en güncel çalışmalardan birisi Keskin (2003) tarafından yapılmıştır. Buna göre Doğu Anadolu'da Bitlis-

Pötürge Masifi boyunca dalan litosfer manto içerisinde dalım açısının artmasıyla kopmakta, daha sonra yığışım prizmasına doğru yükselen astenosferik manto çarpışma zonunda bölgesel yükselmeye neden olmaktadır. Daha sığ kesimlere yükselen sıcak astenosferik mantoda, hem dalan levha etkisi hem de adiyabatik yükselmeye bağlı olarak basınç azalmasıyla daha fazla ergime ve mağma üretimi olmakta ve bu etki Doğu Anadolu'da yaygın volkanizma faaliyetlerine neden olmaktadır.

Şekil 1.3'te verilen sismotektonik haritada görüldüğü gibi depremlerin yerel dağılımları incelendiğinde, çalışma alanının GD Anadolu bindirme zonu üzerinde yer aldığı ve bu tektonik yapıyla uyumlu şekilde yoğunlaştığı görülmektedir. Zagros kuşağında oluşan depremlerin çoğunun bölgesel tektoniğe uygun şekilde KD-GB yönünde sıkışmayı yansıtan ters faylanma türünden mekanizmalara sahip oldukları görülmektedir (Canitez, 1969; Nowroozi, 1972; McKenzie, 1972; Eyidoğan, 1983).

Doğu Anadolu'yu da içine alan çalışmalar Doğu Anadolu 'da Sn dalga yayılımının zayıf olduğunu göstermektedir (Kadinsky-Cade ve diğ., 1981; Sandvol ve diğ., 2001; Gök ve diğ., 2000, 2003). Sn dalga yayılımındaki bu güçlü azalmanın bölgedeki sıcak ve ince litosferik mantonun varlığının iyi bir göstergesidir (Gök ve diğ., 2003).

Doğu Anadolu ile ilgili kabuk modellerinin çoğu sismolojik çalışmalardan elde edilen büyük ölçekli hız modellerine dayanmaktadır (Al-Lazki ve diğ., 2003; Zor ve diğ., 2003; Aktar ve diğ., 2004; Kaypak ve Eyidoğan, 2005). ETSE projesi kapsamında yirmi dokuz broadband istasyon kayıtları kullanılarak alıcı fonksiyon analizi yöntemi ile Doğu Anadolu'nun kabuk yapısı araştırılmıştır (Zor ve diğ., 2003). Söz konusu çalışmada Doğu Anadolu'nun tümü için ortalama 45 km kabuk kalınlığı ve 3.7 km/sn lik bir ortalama kabuk makaslama hızı elde edilmiştir.





## 2. MATERYAL ve YÖNTEM

### 2.1. Havadan Mağnetik Etüdler

Yer içi derinliklerinde bulunan yapıların yeryüzünden jeofizik yöntemlerle araştırılması pahalı olup zaman gerektirir. Bu nedenle araştırmaların çabuk ve kısa sürede yapılabilmesi için bazı jeofizik etüdler havadan uçakla yapılmaktadır. Bu şekilde yapılan başlıca yöntemler mağnetik ve elektromağnetik yöntemlerdir. Havadan mağnetik prospeksiyon çoğu kez bir ön etüd amacına yöneliktir. Havadan yapılan etüdler bir çeşit yukarı doğru analitik uzanım işlemidir. Havadan mağnetik (aeromağnetik) anomalilerde sığ yapıların etkisi pek gözlenmez. Bunlar genellikle derinlerde bulunan temel kayanın etkilerini yansıtırlar.

Uçaklarda genellikle ölçü aleti olarak toplam alan ölçen proton veya optik pompaj mağnetometreleri kullanılır. Mağnetometre uçağın kuyruğuna monte edilir. Ancak bu sistemde uçaktan kaynaklanacak etkiler ölçülerin duyarlılığında kuşku yaratacak etkenlerdir. Bunları gidermek için mağnetometreler uçağa özel bir düzenele bağlanır. Kuş (bird) adı verilen alıcı 30-150 m' lik bir kablo ile uçaktan sarkıtılır (Kenar, 1998).

Uçuş yüksekliği ve profil aralığı amaca uygun olarak saptanır. Maden arama amaçlı çalışmalarda uçuş yüksekliği 150 m ve profil aralığı 500 m civarında seçilebilir. Eğer etüd rejyonal amaçlı ise, uçuş yüksekliği 700-1000 metre ve profil aralığı da 1-2 km arasında olabilir. Hava etüdlerinin en önemli sorunlarından biri uçuş yönünün belirlenmesidir. Yön planlaması yapılırken dikkat edilmesi gereken önemli nokta uçuşların mağnetik trende dik olarak yapılabilmesidir. Diğer önemli sorunlardan bir tanesi de uçağın lokasyonunun saptanmasıdır. Bu işlem ise fotoğraf çekme yada radyo aracılığı ile elektronik lokasyon tespit etme şeklinde yapılır (Akçığ ve Pınar, 1994).

Ölçüler mağnetik şeritler üzerine veya bilgisayar belleğine belirli zaman aralıklarıyla sayısal olarak kaydedilir. Ölçüler alınırken ayrıca ölçü noktalarının koordinatları ve

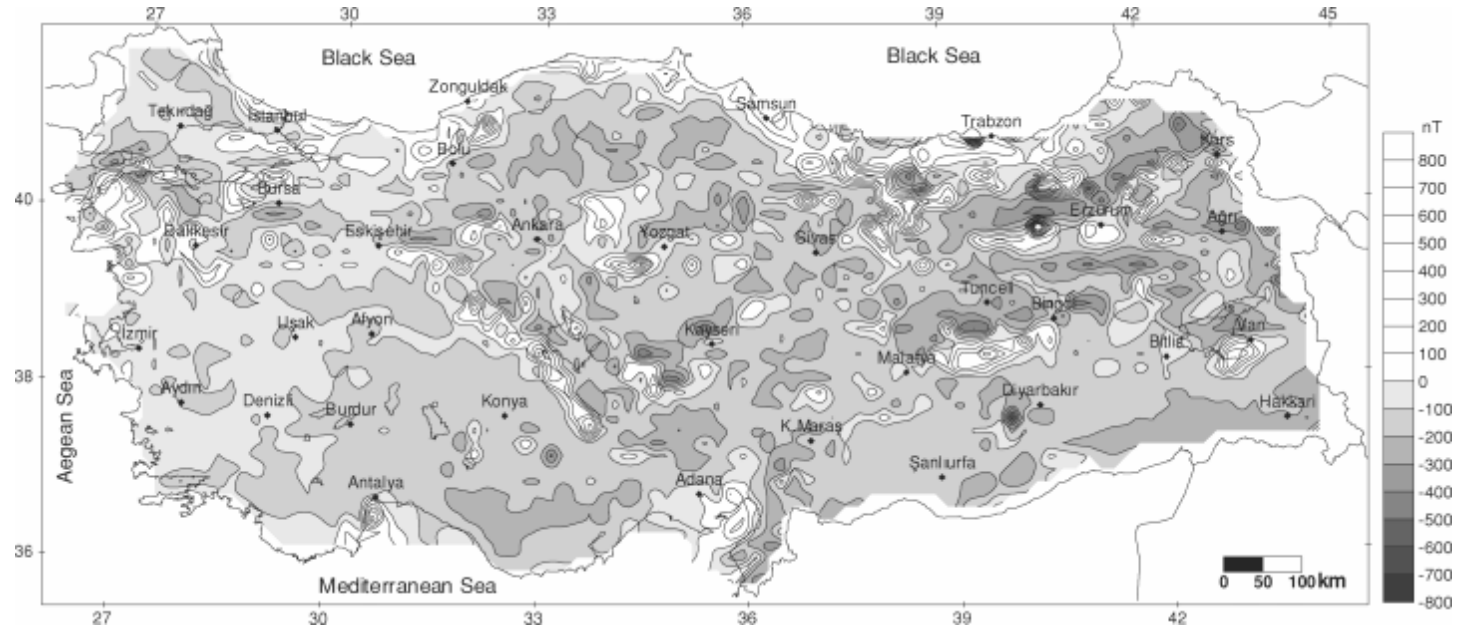
zaman da kaydedilmelidir. Havadan mağnetik ölçüler kısa zamanda alındığından yer mağnetik alanın değişimlerinin etkisi, en aza indirgenmiş olmaktadır (Kenar, 1998).

### **2.1.1. Türkiye' de havadan mağnetik etüdlere**

Türkiye'de aeromağnetik etüdlere ilk olarak 1960 yılında başlanmıştır. Bu tarihte Canadian Aero Service isimli bir Kanada şirketi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) adına batı, orta ve doğu Anadolu'nun bazı yörelerine demir aramaları amacıyla uçuşlara başlamış ve etüdlerini 1961 yılında tamamlamıştır (Hutchison ve diğ., 1962, Aydın ve Karat.,1995). Bu etüdlere proton mağnetometresi ve sintilometre kullanılmıştır. 1966 yılında MTA'nın oluşturduğu bir ekip doğu, orta ve batı Anadolu'da demir arama amaçlı etüdlerini sürdürürken, diğer taraftan da petrol ve jeotermal enerjiye yönelik havadan mağnetik etüdlere devam etmiştir. 1978 yılında bir proje olarak ortaya çıkan Türkiye Aeromağnetik Haritalarının Hazırlanması çalışması, 1989 yılı uçuşları ile tamamlanmıştır (Aydın, ve Karat, 1995). Söz konusu projede, uçuşlar nominal 2000 feet yükseklikten yapılmış ve önceki yılların başka amaçlarla yapılan 2000 feet yükseklikli uçuş verilerinden de yararlanılmıştır (Karat ve Metin, 1992).

Türkiye Aeromağnetik Haritalarının hazırlanmasına yönelik etüdlere, uçuş profilleri, jeolojik ve tektonik gidişleri olabildiğince dik kesecek şekilde ve çoğu kez, Kuzey-Güney yönlü seçilmiştir. Uçuş hatları arasındaki mesafeler beklenen maden, jeotermal veya diğer potansiyel kaynaklara bağlı olarak 1 ile 5 km arasında seçilmiştir. Toplam mağnetik alan şiddetinin ölçüldüğü havadan etüdlere, proton mağnetometresi kullanılmış ve kayıtlar, bir saniye zaman aralığı ile analog olarak alınmıştır. Bu analog kayıtların topoğrafik haritalar üzerindeki izdüşümleri sayısallaştırılarak, 1/100 000, 1/500 000 ve 1/2 000 000 ölçekli mağnetik haritalar hazırlanmıştır. Yıllık değişimler, bir önceki yılın aynı profilinde aynı yükseklikten uçularak bulunan mağnetik değerler ortalamasının bir önceki yılın ortalamasından çıkartılarak bulunmuştur. Günlük değişimler için, uçuşu yapılan bölgede kurulan baz istasyonunda sürekli kayıtlar alınmıştır. Etüdün belli bir gününün belli bir saati baz alınarak, yer istasyonunun bu saatte ölçülen mağnetik değerlerinden sapmalar, uçaktan ölçülen mağnetik değerlere uygulanan günlük değişim düzeltmesi miktarları

olmuştur. Uçuş yönüne bağlı mağnetik değişimler ise, etüd öncesi mağnetik olarak sakın bir nokta üzerinde sekiz değişik yönde uçularak kaydedilen ölçümler ortalamasının, etüd profilleri yönü olarak seçilen yönde kaydedilen değerlerden çıkartılmasıyla bulunmuştur. Bu fark, tüm etüd verisinden çıkartılmış veya ilave edilmiştir. Son olarak 1982.5 yılına ait IGRF değerlerinin verilerden uzaklaştırılmasıyla Türkiye Aeromağnetik Haritası elde edilmiştir (Aydın ve Karat, 1995) (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Türkiye Aeromağnetik Haritası (Aydın ve diğ., 2005)

## **2.2. Mağnetik Yöntemlerde Modelleme**

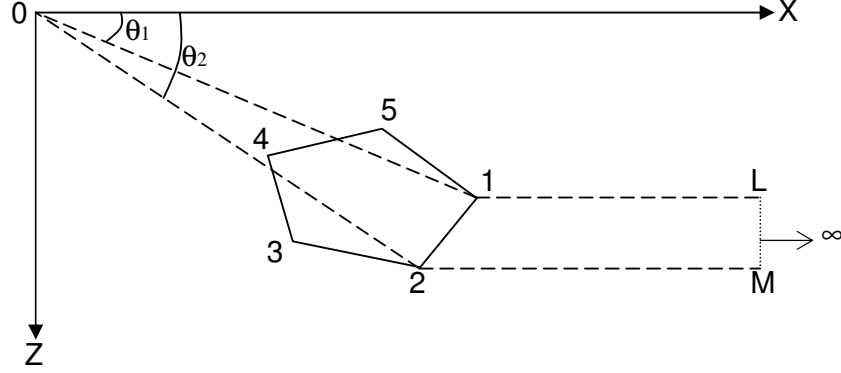
Jeofizik araştırmaların önemli bir bölümü yer altı olası yapılarının modellenmesine yöneliktir. Önerilen bir yer altı modelinin uygulanan yönteme vereceği belirtinin hesaplanmasına düz modelleme, gözlemsel veriye neden olan olası yer altı yapısının belirlenmesi işlemine ise ters modelleme işlemi denir. Gelişigüzel yer altı yapılarının modellenmesi için sonsuz sayıda parametreye gereksinim duyulur. Sonsuz sayıda parametrenin belirlenebilmesi olanak dışı olduğundan, düzgün geometriye sahip model elemanlar kullanılarak yer altı yapıları idealleştirilmeye çalışılır (Aydoğan, 2003).

### **2.2.1. Basit geometrik Şekillere sahip cisimlerin modellenmesi**

Basit geometrik Şekillere sahip olan cisimlerin mağnetik anomalilerinin modellemeleriyle ilgili çalışmalar jeofiziğin çok eski yıllarına dayanmaktadır. Bunların önemli bir kısmını klasik uygulamalı jeofizik kitaplarında bulmak olanaklıdır. Bunlar arasında Nettleton (1940); Grant ve West (1965); Parasnis (1966); Ergin (1981); Akçığ ve Pınar (1994); Canıtez (1997) sayılabilir. Geliştirilen çeşitli modeller içinde tüm yer yapılarını modelleme olanağı vermesi nedeniyle en yaygın olarak kullanılan poligon yöntemidir (Kenar, 1998).

### **2.2.2. Belirli geometrik Şekli olmayan cisimlerin modellenmesi**

Poligonal kesitli iki boyutlu yer altı yapılarının mağnetik anomalilerinin hesaplanabilmesine yönelik elverişli bir yöntem Talwani ve Heirtzler (1964) tarafından ileri sürülmüştür. Bu yönteme göre 1-2-3-4-5 köşe koordinatlarına sahip (Şekil 2.2) poligonal kesitli bir cismin neden olacağı mağnetik anomalinin 1-L-M-2 gibi prizmatik bir yapının anomalisinin bulunması ve bu işlemin tüm kenarlar için sürdürülmesi ve cebirsel olarak toplanması ile bulunabilir.



Şekil 2.2. Poligonal kesite sahip iki boyutlu yer altı modeli (Johnson, 1969' dan çizilmiştir)

Buna göre yapının bir kenarından başlayarak saat yönünde işlemlerin sürdürülmesiyle düşey alan  $V$  ve yatay alan  $H$ ,

$$V = 2(J_x Qsum - J_z Psum), \quad (2.1)$$

$$H = 2(J_x Psum + J_z Qsum), \quad (2.2)$$

olarak bulunur. Burada

$$Qsum = \sum_{i=1}^{N-1} \left[ \frac{(Z_{i+1} - Z_i)(X_i - X_{i+1})}{(Z_{i+1} - Z_i)^2 + (X_i - X_{i+1})^2} \cdot (\theta_i - \theta_{i+1}) - \frac{(Z_{i+1} - Z_i)^2}{(Z_{i+1} - Z_i)^2 + (X_i - X_{i+1})^2} \cdot \log \left( \frac{\sqrt{X_{i+1}^2 + Z_{i+1}^2}}{\sqrt{X_i^2 + Z_i^2}} \right) \right], \quad (2.3)$$

$$Psum = \sum_{i=1}^{N-1} \left[ \frac{(Z_{i+1} - Z_i)^2}{(Z_{i+1} - Z_i)^2 + (X_i - X_{i+1})^2} \cdot (\theta_i - \theta_{i+1}) + \frac{(Z_{i+1} - Z_i)(X_i - X_{i+1})}{(Z_{i+1} - Z_i)^2 + (X_i - X_{i+1})^2} \cdot \log \left( \frac{\sqrt{X_{i+1}^2 + Z_{i+1}^2}}{\sqrt{X_i^2 + Z_i^2}} \right) \right] \quad (2.4)$$

olarak tanımlanır.

$J_x$  ve  $J_z$  değişkenleri  $J$  mağnetizasyon Şiddeti vektörünün  $x$  ve  $z$  yönündeki yatay ve düşey bileşenleridir. Kapalı bir poligon oluşturulması için ilk köşe koordinatının tekrarlanması nedeniyle  $N$  yapının köşe koordinatlarının  $(X_i, Z_i)$  sayısından bir fazlasını simgelemektedir.

Toplam alan Şiddeti  $T$  ise,

$$T = V \cdot \sin I + H \cdot \cos I \cdot \cos(C - D) \quad (2.5)$$

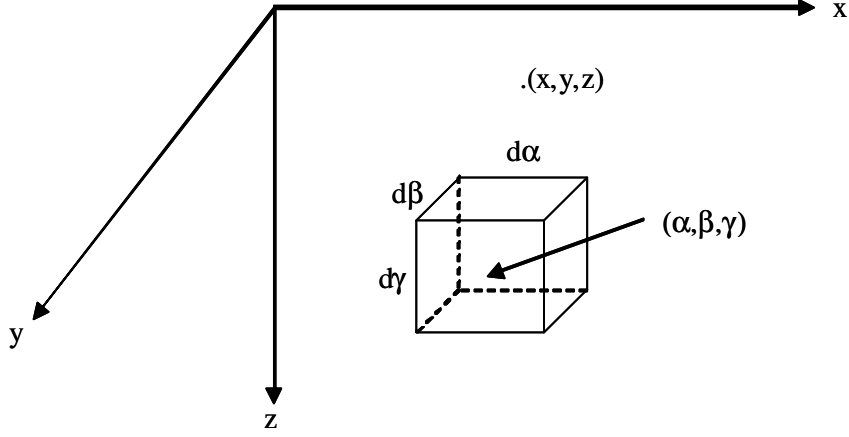
bağıntısı yardımıyla bulunabilir. Burada;

$I$ : yermağnetik alanı meyil açısı,  $D$ : yermağnetik alanı sapma açısı,  $C$ :  $x$  ekseninin yani profilin saat yönüne göre coğrafi kuzeyle yaptığı açığı simgelemektedir.

### 2.2.3. Prizmatik bir yapının mağnetik anomalisi

Mağnetik anomalilere neden olan yer altı yapılarının konum ve Őekillerinin belirlenmesinde ters çözüm, yani model kaynaklara ait anomalilerin teorik olarak hesaplanabilmesi önemli bir yer teşkil etmektedir. Bu amaçla bir çok bilim adamı, nokta kutup, çizgisel kutuplar, nokta dipol ve çizgisel dipoller (Henderson ve Zietz, 1948; Smellie, 1956), prizmatik Őekilli yapılar (Vacquier ve diğ., 1951; Hughson, 1962) gibi farklı kaynak modeller kullanarak değerlendirme yöntemleri geliştirmişlerdir. Bhattacharyya (1964) tarafından blok türü yapıların havadan mağnetik veriler ile değerlendirilmesinde Vacquier ve diğ. (1951)' nin önermiş olduğu yöntemin daha kapsamlı olduğu vurgulanmıştır.

Üst yüzeyinin derinliği  $h$ , düşey yönde sonsuza uzanan ve polarizasyon vektörünün yönü yer mağnetik alan vektörünün yönüyle bir  $\theta$  açısı yapan prizmatik bir yapının mağnetik anomalisi, Şekil (2.3) deki gibi bir hacim elemanın oluşturacağı mağnetik alandan hareketle bulunabilir.



Şekil 2.3. Prizmatik bir yapının hacim elemanı ve koordinat sistemi (Bhattacharyya, 1964)

Buna göre böyle bir hacim elemanının oluşturacağı mağnetik alan

$$dF = I_p \frac{\partial^2}{\partial s \partial t} \left( \frac{1}{r} \right) d\alpha d\beta d\gamma \quad (2.6)$$

ile bulunur. Burada;  $I_p$ : polarizasyon,  $\partial s$ : polarizasyon vektörü yönünde bir uzunluk elemanı,  $\partial t$ : yer mağnetik alanı yönünde bir element olarak tanımlanır.  $L, M$  ve  $N$  yapı mağnetizasyon vektörünün,  $l, m$  ve  $n$  yermağnetik alan vektörünün doğrultman kosinüsleri olmak üzere  $(x, y, z)$  koordinatlarında bir gözlem noktası için,

$$\frac{\partial}{\partial s} = l \frac{\partial}{\partial x} + m \frac{\partial}{\partial y} + n \frac{\partial}{\partial z}, \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} = L \frac{\partial}{\partial x} + M \frac{\partial}{\partial y} + N \frac{\partial}{\partial z}, \quad (2.8)$$

ve

$$r^2 = (\alpha - x)^2 + (\beta - y)^2 + (\gamma - z)^2 \quad (2.9)$$

olarak tanımlanır. (2.7), (2.8) ve (2.9) bağıntıları yardımıyla (2.6) bağıntısı,

$$dF = I_p \left[ -\frac{1}{r^3} \cos \theta + \frac{3}{r^5} \left\{ lL(\alpha - x)^2 + mM(\beta - y)^2 + nN(\gamma - z)^2 + \alpha_{12}(\alpha - x)(\beta - y) + \alpha_{13}(\alpha - x)(\gamma - z) + \alpha_{23}(\beta - y)(\gamma - z) \right\} \right] d\alpha d\beta d\gamma \quad (2.10)$$



olarak yazılabilir. Burada;

$$\alpha_{12} = Lm + Ml, \quad \alpha_{13} = Ln + Nl, \quad \text{ve} \quad \alpha_{23} = Mn + Nm \quad (2.11)$$

dır.

