

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**MANYETİK VE GRAVİTE ANOMALİLER KULLANILARAK
MİKNATISLANMA ŞİDDETİ-YOĞUNLUK (FARKI) ORANININ
BELİRLENMESİ**

Özcan BEKTAŞ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ANKARA
2010**

Her hakkı saklıdır

TEZ ONAYI

Özcan BEKTAŞ tarafından hazırlanan “**Manyetik ve Gravite Anomaliler Kullanılarak Mıknatıslanma Şiddeti-Yoğunluk (Farkı) Oranının Belirlenmesi**” adlı tez çalışması 10/02/2010 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı’nda **DOKTORA TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman : *Prof. Dr. Abdullah ATEŞ*

Jüri Üyeleri:

Başkan: *Prof. Dr. Bülent COŞKUN*

Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Müh. Böl.

Üye : *Prof. Dr. Berkan ECEVİTOĞLU*

Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Müh. Böl.

Üye : *Doç. Dr. Funda BİLİM*

Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Müh. Böl.

Üye : *Yrd. Doç. Dr. Bülent KAYPAK*

Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Müh. Böl.

Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof.Dr.Orhan ATAKOL

Enstitü Müdürü

ÖZET

Doktora Tezi

MANYETİK VE GRAVİTE ANOMALİLER KULLANILARAK MIKNATISLANMA ŞİDDETİ-YOĞUNLUK (FARKI) ORANININ BELİRLENMESİ

Özcan BEKTAŞ

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Abdullah ATEŞ

Bu tezde, manyetik ve gravite anomalilerine neden olan yapının mıknatıslanma şiddeti yoğunluk (farkı) oranının belirlenmesi için bir yöntem verilmiştir. Bu yöntemin önemi sadece potansiyel alan verilerinden yararlanılmasıdır. Üç boyutlu (3B) manyetik ve gravite anomalilerinden mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk oranının belirlenmesi için yöntem geliştirilmiştir. Bu yöntem 3B yapmagravite (pseudogravite) anomalilerinin gerçek gravite anomalileri ile ilişkisine dayanmaktadır. Yapmagravite anomalilerinden oluşturulan 3B modelden yeniden oluşturulan manyetik anomaliler, orijinal manyetik anomalilere ayarlanarak yapının mıknatıslanma şiddeti (J) bulunmaktadır. Daha sonra yapının yoğunluk farkını belirlemek için sentetik modelden üretilen yoğunluk farkı diyagramları kullanılmıştır. Yoğunluk farkı diyagramları düşey eksen mıknatıslanma şiddeti (J) ve yatay eksen Psg (yapmagravite) / Grv (gravite) oranı olmak üzere oluşturulmuştur. Yoğunluk farkı diyagramları düşük, orta ve yüksek oranları gösteren üç diyagrama ayrılmıştır. Yapının yoğunluk farkını elde etmek için, mıknatıslanma şiddeti (J) ve Psg (yapmagravite)/Grv (gravite) değerleri uygun yoğunluk farkı diyagramı üzerine düşürülmektedir. Ayrıca, yoğunluk farkını belirlemek için karekök ortalama (RMS) olarak bilinen alternatif yöntem uygulanmıştır. Yöntem ölçülen ile hesaplanan gravite anomalileri arasındaki maksimum uyumu aramaktadır. Yöntemin doğruluğu RMS yöntemiyle sağlanmıştır. Geliştirilen yöntem gürültülü ve gürültüsüz sentetik modeller üzerinde başarılı bir şekilde test edilmiş ve aynı zamanda Hanobası anomalisi (Türkiye) ve Tetbury (İngiltere) arazi verilerine uygulanmıştır. Tüm arazi modelleri mevcut jeoloji, sismik ve kuyu verileriyle ve güç spektrumu derinlik bulma yöntemiyle sınırlandırılmıştır. Sonuçlar anomaliye sebep olan yapının yoğunluk ve mıknatıslanma şiddetinin belirlenmesinde güvenilir olabileceğini göstermektedir.

2010 Şubat, 119 sayfa

Anahtar Kelimeler: Manyetik anomaliler, Gravite anomaliler, Mıknatıslanma şiddeti-yoğunluk (farkı) oranı

ABSTRACT

Ph.D. Thesis

DETERMINATION OF THE RATIO OF MAGNETIZATION TO DENSITY (CONTRAST) BY USING MAGNETIC AND GRAVITY ANOMALIES

Özcan BEKTAŞ

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Abdullah ATEŞ

In this thesis, a new method that estimates the ratio of magnetization to density (contrast) of a body causing magnetic and gravity anomalies is presented. The importance of this method is to utilize only the potential field data. The method is developed for determination of the intensity of magnetization and density contrast from the three-dimensional (3D) magnetic and gravity anomalies. The method is based on correlation of three dimensional pseudogravity and gravity anomalies. Re-produced magnetic anomalies of the 3D model obtained from the pseudogravity anomalies simulated with the original magnetic anomalies to obtain the magnetization (J) of the body. Then, the density contrast diagrams which are produced from the synthetic model to estimate density contrast of body are used. Density contrast diagrams are generated as magnetization intensity (J) vertical and Psg (pseudogravity) / Grv (gravity) horizontal axes values. The density contrast diagrams are separated into three diagrams as to show low, middle and high ratios. To obtain density contrast of a body, magnetization intensity (J) and Psg (pseudogravity) / Grv (gravity) values are overlaid on the suitable density contrast diagram. An alternative method known as the root-mean-square (RMS) is also applied to determine density contrast. Maximum correlation between the observed gravity and calculated gravity anomalies is searched. Confirmation of the method is supported with the RMS. The developed method is successfully tested with synthetic models with and without error and also applied to field data in Hanobasi anomaly (Turkey) and Tetbury (England) gravity and magnetic anomalies. All of the field models are constrained with available geological seismic and borehole data and spectral depth estimate method. The results suggest that this method can be reliable for estimating density and magnetization of body causing anomalies.

2010 February, 119 pages

Key Words: Magnetic anomalies, Gravity anomalies, Ratio of Magnetization to Density (Contrast)

TEŞEKKÜR

Doktora Tez çalışmamın her aşamasında bilgi ve deneyimleri ile beni yönlendiren danışman hocam, Prof. Dr. Abdullah ATEŞ'e (Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı),

Ayrıca Tez çalışmam sırasında yardımlarını esirgemeyen Doç. Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ'a (Cumhuriyet Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Böl.), Doç. Dr. Funda BİLİM'e (Cumhuriyet Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Böl.), Dr. Attila AYDEMİR'e (TPAO), Arş. Gör. M. Özgü ARISOY'a (Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Böl.), bursiyer olarak görev aldığım TÜBİTAK 107Y288 no'lu Proje'ye, Çalışmada kullanılan sisimik hatların temin edildiği Petrol İşleri Genel Müdürlüğü'ne ve her zaman desteğini hissettiğim çalışma arkadaşlarıma,

Çalışmanın her aşamasında manevi katkı, emek ve anlayışı gösteren aileme teşekkürlerimi sunarım.

Özcan BEKTAŞ
Ankara, Şubat 2010

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT	ii
TEŞEKKÜR	iii
SİMGELER DİZİNİ	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ	viii
ÇİZELGELER DİZİNİ	xii
1. GİRİŞ	1
2. KAYNAK ÖZETLERİ	2
3. MATERYAL ve YÖNTEM.....	5
3.1 Materyal.....	5
3.1.1 Yapmagravite dönüşümü	5
3.1.2 Üç boyutlu derinlik modeli.....	8
3.1.3 Dikdörtgen prizmalardan gravite ve manyetik alanların hesaplanması	10
3.1.4 Güç spektrumu yöntemi	14
3.1.5 Yukarı uzanım.....	15
3.1.6 Yer manyetik alanı.....	16
3.1.6.1 Yer manyetik alanının kaynağı.....	16
3.1.6.2 Yer manyetik alanının elemanları	17
3.1.7 Kayaçların ve minerallerin mıknatıslanması	20
3.2 Yöntem	23
3.2.1 Tarihsel gelişme.....	23
3.2.2 Yapı mıknatıslanmasının bulunması.....	25
3.2.3 Mıknatıslanma şiddetinin (J) bulunması	25
3.2.4 Yoğunluk farkının belirlenmesi.....	27
3.2.5 Yöntemin modeller üzerinde denenmesi.....	28
3.2.5.1 Model 1 (Gürültüsüz).....	29
3.2.5.2 Model 2 (Gürültüsüz).....	35
3.2.5.3 Model 3 (Gürültüsüz).....	41
3.2.5.4 Gürültü içerdiği durum	47
3.2.5.5 Yoğunluk farkı diyagramları.....	63

3.2.5.6 Karekök ortalama (RMS) ilişkisi ile yoğunluk farkının bulunması.....	66
3.2.5.7 Hata analizi.....	67
3.2.5.8 Sentetik modellerin yoğunluk farklarının belirlenmesi	69
3.2.5.8.1 Yöntemin Model 1 için uygulaması	69
3.2.5.8.2 Yöntemin Model 2 için uygulaması	71
3.2.5.8.3 Yöntemin Model 3 için uygulaması	73
3.2.5.8.4 Yöntemin gürültülü modeller için uygulaması.....	75
3.2.5.8.4.1 % 5 rastgele gürültü eklenmiş model.....	75
3.2.5.8.4.2 % 10 rastgele gürültü eklenmiş model.....	77
3.2.5.8.4.3 % 15 rastgele gürültü eklenmiş model.....	79
3.2.5.8.4.4 % 20 rastgele gürültü eklenmiş model.....	81
4. ARAZİ UYGULAMALARI.....	84
4.1 Arazi Uygulaması 1	84
4.1.1 Arazi Uygulaması 1 (Alternatif değerlendirme).....	99
4.2 Arazi Uygulaması 2	105
5. SONUÇLAR	112
KAYNAKLAR	115
ÖZGEÇMİŞ.....	117