(2.10) bağıntısının  $\chi$  'ya göre integralinin alınmasıyla

$$\begin{aligned} F(x, y, z) = I_p \iint \left[ -\frac{\cos \theta}{\alpha^2} \left( 1 - \frac{h-z}{r_0} \right) + \frac{Nn}{a^2} \left\{ 1 - \frac{(h-z)^3}{r_0^3} \right\} + \frac{\alpha_{13}\alpha_1 + \alpha_{23}\beta_1}{r_0^3} \right. \\ \left. + \frac{3}{\alpha^4} (lL\alpha_1^2 + mM\beta_1^2 + \alpha_{12}\alpha_1\beta_1) \cdot \left\{ \frac{2}{3} - \frac{(h-z)^3}{r_0} + \frac{(h-z)^3}{3r_0^3} \right\} \right] \cdot d\alpha_1 d\beta_1 \quad (2.12) \end{aligned}$$

hacim integrali bir yüzey integrale indirgenmiş olur. Burada;

$$\begin{aligned} \cos \theta = lL + mM + nN, \quad \alpha_1 = \alpha - x, \quad \beta_1 = \beta - y, \quad \alpha^2 = \alpha_1^2 + \beta_1^2, \\ r_0^2 = \alpha_1^2 + \beta_1^2 + (h-z)^2 \end{aligned}$$

olarak tanımlanır.

z=0 için (2.12) bağıntısını  $\alpha_1$  e göre integralinin alınmasıyla

$$F(x, y, 0) = I_p \int f(\beta_1) d\beta_1 \quad (2.13)$$

elde edilir. Burada;

$$\begin{aligned} f(\beta_1) = \frac{\alpha_{23}\alpha_1\beta_1}{p^2 r_0} - \frac{\alpha_{13}}{r_0} - \frac{\alpha_{12}\beta_1}{\alpha^2} \left( 1 - \frac{h}{r_0} \right) - \frac{lL\alpha_1}{\alpha^2} \left( 1 - \frac{h}{r_0} \right) \\ + mM\alpha_1 \left[ \frac{1}{\alpha^2} - \frac{h}{r_0} \left( \frac{1}{\alpha^2} + \frac{1}{p^2} \right) \right] + \frac{Nn\alpha_1 h}{p^2 r_0}, \quad (2.14) \end{aligned}$$

$p^2 = h^2 + \beta_1^2$  ve  $r_0^2 = p^2 + \alpha_1^2$  olarak verilir. Son olarak (2.13) bağıntısının  $\beta_1$  e göre integrale edilmesiyle

$$\begin{aligned} \frac{F(x, y, z)}{I_p} = \left[ \frac{\alpha_{23}}{2} \log \left( \frac{r_0 - \alpha_1}{r_0 + \alpha_1} \right) + \frac{\alpha_{13}}{2} \log \left( \frac{r_0 - \beta_1}{r_0 + \beta_1} \right) - \alpha_{12} \log(r_0 + h) \right. \\ \left. - lL \tan^{-1} \left( \frac{\alpha_1 \beta_1}{\alpha_1^2 + r_0 h + h^2} \right) - mM \tan^{-1} \left( \frac{\alpha_1 \beta_1}{r_0^2 + r_0 h - \alpha_1^2} \right) \right. \\ \left. + nN \tan^{-1} \left( \frac{\alpha_{11} \beta_1}{r_0 h} \right) \right] \Bigg|_{\alpha}^{\beta} \Bigg|_{\beta}^{\alpha} \quad (2.15) \end{aligned}$$

alt yüzeyi sonsuza uzandığı varsayılan prizmatik bir modelin yeryüzünde vereceği mağnetik anomalinin bağıntısı elde edilir. Burada;  $au$  ve  $\beta u$  söz konusu prizmanın koordinat eksenine göre uzak köşe koordinatlarını ve  $al$  ve  $\beta l$  ise yakın köşe koordinatlarını göstermektedir.

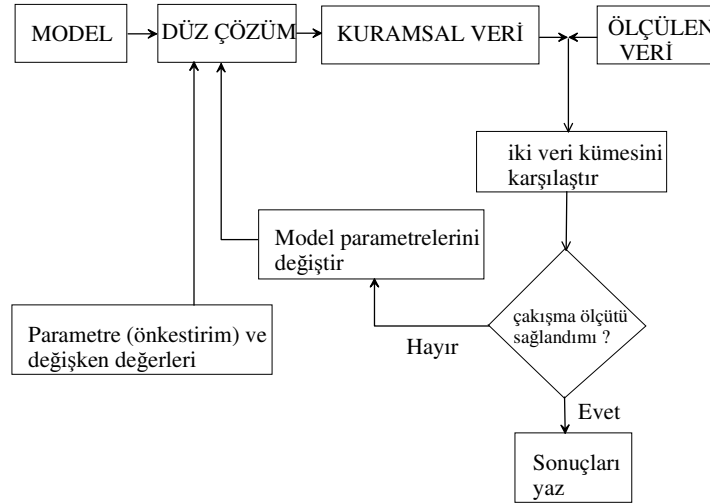
### 2.3. Ters Çözüm

Jeofizik yöntemlerinin hemen hemen tümü yer altı yapılarının özelliklerini kuramsal olarak bulmaya yöneliktir. Bilgisayar teknolojisindeki gelişmeyle birlikte jeofizik biliminde önemli değişiklikler meydana gelmiştir. Bu gelişme, birçok parametre içeren iki ve üç boyutlu modellerin kuramsal yanıtlarının kısa sürelerde hesaplanabilmesini sağlamıştır. Modellerin kuramsal yanıtlarının bulunması işlemi ‘düz çözüm’ ve üretilen veri ‘kuramsal veri’ olarak adlandırılır. Ters çözüm işleminde ise ölçülen veri ile belirli bir ölçüt çerçevesinde çakışan kuramsal veriyi üretecek modelin aranmasıdır. Yetmişli yıllarda bu arama işlemi bilgisayar başında deneme-yanılma yöntemi ile yorumcu tarafından gerçekleştirilmeye çalışılırken günümüzde çeşitli algoritmalar bu görevi üstlenmiş durumdadır. Ticari veya bilimsel amaçlı olarak geliştirilen jeofizik yazılımlarının hemen hemen tümü ters-çözüm teknikleri üzerine temellendirilmiştir (Başokur, 2002).

#### 2.3.1. Ters çözüm probleminin tanımı

Ölçülen veriden parametre değerlerinin hesaplanması ‘ters çözüm’ olarak adlandırılır. Ters çözüm, veri-parametre ilişkisine bağlı olarak, doğrusal ve doğrusal olmayan problemler olmak üzere iki türe ayrılır. Eğer veri ve parametre arasındaki ilişki bir dizey denklemi ile ifade edilebiliyor ise, problem doğrusaldır (lineer) ve parametreler, ölçülen veriden dizey işlemleri ile hesaplanabilir. Veri ve parametreler arasındaki ilişki dizey denklemleri ile ifade edilemiyorsa, problem doğrusal değildir ve parametreleri çözmek için birçok kez model yanıtın hesaplanması gerekir. Şekil 2.4’de doğrusal olmayan problemler için yer altı parametrelerinin çözümünde kullanılan strateji ve kavramlar görölmektedir. Bu durumda ters çözüm yöntemi, ölçülen veri ile kuramsal veri arasında (önceden belirlenen bir ölçüt çerçevesinde) çakışma sağlayan parametrelerin bulunması esasına dayanır. Doğrusal olmayan ters

çözüm işleminde, model parametrelerinin sayısal değerleri için bir ön-kestirim yorumcu tarafından sağlanır. Bu ön-kestirime karşılık gelen kuramsal veri hesaplanarak, ölçülen veri ile karşılaştırılır. Daha sonra, ölçülen ve kuramsal verinin çakışma derecesini arttırmak amacıyla parametreler yenilenir. Bu işlem, iki veri kümesi arasında yeterli çakışma elde edilinceye kadar yinelenir. Çözüm, yorumcunun bilgisayar ekranında görsel yol ile birçok parametre değerini sınaması ve ölçülen veri ile kuramsal verinin çakıştığına kişisel olarak karar vermesi biçiminde gerçekleştirilir ise bu yöntem ‘deneme yanılma’ (trial-and-error) olarak adlandırılır. Günümüzdeki ters-çözüm uygulamalarında, parametre değerlerinin değiştirilmesi ve çakışmanın oluştuğuna karar verilmesi gibi işlemler bilgisayar algoritmaları tarafından gerçekleştirilmektedir. Model yanıtı ile ölçülen veri arasındaki farkları en aza indirmek için yapılan yineleme işlemlerinin sayısı, ön-kestirim değerlerinin doğruya yakınlığı ve verinin gürültü içeriği ile ilişkilidir (Başokur, 2002).



Şekil 2.4. Nicel yorumlamanın şematik gösterimi (Başokur, 2002)

### 2.3.2. Kuramsal ters çözüm ilkesi

Jeofizikte genellikle gözlemsel verilerden yararlanılarak olası yer altı yapısı modellenmeye çalışılır. Seçilen model parametre değerlerinin tasarlanan model fonksiyonunda yerine konulması sonucu elde edilen tepki (kuramsal anomali) ile gözlemsel veri arasında uyumdan olası yer altı modeli parametre değerlerinin hesaplanmasında ters çözüm yöntemlerinden yararlanır.

Modele ait  $n$  adet parametre değerleri ile  $m$  adet gözlemsel veri arasında,

$$G_i = F_i(p_j) \quad (i=1, \dots, m, j=1, \dots, n) \quad (2.16)$$

şeklinde fonksiyonel bir ilişki yazılabilir (Pedersen, 1977).

Jeofizikte bu ilişki genelde doğrusal olmayıp,  $F_i$  model fonksiyonu Taylor serisine açılarak doğrusallık sağlanmaya çalışılır. Model parametrelerine ait başlangıç değerleri  $p_j^0$  olup, ikinci ve daha yüksek mertebeden türevli terimler ihmal edilerek gerekli düzenlemeler yapıldığında doğrusallaştırma işlemi,

$$G_i = F_i(p_j^0) + \sum_{j=1}^n \frac{\partial F_i}{\partial p_j} \Delta p_j \quad (2.17)$$

olarak elde edilebilir. Bu ifadede;  $F_i(p_j^0)$ : başlangıç model parametrelerine göre modelin kuramsal yanıtını,  $\sum \partial F_i / \partial p_j$ : model parametrelerine göre kısmi türev değerlerini,  $\Delta p_j$ : model parametre değerlerine ilave edilecek düzeltme değerlerini simgelemektedir. Yukarıda (2.17) denklemi ile verilen bağıntıda kısmi türevleri içeren terimi  $A_{ij}$ , gözlemsel değerler ile hesaplanan değerler arasındaki farkı  $\Delta F_i$  şeklinde gösterirsek,

$$\Delta F_i = A_{ij} \Delta p_j \quad (2.18)$$

denklemi elde edilir.

Ters çözüm yöntemlerinde  $A_{ij}$  Jacobian veya duyarlılık matrisi olarak bilinir. Ters çözüm işleminin başarısı, kuşkusuz seçilen model fonksiyonu ve model parametrelerine atanacak başlangıç değerlerinin seçimine bağlıdır. Parametrelerin atanacak başlangıç değerlerinin seçimi ile ilgili olarak pek çok yazar gözlem

değerlerinin oluşturduğu anomalinin bazı karakteristik noktalarından yararlanma yoluna gitmiş ve değişik bağıntılar elde etmişlerdir (Radhakrishna Murthy ve diğ. 1990; 2001; Venkata Raju, 2003).

Jeofizik prospeksiyon yöntemlerinde genellikle gözlem veri sayısı hesaplanan model parametre sayısından fazla olan problemlerle ilgilenilir. Bu durumda, yukarıda verilen (2.18) ifadesindeki Jacobian matrisinin bir kare matrise dönüştürülmesi gerekir. Dönüştürme işlemi, Jacobian matrisinin transpozesi ( $A^t$ ) ile soldan çarpılarak gerekli düzenlemeler yapıldıktan sonra parametre düzeltme değerleri,

$$\Delta p = (A^t A)^{-1} A^t \Delta F \quad (2.19)$$

genelleştirilmiş denklem sisteminden hesaplanabilir.

(2.19) denklemindeki  $(A^t A)^{-1}$  matrisine genelleştirilmiş ters matris yada Lanczos tersi denir. Parametre düzeltme değerlerinin hesaplanabilmesi, genelleştirilmiş ters matrisin alınabilmesine bağlıdır. Diğer bir deyişle, bir matrisin tersinin alınabilmesi için o matrisin determinantının sıfır yada sıfıra çok yakın değerler almaması gerekir. Sıfır yada sıfıra çok yakın değerler alması, çözümsüzlüğe neden olmakta ve bu durumdan kurtulmak için arayışlar süregelmektedir (Aydoğan, 2003).

#### 2.4. Doğrusal olmayan problemlerin Gauss-Newton yöntemi ile çözümü

Gauss-Newton yönteminde,

$$E(p) = \sum_{i=1}^n [d_i - f(x_i; p)]^2 \quad (2.20)$$

yanılgı enerjisini hesaplamak için gereken  $f(x_i, p)$  değerleri hakkında bir varsayım yaparak, doğrudan çözüm noktasına ilerleme temelinde geliştirilir. Parametreler bilinmediğinden  $f(x_i, p)$  kuramsal olarak hesaplamak mümkün değildir. Bu sorunu aşmak için gerçek parametre değerleri ile ön-kestirim değerlerinin yakın olduğu varsayımı yapılır. Bu varsayım ile düz-çözüm fonksiyonu Taylor serisine açılır. Amaç, ön-kestirimden hesaplanacak kuramsal veriden gerçek parametrelere ait

kuramsal veriye bir yaklaşımın sağlanmasıdır. İkinci ve daha yüksek dereceli terimler ihmal edilirse,

$$f(x_i, p) = f(x_i, p^0) + \sum_{j=1}^m \frac{\partial f(x_i, p^0)}{\partial p_j^0} (p_j - p_j^0) \quad i=1,2,\dots,n \quad (2.21)$$

yazılabilir. Burada  $f(x_i, p)$  gerçek parametrelere karşılık gelen kuramsal veridir ve parametreler bilinmediğinden hesaplanamaz.  $f(x_i, p^0)$  ön-kestirim parametrelerinin yerine konulması ile elde edilecek kuramsal veridir ve hesap edilebilir.  $n$ ; veri sayısı ve  $x_i$ ; yatay eksen değerleridir. Böylelikle, yanılığın enerjisi denkleminde yerine yazmak için kuramsal veri değerlerinin (2.21) bağıntısından elde edildiği varsayılır.

(2.21) denkleminin bütün yatay eksen değerlerinde geçerli olması gerektiğinden,

$$f(x_1, p) = f(x_1, p^0) + \frac{\partial f(x_1, p^0)}{\partial p_1^0} (p_1 - p_1^0) + \frac{\partial f(x_1, p^0)}{\partial p_2^0} (p_2 - p_2^0) + \dots + \frac{\partial f(x_1, p^0)}{\partial p_m^0} (p_m - p_m^0)$$

$$f(x_2, p) = f(x_2, p^0) + \frac{\partial f(x_2, p^0)}{\partial p_1^0} (p_1 - p_1^0) + \frac{\partial f(x_2, p^0)}{\partial p_2^0} (p_2 - p_2^0) + \dots + \frac{\partial f(x_2, p^0)}{\partial p_m^0} (p_m - p_m^0)$$

$$f(x_n, p) = f(x_n, p^0) + \frac{\partial f(x_n, p^0)}{\partial p_1^0} (p_1 - p_1^0) + \frac{\partial f(x_n, p^0)}{\partial p_2^0} (p_2 - p_2^0) + \dots + \frac{\partial f(x_n, p^0)}{\partial p_m^0} (p_m - p_m^0)$$

denklemler yazılabilir. Bu denklemler sistemi bir dizey denklemler haline getirebilir:

$$\begin{pmatrix} f(x_1; p) \\ f(x_2; p) \\ f(x_3; p) \\ \vdots \\ f(x_n; p) \end{pmatrix}_{n \times 1} = \begin{pmatrix} f(x_1; p^0) \\ f(x_2; p^0) \\ f(x_3; p^0) \\ \vdots \\ f(x_n; p^0) \end{pmatrix}_{n \times 1} + \begin{pmatrix} \frac{\partial f(x_1, p^0)}{\partial p_1^0} & \frac{\partial f(x_1, p^0)}{\partial p_2^0} & \cdots & \frac{\partial f(x_1, p^0)}{\partial p_m^0} \\ \frac{\partial f(x_2, p^0)}{\partial p_1^0} & \frac{\partial f(x_2, p^0)}{\partial p_2^0} & \cdots & \frac{\partial f(x_2, p^0)}{\partial p_m^0} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ \frac{\partial f(x_n, p^0)}{\partial p_1^0} & \frac{\partial f(x_n, p^0)}{\partial p_2^0} & \cdots & \frac{\partial f(x_n, p^0)}{\partial p_m^0} \end{pmatrix}_{n \times m} \begin{pmatrix} p_1 - p_1^0 \\ p_2 - p_2^0 \\ \vdots \\ p_m - p_m^0 \end{pmatrix}_{m \times 1}$$

Ön-kestirimden hesaplanan kuramsal verinin sayısal değerleri, (nx1) boyutunda bir sütun dizey ile verilebilir:

$$f^0 = \begin{pmatrix} f(x_1; p^0) \\ f(x_2; p^0) \\ f(x_3; p^0) \\ \vdots \\ f(x_n; p^0) \end{pmatrix}_{n \times 1} \quad (3.22)$$

Kuramsal verinin ön-kestirim değerlerine göre kısmi türevlerini kapsayan (nxm) boyutundaki dizeyin bireyleri ise

$$A_{ij} = \frac{\partial f(x_i, p^0)}{\partial p_j^0} \quad i=1, \dots, n \quad j=1, \dots, m \quad (2.23)$$

ile verilebilir. A dizeyi Jacobian dizeyi, duyarlılık dizeyi veya sistem dizeyi olarak adlandırılır. Bu durumda (2.21) denklem sistemini izleyen dizey denklemi ile

$$f = f^0 + A \cdot \Delta p \quad (2.24)$$

gösterilebilir. n adet ölçü değeri,

$$d = \begin{pmatrix} d_1 \\ d_2 \\ d_3 \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ d_n \end{pmatrix}_{n \times 1} \quad (2.25)$$

( $n \times 1$ ) boyutunda bir sütun dizey ile gösterilirse, ölçü değerleri ve gerçek parametreler için hesaplanan değerler arasındaki fark dizey gösterimi ile,

$$e = d - f \quad (2.26)$$

olarak yazılabilir. (2.23) denklemini, (2.25) de yerine konularak

$$e = d - f^0 - A \cdot \Delta p \quad (2.27)$$

elde edilir.  $\Delta d$  dizeyi ölçülen veri ile önkestirim parametreleri kullanılarak hesaplanan kuramsal veri arasındaki farkları tanımlarsa;

$$e = \Delta d - A \cdot \Delta p \quad (2.28)$$

yazılabilir.

En küçük kareler (Gauss-Newton) yönteminde, yanılğı enerjisi farkların kareleri toplamı olarak tanımlanır. Gerçek parametre değerleri için bilinmeyen kuramsal veriye (2.24) bağıntısı ile bir yaklaşım yapıldığından yerine yazarak,

$$E(p) = \sum_{i=1}^n (d_i - f(x_i; p))^2 = (d - f)^T (d - f) = e^T e = (\Delta d - A \Delta p) \quad (2.29)$$

elde edilebilir. Yanılğı enerjisini minimuma indirmek amacıyla, parametre düzeltme dizeyine göre kısmi türevleri alınır ve sıfıra eşitlenirse, veri sayısının parametre sayısından büyük olduğu ( $n > m$ ) aşırı tanımlı (over-determined) problemler için çözüm

$$\Delta p = (A^T A)^{-1} A^T \Delta d \quad (2.30)$$



denklemi ile verilir (Menke, 1984). Bu denklemde Jacobian dizeyi  $A$ , ölçülen ve kuramsal verilerin fark dizeyi  $\Delta d$  bilinen dizeler olduğundan,  $\Delta p$ ; dizey işlemleri ile hesaplanabilir. Genelleştirilmiş ters (generalized inverse) işlem,

$$A_L^{-1} = (A^T A)^{-1} A^T \quad (2.31)$$

denklemi ile tanımlanır ve (3.30) bağıntısı

$$\Delta p = A_L^{-1} \Delta d \quad (2.32)$$

şeklinde yazılabilir. Lanczos tersi, doğrusal problemlerde, veriyi parametrelere dönüştüren işleç iken, doğrusal olmayan problemlerde bu bağıntıdan da görülebileceği gibi, ölçülen ve kuramsal veri arasındaki farkları, ön-kestirim parametreleri ile parametreler arasındaki farklara dönüştüren bir işleçtir. Parametre değerleri, parametre ön-kestirim dizeyine eklenmesi ile elde edilebilir.

$$p = p^0 + \Delta p. \quad (2.33)$$

Taylor açılımında yüksek dereceli terimlerin ihmalı ve ön-kestirim değerlerinin gerçek parametre değerlerine yakın olduğu varsayımı nedeniyle, bulunan sonuçlar gerçek parametre değerlerini vermeyecektir. Ancak, yeni parametre değerlerinin ölçülen ve kuramsal değerler arasındaki farkları küçültmesi beklenir. Farkları daha da küçültme yöntem, bir adımın sonuç parametre değerlerinin bir sonraki adımın önkestirim değerleri olarak kullanılması ile elde edilebilir.

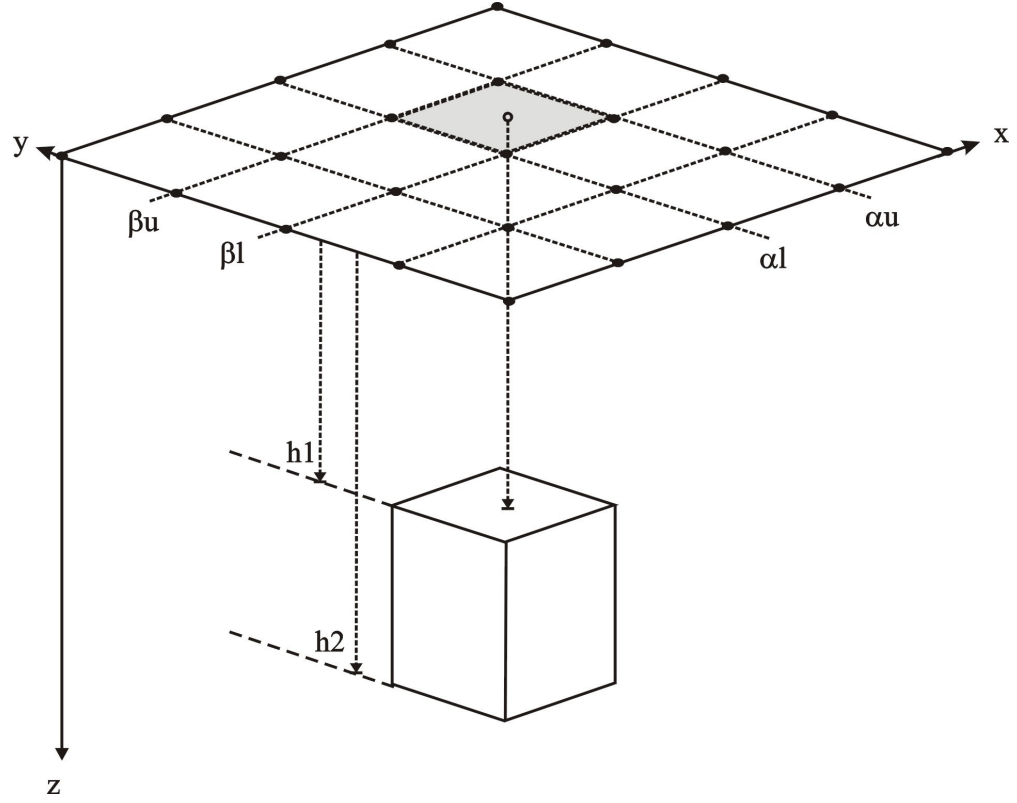
$$p^r = p^{r-1} + \Delta p^r. \quad (2.34)$$

burada  $r$ ; yineleme sayısı,  $p^{r-1}$ ; bir önceki yinelemede hesaplanan ve  $r$  inci yineleme için ön kestirim olarak kabul edilen parametre dizeyi,  $\Delta p^r$ ;  $r$  inci yinelemede elde edilen parametre düzeltme dizeyi ve  $p^r$ ;  $r$  inci yinelemede hesaplanacak olan parametre dizeyidir. Bu yineleme işleminin herhangi bir adımında, yeni parametre değerleri bir önceki adımdaki parametre değerlerinden daha büyük yanılğı enerjisi üretir ise algoritma durmak zorunda kalacaktır (Başokur, 2002).

## 2.5. Prizmatik Bir Yapının Derinlik Parametresinin Gauss-Newton Ters Çözüm Yöntemine Göre Bulunması

Yeraltında alt derinliği sonsuza uzanan prizmatik bir yapının üreteceği mağnetik anomaliyi veren ifade (2.15) ve kuramsal temeli Bölüm 2.2.3 de verilmiştir. Alt derinliği sınırlı ve saha içerisinde lokasyonu belirli prizmatik bir yapının (Şekil 2.5) mağnetik anomalisinden alt ve üst derinliklerinin belirlenmesine yönelik Gauss-Newton ters çözüm işlemi aşağıda verilen aşamalar ile gerçekleştirilebilir. Buna göre,

- a. üst derinlik  $h_1$  için bir ön kestirim değeri belirlemek ve (2.15) bağıntısından her bir grid noktasındaki  $F_1(x,y,z)$  kuramsal mağnetik değerin hesaplanması,
- b. alt derinlik  $h_2$  için bir ön kestirim değeri belirlemek ve (2.15) bağıntısından her bir grid noktasındaki  $F_2(x,y,z)$  kuramsal mağnetik değerin hesaplanması,
- c.  $F(x,y,z) = F_1(x,y,z) - F_2(x,y,z)$  ifadesinden sınırlı prizmanın üreteceği kuramsal anomali değerin hesaplanması,
- d. kuramsal değlerle gözlemsel değlerin belirli bir ölçüte göre karşılaştırılması,
- e. Eğer ölçüt sağlandıysa anomaliyi sağlayan model bulunmuş olur. Eğer karşılaştırma istenilen ölçüte göre olumsuz ise parametre düzeltme değleri hesaplanır ve ön kestirim değlerine ilave edilerek yeni ön kestirim değleri elde edilir ve birinci aşamadan itibaren işlemler yinelenir. Bu işlemler uygun ölçüt sağlanıncaya kadar sürdürülür.



Şekil 2.5. Alt derinliği sınırlı bir prizmanın koordinat eksenlerindeki parametreleri

$$\begin{array}{c} \Delta d_{11} \\ \Delta d_{12} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \Delta d_{nm} \end{array} \Big|_{nm \times 1} = \begin{array}{c} \frac{\partial F_1(x_1, y_1)}{\partial h_1} \\ \frac{\partial F_1(x_2, y_1)}{\partial h_1} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \frac{\partial F_1(x_m, y_n)}{\partial h_1} \\ \frac{\partial F_2(x_1, y_1)}{\partial h_2} \\ \frac{\partial F_2(x_2, y_2)}{\partial h_2} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \frac{\partial F_2(x_m, y_n)}{\partial h_2} \end{array} \Big|_{nm \times 2} \begin{array}{c} \Delta p_{1,i} \\ \Delta p_{2,i} \end{array} \Big|_{2 \times 1} \quad (2.35)$$

dizayn sisteminin çözülmesiyle bulunur. Burada;  $i$ : yineleme adımını,  $n$  ve  $m$ : yatay  $x$  ve  $y$  yönlerindeki veri sayısını,  $\Delta d$ : gözlemsel veri ile kuramsal veri arasındaki farkı simgelemektedir.

Her yineleme adımının ardından üst ve alt derinliklerinin yeni ön kestirim değerleri ise,

$$h_{1,i+1} = h_{1,i} + \Delta p_{1,i} \quad (2.36)$$

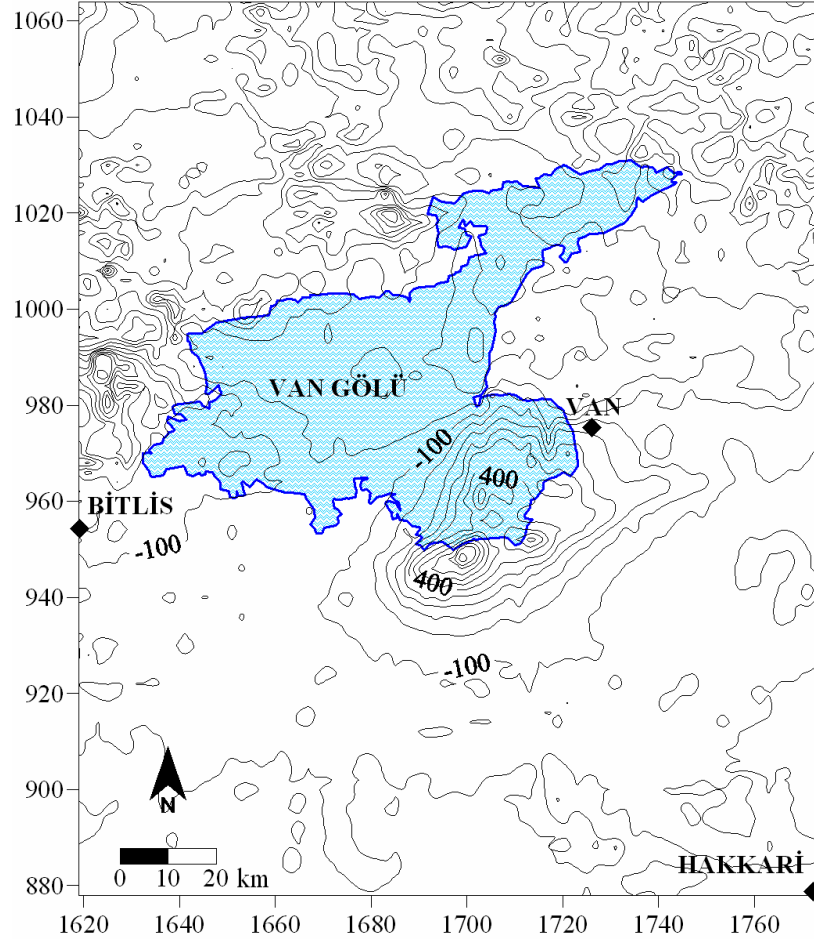
$$h_{1,i+1} = h_{1,i} + \Delta p_{1,i} \quad (2.37)$$

bağıntılarından bulunur.

Eğer k adet prizma için her bir prizmanın üst ve alt derinlikleri bulunmak isteniyorsa türev matrisinin sütun sayısı ve parametre düzeltme matrisinin satır sayısı 2k kadar olacaktır.

Bu esaslara göre örnek teşkil edecek teorik modeller için test uygulamaları yapıldı ve sonuçları Ek Şekil. 1, Ek Şekil. 2, Ek Şekil. 3 ve Ek Şekil. 4' de verilmiştir. Ayrıca bu işlemlerin çözümünü sağlayan Fortran dilinde kodlaması yapılan bir program akışı yine ekte verilmiştir.

Bölgeye ait havadan mağnetik veriler MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etüdlere Dairesi Veri Bankasından 2.5 km aralıklarla gridli olarak alınmıştır. Havadan mağnetik veriler ortalama 600 m yükseklikten 2 km aralıklarla Kuzey-Güney yönlü profiller doğrultusunda yer mağnetik alanının toplam bileşenini ölçen mağnetometreler ile alınmıştır. Havadan mağnetik değerlerden 47 000 nT çıkarılarak; günlük değişim ve yön hatası düzeltmeleri yapılmış olup, 1982.5 değerlerine indirgenmiştir. Çalışma bölgesine ait havadan mağnetik anomali haritası 100 nT aralıklarla konturlanmış olarak Şekil 2.6' da verilmiştir.



Şekil 2.6. Çalışma sahası rejyonel aeromağnetik anomali haritası. Kontur aralığı 100 nT

## 2.6. Mağnetik Verilerin Kutba İndirgenmesi

Genelde mağnetik anomalilerin yorumlanmasında karşılaşılan sorunlardan biri mağnetik cisim ile anomali arasında açık bir ilişki gözlenememesidir. Bunun en önemli nedeni ise, anomalinin maksimumunun cismin düşeyinde bulunmamasından kaynaklanmaktadır.

Baranov (1957) mıknatıslanma vektörünün toplam yer mağnetik alan vektörü yönünde olduğunu kabul ederek, düşey ve toplam alan mağnetik anomalileri ile kutba indirgenmiş anomali ve türevleri arasındaki ilişkileri göstermiş ve yöntemi,

yarı sonsuz düşey bir prizmanın ve kürenin oluşturduğu anomalilere uygulayarak doğruluğunu ispatlamıştır.

Gravite (U) ve mağnetik (V) potansiyelleri arasındaki ilişki Poisson bağıntısı

$$-\vec{J} \cdot \vec{grad} U = f \cdot \sigma V \quad (2.38)$$

ile ifade edilmektedir. Bu bağıntı yazılırken yapılan tek varsayım anomali cisminin gravimetrik ve mağnetik bakımından homojen olmasıdır. Burada;  $\vec{J}$ : anomali cisminin mıknatıslanma vektörü, f: gravitasyon sabiti,  $\sigma$ : ise yoğunluğu göstermektedir. Ayrıca V toplam mıknatıslanma yönünde birim vektör olmak üzere;

$$|J| = f \cdot \sigma$$

$$\vec{J} = |J| \cdot \vec{V} \quad (2.39)$$

olarak ifade edileceğinden

$$V = \vec{V} \cdot \vec{grad} U = \frac{\partial U}{\partial V} \quad (2.40)$$

bağıntısı elde edilir. (2.40) bağıntısının yorumu üzerinde durmakta fayda vardır. (2.38) denklemi, ayrı anomali cisminin dışında bir noktada oluşturacağı gravite ve mağnetik potansiyeller arasındaki bağıntıyı vermektedir. Ancak  $|J|/f \cdot \sigma = 1$  varsayımı yapıp, (2.40) bağıntısı bulunduktan sonra, U potansiyelinin anlamı değişmektedir. Herhangi bir doğrultuya sahip mıknatıslanma vektörünün oluşturduğu gravite ve mağnetik potansiyeller arasındaki ilişki,

$$U = \int_v V \cdot ds \quad (2.41)$$

olarak ta yazılabilir. Böylece (2.41) bağıntısından U potansiyelinin bir çeşit mağnetik potansiyel olduğu görülür. U mağnetik potansiyeli, aynı anomali cisminin düşey doğrultuda mıknatıslanması durumunda meydana getireceği potansiyeldir. Bu nedenle Baranov (1957)' un çalışmasında, U potansiyeli 'pseudo-gravimetrik' potansiyel olarak adlandırılırken, daha sonraki çalışmalarda (Baranov ve Naudy,

1964) söz konusu potansiyel, kutba indirgenmiş mağnetik potansiyel olarak adlandırılmıştır (Kekovalı, 2002).

## 2.7. Güç Spektrumu Derinlik Hesaplamaları

Jeofizikçiler çoğunlukla değişik jeolojik birimlerin mağnetik anomalisini hesaplariken, temel model olarak dikdörtgen prizma modellerini kullanırlar. Dikdörtgen prizma modeli, mağnetik yapıların derinliğinin tahmini için uzun yıllardır iyi bir araç olarak kullanıla gelmiştir. Dikdörtgen bir prizmanın toplam mağnetik alan şiddetinin güç spektrumu ilk defa Bhattacharyya (1966) tarafından verilmiştir. Mağnetik anomali örneklerinin istatistiksel özelliklerinin incelenmesi sonucu, zaman ortamındaki veriler frekans ortamına dönüştürölerek anomalilerin spektrumu ile mağnetik kaynağın derinliği arasında bir ilişki belirlenmiştir (Spector ve Grant, 1970). Bu yaklaşım mıknaatıslanmış yapıların ortalama üst derinliklerinin tahmininde oldukça başarılı sonuçlar vermiştir.

Zamanın ve yerin fonksiyonu olan Jeofizik veriler, birden fazla sinyalin üst üste binmiş şeklini içerirler. Bu sinyallerin frekanslarının da birbirinden farklı olacağı açıktır. Kütteleler hakkında bilgi edinmek için eldeki verinin, frekans ortamına dönüştürölerek incelenmesi düşünölabilir (Spector ve Grant, 1970; Davis, 1973). Küttelelerin zaman ortamındaki yanıtını, frekans ortamına dönüştürmek için bir dönüşüm tekniğine ihtiyaç duyulur. Potansiyel alanların dalga sayısı ortamında incelenmesi, verilerin analizinde bazı kolaylıklar getirmektedir. Gravite ve mağnetik veriler Laplace denklemini sağladığından her iki anomali içinde uygulanabilir.

Genel olarak farklı doğrultu ve derinlikteki çeşitli küttelelerin tümünün neden olduğu anomaliden enerji veya güç spektrumu elde edilebileceği Bhattacharyya (1966)' nın yaklaşımlarıyla ortaya konulmuştur. Yine prizmatik bir cismin spektrum üzerindeki etkileri Spector ve Grant (1970) tarafından verilmiştir.

Ara yüzey topoğrafyası  $h(x,y)$  ile belirlenen bir yapının yeryüzünde oluşturacağı gravite anomalisi

$$\Delta G(k_x, k_y) = 2\pi G \Delta \rho e^{-\sqrt{k_x^2 + k_y^2} z} \sum_{n=1}^{\infty} k^{n-1} F(h^n(x, y)) \quad (2.42)$$

denklemleri ile verilmektedir (Parker, 1972). Burada; z: ortalama katman derinliği, G: gravite sabiti,  $\Delta\rho$ : yoğunluk farkını,  $\Delta G$ : gravite ve mağnetik anomalinin Fourier dđnüşümünü,  $k_x$ ,  $k_y$ : ise x ve y yönlerindeki dalga sayılarını, F: Fourier dđnüşümlerini simgelemektedir.

$z \gg h(x,y)$  olursa, denklemdaki n değerinin 1'den sonraki terimleri çok küçük değerler alacağından ihmal edilebilir. n veri noktasına sahip iki boyutlu bir anomalinin Laplace denklemi,

$$g(x_j, z) = \sum_{j=0}^{n-1} A_k e^{i2\pi k x_j} e^{\pm 2\pi k z} \quad (2.43)$$

olarak verilir. Buradan,

$$A_k = \sum_{j=0}^{n-1} g(x_j, z) e^{-i2\pi k x_j} e^{\pm 2\pi k z} \quad (2.44)$$

yazabiliriz.  $z=0$  üzerinden

$$(A_k)_0 = \sum_{j=0}^{n-1} g(x_j, z) e^{\pm 2\pi k z} \quad (2.45)$$

olur. Bu yüzden;

$$A_k = (A_k)_0 e^{\pm 2\pi k z}$$

olur. Denklemlerde  $A_k$  genlik sabitini göstermektedir. Güç spektrumu  $P_k$  aşağdaki gibi tanımlanır.

$$P_k = (A_k)^2$$

$$P_k = (P_k)_0 e^{\pm 4\pi k z}$$

$$\text{Log}_e P_k = \text{log}_e (P_k)_0 \pm 4\pi k z \quad (2.46)$$

yazabiliriz. k yatay eksene,  $\text{Log}_e P_k$  ise düşey eksene bağlı olacak şekilde grafik çizilecek olursa, bu eğri ara yüzey derinliğinin bulunmasında kullanılabilir.

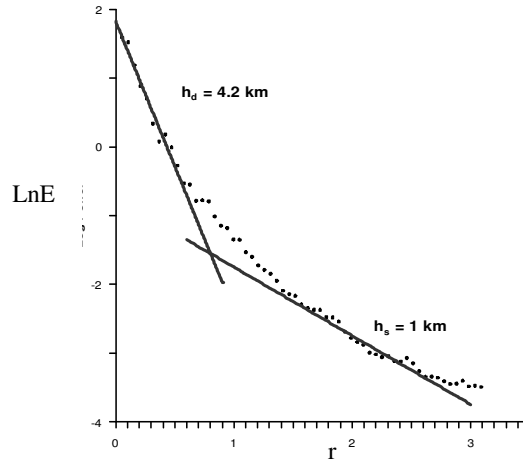
Güç spektrumu bağıntısını dalga boyuna (r) bağlı olarak yazmak mümkündür. Buradan logaritması alınan bağıntı,

$$\text{Ln}G(r) = -2hr+C \quad (2.47)$$



şeklinde gösterilir ve bir doğru denklemini verir. Bu doğrunun eğimi  $(-2h)$  dır. Doğrunun eğimi bize gravite ve mağnetik anomaliye neden olan ara yüzey veya yeraltındaki kütlelerin ortalama derinliğini verecektir (Spector ve Grant, 1970).

Spector ve Grant (1970) tarafından havadan mağnetik anomaliler istatistiksel bir yöntemle güç spektrumu kullanarak incelenmiştir. Spector ve Grant (1970)' a göre bozucu kütlelerin kalınlıkları hesaplamalarda ihmal edilmektedir. Bu durumda bulunan bozucu kütle derinlikleri olası en büyük derinliklerdir. Güç spektrumundan elde edilen değerler grafiklenir ve en küçük kareler yöntemi kullanılarak hesaplanan noktalardan en uygun doğru geçirilir. Elde edilen doğru denkleminde (2.47) de verilen formül kullanılarak derinlikler bulunur.



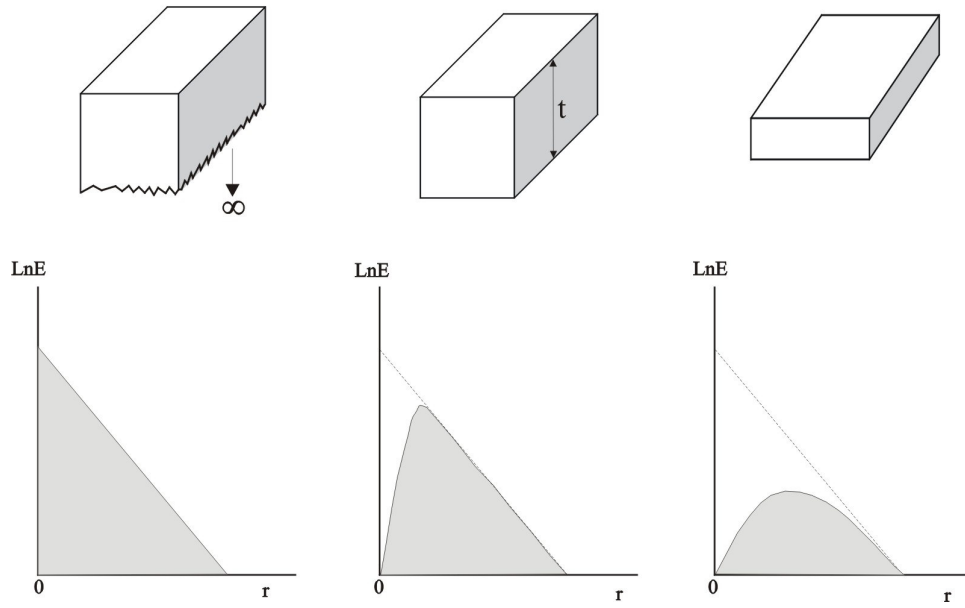
Şekil 2.7. Kütle derinliklerinin güç spektrumu uygulanarak elde edilmesine ilişkin bir grafik (Öksüm ve diğ., 2005)

Uygulamada elde edilen güç spektrumu eğrileri incelendiğinde üç parametrenin etkisi gözlenmektedir. Bunlar;

- anomaliye neden olan kütlelerin derinliği,
- anomaliye neden olan kütlelerin kalınlığı,
- anomaliye neden olan kütlelerin genişliğidir.

Prizmatik şekilli cismin üst yüzünün derinliği spektrum eğrisinin eğimini denetlemektedir. Üst yüzünün derinliği arttıkça eğimde artmaktadır. Yapının

kalınlığı ise spektrumun maksimumunun yerini denetlemektedir (Şekil 2.8). Yapının kalınlığı arttıkça spektrumun maksimumu küçük dalga sayılarına kaymaktadır. Yapının sonsuz kalın olması durumunda maksimum değer sıfır dalga sayısında gözlenmektedir. Spektrumu etkileyen üçüncü terim ise yapının genişliğidir. Bu da artan dalga sayılarında, spektrumdaki azalma oranının artması şeklindedir. Bu etki ise spektrumun bu bölümünden yararlanarak saptanacak derinliklerin normalden büyük bulunmasına neden olur.



Şekil 2.8. Kütle parametrelerinin spektrum eğrileri üzerindeki etkileri (Spector ve Grant, 1970)

## 2.8. Pseudogravite (Yapma Gravite) Dönüşümü

Mağnetik anomalilerin pseudogravite dönüşümünü ilk defa Baranov (1957) tarafından yapılmıştır. Baranov (1957) mağnetik anomalilerinin gravite anomalilerine olan dönüşümünü 'pseudo-gravite' anomalileri olarak adlandırmıştır. Bu adlandırmayı iki sebebe bağlamıştır: bunlardan ilki gerçek yoğunluğun bilinmemesi, ikincisi ise sadece mağnetik duyarlılığa sahip yapıların potansiyele katkıda bulunacağıdır. Mağnetik anomalilerin gravite anomalilerine dönüştürülebilmeleri Poisson bağıntısından yararlanılarak gerçekleştirilebilmektedir.

Daha sonraları pseudo (yapma) gravite yöntemine hızlılık kazandırmak amacıyla (FFT) teknikleri kullanılmıştır. Dönüşüm sonucu ortaya çıkan yeni anomali, ortamın yoğunluğundan bağımsızdır (Dolmaz, 1999).

P şiddetindeki bir mağnetik kutbun r uzaklığında oluşturacağı potansiyel;

$$U = \frac{1}{\mu} \frac{P}{r} \quad (2.48)$$

olarak verilir. Burada  $\mu$  mağnetik geçirgenliktir. Poisson bağıntısına göre,

$$U = -\frac{I}{G\rho} \frac{\partial V}{\partial i} \quad (2.49)$$

yazılabilmektedir. Burada; V: gravite potansiyeli, i: mağnetik polarlanmanın (indükleyici alanın) yönü, I: mıknatıslanma şiddeti,  $\rho$ : yoğunluk, G: uluslararası gravite sabitini göstermektedir.

Mağnetik alanın yatay ve düşey bileşenleri için gerekli bağıntılar:

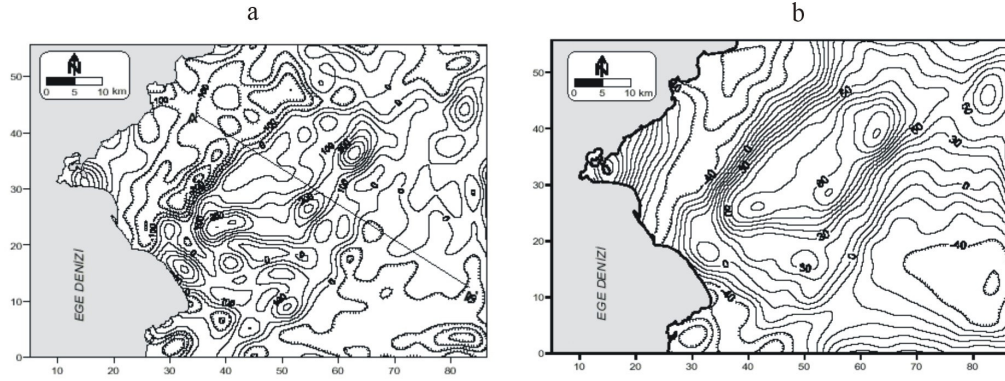
$$H_x = -\frac{\partial U}{\partial X} = \frac{I}{G\rho} \frac{\partial}{\partial X} \left( \frac{\partial V}{\partial \alpha} \right) \quad (2.50)$$

$$H_z = -\frac{\partial U}{\partial Z} = \frac{I}{G\rho} \frac{\partial^2 V}{\partial \alpha^2} \quad (2.51)$$

Mağnetik ölçümlerden elde edilen sonuçların değerlendirilmesi gravite değerlendirmelerine göre daha zordur. Gravitede tektonik yapıyla rezidüel anomali arasında basit bir ilişki vardır; ancak mağnetik anomaliler mağnetizasyon vektörünün meyil açısına bağlı olarak bozucu kütlelerin üzerinde yer almamaktadır (Baranov, 1957).

Yer mağnetik alanının eğim ve sapma açıları yapıların mağnetik anomalilerinin karmaşık hale gelmesine neden olur. Bu durumun düzeltilmesi onların sanki kutup pozisyonundaymış gibi değerlendirilmelerine bağlıdır. Bu nedenle mağnetik anomalilerin kutba indirgenmesi gerekmektedir (Ateş ve Kearey, 1993).

Baranov (1957) tarafından pseudo-gravite anomalileri için, gravite anomalilerinin tüm kullanılabilir özelliklerini taşıdıklarını belirtilmiştir. Mağnetik anomalilerin karmaşıklığı sebebiyle bunlardan oluşturulan pseudo-gravite anomalilerinin modellenmesinin daha kolay olduğu öne sürülmüştür (Kearey ve Brooks, 1991).