SİMGELER DİZİNİ

d	Uzaklık (z yönünde)
D	Referans düzleminin derinliği
D_i	Yapının sapma açısı
f	Manyetik alan yönündeki birim vektör
f_1, f_2, f_3	Yer manyetik alanının doğrultman kosinüsleri
$F(s,\psi)$	Güç spektrumu (z_t üst derinliği belirlemek için)
$G(s,\psi)$	Güç spektrumu (z_o orta derinliği belirlemek için)
Grv	Gravite anomalisinin maksimum değeri
H	Manyetik alan
H_1	Prizmanın üst yüzey derinliği
H_2	Prizmanın alt yüzey derinliği
I_i	Yapının eğim açısı
J	Mıknatıslanma şiddeti
J_s	Doymuş mıknatıslanma şiddeti
J_{so}	Oda sıcaklığındaki doymuş mıknatıslanma şiddeti
k_x	x yönündeki dalga sayısı
k_y	y yönündeki dalga sayısıdır.
K	Suseptibilite (cismin mıknatıslanmaya karşı olan duyarlılığı)
m_1, m_2, m_3	Toplam mıknatıslanma vektörünün doğrultman kosinüsleri
M	Manyetik dipol momenti
P_{sg}	Yapmagravite anomalisinin maksimum değeri
R_G	Yer manyetik alan yön faktörü
R_p	Prizmanın manyetizasyon yön faktörü
RMS	Karekök ortalama
S	Prizmanın yatay boyut faktörü
t	Prizmanın kalınlığı
T	Yer manyetik alanının toplam bileşeni
$U(P)$	Gravite potansiyeli
$V(P)$	Manyetik potansiyel
V	Ortalama cisim hacmi

z_t	Manyetik cismin üst derinliği
ρ	Yoğunluk (gr/cm^3)
γ	Evrensel çekim sabiti
ΔT_{psg}	Yapmagravite anomalisi
$\Delta\rho$	Yoğunluk farkı (gr/cm^3)
z	Yukarı uzanım

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 3.1 Yer manyetik alanın basit bir çift kutup yaklaşımına dayalı olarak toplam manyetik alan eğiminin enleme değişimi (Kearey 2002)	17
Şekil 3.2 Yer manyetik alanının elemanları (Kearey 2002).....	18
Şekil 3.3 Toplam alan şiddetinin yer küresi üzerinde dağılımı (Breiner 1973, Telford vd. 1990)	19
Şekil 3.4.a. Diyamanyetik maddeler için H manyetik alanına karşılık J mıknatıslanma şiddeti (manyetik duyarlık x negatif), b. Paramanyetik maddeler için H manyetik alanına karşılık J mıknatıslanma şiddeti (manyetik duyarlık x pozitif), c. Ferromanyetik maddeler için H manyetik alanına karşılık J mıknatıslanma şiddeti (Butler 1998)	22
Şekil 3.5.a. Doğu Karayipler’de Aves Sırtı üzerinde gözlenen manyetik anomaliler, b. Uzun dalga boylu bölgesel alan çıkarılmış Bouguer anomalileri, c. Mıknatıslanma oranı $J/\rho = 1$ için hesaplanmış yapmagravite anomalileri, d. Batimetri (Kearey 2002’den)	24
Şekil 3.6 Yöntemin akış diyagramı	28
Şekil 3.7 Manyetik ve gravite anomalileri üretmek için kullanılan prizmatik model.....	30
Şekil 3.8 Parametreleri Çizelge 3.1’de verilen modelin manyetik anomali haritası.....	31
Şekil 3.9 Parametreleri Çizelge 3.1’de verilen modelin gravite anomali haritası.....	31
Şekil 3.10 Şekil 3.8’de gösterilen manyetik veriye uygulanan yapmagravite dönüşümü	32
Şekil 3.11 Parametreleri Çizelge 3.1’de verilen modelin 3B derinlik modeli	33
Şekil 3.12 Şekil 3.11’den elde edilen manyetik anomali haritası	34
Şekil 3.13 Şekil 3.11’den elde edilen gravite anomali haritası.....	34
Şekil 3.14 Manyetik ve gravite anomalileri üretmek için kullanılan prizmatik model.....	36
Şekil 3.15 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin manyetik anomali haritası.....	37
Şekil 3.16 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin gravite anomali haritası.....	37
Şekil 3.17 Şekil 3.15’de gösterilen manyetik veriye uygulanan yapmagravite dönüşümü	38
Şekil 3.18 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin 3B derinlik modeli	39
Şekil 3.19 Şekil 3.18’den elde edilen manyetik anomali haritası	40
Şekil 3.20 Şekil 3.18’den elde edilen gravite anomali haritası	40
Şekil 3.21 Manyetik ve gravite anomalileri üretmek için kullanılan prizmatik model.....	42
Şekil 3.22 Parametreleri Çizelge 3.3’de verilen modelin manyetik anomali haritası.....	43
Şekil 3.23 Parametreleri Çizelge 3.3’de verilen modelin gravite anomali haritası.....	43
Şekil 3.24 Şekil 3.22’de gösterilen manyetik veriye uygulanan yapmagravite dönüşümü	44
Şekil 3.25 Parametreleri Çizelge 3.3’de verilen modelin 3B derinlik modeli	45
Şekil 3.26 Şekil 3.25’den elde edilen manyetik anomali haritası	46
Şekil 3.27 Şekil 3.25’den elde edilen gravite anomali haritası.....	46
Şekil 3.28 Şekil 3.15’de verilen manyetik anomalisinin %5 gürültü içeren anomali haritası.....	47
Şekil 3.29 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin gravite anomali haritası.....	48

Şekil 3.30 Şekil 3.28’de gösterilen manyetik veriye uygulanan yapmagravite dönüşümü	49
Şekil 3.31 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin 3B derinlik modeli	50
Şekil 3.32 Şekil 3.31’den elde edilen manyetik anomali haritası	51
Şekil 3.33 Şekil 3.31’den elde edilen gravite anomali haritası	51
Şekil 3.34 Şekil 3.15’de verilen manyetik anomalisinin % 10 gürültü içeren anomali haritası	52
Şekil 3.35 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin gravite anomali haritası.....	52
Şekil 3.36 Şekil 3.34’de gösterilen manyetik veriye uygulanan yapmagravite dönüşümü	53
Şekil 3.37 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin 3B derinlik modeli	54
Şekil 3.38 Şekil 3.37’den elde edilen manyetik anomali haritası	55
Şekil 3.39 Şekil 3.37’den elde edilen gravite anomali haritası	55
Şekil 3.40 Şekil 3.15’de verilen manyetik anomalisinin % 15 gürültü içeren anomali haritası	56
Şekil 3.41 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin gravite anomali haritası.....	56
Şekil 3.42 Şekil 3.40’da gösterilen manyetik veriye uygulanan yapmagravite dönüşümü	57
Şekil 3.43 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin 3B derinlik modeli	58
Şekil 3.44 Şekil 3.43’den elde edilen manyetik anomali haritası	58
Şekil 3.45 Şekil 3.43’den elde edilen gravite anomali haritası	59
Şekil 3.46 Şekil 3.15’de verilen manyetik anomalisinin % 20 gürültü içeren anomali haritası	60
Şekil 3.47 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin gravite anomali haritası.....	60
Şekil 3.48 Şekil 3.46’da gösterilen manyetik veriye uygulanan yapmagravite dönüşümü	61
Şekil 3.49 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin 3B derinlik modeli	62
Şekil 3.50 Şekil 3.49’dan elde edilen manyetik anomali haritası	62
Şekil 3.51 Şekil 3.49’dan elde edilen gravite anomali haritası	63
Şekil 3.52 Düşük yoğunluk farkı diyagramı	64
Şekil 3.53 Orta yoğunluk farkı diyagramı.....	65
Şekil 3.54 Yüksek yoğunluk farkı diyagramı	66
Şekil 3.55 Mıknatıslanma şiddeti ve Psg/Grv oranına % 20 rastgele hata eklenmesiyle elde edilen yoğunluk farkı diyagramı.....	67
Şekil 3.56 Yapının üst derinliğine % 20 rastgele hata eklenen sentetik model için yoğunluk farkı diyagramı	69
Şekil 3.57 Model 1 için yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması	70
Şekil 3.58 Model 1 için RMS yöntemi kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması	71
Şekil 3.59 Model 2 için yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması	72
Şekil 3.60 Model 2 için RMS yöntemi kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması	73
Şekil 3.61 Model 3 için yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması	74
Şekil 3.62 Model 3 için RMS yöntemi kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması	75