Şekil 2.9. a) Kozak bölgesine ait havadan mağnetik anomali haritası, b) bu haritanın pseudo-gravite haritası (Hisarlı ve Dolmaz, 2004)

## 2.9. Yapı Sınırı Analizi

İlk olarak mağnetik kütlelerin yapı sınırlarının tespiti için Cordell ve Grauch (1982, 1985) tarafından sunulan bu yöntem, daha sonraları Blakely ve Simpson (1986) tarafından geliştirilerek yatay gradient şiddetlerinin hızlı yorumunu sağlayacak şekilde üç adım olarak önerilmiştir.

Buna göre bu adımlar

- a. Eğer eldeki veri mağnetik veri ise verinin pseudogravite dönüşümü,
- b. Kütlelere ait pseudogravite veya gravite anomalilerinin yatay gradiyentleri, yapı sınırları üzerinde maksimuma ulaşması beklentisi nedeniyle pseudogravite veya gravite anomalilerinin yatay gradiyentlerinin hesaplanması,
- c. Yatay gradiyentlerin maksimumlarının tespit edilmesi şeklinde sayılabilir.

Bu amaçla her bir grid noktası  $g_{i,j}$ , kendisine komşu sekiz grid noktasıyla dört yönde (satur, sütun ve diyagonal yönlerde) olmak üzere karşılaştırılmaktadır (Şekil 2.10).

Bu karşılaştırmalar aşağıdaki eşitsizlikleri test etmektedir.

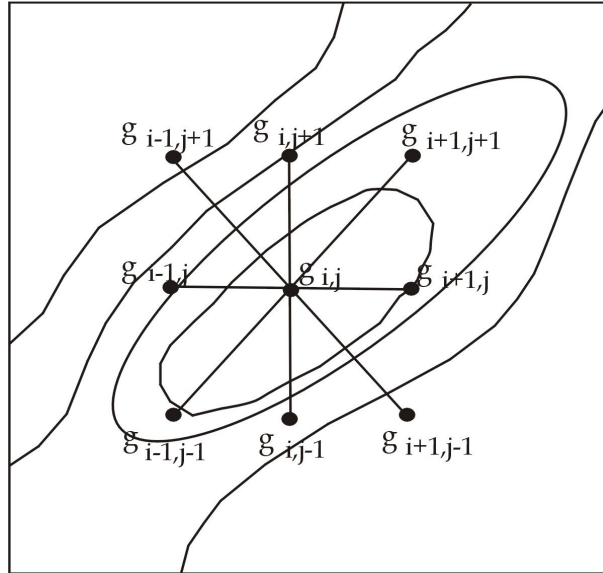
$$g_{i-1,j} < g_{i,j} > g_{i+1,j} \quad (2.51)$$

$$g_{i,j-1} < g_{i,j} > g_{i,j+1} \quad (2.52)$$

$$g_{i+1,j-1} < g_{i,j} > g_{i-1,j+1} \quad (2.53)$$

ve

$$g_{i-1,j-1} < g_{i,j} > g_{i+1,j+1} \quad (2.54)$$



Şekil 2.10. Yatay gradiyentin maksimumlarını bulmada kullanılan grid noktalarının yerleri (Blakely ve Simpson, 1986' dan değiştirilmiştir)

N sayısı maksimumun kalitesi ile ilgili bir ölçüt olup her bir eşitsizlikte sayısı bir arttırılır. N sayısı 0 ile 4 arasında değişir. Yatay gradiyentlerin maksimumlarını gösterecek haritanın biçimi burada kullanılacak bağıntı sayısına göre değişecektir. Şöyle ki yatay gradiyentin maksimumları bulunurken N=1'de çok fazla kısıtlama içermediğinden (yalnızca 2.51 bağıntısı kullanılmakta), haritadaki maksimumların sayısı fazla olacaktır. Eğer N=4 seçilecek olursa, yukarıdaki 1, 2, 3, 4 bağıntılarının tümünü gerçekleştiren maksimumlar bulunacağından, oldukça az sayıda yatay

gradiyentin maksimumları bulunacaktır. N=4 seçilmesi durumunda çok genel yapıların sınırları üzerinde maksimum noktalar yoğunlaşacaktır (Dolmaz ve diğ., 2003).

Yukarıda verilen ve gerçekleşen her bir eşitsizlik için yatay gradiyentinin yeri ve maksimumunun genliği, eşitsizlikte söz konusu olan üçlü grid noktalarından ikinci dereceden bir polinom geçirilmesiyle bulunur. Örneğin  $g_{i-1,j} < g_{i,j} > g_{i+1,j}$  bağıntısı gerçekleşecek olursa maksimumun yatay konumu  $g_{i,j}$  pozisyonunda,

$$X_{\max} = \frac{-b.d}{2.a} \quad (2.55)$$

bağıntısı ile bulunur. Burada ,

$$a = \frac{1}{2} \cdot (g_{i-1,j} - 2 \cdot g_{i,j} + g_{i+1,j}), \quad (2.56)$$

$$b = \frac{1}{2} \cdot (g_{i+1,j} - g_{i-1,j}), \quad (2.57)$$

d ise grid noktaları arasındaki mesafedir.  $X_{\max}$  daki yatay gradiyentin değeri ise,

$$g_{\max} = a \cdot X_{\max}^2 + b \cdot X_{\max} + g_{i,j} \quad (2.58)$$

bağıntısı ile verilmektedir.

### 3. ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA

#### 3.1. Kutba İndirgeme

Mağnetik anomali haritalarında maksimumların anomaliye sebep olan yer altı yapılarının düşeyinde bulunmaması nedeniyle, anomali haritasının daha doğru yorumlanması açısından Baranov (1957) tarafından geliştirilen kutba indirgeme yöntemi Şekil 2.6' da verilen bölgenin mağnetik anomali değerlerine uygulanmıştır (FFTFIL; Hildenbrand, 1983). Şekil 3.1 çalışma alanının kutba indirgenmiş havadan mağnetik anomali haritasını göstermektedir.

#### 3.2. Güç Spektrumu Derinlik Hesabı

Spector ve Grant (1970) tarafından geliştirilen güç spektrumu yöntemi mağnetik anomalilere uygulanmıştır. Şekil 3.1'de verilen mağnetik anomali haritasında Nemrut ve Süphan dağları üzerindeki mağnetik değerlerin, incelemesi yapılmak istenen ve yaklaşık harita merkezindeki geniş anomalinin güç spektrumuna etkisini azaltmak için haritanın boyutları Doğu-Batı yönünde ve Kuzey-Güney yönünde sırasıyla  $x=1650-1766$ ,  $y=930-1046$  koordinatlarına küçültülerek işlem yapılmıştır. Güç spektrumu sonucunda mağnetik kaynağın ortalama merkez derinliği  $H_d= 6.45 \pm 0.38$  km, mağnetik kaynağın ortalama üst derinliğine ise  $H_s=1.52 \pm 0.32$  km olarak bulunmuştur (Şekil 3.2). Bu durumda mağnetik kaynağın ortalama alt derinliği  $2.H_d - H_s$  bağıntısı ile  $H_t = 11.38$  km olarak verilebilir.

#### 3.3. Filtreler

Aeromağnetik anomalilerin güç spektrumundan elde ettiğimiz kesme dalga sayısı (0.36 K) kullanılarak havadan mayetik anomaliler alçak geçişli (low-pass) olarak filtrelenmiştir (Şekil 3.3). Alçak geçişli filtrelenmiş mağnetik anomali haritasında belirlenen seviye altında devam eden kütlelerin etkisi anomali haritasında öne çıkarken, yüzeye yakın sığ kütlelerin bozucu etkileri haritadan uzaklaştırılmıştır.

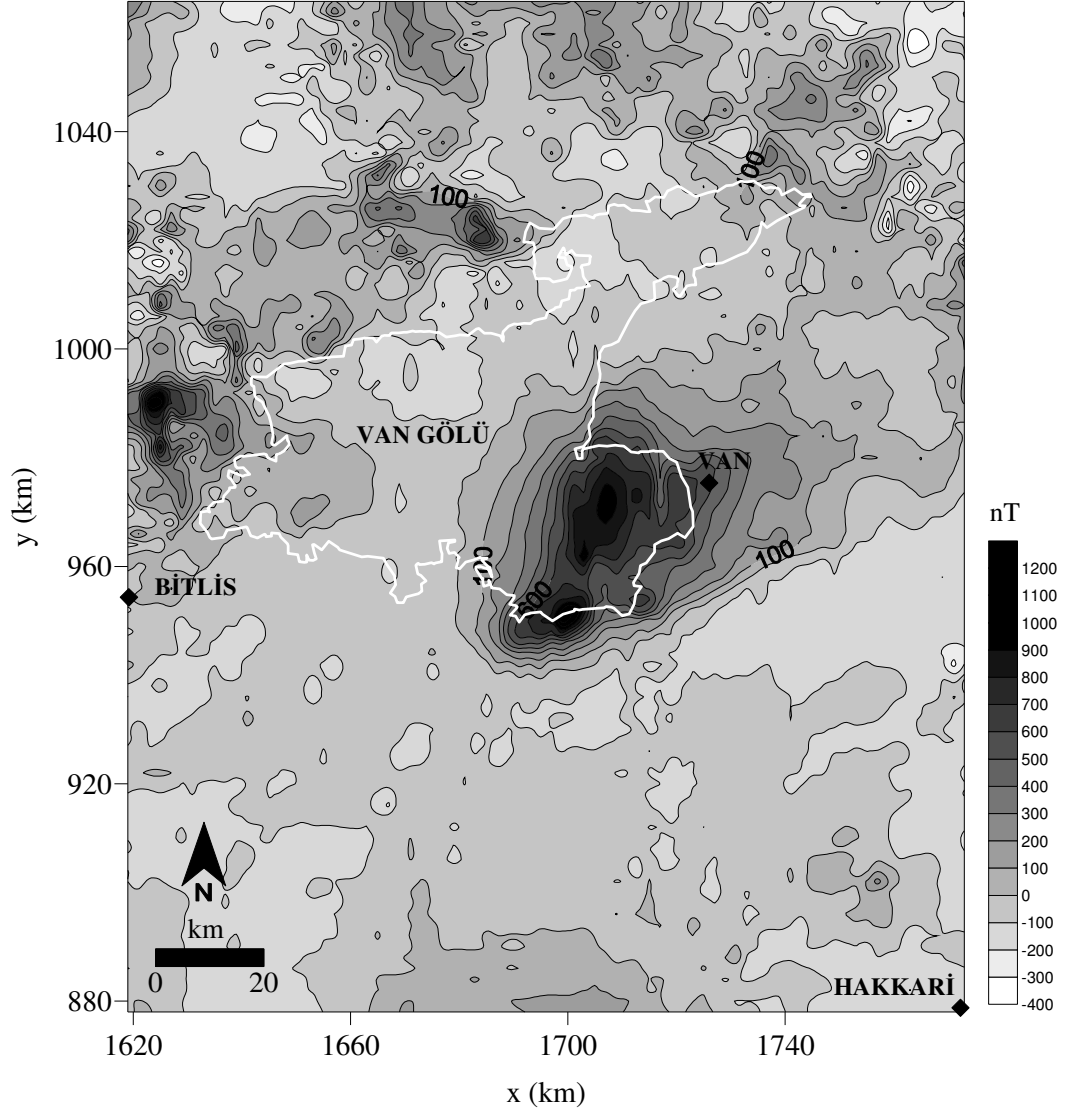
### **3.4. Yukarı Analitik Uzanım**

Şekil 2.6'da verilen aeromağnetik anomalilerine çeşitli seviyeler için yukarı analitik uzanımlar uygulanmıştır. Şekil 3.4'te 2 km, Şekil 3.5'te 5 km ve Şekil 3.6' da 7 km için yukarı analitik uzanım haritaları gösterilmiştir. 5 km ve daha fazla yukarı analitik uzanımlarda anomalilerin iyice sadeleştiği, yüzeye yakın belirtilerin kaybolduğu ve daha derin etkilerin varlığı gözlenmektedir.

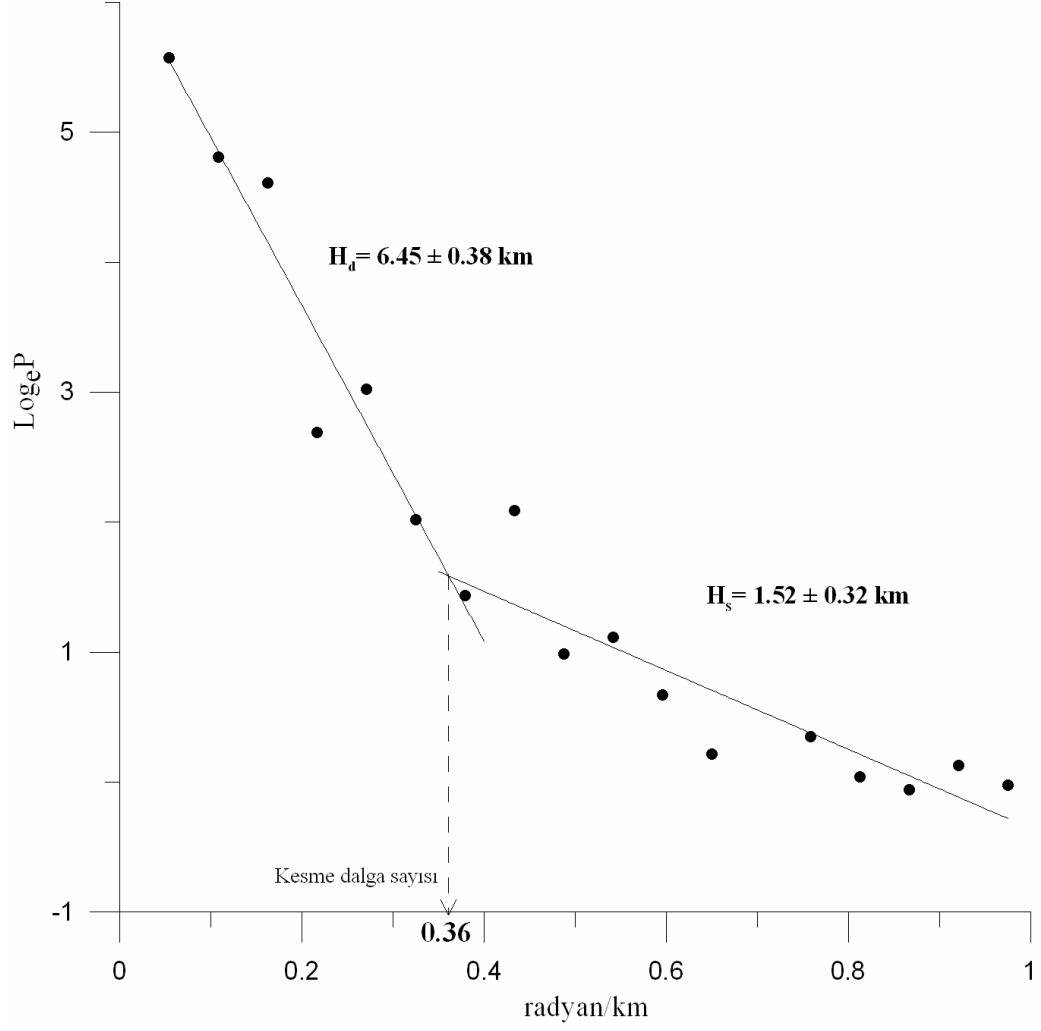
### **3.5. Pseudo-Gravite Dönüşümü**

Pseudo-Gravite dönüşümü ilk defa Baranov (1957) tarafından yapılmıştır. Mağnetik anomalilerin karmaşık olması nedeniyle mağnetik anomaliden gravite anomalisine geçmenin daha uygun olacağı Kaerey ve Brooks (1991) tarafından vurgulanmıştır. Şekil 3.3'de verilen kutba indirgenmiş ve ardından filtrelenmiş mağnetik haritaya daha sonraki bir veri işlem aşamasında kullanılmak üzere pseudo-gravite dönüşümü yapılmıştır (Şekil 3.7). Pseudo-gravite anomali haritasından Van ilinin kuzey batısına doğru anomalilerde bir kapanımın olduğu ve buralarda çevresine göre farklı yoğunlukta ve KD-GB yönlerinde yayılım gösteren bir kütleli yerleşmiş olduğu görülmektedir.

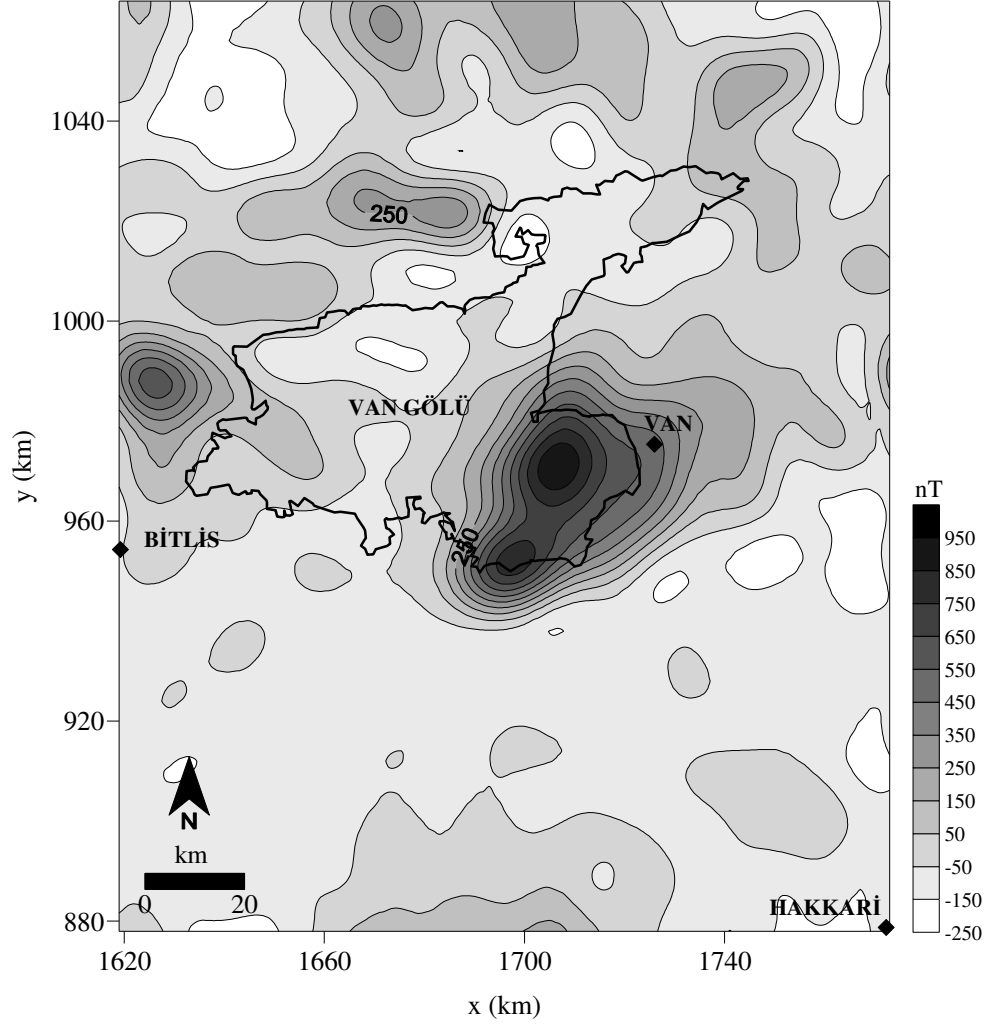




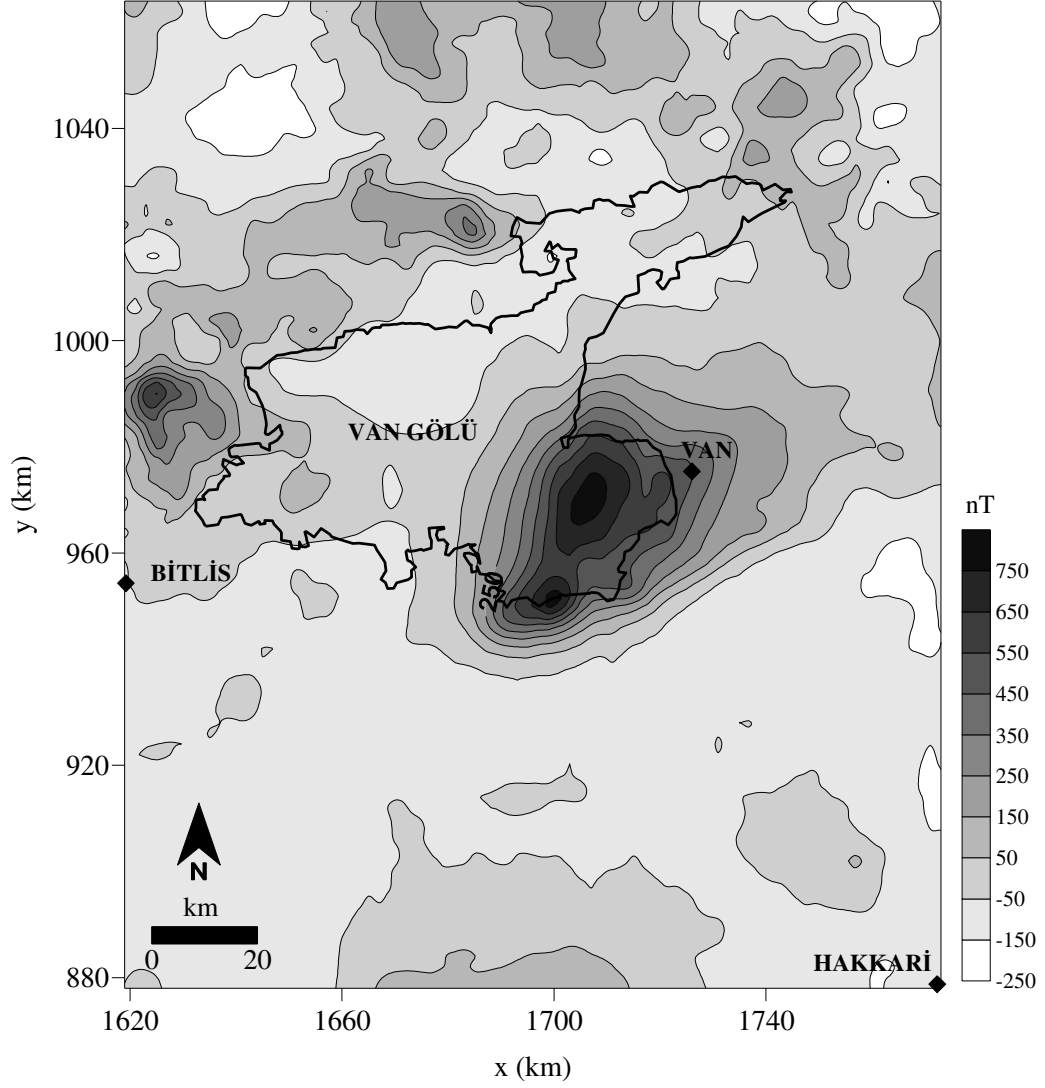
Şekil 3.1. Çalışma alanının kutba indirgenmiş aeromağnetik anomali haritası. Kontur aralığı 100 nT