Şekil 3.63 % 5 rastgele gürültü eklenmiş model için yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması	76
Şekil 3.64 % 5 rastgele gürültü eklenmiş model için RMS yöntemi kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması	77
Şekil 3.65 % 10 rastgele gürültü eklenmiş model için yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması	78
Şekil 3.66 % 10 rastgele gürültü eklenmiş model için RMS yöntemi kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması	79
Şekil 3.67 % 15 rastgele gürültü eklenmiş model için yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması	80
Şekil 3.68 % 15 rastgele gürültü eklenmiş model için RMS yöntemi kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması	81
Şekil 3.69 % 20 rastgele gürültü eklenmiş model için yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması	82
Şekil 3.70 % 20 rastgele gürültü eklenmiş model için RMS yöntemi kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması	83
Şekil 4.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası. Taralı alan çalışma alanını göstermektedir	85
Şekil 4.2 Hanobası manyetik anomali haritası	85
Şekil 4.3 Hanobası gravite anomali haritası	86
Şekil 4.4.a. SL-1 sismik kesiti (Yorumlanmamış), b. Yorumlanmış SL-1 sismik kesiti. Kırmızı kesikli çizgi Cihanbeyli Formasyonu'nun tabanını göstermektedir	89
Şekil 4.5.a. SL-2 sismik kesiti (Yorumlanmamış), b. Yorumlanmış SL-2 sismik kesiti. Kırmızı kesikli çizgi Cihanbeyli Formasyonu'nun tabanını göstermektedir	91
Şekil 4.6 Hanobası anomalisi yapma gravite anomali haritası	93
Şekil 4.7 Hanobası anomalisi 3B derinlik haritası	94
Şekil 4.8 Hanobası anomalisi sonuç manyetik anomali haritası	94
Şekil 4.9 Hanobası anomalisi sonuç gravite anomali haritası	95
Şekil 4.10 Hanobası anomalisi için yoğunluk farkı eğrisi	96
Şekil 4.11 Hanobası anomalisi için RMS yöntemi ile yoğunluk farkının belirlenmesi	97
Şekil 4.12 Hız-yoğunluk diyagramı (Ludwig vd. 1970)	98
Şekil 4.13 Hanobası havadan manyetik anomalisi için güç spektrumu	99
Şekil 4.14 Hanobası manyetik anomali haritası	100
Şekil 4.15 Hanobası gravite anomali haritası	100
Şekil 4.16 Hanobası yapmagravite anomali haritası	101
Şekil 4.17 Hanobası anomalisi 3B derinlik haritası	102
Şekil 4.18 Hanobası sonuç manyetik anomali haritası	102
Şekil 4.19 Hanobası sonuç gravite anomali haritası	103
Şekil 4.20 Hanobası anomalisi için yoğunluk farkı diyagramı	104
Şekil 4.21 Hanobası anomalisi için RMS yöntemi ile yoğunluk farkının belirlenmesi	105
Şekil 4.22 Worcester Graben'i yer bulduru haritası (Ates ve Kearey 1995'den sadeleştirilmiştir)	106
Şekil 4.23 Tetbury manyetik anomali haritası	106

Şekil 4.24 Tetbury gravite anomali haritası, kontur aralığı 10 gu (Ates ve Kearey 1995'den)	107
Şekil 4.25 Tetbury anomalisi güç spektrumu (Ates ve Kearey 1995'den sadeleştirilmiştir).....	108
Şekil 4.26 Tetbury yapmagravite anomali haritası	108
Şekil 4.27 Tetbury 3B derinlik haritası	109
Şekil 4.28 Tetbury sonuç manyetik anomali haritası	110
Şekil 4.29 Tetbury anomalisi için yoğunluk farkı diyagramı	111
Şekil 4.30 Tetbury anomalisi 2B gravite modeli (Ates ve Kearey 1995'den sadeleştirilmiştir).....	111

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 3.1 Model verisi üretmek için kullanılan dikdörtgen şeklindeki düşey prizmanın parametreleri	29
Çizelge 3.2 Model verisi üretmek için kullanılan dikdörtgen şeklindeki düşey prizmanın parametreleri	35
Çizelge 3.3 Model verisi üretmek için kullanılan dikdörtgen şeklindeki düşey prizmanın parametreleri	41
Çizelge 3.4 Yoğunluk farkı diyagramlarını üretmek için kullanılan dikdörtgen şeklindeki düşey prizmanın parametreleri	64
Çizelge 3.5 Yapının üst derinliğine % 20 rastgele hata eklenen sentetik model parametreleri	68
Çizelge 3.6 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri.....	70
Çizelge 3.7 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri.....	72
Çizelge 3.8 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri.....	74
Çizelge 3.9 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri.....	76
Çizelge 3.10 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri.....	78
Çizelge 3.11 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri.....	80
Çizelge 3.12 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri.....	82
Çizelge 4.1 SL-1 ve SL-2 sismik hatları ile ilgili parametreler	86
Çizelge 4.2 SL-1 hattı için RMS hız ve derinlik okumaları.....	88
Çizelge 4.3 SL-2 hattı için RMS hız ve derinlik okumaları.....	90
Çizelge 4.4 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri.....	95
Çizelge 4.5 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri.....	103
Çizelge 4.6 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri.....	110

1. GİRİŞ

Manyetik veya gravite alanlar, çevrelerine göre suseptibilite ($K= J/H$) ve yoğunluk (ρ) farkına sahip olan kütlelerin oluşturduğu potansiyel alanlardır. Poisson eşitliği, mıknatıslanma şiddetinin yoğunluğa oranının sabit olduğu kütleler için manyetik alanları gravite alanlarına veya tam tersine dönüştürebilmeyi sağlamaktadır. Bu uygulamalardan biri, manyetik anomalilerin dolaylı yorum amacıyla yapmagravite (pseudogravite) anomalilerine dönüştürülmesidir. Bu yöntem, yapay alan ve ona karşılık gelen ölçülen alanla kıyaslandığında daha da etkin hale gelmektedir. Örneğin, gravite anomalilerinin aynı alan üzerinde manyetik anomalilerden elde edilmiş yapmagravite anomalileri ile kıyaslanması, aynı jeolojik kütlelerin her iki tip anomalinin de nedeni olup olmadığını gösterebilir. Mıknatıslanma vektörünün farklı doğrultuları için söz konusu dönüşümlerin gerçekleştirilmesi, gerçek vektör doğrultusunun doğru bir şekilde tahminine olanak sağlamaktadır. Böylece gözlenen gravite alanına en iyi yaklaşım sağlayan bir yapmagravite alanı üretilebilecektir. Bu iki alanın bağıl genlikleri, mıknatıslanma şiddetinin yoğunluğa oranının bir ölçüsünü verir (Ateş ve Kearey 1995, Kearey 2002). Bu potansiyel alan dönüşümleri, aynı alan üzerinde manyetik ve gravite anomalilerinin kıyaslanabilmesini ve bazen de bu anomalilere neden olan cisimler hakkında daha fazla bilgi edinilebilmesine olanak sağlar. Literatürde kayaçlar suseptibilite ($K= J/H$) ve yoğunluk (ρ) değerlerine göre sınıflandırılmaktadır (Telford vd. 1990). Fakat, mıknatıslanma şiddeti (J) ve yoğunluk (ρ) oranına göre yapılmış bir sınıflama bulunmamaktadır.

Bu tez çalışmasında, manyetik ve gravite anomalilerine neden olan yapıların mıknatıslanma şiddeti-yoğunluk (farkı) oranını bulmaya yönelik yöntem geliştirilmiştir. Bu çalışmada, mıknatıslanma şiddeti (J) ve yoğunluk (ρ) farkı değerleri ayrı ayrı elde edilmiş ve buradan oran hesaplanmıştır. Ayrıca bu tezde hesaplamalar 3B gravite ve manyetik veriler kullanılarak yapılmıştır. Bu durumda, bu parametrelerin otomatik olarak belirlenmesinin hızlı oluşu ayrıca yöntemin önemini arttırmaktadır. Yöntem Hanobası anomalisi (Türkiye) ve Tetbury (İngiltere) arazi verilerine uygulanmıştır.

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Cordell ve Henderson (1968), bilgisayar kullanarak gravite anomali verilerinin yinelemeli 3B çözümünü yapmışlardır. Kütle dağılımı üzerinde belirli sınırlamalar ve gravite anomali değerleri verilerek 3B modeli otomatik olarak hesaplamışlardır. Gravite anomalisi dikdörtgen gridler üzerinde hesaplanmaktadır. Yöntemde referans düzleminin seçimli olarak üst yüzey, alt yüzey ve orta kesit olarak üç tip tanımlamışlardır.

Spector ve Grant (1970), manyetik verilerin yorumu için istatistiksel modeller ile ilgili çalışma yapmışlardır. Manyetik anomalilere neden olan kütlenin üst yüzey derinlikleri basit iki boyutlu spektral analiz tekniği ilk kez Spector ve Grant (1970) tarafından tanımlanmıştır. Hesaplamalarda düşey prizmaların neden olduğu manyetik anomaliler kullanılmıştır.

Goodacre (1973), homojen dikdörtgen prizmaların gravite ve manyetik anomalilerinin hesaplanması ile ilgili çalışma yapmışlardır. Dikdörtgen prizmaların gravite ve manyetik etkilerini hesaplayan kullanışlı bir bilgisayar programı geliştirmişlerdir. Kartezyen koordinat sisteminde etkinin bir bileşenini hesaplamak için bir alt program mevcuttur. Diğer bileşenler alan noktası ve yapı koordinat parametrelerinin periyodik permütasyonundan elde edilebilmektedir. Ayrıca bu teknik, gravitasyonel etkinin türevlerini kolayca sağlamakta ve böylece homojen dikdörtgen prizmaların manyetik anomalilerinin hesaplanması için bir yöntem şekillenmektedir.

Kearey (1991), Güney-Orta İngiltere manyetik anomalisinin (Londra Platformu altındaki bazaltik kayalar) muhtemel kaynağını araştırmıştır. Bu çalışmada, Güney-Orta İngiltere manyetik anomalilerinin farklı derinliklerdeki iki kaynaktan meydana geldiğini ileri sürmüştür. En derin kaynağın anomalisi yukarı uzanım ve yapma alan dönüşümü ile ayrılmıştır. Elde edilen manyetik model orta kabuğa sokulum yapan bazaltik kaya yapısı olarak yorumlamıştır.

Kearey ve Rabae (1993), Bicester manyetik anomalisinin kaynağını incelemişlerdir. Bu çalışmada, Bicester anomalisine ait havadan manyetik anomalilerini kullanmışlardır. Havadan manyetik anomalilere yapmagravite dönüşümü uygulamışlardır. Yapmagravite verilerinden yapının 3B derinlik modelini oluşturmuşlardır. Çalışma alanına ait sismik yansıma verileriyle 3B derinlik modelini karşılaştırmışlardır.

Ateş ve Kearey (1995) mıknatıslanma şiddetinin otomatik bir yolla belirlenmesini sağlayan bir yöntemi Worcester Graben'ine (İngiltere) uygulamışlardır. Worcester Grabeni üzerindeki havadan manyetik anomalisini incelemişlerdir. Bölgeye ait havadan manyetik verilerin yapmagravite haritasını oluşturmuşlardır. Yapma gravite anomali haritasından anomaliye sebep olan yapının 3B derinlik modelini elde etmişlerdir. Daha sonra elde edilen 3B derinlik haritasından mıknatıslanma şiddeti 1 A/m olarak alınarak yapının manyetik anomalisi yeniden elde edilmiştir. Anomaliye sebep olan yapının orijinal manyetik anomali verisi ile 3B derinlik verisinden elde edilen sonuç manyetik anomali verisini karşılatırmışlar ve yer altı yapısının mıknatıslanma şiddetini 1.22 A/m olarak hesaplamışlardır. Bu çalışma mıknatıslanma şiddeti-yoğunluk oranının belirlenmesinin temelini oluşturmaktadır.

Bilim ve Ateş (1999), manyetik ve gravite verilerinden yapı mıknatıslanma yönlerini belirlemek için bir bilgisayar programı geliştirmişlerdir. Bu çalışmada, aynı yapıların sebep olduğu gravite anomalileri ve yapmagravite anomalileri arasındaki maksimum ilişkisini inceleyerek yapının mıknatıslanma yönlerini belirlemişlerdir. Yöntemi sentetik modeller üzerinde denemişler ve başarılı sonuçlar elde etmişlerdir. Ayrıca geliştirilen yöntemi arazi verileri üzerinde test etmişlerdir.

Bilim ve Ateş (2004), manyetik-gravite ilişkisinden yapı mıknatıslanma yönlerini belirlemek için bir yöntem geliştirmişlerdir. Bu çalışmada, yapmagravite ve gravite verileri arasındaki maksimum ilişkiyi inceleyerek yapının mıknatıslanma yönlerini belirlemişlerdir. Yöntemi sentetik modeller üzerinde denemişler ve başarılı sonuçlar elde etmişlerdir. Ayrıca geliştirilen yöntemi arazi verileri üzerinde test etmişlerdir.

Mendonça (2004), 2 boyutlu gravite ve manyetik anomalilerin birleşik yorumundan mıknatıslanma şiddeti-yoğunluk oranı ve eğim (dip) açısını otomatik olarak belirlenmesi ile ilgili çalışma yapmıştır. Mendonça (2004), çalışmasında profil verileri kullanmıştır ve sadece mıknatıslanma şiddeti-yoğunluk oranını hesaplamıştır. Ancak, mıknatıslanma şiddeti-yoğunluk oranı aynı olan farklı kayaçlar bulunabilmektedir.

Mendonça ve Meguid (2008), 3B gravite ve manyetik anomalilerden mıknatıslanma şiddeti-yoğunluk oranı ve inklinasyon açısını otomatik olarak belirlenmesi ile ilgili çalışma yapmıştır. Mendonça ve Meguid (2008) sadece mıknatıslanma şiddeti-yoğunluk oranını hesaplamıştır.

3. MATERYAL ve YÖNTEM

Bu bölümde, öncelikle tez çalışması sırasında yararlanılan materyaller hakkında bilgiler verilecektir. İkinci aşamada yöntemden bahsedilecektir.

3.1 Materyal

Tez çalışması sırasında yararlanılan materyaller izleyen alt bölümlerde detaylı bir şekilde verilmektedir.

3.1.1 Yapmagravite dönüşümü

Manyetik potansiyel ile gravite potansiyeli arasındaki ilişki ilk olarak 1826 yılında Poisson tarafından tanımlanmıştır. Bu ilişkiye göre manyetik anomali, anomaliye neden olan aynı yapının gravite anomalisine dönüştürülebilir. Manyetik anomalilerin gravite anomalilerine dönüştürülmesi ilk defa Baranov (1957) tarafından geliştirilmiştir. yapmagravite dönüşümü sonucunda elde edilen gravite anomalisi ortamın yoğunluğundan bağımsızdır. Bir manyetik kutbun bir P noktasında oluşturacağı V(P) manyetik potansiyel,

$$V(P) = -M \frac{\partial}{\partial m} \left[\frac{1}{r} \right] \quad (3.1)$$

ile ifade edilir. Burada; M manyetik dipol momenti, m mıknatıslanma yönü ve r ise P den dipol merkezine olan uzaklıktır. Yapının birim hacimdeki potansiyeli ele alınır ve M karşılığı bağıntı 3.1’de yerine yazılırsa

$$V(P) = -Jdv \frac{\partial}{\partial m} \left[\frac{1}{r} \right] \quad (3.2)$$

elde edilir. U(P) gravite potansiyeli aşağıdaki bağıntı ile verilir.

$$U(P) = -\gamma\rho \frac{dv}{r} \quad (3.3)$$

Burada; ρ yapının yoğunluğu ve γ ($6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$) evrensel çekim sabitidir. Bu bağıntıda $1/r$ eşitliğin sol tarafına alınır ve karşılığı değer bağıntı 3.2'de yerine konulursa,

$$\begin{aligned} V(P) &= -\frac{J}{\gamma\rho} \frac{\partial}{\partial m} [U(P)] \\ &= -\frac{J}{\gamma\rho} g_m \end{aligned} \quad (3.4)$$

olur. Burada g_m , mıknatıslanma yönündeki gravite bileşeni ve $V(P)$ manyetik potansiyelidir. Bu bağıntıda g_m eşitliğin sol tarafına alınır,

$$g_m = -\gamma \frac{\rho}{J} V(P) \quad (3.5)$$

olur. (3.5) bağıntısının her iki yanının Fourier dönüşümü alındığında,

$$F[g_m] = -\gamma \frac{\rho}{J} F[V(P)] \quad (3.6)$$

gibi yazılabilir. Manyetik potansiyel, f indüklem alandaki toplam manyetik alana dönüştürülebilir (Pedersen 1978).

$$\begin{aligned} F[\Delta T] &= -\left(\hat{f} \cdot k \right) F[V] \\ &= \Theta_f |k| F[V] \end{aligned} \quad (3.7)$$

olarak tanımlanır (Blakely 1995).

Burada,

$$k = (ik_x, ik_y, |k|)$$

$$\Theta_f = \hat{f}_z + i \frac{\hat{f}_x k_x + \hat{f}_y k_y}{|k|} \quad (3.8)$$

Burada $\hat{f} = (\hat{f}_x, \hat{f}_y, \hat{f}_z)$ manyetik alan yönündeki birim vektördür. Böylece (3.8) bağıntısından potansiyel,

$$F[V] = -\frac{1}{\Theta_f |k|} F[\Delta T] \quad (3.9)$$

ile ifade edilir. Bağıntı (3.7)'deki potansiyel yerine (3.9) bağıntısında ki değeri yazılırsa,

$$F[g_m] = \frac{\gamma}{\Theta_f |k|} \frac{\rho}{J} F[\Delta T] \quad (3.10)$$

elde edilir. Gravite anomalisinin düşey bileşeninin elde edilmesi için bağıntının her iki yanı Θ_m ile bölünür. Böylece yapmagravite anomalisi ΔT_{psg} ,

$$F[\Delta T_{psg}] = F[\Delta T] F[\varphi_{psg}] \quad (3.11)$$

şeklinde yazılabilir. Burada,

$$F[\varphi_{psg}] = \frac{\gamma}{|k| \Theta_m \Theta_f} \frac{\rho}{J} \quad |k| \neq 0 \quad (3.12)$$

ile verilir. Bağıntıdaki Θ_m ,

$$\Theta_m = \hat{m}_z + i \frac{\hat{m}_x k_x + \hat{m}_y k_y}{|k|} \quad (3.13)$$

şeklinde ifade edilebilir. Burada, $\hat{m} = (\hat{m}_x, \hat{m}_y, \hat{m}_z)$ mıknatıslanma yönündeki birim vektördür.

3.1.2 Üç boyutlu derinlik modeli

Cordell ve Henderson (1968)'un 3B modelleme yönteminde gravite anomalisi dikdörtgen olarak gridlenir. Burada her bir grid noktası düşey prizmatik yapının merkezidir ve prizmaların enine kesit boyutları grid aralıkları kadardır. Bu şekilde veri, grid noktası kadar eşit prizmalara bölünmektedir. Yapının ilk yaklaşım modeli Bouguer slab ilişkisinden elde edilmektedir. İlk modelin gravite alanı hesaplanır ve her bir grid noktasında ölçülen ile hesaplanan gravite değerinin oranı ilk yapı modelini değiştirmekte kullanır, böylece yapının ikinci modeline yol göstermektedir. Bu işlem ölçülen ve hesaplanan gravite verileri arasında en iyi uyum sağlanıncaya kadar yinelemeli olarak sürdürülür. Bu yöntemde modeli oluşturan yapının, yoğunluğunun homojen dağıldığı ve belirli bir derinlikteki referans düzlemi boyunca sınırlandırıldığı varsayılmaktadır.