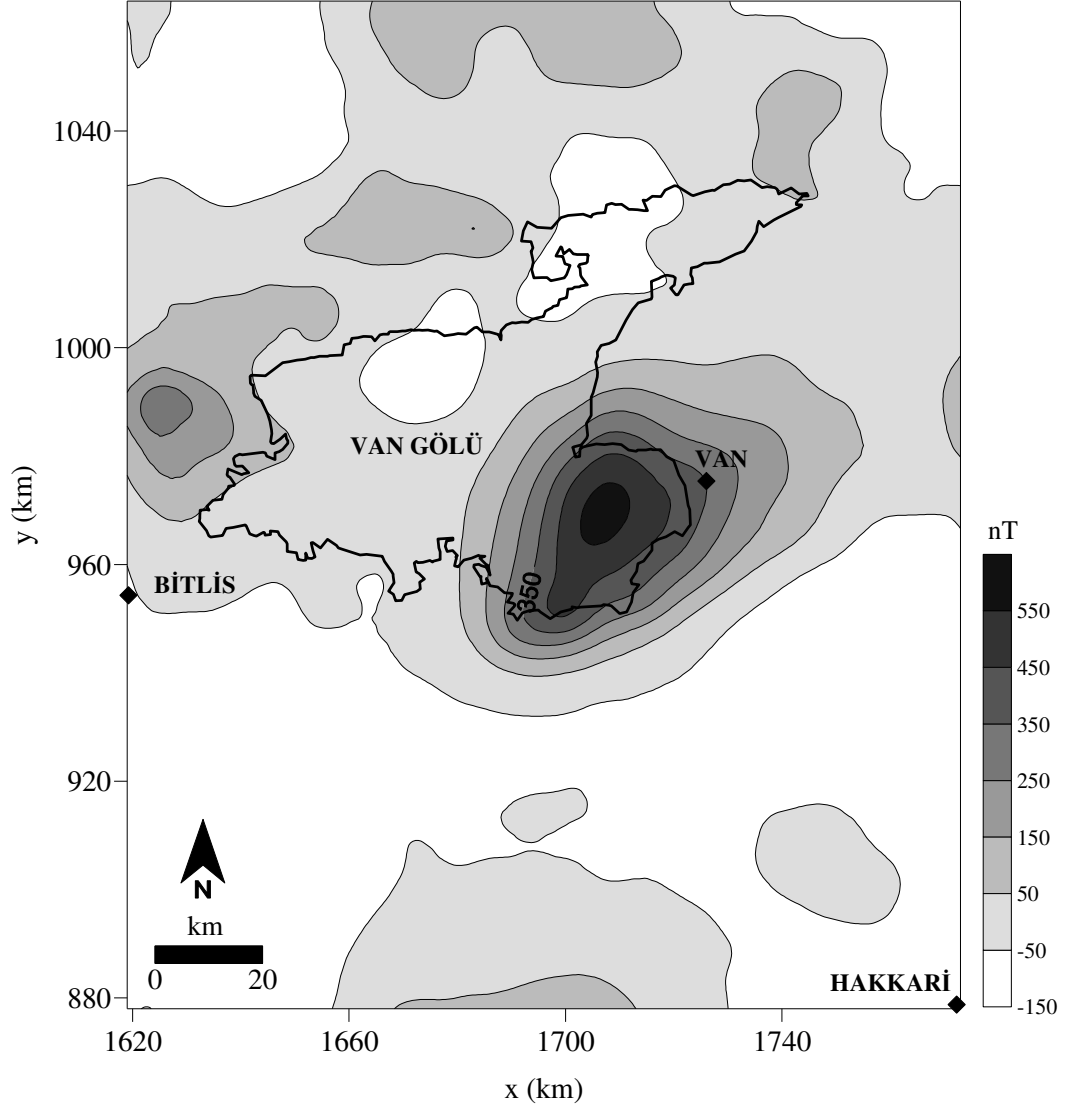
Şekil 3.2. Kutba indirgenmiş havadan mağnetik anomaliye uygulanan güç spektrumu eğrisi



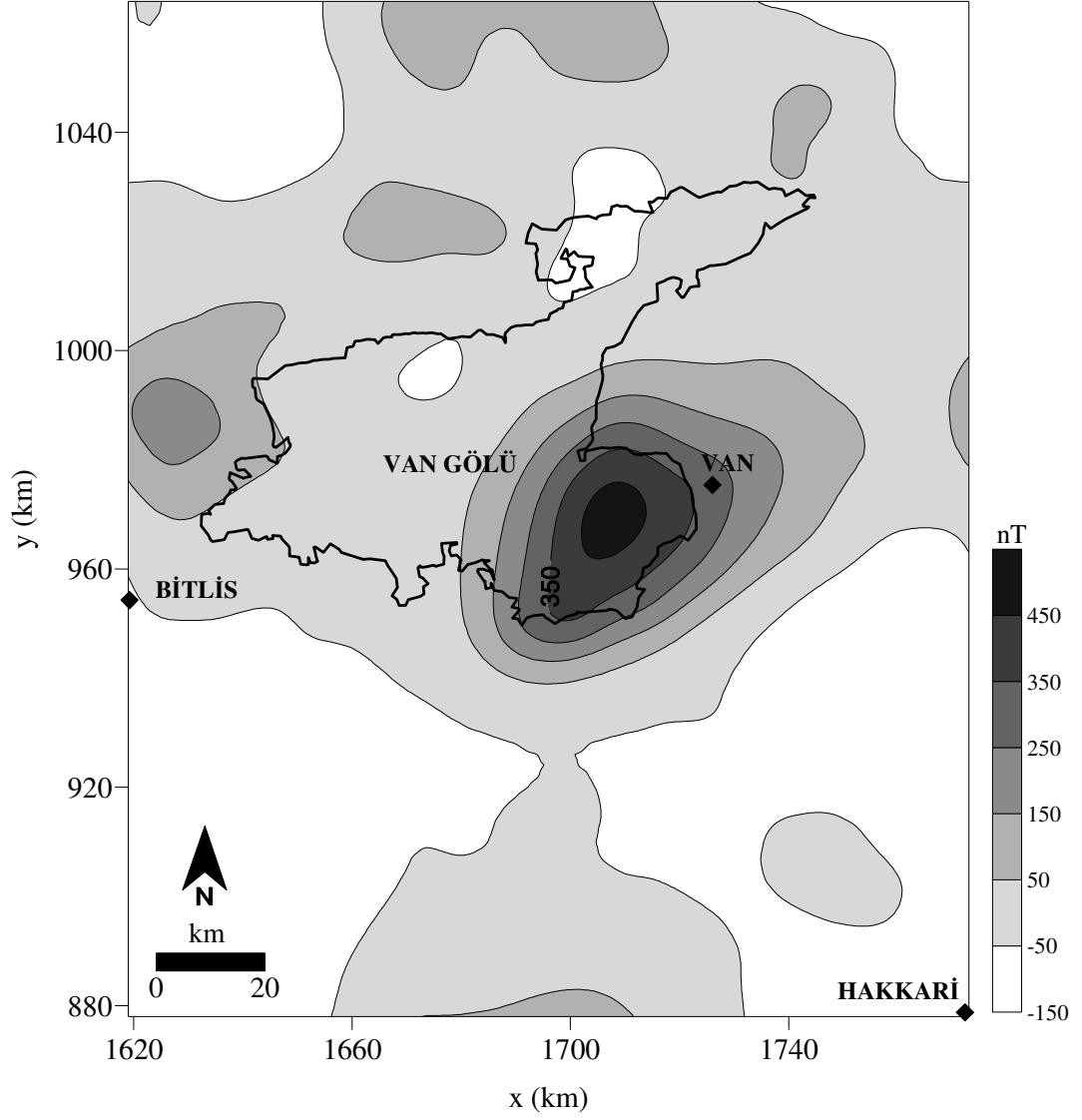
Şekil 3.3. Şekil 3.2' den elde edilen kesme dalga sayısı kullanılarak alçak geçişli filtrelenmiş aeromağnetik anomali haritası. Kontur aralığı 100 nT



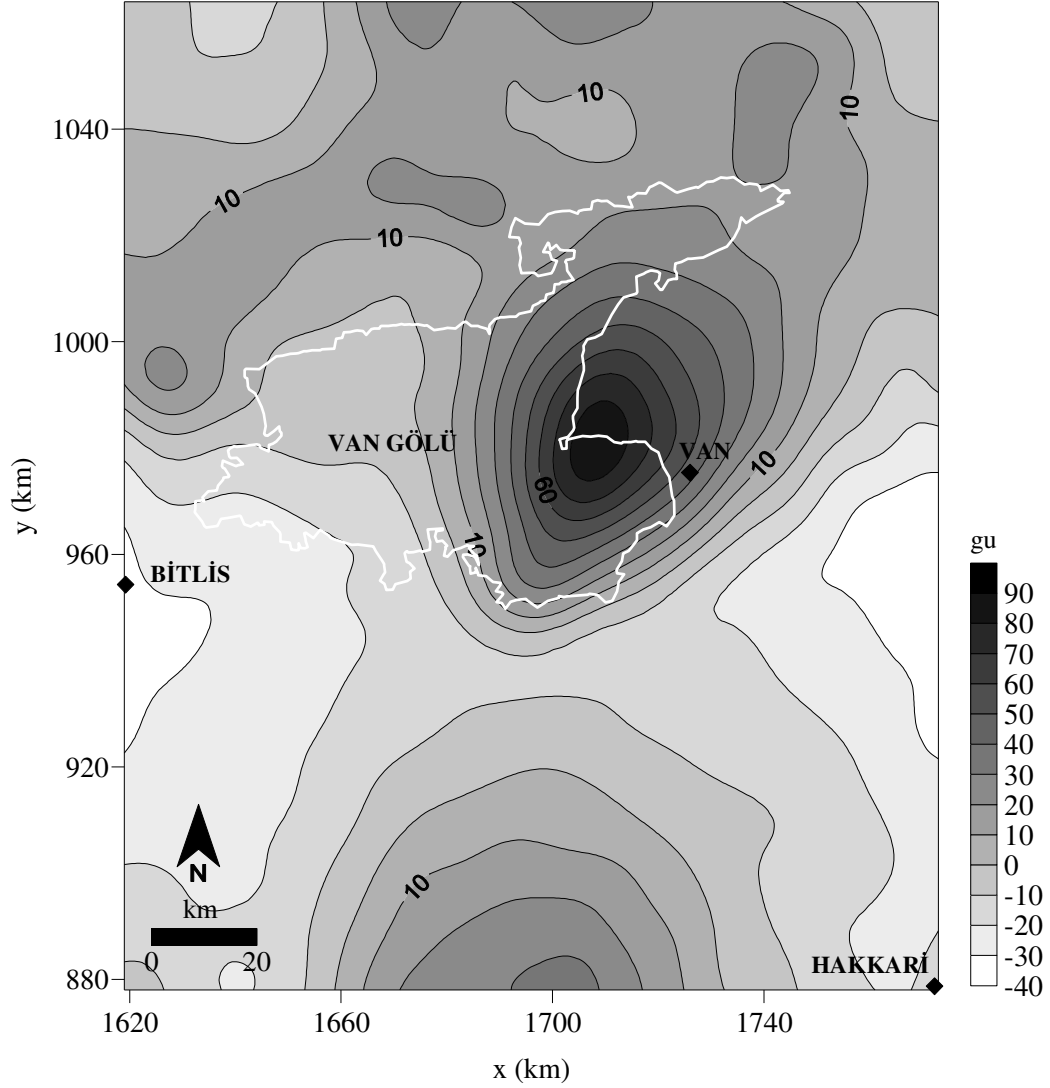
Şekil 3.4. 2 km yukarı analitik uzanım haritası. Kontur aralığı 100 nT



Şekil 3.5. 5 km yukarı analitik uzanım haritası. Kontur aralığı 100 nT



Şekil 3.6. 7 km yukarı analitik uzanım haritası. Kontur aralığı 100 nT

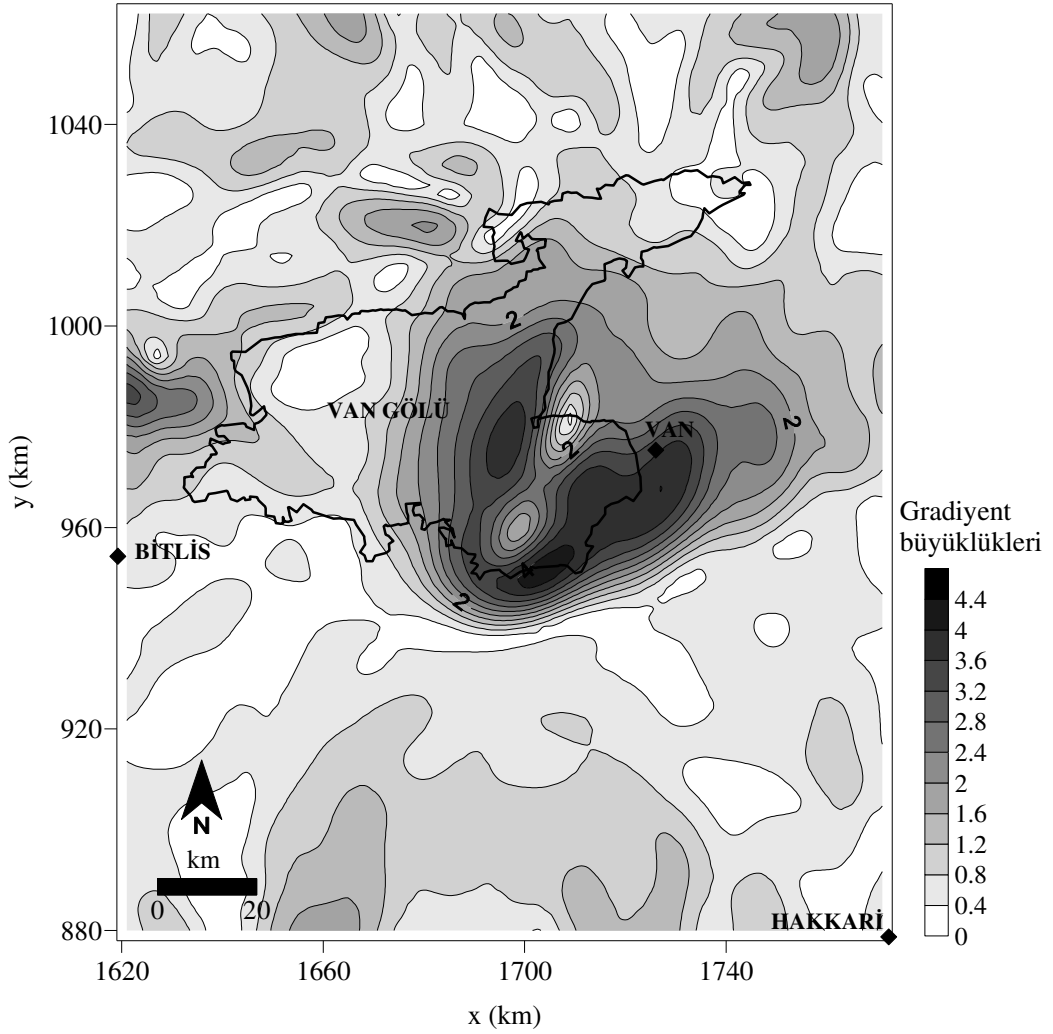


Şekil 3.7. Şekil 3.3' de verilen mağnetik anomali haritasının pseudo-gravite anomali haritası

### 3.6. Sınır Analizi Uygulaması

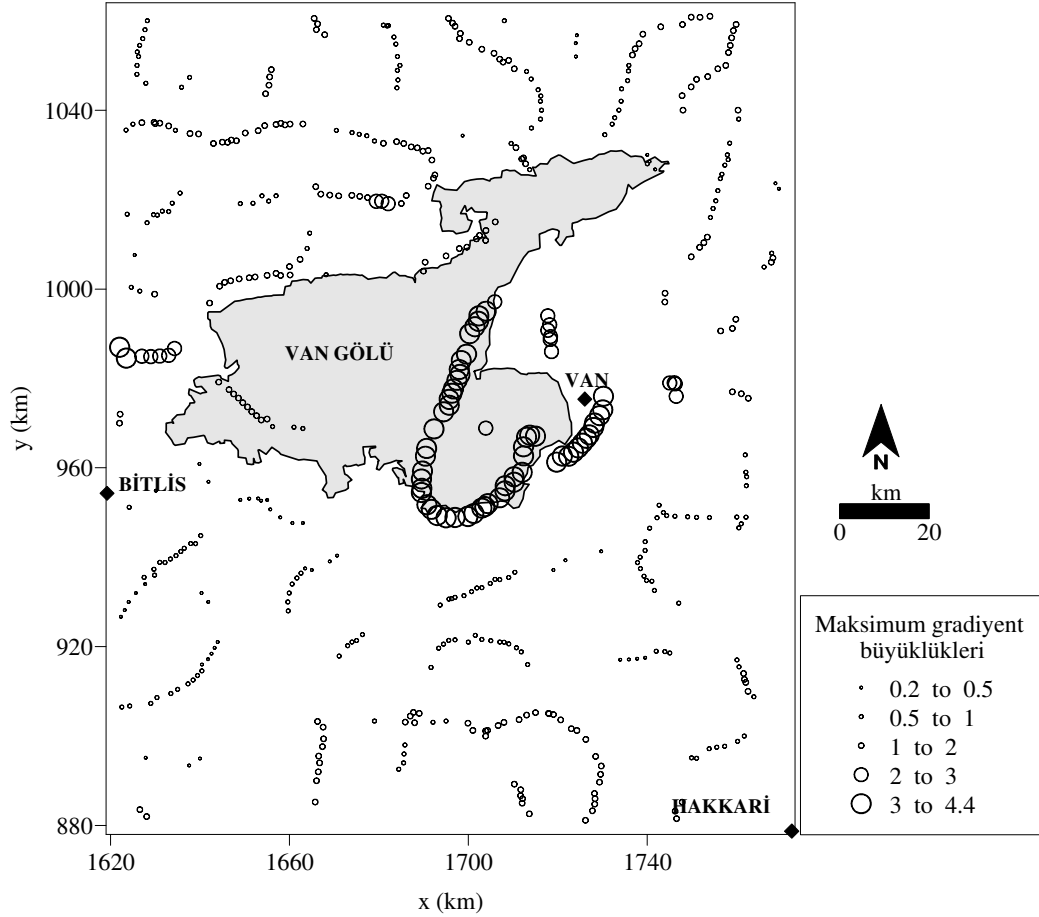
İlk olarak mağnetik kütlelerin yapı sınırlarının tespiti için Cordell ve Grauch (1982, 1985) tarafından sunulan bu yöntem, daha sonraları Blakely ve Simpson (1986) tarafından geliştirilerek yatay gradient şiddetlerinin hızlı yorumunu sağlayacak şekilde önerilmiştir. Pseudo-gravite veya gravite anomalilerinin yatay gradiyentleri, yapı sınırları üzerinde maksimuma ulaşması beklentisi nedeniyle Şekil 3.7' de verilen pseudo-gravite anomali haritasının yatay gradiyentleri hesaplanmıştır (Şekil

3.8). Yatay gradiyent haritasının maksimumlarının yerleri tespit edilmiş ve Şekil 3.9'da verilmiştir. Burada elde edilen kütle sınırları bir sonraki bölümdeki modelleme aşamasında model kütlelerinin saha içerisindeki konumunu belirleyecektir ve bu sınır içerisinde kalan alanda derinlik tayini yapılmaya çalışılacaktır.



Şekil 3.8. Şekil 3.7' de verilen pseudo-gravite anomalilerinin yatay gradiyent haritası





Şekil 3.9. Çalışma alanının maksimum gradiyent haritası

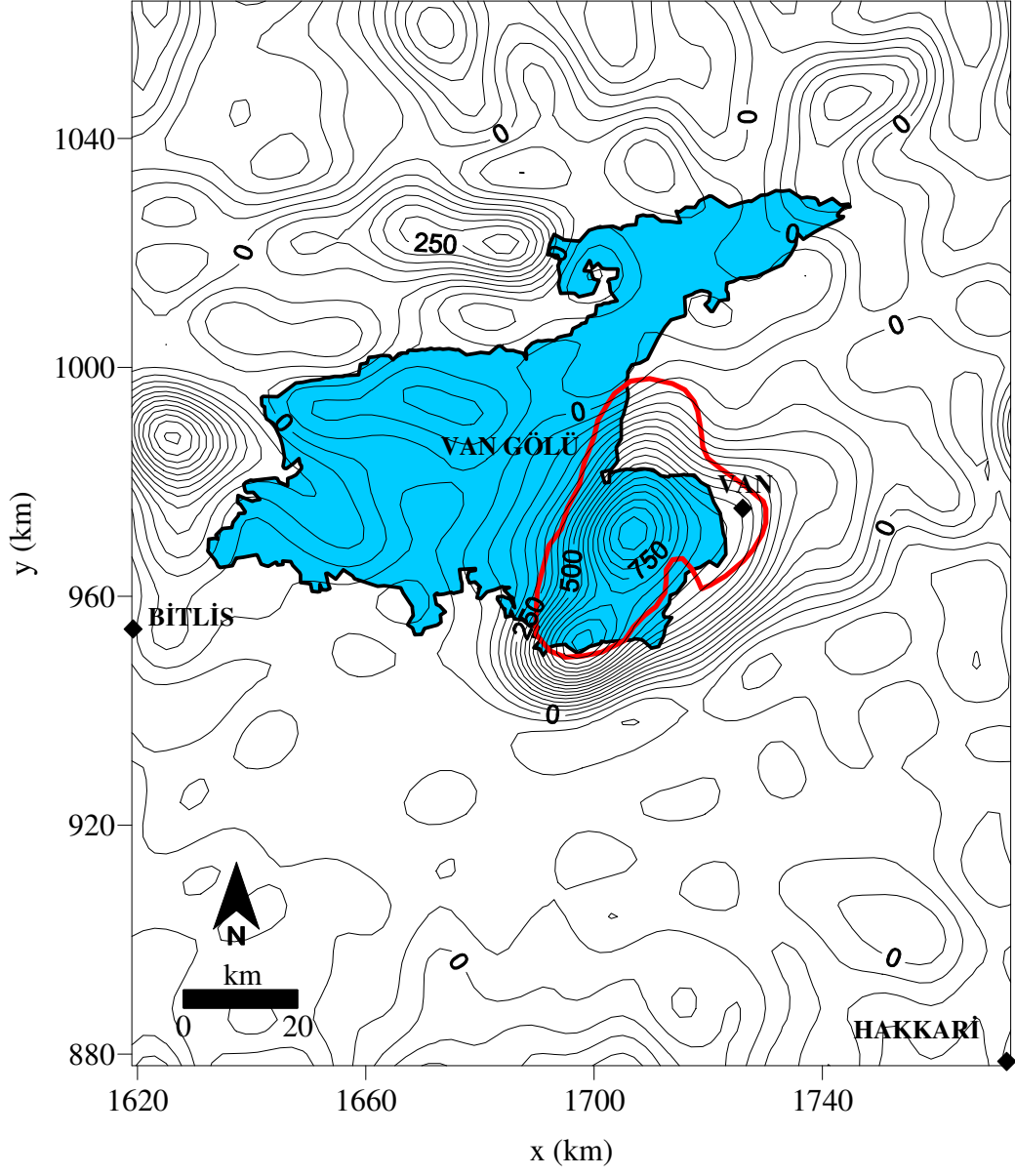
### 3.7. Mağnetik Verilerin Üç Boyutlu Ters Modellenmesi

Mağnetik verilerin 3 boyutlu olarak modellenebilmesi amacıyla, Şekil 3.9' da verilen en büyük maksimumlara sahip yapı sınırları içerisinde kalan alan, 32 adet prizmatik yapıya bölünmüştür (Şekil 3.10 ve 3.11). Yapıyı temsil edecek en uygun süseptibilite değerinin belirlenmesi amacıyla, her bir prizmanın üst derinliği 3 km, alt derinlikleri ise verilen bir süseptibilite değeri için belli aralıkta değiştirilmiştir. Daha sonra farklı süseptibilite değerleri için benzer şekilde ön kestirim modelleri oluşturulmuştur. Oluşturulan bu ön kestirim modellerinin teorik mağnetik anomalileri, kuramsal temelleri Bölüm 2.5' de verilen Gauss-Newton ters çözüm sisteminde gözlemsel veriler ile işleme sokularak çakışmanın optimum RMS

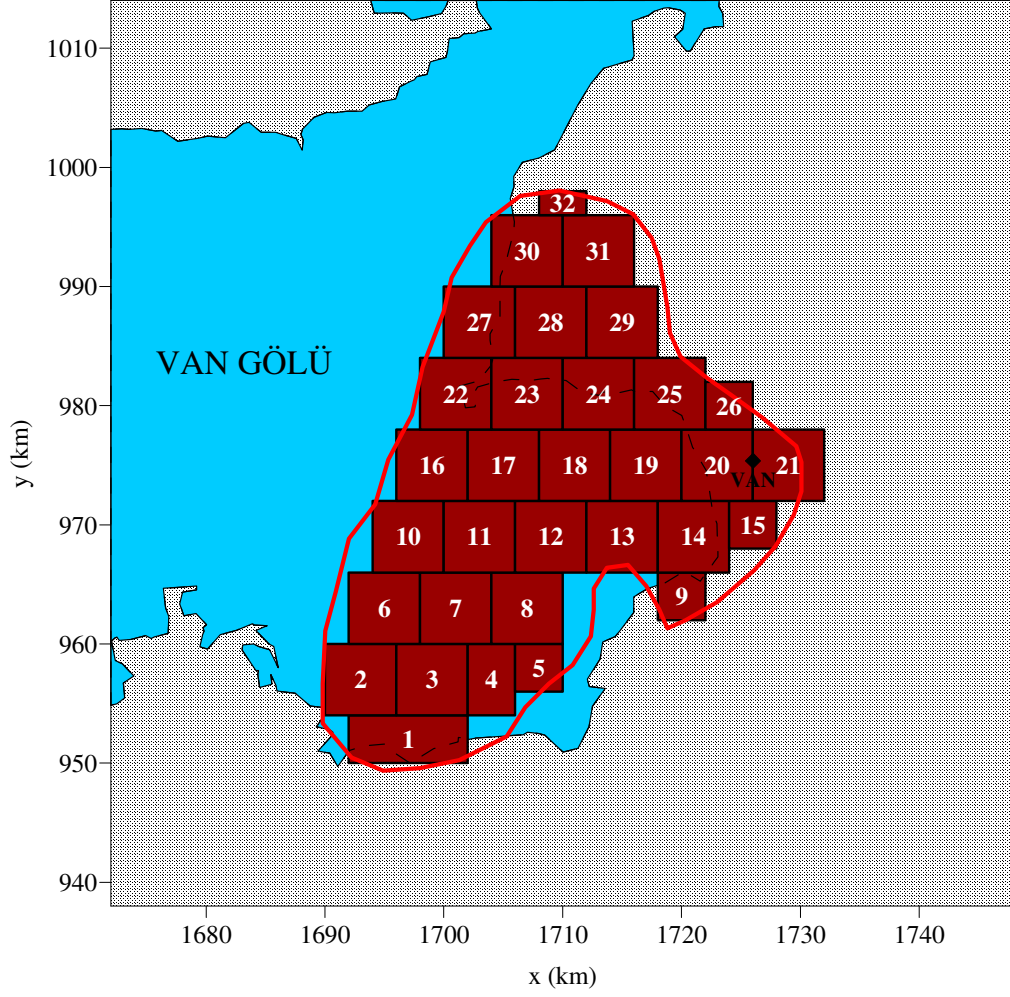
değerleri işaretlenmiştir (Şekil 3.12). Elde edilen bu grafik üzerindeki eğrilerden daha önce Şekil 3.2.'de gösterilen ve ortalama alt derinlik olan 11.38 km ye karşılık gelen en uygun süseptibilitiyi temsil eden değer  $k=0.007$  emu olarak bulunmuştur. Bu değer tüm prizmalar için eşit olarak alınmıştır, yani bozucu kütle homojen süseptibilitiyeye sahip bir kütle olarak kabul edilmiştir. Diğer süseptibilite değerlerinde bulunan alt derinliklerin güç spektrum verilerine uymadığı görülmektedir.