Yinelemeli modelleme yöntemlerinin çoğu üç aşamadan oluşmaktadır. Bunlar:

- 1) Başlangıç modeli,
- 2) Deneysel modelin gravite etkisinin hesaplanması,
- 3) Modelin değiştirilmesidir.

İkinci ve üçüncü adımlar yeterli uyum sağlanana kadar yinelenir. Her bir prizma elemanının pozisyonu belirtilen bir yatay referans yüzeyi için düzenli ilişki ile kurulmaktadır. Prizma elemanlarının referans yüzeyi için üç mod vardır. Bunlar, üst yüzey, alt yüzey ve orta noktadır. Burada önce yoğunluk ve referans düzlemi belirtilir, q'uncu grid noktasındaki Q (x', y', 0) düşey prizmaya ait gravite etkisi P (x,y,0) sadece prizma kalınlığı T_q ve ilgili pozisyonun bir fonksiyonudur. Böylece,

$$\Delta g_{obs,p} \approx \gamma f(P, Q, T_q; \rho, D) \quad (3.14)$$

ve p'inci grid noktasındaki girilen nedensel yapının gravite etkisi :

$$g_{obs,p} \approx \sum_{q=1}^M \gamma f(P, Q, T_q; \rho, D) \quad (3.15)$$

ile ifade edilir. Burada:

γ = gravite sabiti

ρ = yoğunluk

D = referans düzleminin derinliği

M = toplam grid sayısıdır.

Eğer $t_{n,q}$ n'inci iterasyon sonucunda q'uncu grid noktası altındaki prizma elemanının kalınlığı ise

$$\lim_{n \rightarrow \infty} t_{n,q} = T_q \text{ (tüm } q \text{'lar için)} \quad (3.16)$$

olarak ifade edilir. Her grid noktasındaki başlangıç model kalınlıkları,

$$t_{1,q} = K g_{obs,q} \quad (3.17)$$

olarak ifade edilir. Burada $K = \frac{1}{2\pi\gamma\rho}$ dur.

Böylece ilk modelin hesaplanan gravite anomalisi:

$$g_{calc,1,p} = \sum_{q=1}^M \gamma f(P, Q, t_{1,q}; \rho, D) \quad (3.18)$$

olarak ifade edilir. Bir sonraki yinelemedeki model kalınlıkları izleyen eşitlikle tanımlanmıştır.

$$t_{2,q} = t_{1,q} \left(\frac{g_{obs,q}}{g_{calc,1,q}} \right) \quad (3.19)$$

ya da genel olarak

$$t_{n+1,q} = t_{n,q} \left(\frac{g_{obs,q}}{g_{calc,n,q}} \right) \quad (3.20)$$

olur ve böylece

$$g_{calc,n,p} = \sum_{q=1}^M \gamma f(P,Q,t_{n,q}); \rho, D \quad (3.21)$$

ifadesi yazılabilir. Ölçülen ve hesaplanan veriler arasındaki uyumu belirlemek için rms değerleri hesaplanır.

$$rms_n = \sqrt{\frac{\sum_{p=1}^M (g_{obs,p} - g_{calc,n,p})^2}{M}} \quad (3.22)$$

Böylece rms değerinin en küçük olduğu yineleme adımı çözüm olarak kabul edilir.

3.1.3 Dikdörtgen prizmalardan gravite ve manyetik alanların hesaplanması

Goodacre (1973), dikdörtgen prizmaların gravite ve manyetik etkilerini hesaplayan kullanışlı bir bilgisayar programı geliştirmiştir. Kartezyen koordinat sisteminde etkinin bir bileşenini hesaplamak için bir alt program mevcuttur, diğer bileşenler alan noktası ve yapı koordinat parametrelerinin periyodik permütasyonundan elde edilebilmektedir. Ayrıca bu teknik, gravitasyonel etkinin türevlerini kolayca sağlamakta ve böylece homojen dikdörtgen manyetik prizmaların manyetik anomalisinin hesaplanması için etkili bir yöntem şekillenmektedir. Homojen bir dikdörtgen prizmanın gravite etkisinin düşey bileşeni;

$$G_z(x,y,z) = -\gamma\rho \int_{x-u_1}^{x-u_2} \int_{y-v_1}^{y-v_2} \int_{z-w_1}^{z-w_2} \frac{w}{(u^2+v^2+w^2)^{3/2}} du dv dw \quad (3.23)$$

Burada,

$G_z(x,y,z)$: (x,y,z) noktasındaki düşey etki

(u_1,v_1,w_1) , (u_2,v_1,w_1) , (u_1,v_2,w_1) , vb.: prizmanın köşeleri

ρ : prizmanın yoğunluğu

γ : gravitasyon sabiti

z : yukarı uzanım

$G_z(x,y,z)$ için Nagy (1966) izleyen eşitliği belirtmiştir.

$$G_z(x,y,z) = -\gamma\rho \left\| \left\| u \ln \left(v + (u^2 + v^2 + w^2)^{1/2} \right) + v \ln \left(u + (u^2 + v^2 + w^2)^{1/2} \right) \right. \right. \\ \left. \left. - w \arctan \frac{uv}{w(u^2 + v^2 + w^2)^{1/2}} \right|_{x-u_1}^{x-u_2} \right|_{y-v_1}^{y-v_2} \right|_{z-w_1}^{z-w_2} \quad (3.24)$$

İntegral sonucu w 'nun çift fonksiyon ve u ve v 'nin tek fonksiyon olduğunu göstermektedir. Böylece bağıntı 3.24 yeniden yazılırsa,

$$G_z(x,y,z) = -\gamma\rho \left\| \left\| u \ln \left(\frac{v}{(u^2 + w^2)^{1/2}} + \left(1 + \frac{v^2}{(u^2 + w^2)} \right)^{1/2} \right) \right. \right. \\ \left. \left. + v \ln \left(\frac{u}{(v^2 + w^2)^{1/2}} + \left(1 + \frac{u^2}{(v^2 + w^2)} \right)^{1/2} \right) \right. \right. \\ \left. \left. - w \arctan \frac{uv}{w(u^2 + v^2 + w^2)^{1/2}} \right|_{x-u_1}^{x-u_2} \right|_{y-v_1}^{y-v_2} \right|_{z-w_1}^{z-w_2} \quad (3.25)$$

burada $\left\| \left\| u \ln(u^2 + w^2)^{1/2} \right|_{x-u_1}^{x-u_2} \right|_{y-v_1}^{y-v_2} \right|_{z-w_1}^{z-w_2} = 0$

$$\text{ve} \quad \left\| \left\| v \ln(v^2 + w^2)^{1/2} \right\|_{x-u_1}^{x-u_2} \right\|_{y-v_1}^{y-v_2} \Big|_{z-w_1}^{z-w_2} = 0 \quad \text{olur.}$$

$$\ln \left(\frac{a}{(b^2 + c^2)^{1/2}} + \left(1 + \frac{a^2}{b^2 + c^2} \right)^{1/2} \right) \equiv \arcsin h \left(\frac{a}{(b^2 + c^2)^{1/2}} \right) \quad \text{olur.}$$

Bağıntı (3.25)'in istenilen simetri özelliklerine sahip olduğu görülmektedir. Etkinin x ve y bileşenleri alan noktası ve yapı koordinat parametrelerinin periyodik permütasyonlarıyla hesaplanabilmektedir. Örneğin $x \rightarrow y$, $y \rightarrow z$ ve $u_1 \rightarrow v_1$, $u_2 \rightarrow v_2$, $v_1 \rightarrow w_1$ vb. olarak ayarlanırsa hesaplama,

$$G_z(x, y, z) = -\gamma \rho \left\| \left\| v \ln \left(w + (v^2 + w^2 + u^2)^{1/2} \right) + w \ln \left(v + (v^2 + w^2 + u^2)^{1/2} \right) \right. \right. \\ \left. \left. - u \arctan \frac{vw}{u(v^2 + w^2 + u^2)^{1/2}} \right\|_{x-u_1}^{x-u_2} \right\|_{y-v_1}^{y-v_2} \Big|_{z-w_1}^{z-w_2} \quad (3.26)$$

Ayrıca hesaplama açısından izleyen eşitlikler belirtilmektedir.

$$\frac{\partial G_z(x, y, z)}{\partial x} = -\gamma \rho \left\| \left\| \ln \left(v + (u^2 + v^2 + w^2)^{1/2} \right) \right\|_{x-u_1}^{x-u_2} \right\|_{y-v_1}^{y-v_2} \Big|_{z-w_1}^{z-w_2} \quad (3.27)$$

$$\frac{\partial G_z(x, y, z)}{\partial y} = -\gamma \rho \left\| \left\| \ln \left(u + (u^2 + v^2 + w^2)^{1/2} \right) \right\|_{x-u_1}^{x-u_2} \right\|_{y-v_1}^{y-v_2} \Big|_{z-w_1}^{z-w_2} \quad (3.28)$$

$$\frac{\partial G_z(x, y, z)}{\partial z} = -\gamma \rho \left\| \left\| \ln \left(w + (u^2 + v^2 + w^2)^{1/2} \right) \right\|_{x-u_1}^{x-u_2} \right\|_{y-v_1}^{y-v_2} \Big|_{z-w_1}^{z-w_2} \quad (3.29)$$

Bu eşitlik Bağıntı (3.24) kullanılarak $G_z(x,y,z)$ 'nin hesaplamasında elde edilmiştir ve tekdüze bir yönde mıknatıslanmış yapının manyetik anomalisi gravite etkisinin türevleriyle ilişkilidir (Baranov 1957). Alan noktasının tekrarlı permütasyonu ve yapı koordinat parametreleri homojen dikdörtgen prizma için toplam manyetik anomalinin hesaplanması için bir yöntem sağlar. Anomali $A(x,y,z)$;

$$A(x, y, z) = -\frac{J}{\gamma\rho} \left\{ m_3 \left(f_1 \frac{\partial G_z}{\partial x} + f_2 \frac{\partial G_z}{\partial y} + f_3 \frac{\partial G_z}{\partial z} \right) + m_1 \left(f_2 \frac{\partial G_x}{\partial y} + f_3 \frac{\partial G_x}{\partial z} + f_1 \frac{\partial G_x}{\partial x} \right) \right. \\ \left. + m_2 \left(f_3 \frac{\partial G_y}{\partial z} + f_1 \frac{\partial G_y}{\partial x} + f_2 \frac{\partial G_y}{\partial y} \right) \right\} \quad (3.30)$$

Burada J: prizmanın mıknatıslanma şiddeti

m_1, m_2, m_3 : toplam mıknatıslanma vektörünün doğrultman kosinüsleri

f_1, f_2, f_3 : yer manyetik alanının doğrultman kosinüsleri

ρ yapının yoğunluğu ve γ ($6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$) evrensel çekim sabitidir.

Bağıntı (3.30)'daki dokuz kısmi türevlerin hepsinin hesaplanması gerekli değildir. Bu yüzden

$$\frac{\partial G_z}{\partial x} = \frac{\partial G_x}{\partial G_z}$$

$$\frac{\partial G_x}{\partial y} = \frac{\partial G_y}{\partial x}$$

$$\frac{\partial G_y}{\partial z} = \frac{\partial G_z}{\partial y}$$

(3.31)

ve

$$\frac{\partial G_x}{\partial x} + \frac{\partial G_y}{\partial y} + \frac{\partial G_z}{\partial z} = 0 \text{ dir.}$$

(3.32)

3.1.4 Güç spektrumu yöntemi

Curie noktası derinliklerini belirlemek için kullanılan yöntemler spektral analize dayanmaktadır. Havadan manyetik anomalilerin basit iki boyutlu spektral analiz tekniği ilk kez Spector ve Grant (1970) tarafından tanımlanmıştır ve manyetik anomalilere düşey prizmaların neden olduğunu belirtmişlerdir. Spector ve Grant (1970) kutupsal koordinatlardaki modelin enerji spektrumunu izleyen şekilde tanımlamışlardır.

$$\langle E(s, \psi) \rangle = 4\pi^2 M^2 R_G^2 \langle e^{-2hs} \rangle \langle (1 - e^{-ts})^2 \rangle \langle S^2(s, \psi) \rangle \langle R_p^2(\psi) \rangle \quad (3.33)$$

Burada $\langle \rangle$ beklenen değeri gösterir, $s=(u^2+v^2)^{0.5}$ frekans vektörünün büyüklüğü, $\psi = \tan^{-1}(u/v)$ frekans vektörünün yönü, M birim derinlikteki manyetik moment, h prizmanın üst derinliği, t prizmanın kalınlığı, S prizmanın yatay boyut faktörü, R_p prizmanın manyetizasyon yön faktörü ve R_g yer manyetik alan yön faktörüdür.

$$F(s, \psi) = 4\pi^2 J_s [N + i(L \cos \psi + M \sin \psi)] \times [n + i(l \cos \psi + m \sin \psi)] \times \exp[-2\pi i s(x_0 \cos \psi + y_0 \sin \psi)] \times \exp(-2\pi s z_0) \quad (3.34)$$

Burada; V ortalama cisim hacmidir. Bağını 3.36 bir dipolün ya da nokta dipollerin bir kaynağının spektrumunu tanımlamaktadır.

z_0 'ı belirlemek için

$$G(s, \psi) = \frac{1}{s} F(s, \psi) \quad (3.35)$$

G'nin genliğinin karesinin frekans ortamında integrali alındığında,

$$H^2(s) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} |G(s, \psi)|^2 d\psi \quad \text{elde edilir.} \quad (3.36)$$

O zaman $H(s)$,

$$H(s) = A \exp(-2\pi s z_0) \quad (3.37)$$

Buradan,

$$\ln H(s) = \ln A - 2\pi s z_0 \quad (3.38)$$

ve $\ln H(s)$ için z_0 en küçük kareler yöntemiyle elde edilebilir. z_0 'ı belirlemek için bazı terimler aşağıdaki gibi düzenlendiğinde, burada sinc fonksiyonu $\text{sinc } c = \sin(2\pi f_0 t) / 2\pi f_0 t$ olarak tanımlanmakta ve böylece,

$$\text{sinc } (\pi s a \cos \psi) \approx 1$$

$$\text{sinc } (\pi s b \sin \psi) \approx 1 \quad (3.39)$$

$$\exp(-2\pi s z_b) \approx 0$$

elde edilir. Bu durumda, spektrum aşağıdaki gibi tanımlanabilir.

$$F(s, \psi) = 2\pi J A [N + i(L \cos \psi + M \sin \psi)] \chi [n + i(1 \cos \psi + m \sin \psi)] \chi \exp[-2\pi s i(x_0 \cos \psi + y_0 \sin \psi)] \chi \exp(-2\pi s z_t) \quad (3.40)$$

Bağıntı (3.40), tek bir kutbun spektrumunu verir ve s 'nin bir faktörü dışında Bağıntı 3.34'e çok benzer. Ortalama güç spektrumu,

$$K^2(s) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} |F(s, \psi)|^2 d\psi \text{ ile ifade edilebilir} \quad (3.41)$$

3.1.5 Yukarı uzanım

Yukarı uzanım dönüşümü, bir yüzey üzerinde ölçülen potansiyel alanın bütün kaynaklardan daha uzakta başka bir yüzeyde ölçülmesine olanak sağlamaktadır. Bu dönüşüm dalga sayısına göre anomalileri azaltır. Bu dönüşümle ilgili birçok kullanışlı

örnek akla gelmektedir. Birincisi, farklı yüksekliklerde ölçülmüş ölçümlerin bazen karşılaştırılması ya da birleştirilmesi gerekmektedir ve bu durumda, yukarı uzanım uygun bir yüzey üzerine dönüştürmeyi sağlar. İkincisi, sığ kaynaklı anomaliler nedeniyle belirgin bir şekilde gözlemlenemeyen derin kaynaklı anomaliler yukarı uzanım dönüşümü ile daha belirgin duruma gelmektedir. Manyetik ya da gravite alanının frekans ortamı işlemi sırasında kullanılan işleç bağıntı 3.42’de gösterilmektedir (Blakely 1995).

$$e^{(d(k_x^2 + k_y^2)^{1/2})} \quad (3.42)$$

olarak verilir. Burada,

d: uzaklık (km, z yönünde)

k_x : x yönündeki dalga sayısı

k_y : y yönündeki dalga sayısıdır.

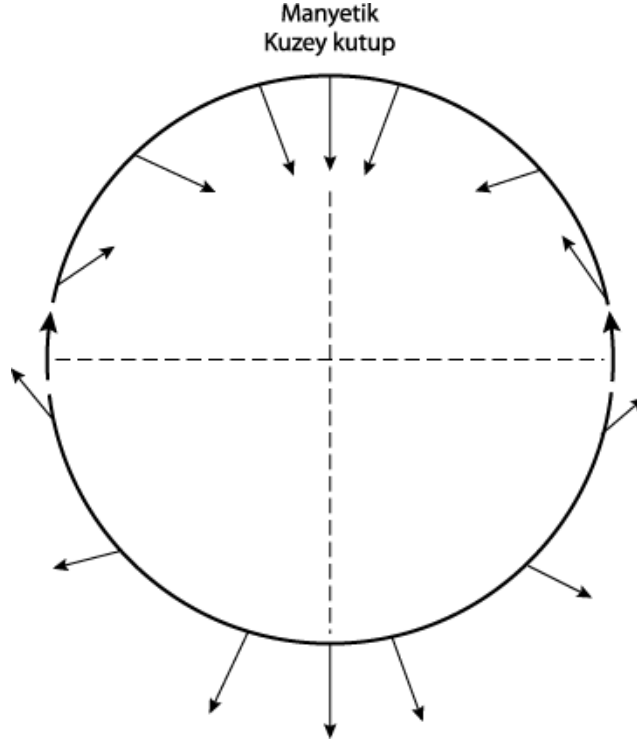
3.1.6 Yer manyetik alanı

Bu bölümde, yer manyetik alanın kaynağı ve yer manyetik alanı oluşturan elemanlar hakkında bilgiler verilecektir. Ayrıca, kayaçların ve minerallerin mıknatıslanma özellikleri ile ilgili bilgiler verilecektir.