Çalışma sahasının bulunduğu konumda yer mağnetik alanının meyil açısı  $58^\circ$ , sapma açısı ise  $4^\circ$  ve mağnetik alan şiddetinin bu bölgede ortalama 47 000 nT olduğu hesaplanmıştır. Kütlelerin kalıcı mıknatıslanmasının olmadığı, dalım ve sapma açısının yer mağnetik alanı ile aynı doğrultuda olduğu varsayılmıştır.

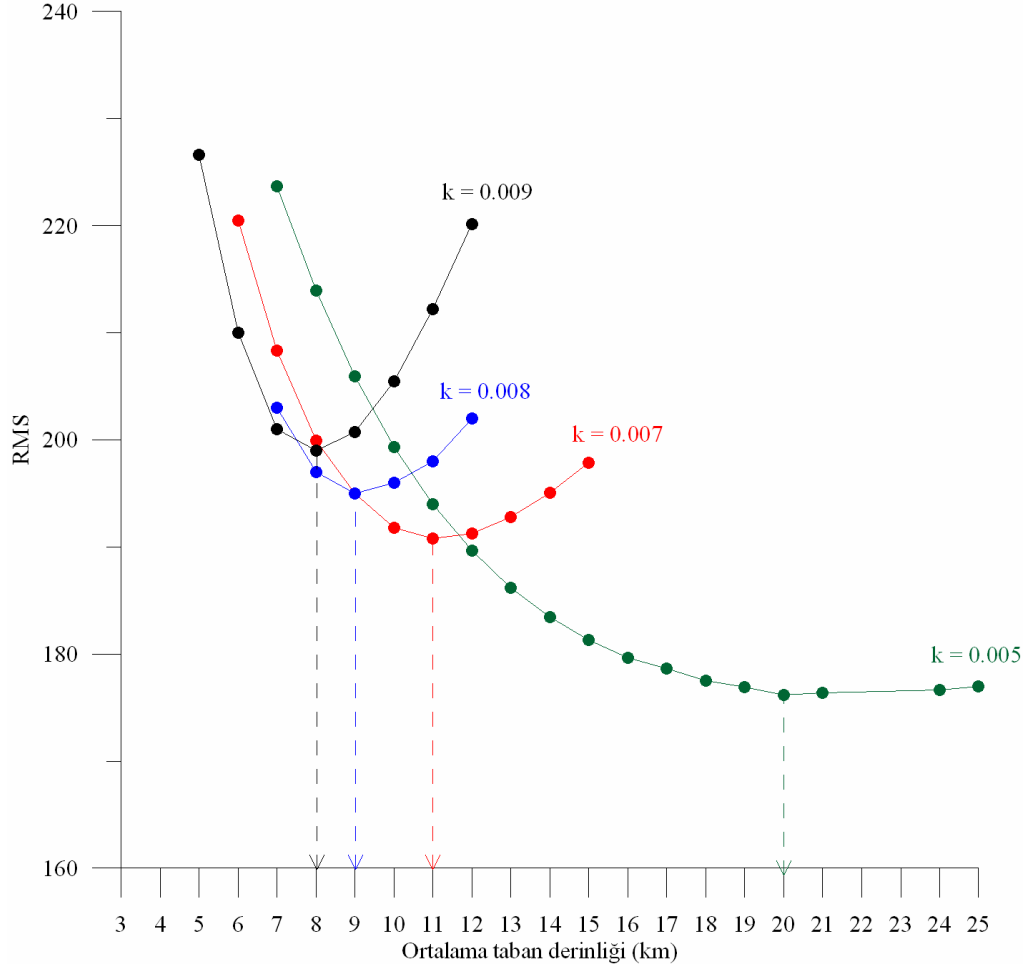
Verilen bilgiler doğrultusunda yapı sınırı içerisinde kalan 32 adet prizma için her birinin üst derinlik ön kestirim değeri olarak 3 km ve yine her biri için alt derinlik ön kestirim değeri ise 11 km olarak seçilmiştir. Bu ön kestirim başlangıç modeli ile saha gözlemsel verilerine Gauss-Newton ters çözüm işlemi uygulanmıştır. Buna göre 36 iterasyon adımı ardından gözlemsel veriyi temsil edecek optimum RMS hatasına ulaşılmıştır (Şekil 3.13). Elde edilen üst ve alt derinlik değerleri Şekil 3.14 ve Şekil 3.15' de 0.25 km aralıklarla gridlenerek gösterilmiştir. Şekil 3.16' da ise hesaplanan teorik modelin üç boyutlu bir görüntüsü verilmiştir. Şekil 3.17' de ölçülen aeromağnetik anomali ve hesaplanan aeromağnetik anomali haritaları ile AB ve CD profil doğrultuları ve kesit görüntüleri gösterilmiştir.



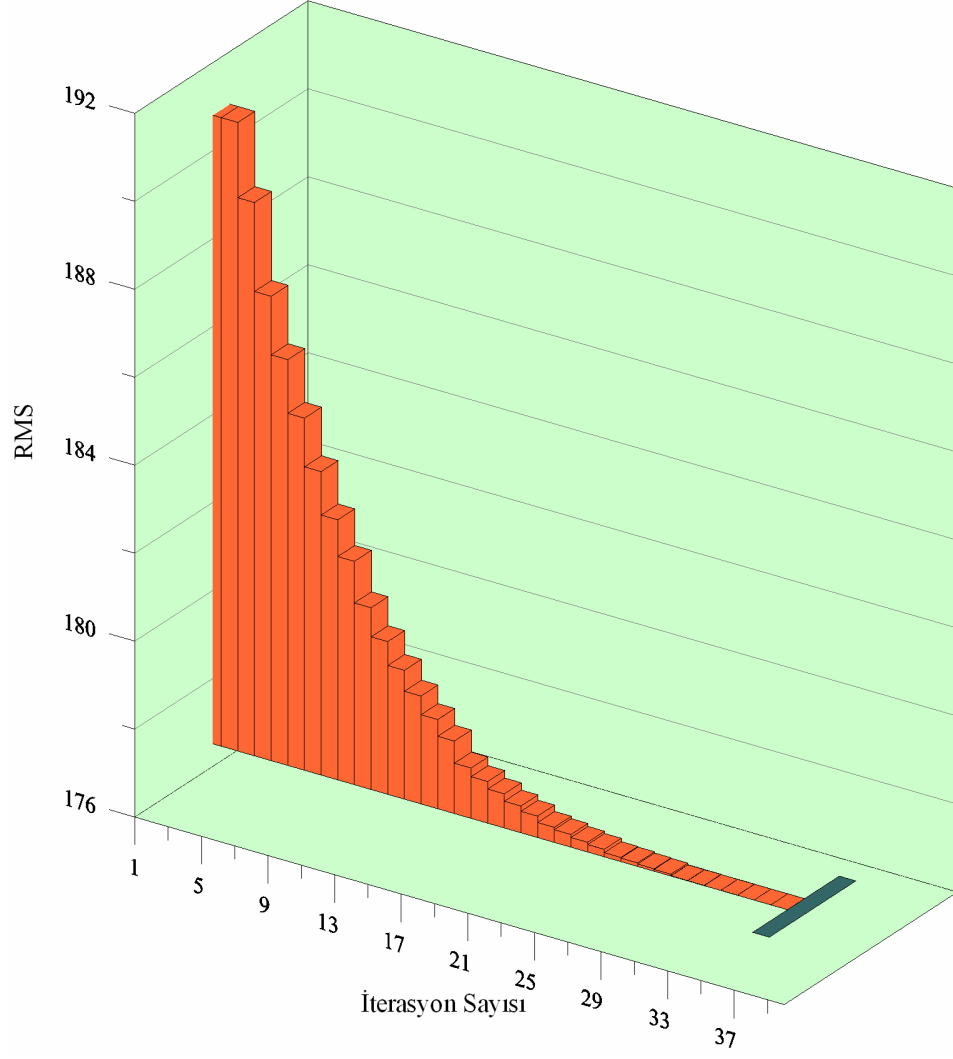
Şekil 3.10. Modellemesi yapılacak sahanın mağnetik anomalisi ve belirlenen yapı sınırı



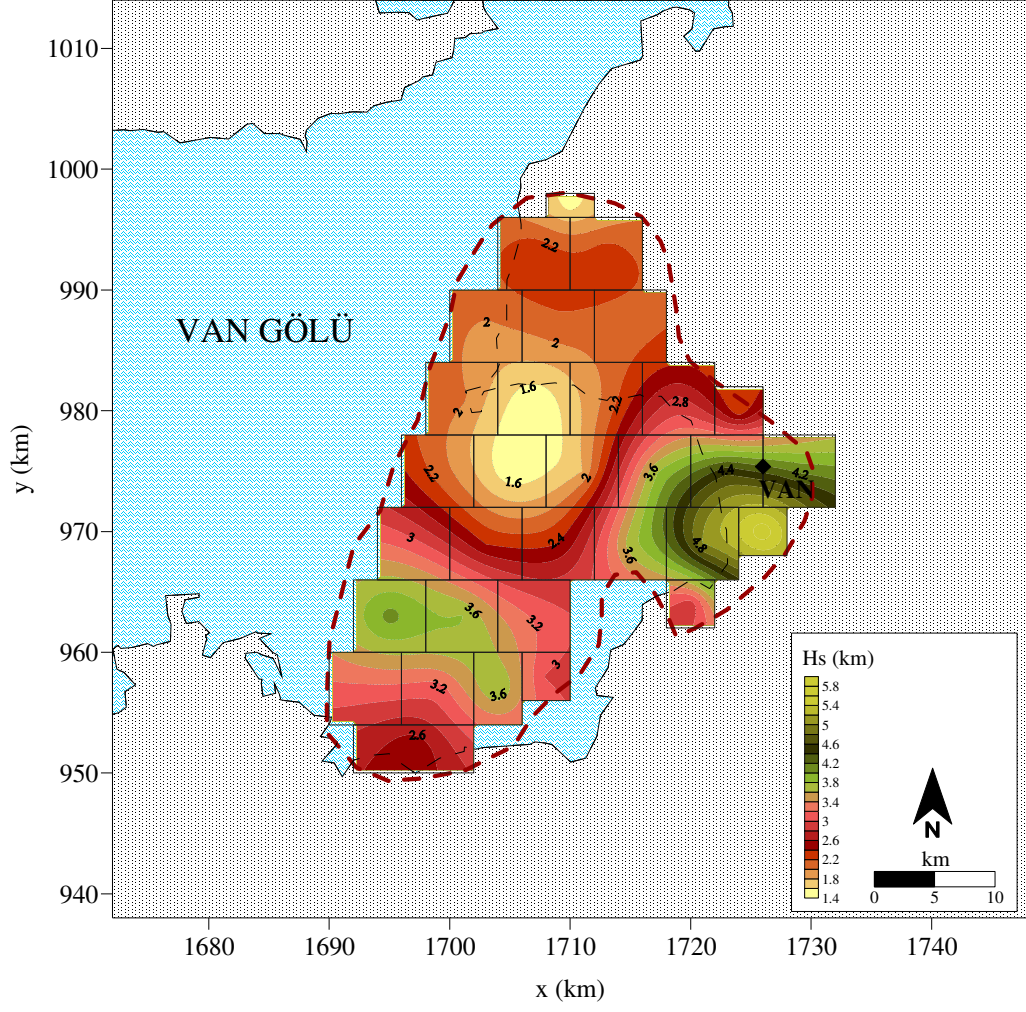
Şekil 3.11. Yapı sınırı içerisinde seçilen prizmaların lokasyonları



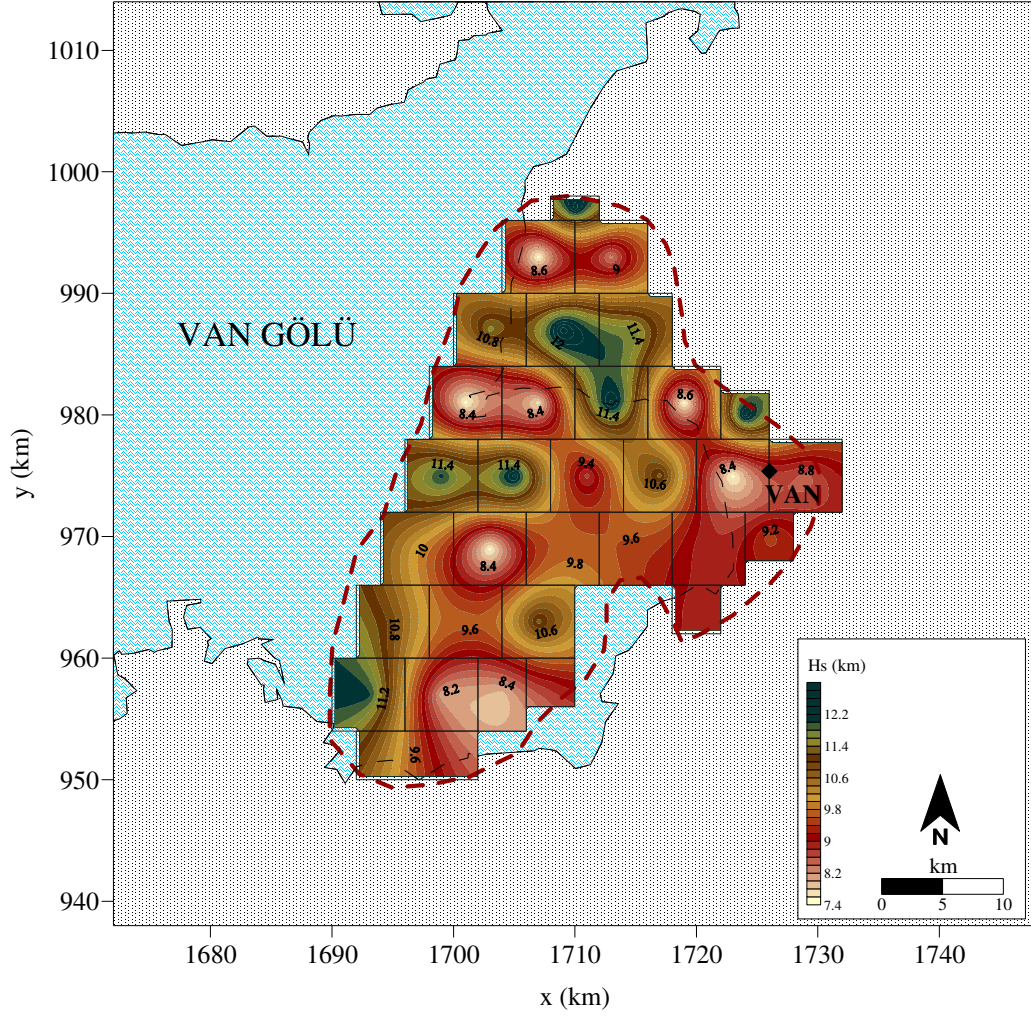
Şekil 3.12. Farklı süseptibilite değerleri için bulunan ortalama alt derinlikler



Şekil 3.13. Gauss-Newton ters çözüm aşamalarındaki RMS değerleri grafiği

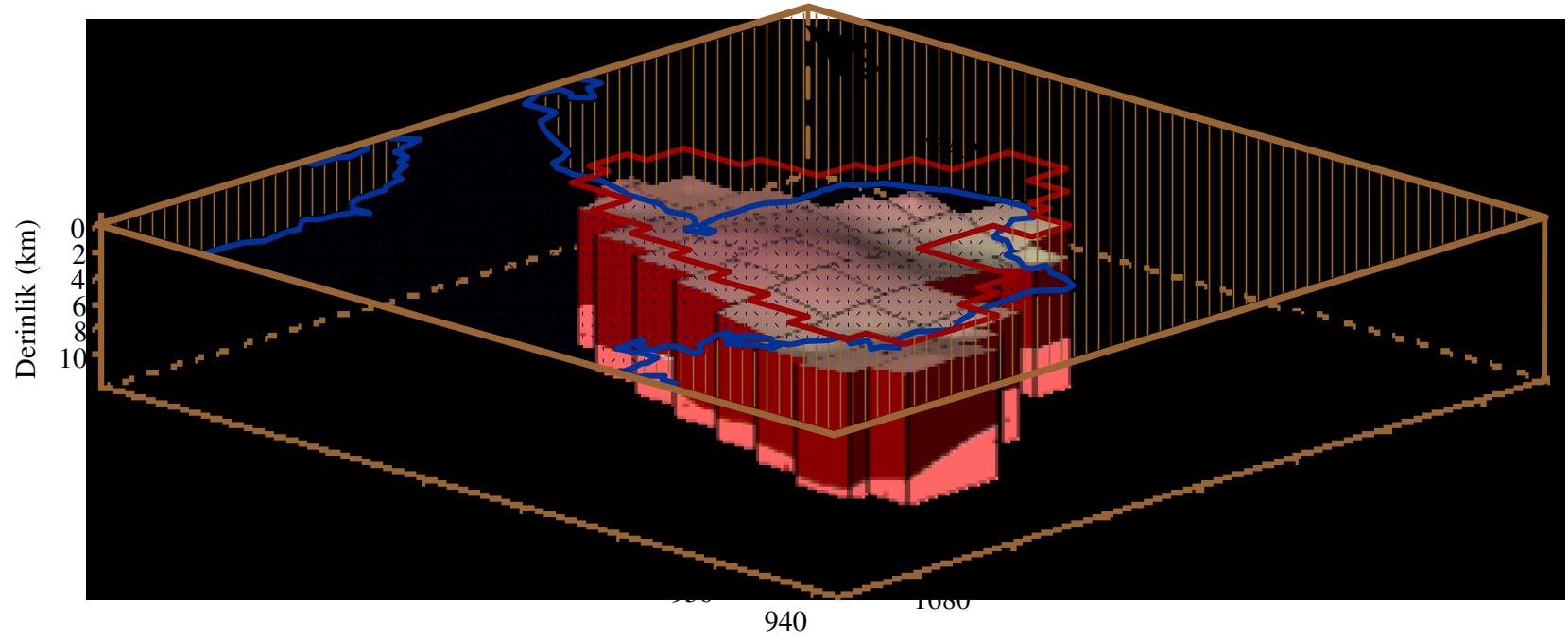


Şekil 3.14. Hesaplanan üst derinliklerin kontur haritası

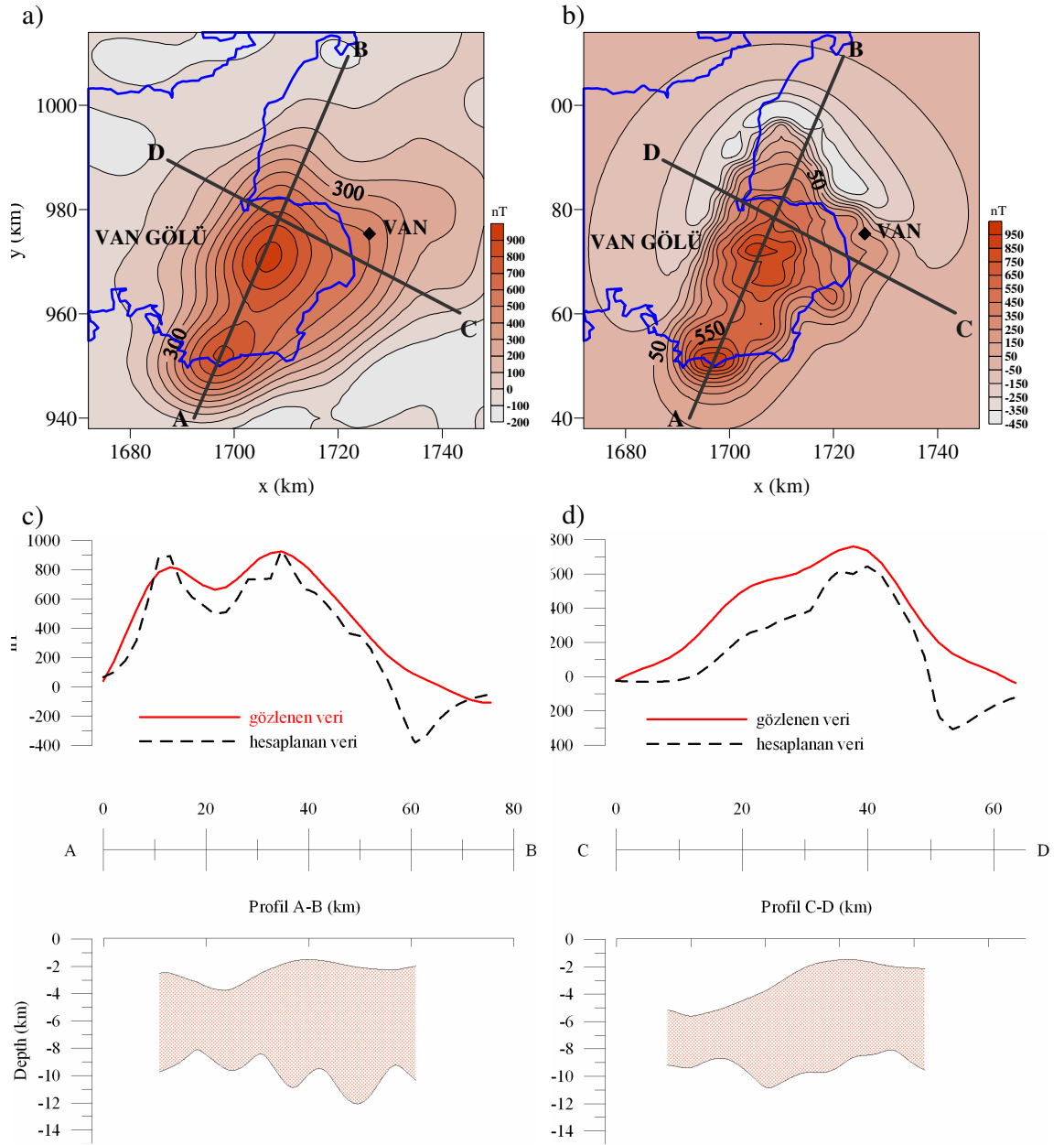


Şekil 3.15. Hesaplanan alt derinliklerin kontur haritası





Şekil 3.16. Hesaplanan teorik modelin 3-B görünümü



Şekil 3.17. a) Ölçülen mağnetik anomali haritası ve profil doğrultuları, b) hesaplanan mağnetik anomali haritası ve profil doğrultuları, c) AB profili kesit göruntüsü, d) CD profili kesit göruntüsü