3.1.6.1 Yer manyetik alanının kaynağı

Yer manyetik alanı, yerin dışından ve çekirdek içindeki ısı akımlarından meydana gelen iki olaydan meydana gelmektedir. Birincisinin yer manyetik alanına etkisi küçüktür. Asıl önemli olan etken yer içinden kaynaklanmaktadır. Önceleri yer içinde çok kuvvetli bir manyetik kuvvete sahip bir dipol olduğu düşünülmüştür. Daha sonra, yerin içinde birden çok dipol olduğu kanısına varılmıştır. Manyetik alan bu dipollerin ortak

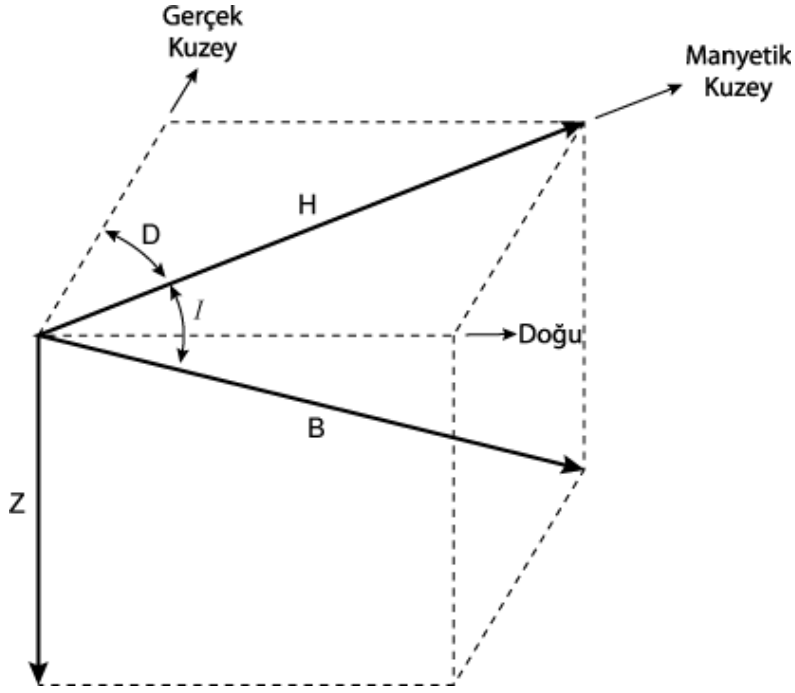
bileşkesini oluşturur. Manyetik kuvvet çizgileri güney kutbundan çıkıp kuzey kutbundan yerin içine girer (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Yer manyetik alanın basit bir çift kutup yaklaşımına dayalı olarak toplam manyetik alan eğiminin enleme değişimi (Kearey 2002)

3.1.6.2 Yer manyetik alanının elemanları

Yer yüzeyinde verilen noktada toplam manyetik alan şiddeti (B) bir vektörle ifade edildiğinde biri düşey (Z) biri yatay (H) iki bileşeni mevcuttur. Verilen noktada yatay bileşen ile bu noktadan geçen boylam düzlemi arasındaki açığa sapma açısı (deklınasyon) denir. Sapma açısı doğuya doğru daima pozitif alınır. Yatay bileşen ile toplam manyetik alan arasındaki açığa eğim açısı (inklinasyon) denir (Şekil 3.2). Yer manyetik alanın bu elemanları arasında bağıntılar bağıntı 3.43'de verilmiştir.



Şekil 3.2 Yer manyetik alanının elemanları (Kearey 2002)

Burada D sapma (deklınasyon) ve I eğim (inklinasyon) açılarını göstermektedir.

$$X = H \times \sin(D)$$

$$Y = H \times \cos(D)$$

$$Z = H \times \tan(I)$$

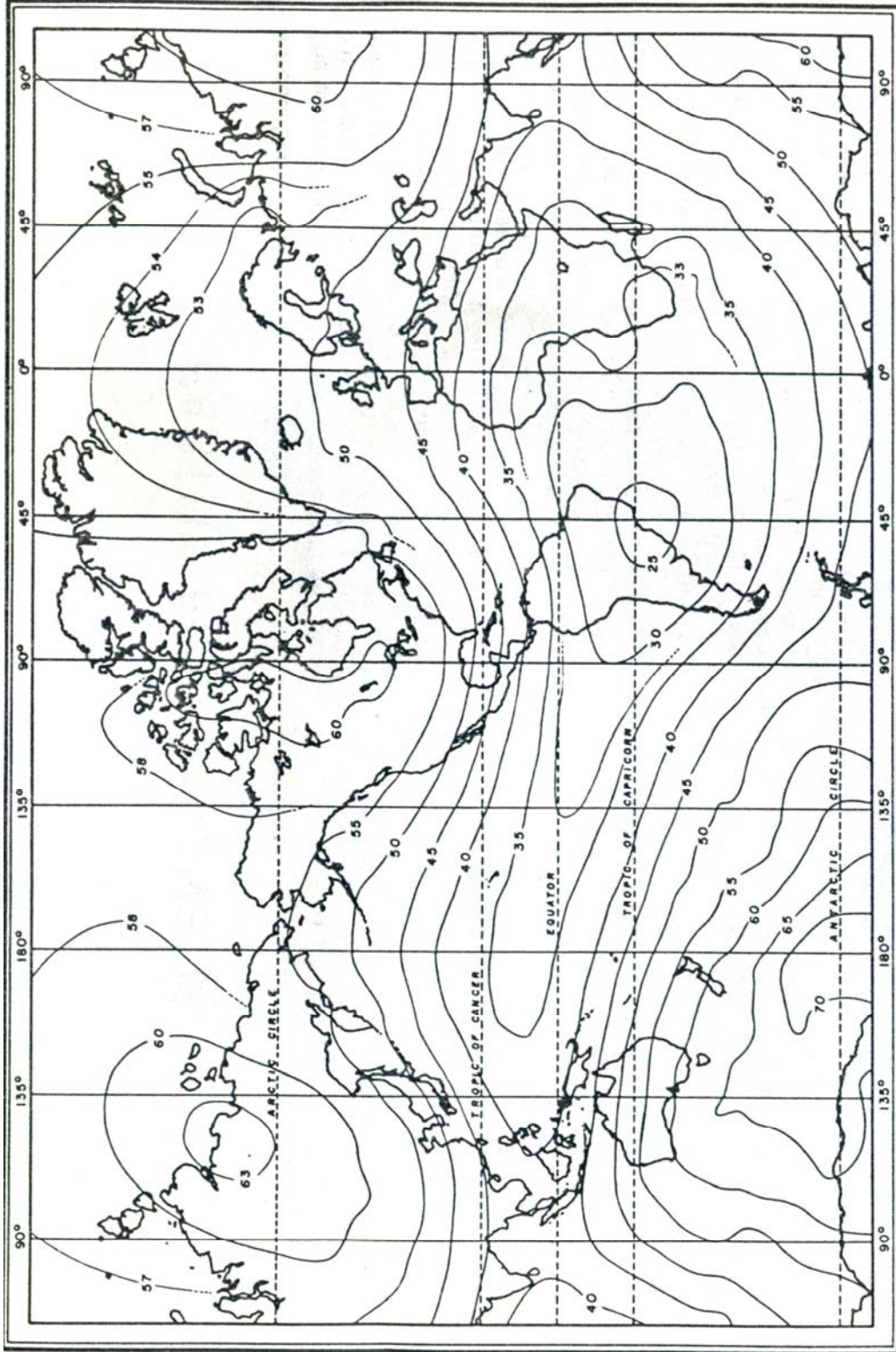
$$Z = B \times \sin(I)$$

(3.43)

D sapma açısı 0 ile 360 derece ve I eğim açısı -90 ile +90 derece arasında değışirler.

Yer manyetik alanının yer yüzeyi üzerindeki dağılımı muntazam değildir (Şekil 3.3).

Bunların değıştikleri devamlı olarak yapılan ölçümlerle saptanmıştır.



Şekil 3.3 Toplam alan şiddetinin yer küresi üzerinde dağılımı (Breiner 1973, Telford vd. 1990)

3.1.7 Kayaçların ve minerallerin mıknatıslanması

Mıknatıslanma, maddenin temel özelliklerinden birisidir. Bir malzemenin mıknatıslanma şiddeti J , birim hacimdeki net manyetik dipol momentidir. Bir malzemeye H düzenli dış manyetik alanı uygulandığı zaman malzeme içinde indüklenen mıknatıslanma şiddeti $J= KH$ olur. k malzemenin hacimsel manyetik duyarlılığı olup boyutsuzdur. Kütle manyetik duyarlılığı $X = K / \rho$, burada ρ yoğunluk olup, birimi gr/cm^3 , H ve J (SI sisteminde) A/m 'dir (Sanver 1992, Butler 1998).

İndüklem mıknatıslanma ve kalıcı mıknatıslanma olmak üzere iki tür mıknatıslanma vardır. İndüklem mıknatıslanma yer manyetik alanının kayaçlarda oluşturduğu mıknatıslanmadır ve bu mıknatıslanmanın yönü yer manyetik alan yönüne paraleldir. Bu mıknatıslanma, uygulanan dış alan ortadan kaldırılırsa kaybolur. Fakat ferromanyetik ve ferrimanyetik maddeler, bu dış alan kaldırıldığında da mıknatıslanma verirler. Bu mıknatıslanma kalıcı mıknatıslanma olarak isimlendirilir. Kalıcı mıknatıslanma, kayacı oluşturan atomlara, kimyasal yapısına, jeolojik, tektonik oluşumuna ve sıcaklığa bağlıdır. Kalıcı mıknatıslanmanın şiddeti kayacın yaşı ile artar. Bu her iki tür mıknatıslanma da Curie sıcaklığından daha yüksek sıcaklıklarda kaybolur. Mıknatıslanmada en önemli mineral manyetit mineralidir.

Doğada kayaçlar, bir veya birden fazla türdeki minerallerden meydana gelmektedirler. Kayaçların büyük bir kısmı belirli oranlarda manyetik özellikli mineralleri içermektedirler. Cisimleri oluşturan mineraller manyetik özelliklerine bağlı olarak aşağıdaki gibi sınıflandırılır.