#### 4. SONUÇ

Doğu Anadolu yüksek platosunda yer alan Van Gölü'nün güneydoğusundaki havadan mağnetik veriler yaklaşık 1000 nT değerli pozitif şiddetli bir mağnetik anomali içermektedir. Doğu Anadolu yüksek platosu Dünyadaki en genç kıta-kıta çarpışma zonlarından birisidir. 2 km yüksekliğe sahip bölge bir yandan aktif K-G sıkışma rejimi etkisi altında iken, diğer taraftan Pliosenen günümüze yaygın volkanizma faaliyetleri etkisi altında kalmıştır. Sismik veriler ışığında yapılan son çalışmalar 45-48 km kabuk kalınlığı göstermektedir. Bölgenin yüzey jeolojisinde metamorfik kayalar gözlenmektedir. Van ilinin batısında güney kısmı göl tabanı altında kabaca KD-GB trendli bir iç volkanik püskürme bu şiddetli mağnetik anomalinin kaynağı olarak düşünülmektedir. Anomaliye neden olan etken yapının boyutları yaklaşık olarak KD-GB yönünde 50 km ve KB-GD yönünde 30 km olduğu saptanmıştır. Taban derinliği bir taraftan 8 ile 12 km ler arasında ondüleli bir şekilde değişime sahipken; diğer yandan da güneyden kuzeye doğru artış göstermektedir. Üst derinlikler ise yaklaşık 2 km civarında iken, Van yerleşim alanı altında üst derinliğin mutlak değer olarak arttığı görülmektedir. A-B profilindeki bu kıvrımlı yapının, Arap plakası ile Doğu Anadolu yığışım karmaşığının etkileşimi sonucunda oluşmuş olabileceği düşünülmektedir. Profilin güneyinde yapı kalınlığı daha inceyken kuzeyde yapının kalınlığı gittikçe artmakta ve üst yüzey derinliği daha da sığlaşmaktadır.

Havadan mağnetik anomalilerin yapma gravite anomalilerinin yatay gradiyentinin en büyük yerleri olası yer altı kütesinin sınırlarını göstermektedir. 3-B modelleme yapabilmek amacıyla, yapı sınırları içersine sığacak şekilde 32 adet prizmatik yapı yerleştirilmiştir. Olası yeraltı yapısının modellenmesinde başlangıç derinlik parametreleri güç spektrumundan bulunan değerler doğrultusunda seçilmiştir. Her bir adımda Gauss-Newton yönteminden bulunan teorik modellere ait hesaplanan anomaliler ile gözlemsel anomali değerleri karşılaştırılarak aralarındaki RMS hataları bulunmuştur. En küçük RMS değerinde bulunan teorik model yer altı yapısını temsil eden model olarak kabul edilmiştir. Olası yeraltı yapısının süseptibilite değeri 0.007

emu olarak saptanmıştır. Bu değer literatürde bazaltik yapılar için verilen süseptibilite değerlerine oldukça yakındır.

## 5. KAYNAKLAR

- Akçıĝ, Z., Pınar, R., 1994, Gravite ve Manyetik Arama Yöntemleri. D.E.Ü. Mühendislik Fakültesi Yayınları, No. 249, İzmir.
- Aktar, M., Dorbath, C., Arpat, E., 2004. The seismic velocity and fault structure of the Erzincan Basin, Turkey, using local earthquake tomography. *Geophys. J. Int.* 156 (3), 497–505.
- Al-Lazki, A., Sandvol, E., Seber, D., Turkelli, N., Mohamad, R., Barazangi, M., 2003. Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions. *Geophys. Res. Lett.* 30, 8040.
- Ateş, A., Kearey, P., 1993, Deep structure of East Mendip Hills from gravity, aeromagnetic and seismic reflection data. *Journal of the Geological Society, London*, 150, 1055-1063.
- Aydın, İ., Karat, H.İ., 1995, Türkiye aeromanyetik haritalarına genel bir bakış. *Jeofizik Bülteni*, 9(1-2), 41-44.
- Aydın, İ., Karat, H.İ. ve Koçak, A., 2005, Curie point depth map of Turkey. *Geophys. J. Int.*, 162, 633-640.
- Aydoğan, D., 2003, Düşey fayların manyetik anomalilerinin sönümlü en küçük kareler çözümü. *İstanbul Üniv.Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, 16(2), 13-24.
- Bağcı, G., 1995, Güneydoğu Anadolu bindirme zonunda deprem oluşumlarının Gumbel ekstrem dağılımı ile incelenmesi, *Nezihi Canitez Semp.*, *Jeofizik*, 9/10, 259-262.
- Baranov, V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22(2), 359-383.
- Baranov, V., Naudy, H., 1964, Numerical calculation of the formulate of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29, 67-79.
- Barka, A.A., Kandisky-Cade, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663–684.
- Başokur, A.T., 2002, Doğrusal ve Doğrusal Olmayan Problemlerin Ters Çözümü, TMMOB Jeofizik Müh Odası Yayını, 166 s, Ankara.

- Bhattacharyya, B.K., 1964, Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization. *Geophysics*, 29, 517-531.
- Bhattacharyya, B.K., 1966, Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, 31, 97-121.
- Blakely, R.J., Simpson, R.W., 1986, Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51, 1494-1498.
- Boray, A., 1975, Bitlis dolayının yapısı ve metamorfizması. *TJK Bült.*, 18(1), 81-84.
- Bozkurt, E., 2001, Neotectonics of Turkey (a synthesis). *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Canitez, N., 1969, Türkiye ve civarında deprem odak hareketleri gerilme dağılımları, İTÜ Maden Fak. Yayını, İst.
- Canitez, N., 1997, Jeofizikte Modelleme, İTÜ Yayınları, İstanbul.
- Cordell, L., Grauch, V.J.S., 1982, Reconciliation of the discrete and integral Fourier transform. *Geophysics*, 47(2), 237-343.
- Cordell, L., Grauch, V.J.S., 1985, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico, edited by W.J. Hinze, The utility of the regional gravity and magnetic anomaly maps. *Soc. Explor. Geophys.*, 181-197.
- Çağlayan, M.A., İnal, R.N.; Şengün, M. ve Yurtsever, A., 1983, Structural setting of Bitlis Masif, edited by O. Tekeli ve C. Göncüoğlu, *Geology of the Taurus belt da. International Symposium*, 245-254.
- Davis, J.C., 1973, *Statistics and data analysis in geology*. Wiley, New York.
- Degens, E.T., Kurtman, F, 1978, *The Geology of Lake Van*, MTA Yayınları, No.169.
- Demirtaşlı, E., Pisoni, C., 1965, Ahlat-Adilcevaz bölgesinin jeolojisi (Van Gölü kuzeyi). *MTA Derg.*, 64, 22-36.
- Dolmaz, M.N., 1999, Isparta ve civarının gravite ve havadan mağnetik anomalilerinin incelenmesi. *Yük. Lisans Tezi, S.D.Ü. Fen. Bil. Enst., Isparta*.
- Dolmaz, M.N., Hisarlı, Z.M., Orbay, N., 2003, Burdur havzasının bouguer gravite verileri ile yorumu. *İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, 16(1), 23-32.
- Ergin, K., 1981, *Uygulamalı Jeofizik*. İTÜ yayınları, İstanbul.

- Eyidoğan, H., 1983, Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı kuşağının sismotektonik özellikleri, Doktora Tezi, İTÜ.
- Gok, R., Turkelli, N., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., 2000, Regional wave propagation in Turkey and surrounding regions, *Geophys. Res. Lett.*, 27(3), 429-432.
- Gok, R., Sandvol, E., Turkelli, N., Seber, D., Barazangi, M., 2003, Sn attenuation in the Anatolian and Iranian plateau and surrounding regions, *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 8042.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., 1983, Geology of the Bitlis metamorphic belt, edited by O. Tekeli ve C. Göncüoğlu, *Geology of the Taurus belt da. International Symposium*, 237-244.
- Grant, F.S., West, G.F., 1965, *İnterpretation theory in applied geophysics*. MacGraw-Hill, New-York.
- Henderson, R.G., Zietz, I., 1948, Analysis of total magnetic intensity anomalies produced by point and line sources. *Geophysics*, 13, 428-436.
- Hildenbrand, T.G., 1983, FFTFIL: A Filtering Program Based on Two dimensional Fourier Analysis, U.S.G.S. Open File Report, 83-237.
- Hisarlı, Z.M., Dolmaz, M.N., 2004, Kozak plütonik kütlelerinin havadan mağnetik anomalilerinin modellenmesi. *İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, 17(2), 147-159.
- Hughson, J.T., 1964, The calculation of total intensity magnetic anomalies for certain bodies by digital computer. *Geophysics*, 29, 54-66.
- Hutchison, R.D., Lucarelli, L.B. and Hartman, R.R., 1962, Türkiye'nin Müntehap Sahalarında Maden Kaynaklarının Kıymetlendirilmesi Hakkında İstikşaf Pogramı. MTA yayınları, 108, 109 ve 110, Ankara.
- Kadinsky-Cade, K., Barazangi, M., Oliver, J., Isacks, B., 1981, Lateral variation in high-frequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish and Iranian plateaus, *J. Geophys. Res.*, 86, 9377-9396.
- Karat, H.İ., Metin, O., 1992, Türkiye'nin Havadan Rejyonel Manyetik Haritalarının Hazırlanması Hakkında Genel Bilgi. MTA raporu, No.9402.
- Kaypak, B., Eyidoğan, H., 2005. One-dimensional crustal structure of the Erzincan basin, Eastern Turkey and relocations of the 1992 Erzincan earthquake

(Ms=6.8) aftershock sequence, *Physics of The Earth and Planetary Int.*, 151(1-2), 1-20.

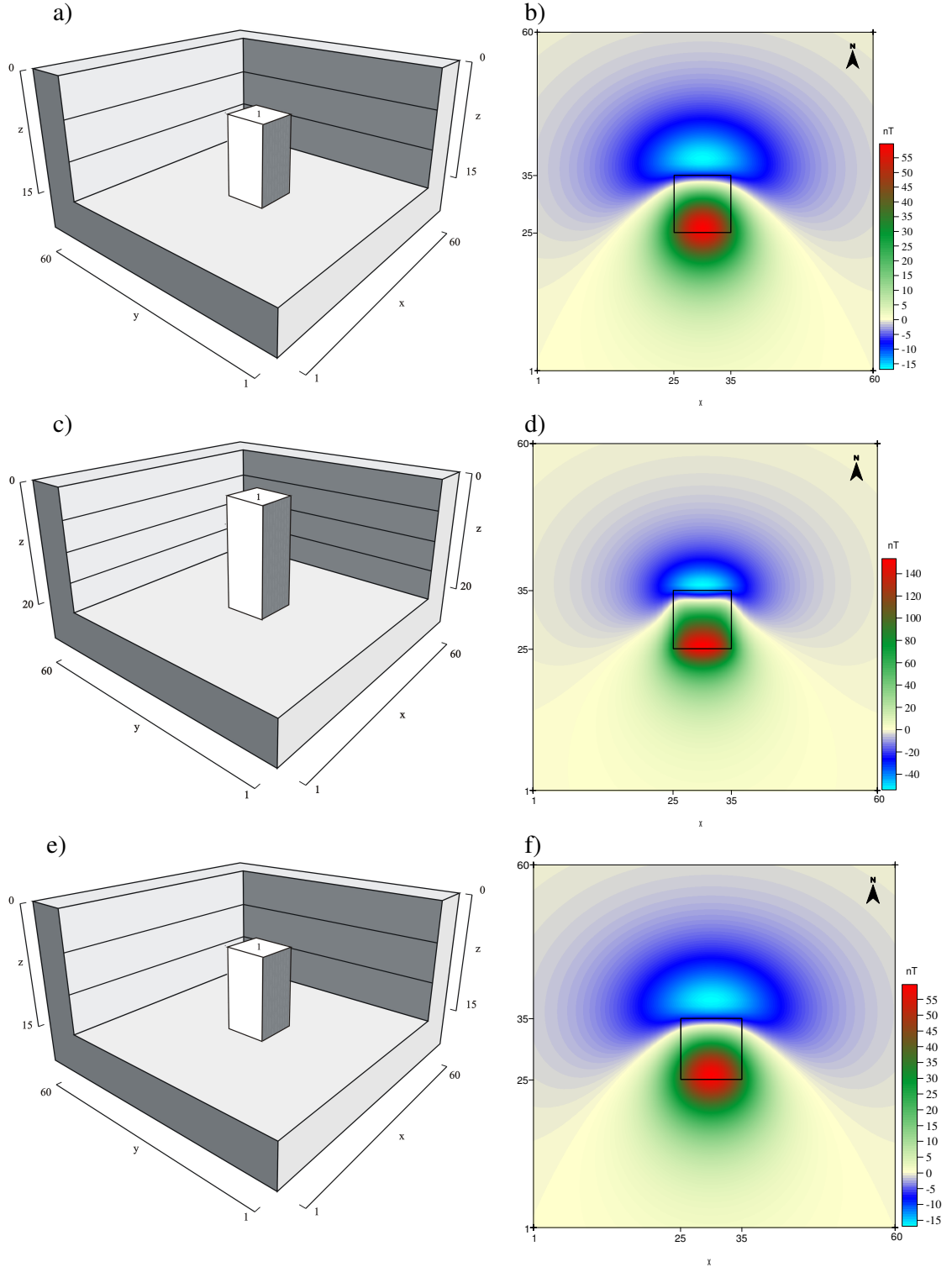
- Kearey, P., Brooks, M., 1991, *An introduction to geophysical exploration*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 254 pp.
- Kekovalı, K., 2002, *Doğu Anadolu Bölgesi Curie Nokta Derinliklerinin Belirlenerek Sismolojik ve Tektonik Verilerle Denetlenmesi*. Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bil. Enst., İstanbul.
- Kenar, Ö., 1998, *Gravite ve Magnetik Prospeksiyon*, Kocaeli Üniv. Yayınları, Kocaeli.
- Keskin M., 2003, Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction&hyphen;accretion complex: An alternative model for collision&hyphen;related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (24), 8046-8049.
- Ketin, İ., 1977, Van gölü ile İran sınırı arasındaki bölgede yapılan jeoloji gözlemlerinin sonuçları hakkında kısa bir açıklama. *TJK Bült.*, 20(2), 79-85.
- Koçyiğit, A., Beyhan, A., 1998, A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, 284, 317–336.
- Lanczos, C., 1961. *Linear Differential Operators*. D. Van Nostrand, London, 564.
- McKenzie, D.P., 1972, Active tectonics of Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-185.
- Menke, W., 1984, *Geophysical Data Analysis: Discrete Invers Theory*, Academic Press. Inc., London.
- Nettleton, L.L., 1940, *Geophysical prospecting for oil*. MacGraw-Hill, New York.
- Nowroozi, A.A., 1972, Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afganistan and Plate tectonics of the Middle East, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 823-850.
- Öksüm, E., Dolmaz, M.N., Etiz, A., Aydoğan, S., Aydın, İ., 2005. Analysis of aeromagnetic anomalies related by Baklan Granite in S of Muratdağı (Uşak), W Turkey. 4th Balkan Geophysical Congress, 7-10 October 2005, Bucharest-Romania, *Journal of Balkan Geophysical Society*, 8(1), 601-604.
- Parker, R. L., 1972. Rapid computation of potential anomalies. *Geoph.J.R.Ast.Soc.*, 31, 447-455.



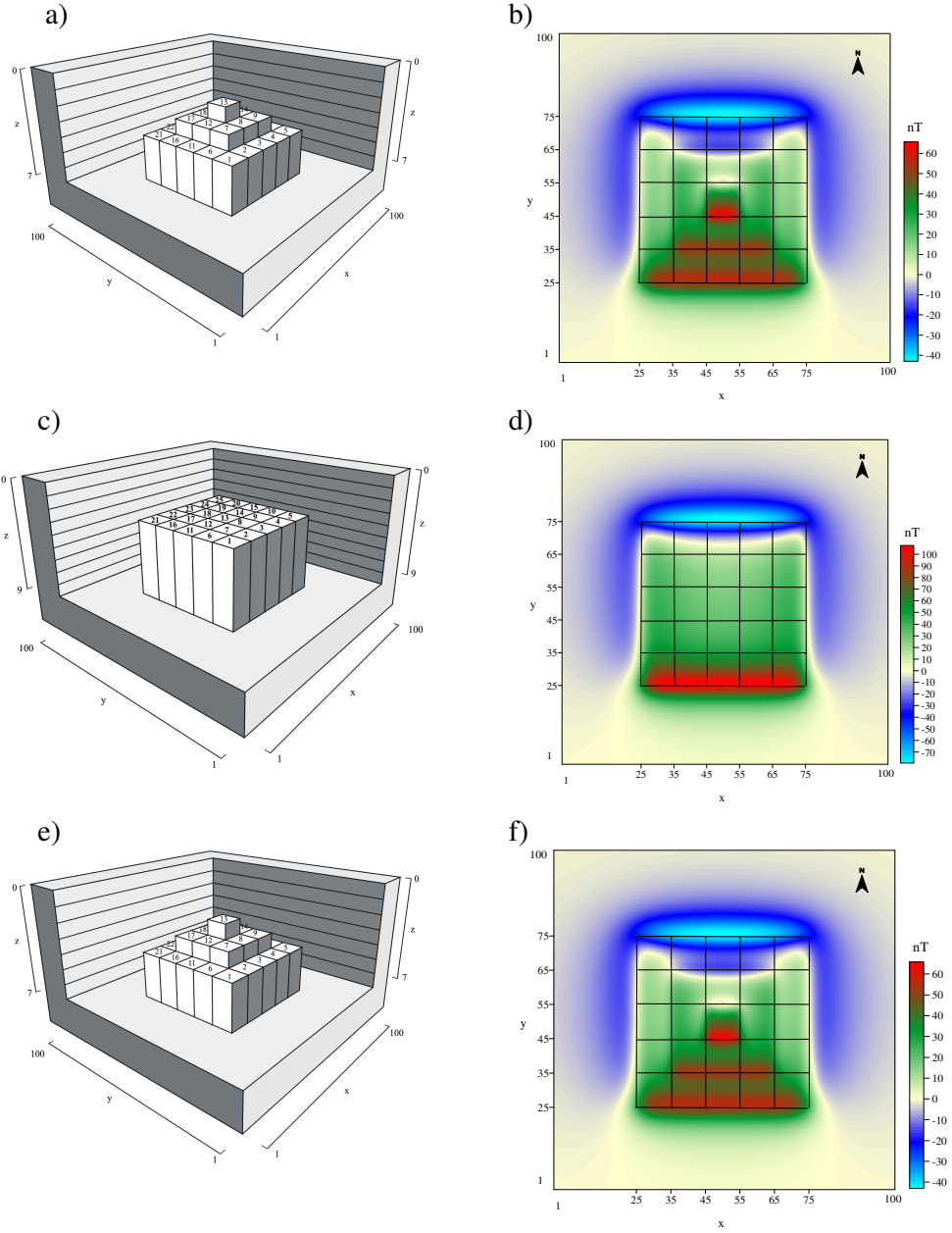
- Pedersen, L.B., 1977, Interpretation of potential field data, a generalized inverse approach. *Geophys. Prospect.*, 25, 199-230.
- Perinçek, D., 1980, Bitlis metamorfitlelerinde volkanitli Triyas. *TJK Bült.*, 23(2), 201-211.
- Perinçek, D., Özkaya, İ., 1981, Arabistan levhası kuzey kenan tektonik evrimi. *Yerbilimleri*, 8, 91-101.
- Radhakrishna Murthy, I.V., Krishnamacharyulu, S.K.G., 1990, Automatic inversion of gravity anomalies of faults. *Computers& Geosciences*, 16, 539-548.
- Radhakrishna Murty, I.V., Swamy, K.V., Jagannadha Rao, S., 2001, Automatic inversion of magnetic anomalies of faults. *Computers&Geosciences*, 27, 315-325.
- Sandvol, E., Al-Damegh, K., Calvert, A., Seber, D., Barazangi, M., Mohammad, R., Gok, R., Turkelli, N., Gurbuz, C., 2001, Tomographic imaging of Lg and Sn propagation in the Middle East, *Pure and Applied Geophysics*, 158, 1121-1163.
- Sandvol, E., Turkelli, N., Barazangi, M., 2003, the Eastern Turkey Seismic Experiment: The study of a young continent-continent collision, *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 8038.
- Smellie, D.W., 1956, Elementary approximations in aeromagnetic interpretation: *Geophysics*, 21, 1021-1040.
- Spector, A., Grant, F.S., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293-302.
- Şaroğlu, F., Güner, Y., 1981, Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler: Jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri. *TJK Bült.*, 24, 39-50.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1984, Doğu Anadolu'nun neotektoniği ve ilgili mağmatizması, İhsan Ketin Sempozyumu Bildirileri, 149-162.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1986, Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. *MTA Dergisi*, 107, 73-94.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., 1987, Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, edited

- by M.P. Coward, J.F. Dewey, P.L. Hancock, Continental Extensional Tectonics. Geological Society of London Special Publication, 28, 575-589.
- Talwani, M., Heirtzler, J.R., 1964, Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape in computers in mineral industries, Part 1. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., 9(1), 464-480.
- Vacquier, V., Steenland, N.C., Henderson, R.G. and Zietz, I., 1951, Interpretation of aeromagnetic maps. GSA Mem., No.47, 151 pp.
- Venkata Raju, D.C., 2003, LIMAT: a computer program for least-squares inversion of magnetic anomalies over long tabular bodies. Computers & Geosciences, 29, 91-98.
- Yılmaz, Y., Dilek, Y. ve Işık, H., 1981, Gevaş (Van) ofiyolitinin jeolojisi ve sinkinematik bir makaslama zonu. TJK Bült., 24(1), 37-44.
- Zor, E., Sandvol, E., Gurbuz, C., Turkelli, N., Seber, D., Barazangi, M., 2003. The crustal structure of the East Anatolian plateau from receiver functions. Geophys. Res. Lett. 30, 8044.

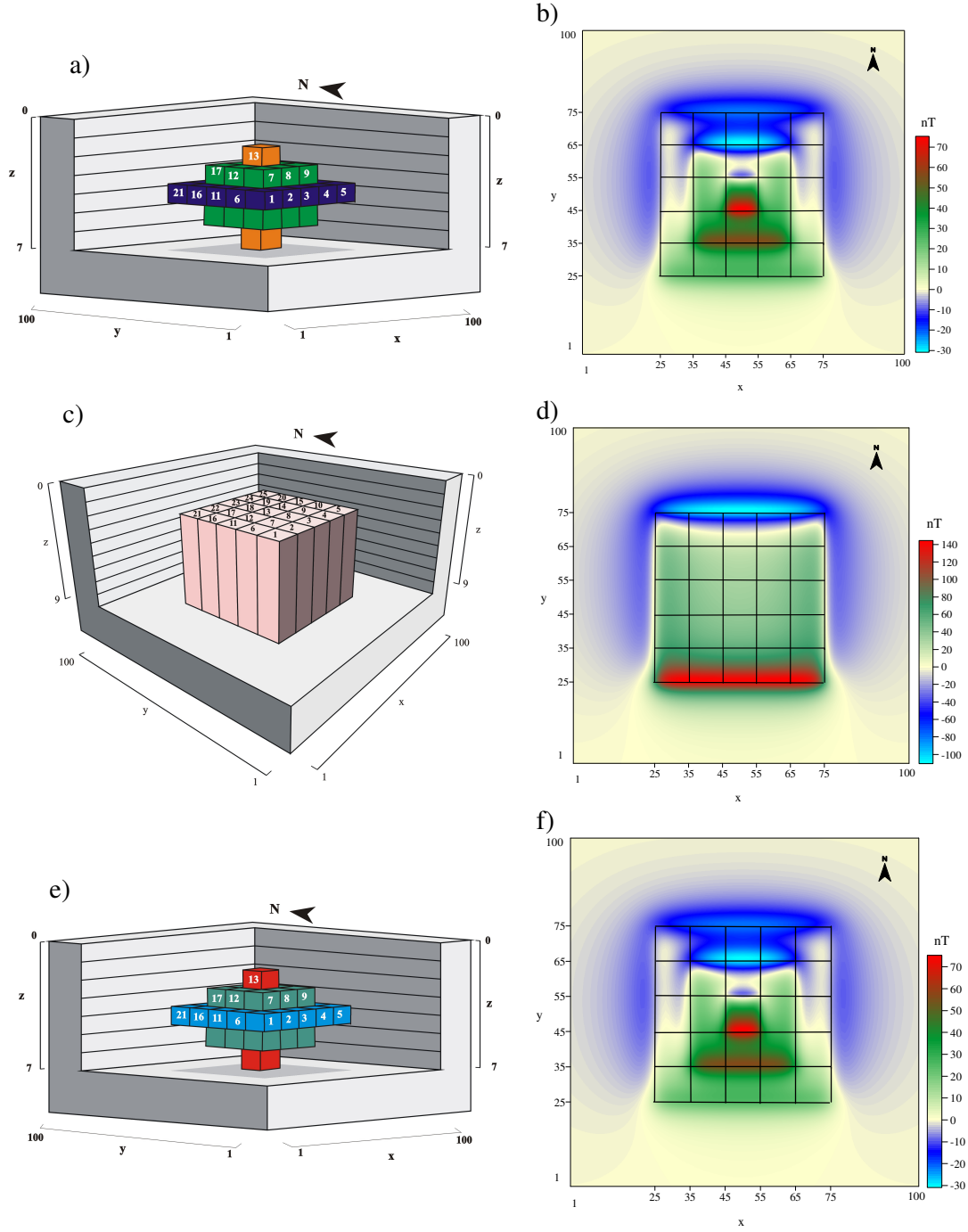
**6. EKLER**



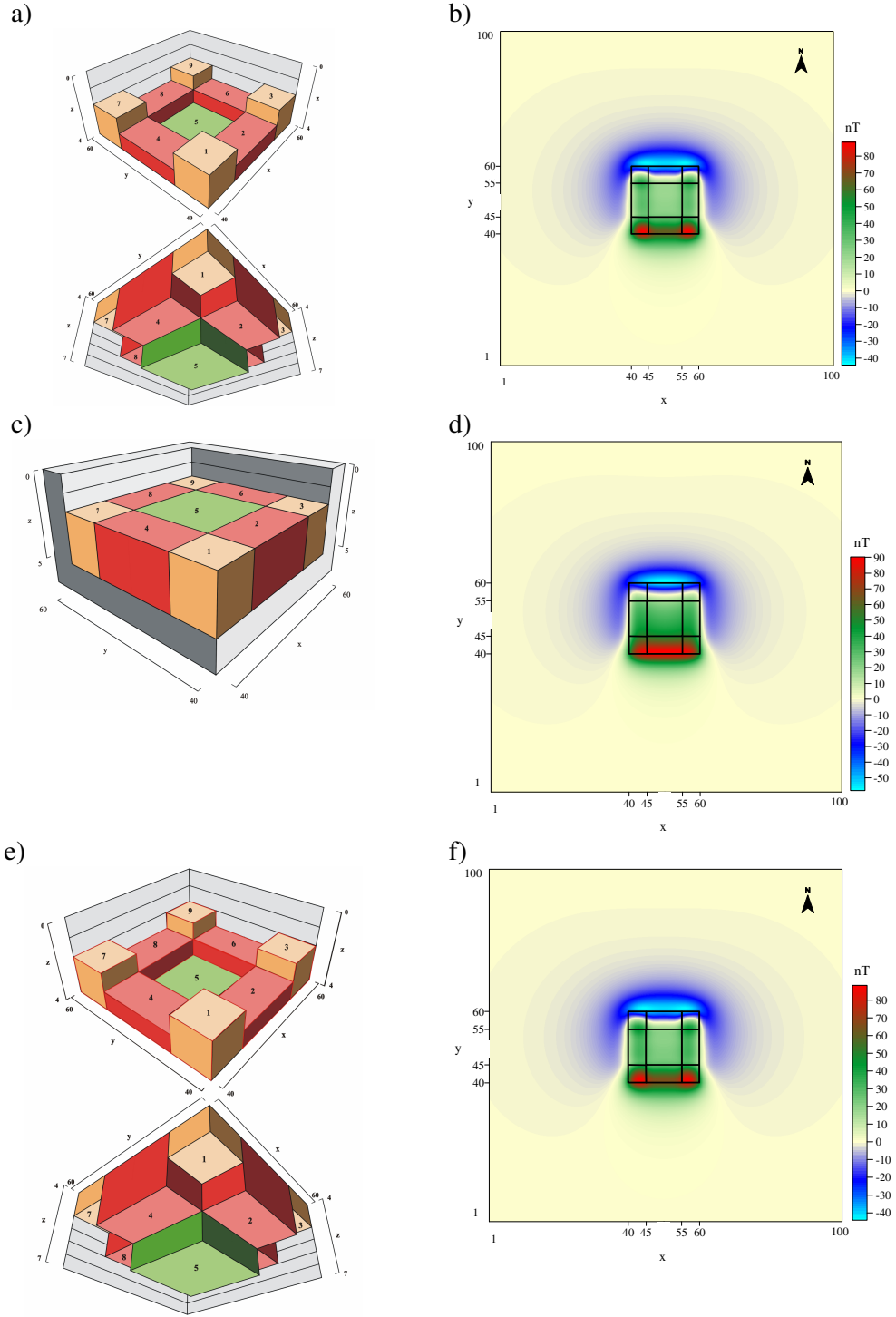
Ek Şekil 1. a) Kuramsal model ( $I=45000$ ,  $i=58^\circ$ ,  $D=0^\circ$ ,  $k=0.001$ ), b) Kuramsal modele ait mağnetik anomali haritası, c) Ön kestirim modeli, d) Önkestirim modeline ait mağnetik anomali, e) Gauss-Newton ters çözüm sonucu hesaplanan model, f) hesaplanan modele ait mağnetik anomali.



Ek Şekil 2. a) Kuramsal model ( $I=45000$ ,  $i=58^\circ$ ,  $D=0^\circ$ ,  $k=0.001$ ), b) Kuramsal modele ait mağnetik anomali haritası, c) Ön kestirim modeli, d) Önkestirim modeline ait mağnetik anomali, e) Gauss-Newton ters çözüm sonucu hesaplanan model, f) hesaplanan modele ait mağnetik anomali.



Ek Şekil 3. a) Kuramsal model ( $I=45000$ ,  $i=58^\circ$ ,  $D=0^\circ$ ,  $k=0.001$ ), b) Kuramsal modele ait mağnetik anomali haritası, c) Ön kestirim modeli, d) Önkestirim modeline ait mağnetik anomali, e) Gauss-Newton ters çözüm sonucu hesaplanan model, f) hesaplanan modele ait mağnetik anomali.



Ek Şekil 4. a) Kuramsal model ( $I=45000$ ,  $i=58^\circ$ ,  $D=0^\circ$ ,  $k=0.001$ ), b) Kuramsal modele ait mağnetik anomali haritası, c) Ön kestirim modeli, d) Önkestirim modeline ait mağnetik anomali, e) Gauss-Newton ters çözüm sonucu hesaplanan model, f) hesaplanan modele ait mağnetik anomali.

EK-5

```

write(*,*)'*****'
write(*,*)* THIS PROGRAMME USE GAUSS-NEWTON S REVERSE *'
write(*,*)*      TECHNIQUE FOR MODELLING *'
write(*,*)*      WITH 3-D PRISMS *'
write(*,*)*      MAGETIC DATA *'
write(*,*)'*****'

```

C Y: East Coordinates

C X: North Coordinates

C Data: Observed Field Data

C Cdata: Calculated Data

C Data Area File(\*.Dat) Includes: Y,X,Data

C Model File(\*.Dat) Includes:Lower And Upper Coordinates

C Of Prism

```

dimension yp(50,2),xp(50,2),hp(50,2),sus(50)
dimension yo(10000),xo(10000),data(10000)
dimension cdata(10000),diff(10000),rfat(10000)
dimension drtv1(10000,50),drtv2(10000,50),sismat(10000,100)
dimension fopt(10000),h1opt(50),h2opt(50),p(100)
character*16 file1,file2,file4
write(*,*)'input file name of data area:.'
read(*,'(a16)')file1
write(*,*)'input number of data:.'
read(*,*)ndat
open(2,file=file1)
do 1000 i=1,ndat
read(2,*) yo(i),xo(i),data(i)
1000 continue
write(*,*)'input coordinate file:.'
read(*,'(a16)')file2
write(*,*)'input number of prism:.'
read(*,*)nprz

```



```

open(3,file=file2)
do 1001 k=1,nprz
read(3,*)yp(k,1),yp(k,2),xp(k,1),xp(k,2)
1001 continue
write(*,*)'input field inclination angle ::'
read(*,*)ink
write(*,*)'input field denclination angle ::'
read(*,*)jnk
write(*,*)'input field magnetitation :::::'
read(*,*)jt
1015 write(*,*)'equal starting depths for all prism :'
write(*,*)'yes -->1 no-->2      '
read(*,*)yes
write(*,*)'sussebtibility of prism:'
read(*,*)suseb
if(yes.eq.2) goto 1003
write(*,*)' enter top depths of prism (km)::'
read(*,*)td
write(*,*)' enter bottom depths of prism (km)::'
read(*,*)bt
do 1002 k=1,nprz
hp(k,1)=td
hp(k,2)=bt
sus(k)=suseb
1002 continue
goto 1005
1003 write(*,*)'input by keybord :1-->'
write(*,*)'depth file (h1,h2) :2-->'
read(*,*)inp
if(inp.eq.2) goto 1030
do 1004 k=1,nprz
write(*,*)'top and bottom depths of prism',k,'='

```

```

    read(*,*)hp(k,1),hp(k,2)
    sus(k)=suseb
1004 continue
    goto 1005
1030 write(*,*)' depth file name(*.dat)-->'
    read(*,'(a16)')file4
    open(7,file=file4)
    do 1031 k=1,nprz
    read(7,*)hp(k,1),hp(k,2)
    sus(k)=suseb
1031 continue
1005 write(*,*)'iteration stop control by...'
    write(*,*)'   Root mean square error   :1'
    write(*,*)'           or           '
    write(*,*)'   reach to max.iteration   :2'
    write(*,*)'           -->'
    read(*,*)contr
C   START iTERATIOn LOOP
    write(*,*)'enter maximum iteration number:'
    read(*,*)maks
    DO 2000 it=1,maks
    call fpris(ndat,nprz,yp,yp,xp,yo,xo,hp,jt,ink,jnk,sus,cdata)
    if(contr.eq.2) goto 1007
    call eror(ndat,data,cdata,diff,reror)
    rfat(it)=reror
    if(it.eq.1) goto 1999
    if(rfat(it).gt.rfat(it-1)) goto 2001
    goto 1008
1007 call eror(ndat,data,cdata,diff,reror)
    rfat(it)=reror
1008 call drt1(ndat,nprz,yp,yp,xp,yo,xo,hp,jt,ink,jnk,sus,drtv1)
    call drt2(ndat,nprz,yp,yp,xp,yo,xo,hp,jt,ink,jnk,sus,drtv2)

```

```

call drt(ndat,nprz,drtv1,drtv2,sismat)
do 1011 i=1,ndat
  fopt(i)=cdata(i)
1011 continue
  do 1012 k=1,nprz
    h1opt(k)=hp(k,1)
    h2opt(k)=hp(k,2)
1012 continue
    npar=nprz*2
    call solve(ndat,npar,sismat,diff,p)
    do 1013 k=1,nprz
      us=p(2*k-1)
      as=p(2*k)
      hp(k,1)=hp(k,1)+us
      hp(k,2)=hp(k,2)+as
1013 continue
1999 write(*,*)it,'iteration has been completed'
      if(rfat(it).gt.rfat(it-1)) write(*,*)'-----'
      if(rfat(it).lt.rfat(it-1)) write(*,*)'*****'
      if(it.eq.maks) goto 2001
2000 continue
C   END OF iTERATiON LOOP
2001 write(*,*)'-----THE RESULT HAS BEEN FOUND-----'
      write(*,*)'prism no---top depth(km)---bottom depth(km)'
      do 1014 k=1,nprz
        write(*,*)k,'-----',h1opt(k),'-----',h2opt(k)
      pause
1014 continue
      write(*,*)'                               Save results :1'
      write(*,*)'                               change starting depths:2'
      write(*,*)'                               exit :3'
      write(*,*)'                               ---->'

```

```

read(*,*)sse
if(sse.eq.2) goto 1015
if(sse.eq.3) goto 1020
write(*,*)'*****'
write(*,*)'output model file -->magicmod.dat'
write(*,*)'output values file -->magicmag.dat'
write(*,*)'output error file -->magicerr.dat '
write(*,*)'*****'
open(4,file="magicmod.dat")
open(5,file="magicmag.dat")
open(6,file="magicerr.dat")
do 1016 k=1,nprz
write(4,*)h1opt(k),h2opt(k)
1016 continue
do 1017 i=1,ndat
write(5,*)yo(i),xo(i),fopt(i)
1017 continue
do 1018 m=1,maks
write(6,*)rfat(m)
1018 continue
1020 write(*,*)'      FINISH      '
stop
end
subroutine drt(n,np,rdtv1,rdtv2,sismat)
dimension rdtv1(10000,50),rdtv2(10000,50),sismat(10000,100)
do 1009 i=1,n
do 1010 k=1,np
sismat(i,2*k-1)=rdtv1(i,k)
sismat(i,2*k)=rdtv2(i,k)
1010 continue
1009 continue
return

```



```

    if(i-j) 2,108,2
2   ratio=ata(j,i)
    do 103 k=1,n
        ata(j,k)=ata(j,k)-ratio*ata(i,k)
103 continue
        ab(j)=ab(j)-ratio*ab(i)
108 continue
110 continue
    do 115 i=1,n
        p(i)=ab(i)
115 continue
        return
        goto 120
199 write(*,*)'not soluable equations'
120 continue
    return
end
subroutine drt1(n,np,py,px,oy,ox,ph,j,in,jn,su,drtv1)
dimension py(50,2),px(50,2),oy(10000),ox(10000),ph(50,2)
dimension su(50),flop(10),drtv1(10000,50)
RAD=0.0174533
FIS=in
DS=jn
D=JsNK
FI=in
FIS=FIS*RAD
DS=DS*RAD
FI=FI*RAD
D=D*RAD
SMLM=COS(FIS)*SIN(DS)
SMLL=COS(FIS)*COS(DS)
SMLN=SIN(FIS)

```

```

BIGM=COS(FI)*SIN(D)
BIGL=COS(FI)*COS(D)
BIGN=SIN(FI)
AL12=BIGL*SMLM+BIGM*SMLL
AL13=BIGL*SMLN+SMLL*BIGN
AL23=BIGM*SMLN+BIGN*SMLM
ANN=BIGN*SMLN
AMM=BIGM*SMLM
ALL=BIGL*SMLL
DO 280 i=1,n
DO 260 K=1,np
LOOP=0
H=ph(K,1)
DO 240 ix=1,2
AL1=px(K,IX)-ox(i)
ALSQ=AL1*AL1
DO 230 iy=1,2
BE1=py(K,IY)-oy(i)
BESQ=BE1*BE1
LOOP=LOOP+1
RSQ=ALSQ+BESQ+H*H
RZ=SQRT(RSQ)
RH=RZ*H
T11=AL23*H*AL1/(RZ*(RZ+AL1)*(RZ-AL1))
T22=AL13*H*BE1/(RZ*(RZ+BE1)*(RZ-BE1))
T33=AL12/RZ
AB=AL1*BE1
T44=(-1)*ALL*AB*(H+RZ)**2/(RZ*((ALSQ+RH+H*H)**2+AB**2))
T55=(-1)*AMM*AB*(H+RZ)**2/(RZ*((RSQ+RH-ALSQ)**2+AB**2))
T66=(-1)*ANN*AB*(H**2+RZ**2)/(RZ*(RH**2+AB**2))
FFT=T11+T22-T33-T44-T55+T66
FLOP(LOOP)=FFT

```

```

230 CONTINUE
240 CONTINUE
    UT1=FLOP(1)-FLOP(2)-FLOP(3)+FLOP(4)
    TUV1=UT1*su(K)
    drtv1(i,k)=J*TUV1
260 continue
280 continue
    return
    end
    subroutine drt2(n,np,py,px,oy,ox,ph,j,in,jn,su,drtv2)
    dimension py(50,2),px(50,2),oy(10000),ox(10000),ph(50,2)
    dimension su(50),flop(10),drtv2(10000,50)
    RAD=0.0174533
    FIS=in
    DS=jn
    D=JsNK
    FI=in
    FIS=FIS*RAD
    DS=DS*RAD
    FI=FI*RAD
    D=D*RAD
    SMLM=COS(FIS)*SIN(DS)
    SMLL=COS(FIS)*COS(DS)
    SMLN=SIN(FIS)
    BIGM=COS(FI)*SIN(D)
    BIGL=COS(FI)*COS(D)
    BIGN=SIN(FI)
    AL12=BIGL*SMLM+BIGM*SMLL
    AL13=BIGL*SMLN+SMLL*BIGN
    AL23=BIGM*SMLN+BIGN*SMLM
    ANN=BIGN*SMLN
    AMM=BIGM*SMLM

```



```

ALL=BIGL*SMLL
DO 380 i=1,n
DO 360 K=1,np
LOOP=0
H=ph(K,2)
DO 340 ix=1,2
AL1=px(K,IX)-ox(i)
ALSQ=AL1*AL1
DO 330 iy=1,2
BE1=py(K,iy)-oy(i)
BESQ=BE1*BE1
LOOP=LOOP+1
RSQ=ALSQ+BESQ+H*H
RZ=SQRT(RSQ)
RH=RZ*H
T11=AL23*H*AL1/(RZ*(RZ+AL1)*(RZ-AL1))
T22=AL13*H*BE1/(RZ*(RZ+BE1)*(RZ-BE1))
T33=AL12/RZ
AB=AL1*BE1
T44=(-1)*ALL*AB*(H+RZ)**2/(RZ*((ALSQ+RH+H*H)**2+AB**2))
T55=(-1)*AMM*AB*(H+RZ)**2/(RZ*((RSQ+RH-ALSQ)**2+AB**2))
T66=(-1)*ANN*AB*(H**2+RZ**2)/(RZ*(RH**2+AB**2))
FFT=T33+T44+T55-T66-T11-T22
FLOP(LOOP)=FFT
330 CONTINUE
340 CONTINUE
UT1=FLOP(1)-FLOP(2)-FLOP(3)+FLOP(4)
TUV1=UT1*su(K)
drtv2(i,k)=J*TUV1
360 continue
380 continue
return

```

```

end
subroutine eror(n,adta,dcata,diff,reror)
dimension adta(10000),dcata(10000),diff(10000)
summ=0
do 1006 i=1,n
diff(i)=adta(i)-dcata(i)
summ=summ+(diff(i)**2)
1006 continue
reror=sqrt(summ/n)
return
end
subroutine fpris(n,np,py,px,oy,ox,ph,j,in,jn,su,cdta)
dimension py(50,2),px(50,2),oy(10000),ox(10000),ph(50,2)
dimension su(50),flop(10),cdta(10000)
RAD=0.0174533
FIS=in
DS=jn
D=jn
FI=in
FIS=FIS*RAD
DS=DS*RAD
FI=FI*RAD
D=D*RAD
SMLM=COS(FIS)*SIN(DS)
SMLL=COS(FIS)*COS(DS)
SMLN=SIN(FIS)
BIGM=COS(FI)*SIN(D)
BIGL=COS(FI)*COS(D)
BIGN=SIN(FI)
AL12=BIGL*SMLM+BIGM*SMLL
AL13=BIGL*SMLN+SMLL*BIGN
AL23=BIGM*SMLN+BIGN*SMLM

```

```

ANN=BIGN*SMLN
AMM=BIGM*SMLM
ALL=BIGL*SMLL
DO 180 i=1,n
SUM=0.0
DO 160 K=1,np
LOOP=0
DO 150 ih=1,2
H=ph(K,ih)
DO 140 ix=1,2
AL1=px(K,ix)-ox(i)
ALSQ=AL1*AL1
DO 130 iy=1,2
BE1=py(K,iy)-oy(i)
BESQ=BE1*BE1
LOOP=LOOP+1
RSQ=ALSQ+BESQ+H*H
RZ=SQRT(RSQ)
RH=RZ*H
E1=(RZ-AL1)/(RZ+AL1)
T1=0.5*AL23*ALOG(E1)
E2=(RZ-BE1)/(RZ+BE1)
T2=0.5*AL13*ALOG(E2)
E3=RZ+H
T3=AL12*ALOG(E3)
AB=AL1*BE1
P1=AB/(ALSQ+RH+H*H)
T4=ALL*ATAN(P1)
P2=AB/(RSQ+RH-ALSQ)
T5=AMM*ATAN(P2)
P3=AB/RH
T6=ANN*ATAN(P3)

```

```
    FF=T1+T2-T3-T4-T5+T6
    FLOP(LOOP)=FF
130 CONTINUE
140 CONTINUE
150 CONTINUE
    FT1=FLOP(1)-FLOP(2)-FLOP(3)+FLOP(4)
    FT2=FLOP(5)-FLOP(6)-FLOP(7)+FLOP(8)
    FT12=(FT1-FT2)*su(K)
    SUM=SUM+FT12
160 CONTINUE
    cdata(i)=J*SUM
180 CONTINUE
    return
    end
```

**ÖZGEÇMİŞ**

Adı Soyadı : Erdiñ Öksüm

Doğum Yeri : Bursa

Doğum Yılı : 1979

Medeni Hali : Evli

Eğitim ve Akademik Durumu:

Lise 1996 – 1999 Süleyman Çelebi Lisesi (Bursa)

Lisans 1999 – 2003 Süleyman Demirel Üniversitesi Müh.- Mim. Fakültesi Jeofizik Mühendisliği, Isparta

Yabancı Dil : İngilizce, Almanca

İş Deneyimi:

2004 - ... Süleyman Demirel Üniversitesi Müh.- Mim. Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü Uygulamalı Jeofizik Ana Bilim Dalı'nda Araştırma Görevlisi