- Diamanyetik
- Paramanyetik
- Ferromanyetik
- Antiferromanyetik ve Ferrimanyetik

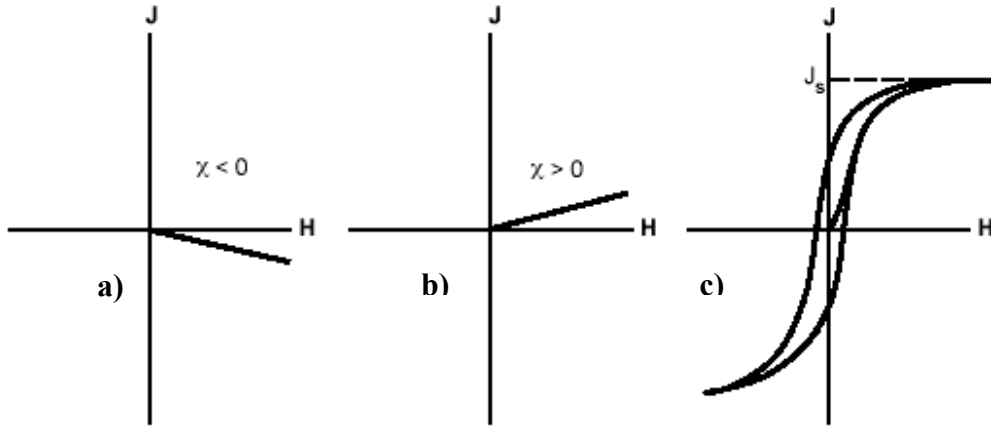
Diyamanyetizma: Diyamanyetik maddeler bir dış manyetik alan uygulandığında, bu maddeyi oluşturan atomların elektronların spin momentleri gelişigüzel doğrultuda

dizilirler. Bu nedenle net bir manyetik özellik göstermez. Diyamanyetiklerin kazandıkları mıknatıslanma, uygulanan alan ile ters yöndedir. Bu nedenle, diyamanyetik duyarlık negatiftir (Şekil 3.4.a). Bu türe örnek olarak altın, civa ve gümüş verilebilir.

Paramanyetizma: Paramanyetik maddelere bir dış alan uygulandığında (örneğin, yer manyetik alanı) atomların elektronların spin manyetik momentleri bu uygulanan alanın doğrultu ve yönünde dizilirler. Bu nedenle, uygulanan alan yönünde zayıf net bir mıknatıslanma üretir. Paramanyetizma uygulanan alan kaldırıldığında kaybolur. Paramanyetik maddelerin duyarlılığı sıcaklık ile ters orantılıdır. Sıcaklık arttıkça paramanyetik maddelerin duyarlılığı azalır (Şekil 3.4.b). Bu türe örnek olarak pirit verilebilir.

Ferromanyetizma: Ferromanyetik cisimlere bir dış alan uygulanıp kaldırıldığında mıknatıslanmalarını kaybetmemektedirler. Hatta bir dış alan uygulanmadığı zaman da mıknatıslanma kazanabilmektedirler (Şekil 3.4.c). Ferromanyetik minerallerde tüm domenler aynı yöndedir. Ferromanyetik minerallere örnek, Fe (demir), Ni (nikel) ve Co (kobalt) verilebilir. Doğada ferromanyetiklere sık olarak rastlanmaz. Bunun nedeni ise bu elementlerin yaygın olarak oksitler ve tuzlar halinde bulunmalarındır. Ferromanyetik minerallerin manyetik duyarlılıkları $10-10^5$ emu/cm³ arasındadır.

Antiferromanyetizma: Antiferromanyetik cisimlerde atomların manyetik momentleri birbirine zıt yöndedir. Bu nedenle de net manyetik moment sıfırdır.



Şekil 3.4.a. Diyamanyetik maddeler için H manyetik alanına karşılık J mıknatıslanma şiddeti (manyetik duyarlık χ negatif), b. Paramanyetik maddeler için H manyetik alanına karşılık J mıknatıslanma şiddeti (manyetik duyarlık χ pozitif), c. Ferromanyetik maddeler için H manyetik alanına karşılık J mıknatıslanma şiddeti (Butler 1998)

Ferrimanyetizma: Ferrimanyetik gruba giren minerallerde genellikle aynı ve ters yöndeki atomların sayısı ve büyüklükleri farklıdır. Bu nedenle madde şiddetli mıknatıslanma gösterebilir. Dış alan olmadığı zamanda mıknatıslanma kazanma özelliği bunlarda da görülür. Bu gruba örnek olarak manyetit, pirotit, ulvospinel ve maghemit verilebilir. Bunların manyetik duyarlıkları 10^{-3} emu/cm³ değerindedir (Sanver 1992, Butler 1998).

Uygulamalı jeofizikte yapılan manyetik ölçümlerin değerlendirilmesi için manyetik anomaliye sebep olan cismin suseptibilitesinin bilinmesi gereklidir. Bu nedenle kayaçların suseptibilitesinin tayin edilmesi lazımdır. Laboratuarda yapılan suseptibilite tayinleri için değişik yöntemler verilmektedir. Kayaçların suseptibiliteleri kayaçların içinde buldukları manyetit miktarına ve manyetitin suseptibilitesine bağlı olarak değişir. Kayaçların farklı manyetik özellik göstermeleri değişik oranda ferromanyetik tanecikler buldukları sebebi ile suseptibilitelerinin değişmesinden ileri gelmektedir.

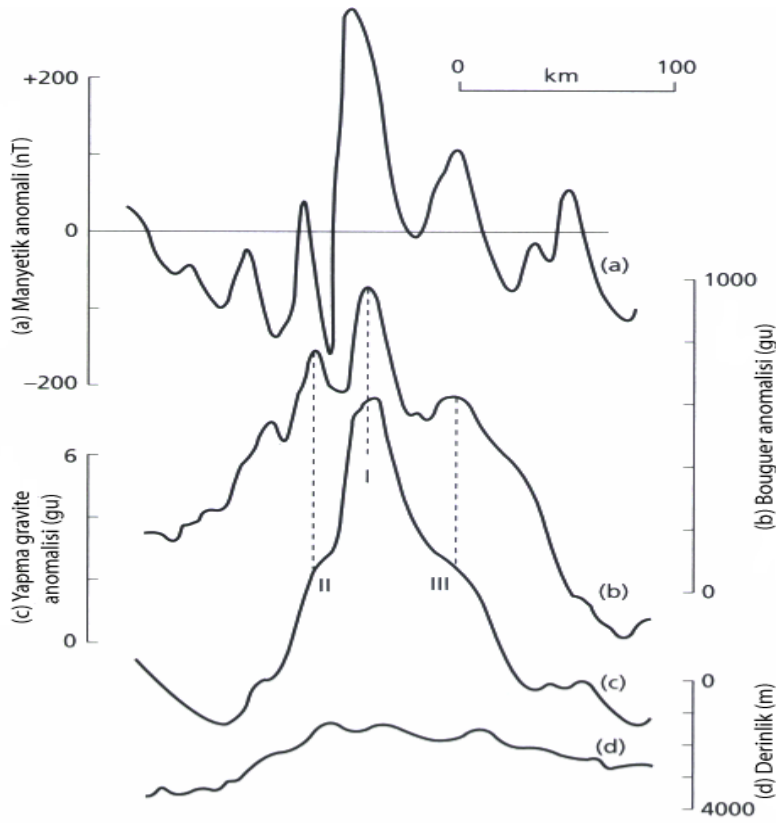
3.2 Yöntem

Bu bölümde, tarihsel gelişme, yapı mıknatıslanmasının belirlenmesi ve mıknatıslanma şiddetinin bulunması ile ilgili yöntemin temelini oluşturan bilgiler ve çalışmalar irdelenecektir. Sonraki aşamada tez çalışmasında geliştirilen yöntem hakkında bilgiler verilecek ve yöntemin sentetik modeller üzerindeki uygulamaları gösterilecektir.

3.2.1 Tarihsel gelişme

Potansiyel alan dönüşümleri, aynı alan üzerinde manyetik ve gravite anomalilerinin kıyaslanabilmesi için uygun bir araç teşkil eder ve bazen de bu anomalilerin nedensel cisimleri hakkında daha fazla bilgi edinilebilmesine imkan sağlar (Kearey 2002). Bu bağlamda Şekil 3.5.a.b, Aves sırtı üzerindeki manyetik ve gravite anomali profillerini göstermektedir. Bu alan Lesser Antilles adaları koyuna paralel uzanan bir denizaltı koyudur. Manyetik profilden elde edilen yapmagravite profili Şekil 3.5.c'de gösterilmiştir. Burada, temel yapmagravite piklerinin gravite profilindeki I pik değeri ile uyum gösterdiği ve II ile III nolu piklerin yapmagravite profili üzerindeki daha zayıf özellikler ile uyum gösterdiği görülebilmektedir. Bu yüzden, söz konusu verilerden hareketle, gravite maksimumuna neden olan yoğunluk özelliklerinin aynı zamanda manyetik olduğu da söylenebilir. Merkezi pik değerinin nedensel kütlesi yanlardaki kütlelerinkinden çok daha fazla bir duyarlılığa sahiptir.

Kearey (1991), Güney-Orta İngiltere manyetik anomalisinin (Londra Platformu altındaki bazaltik kayalar) olası kaynağını araştırmıştır. Bu çalışmada, Güney-Orta İngiltere manyetik anomalilerinin farklı derinliklerdeki iki kaynaktan meydana geldiğini ileri sürmüştür. En derin kaynağın anomalisi yukarı uzanım ve yapma alan dönüşümü ile ayrılmıştır. Elde edilen manyetik model orta kabuğa sokulum yapan bazaltik kayaların yapısı olarak yorumlanmıştır.



Şekil 3.5.a. Doğu Karayipler’de Aves Sirtı üzerinde gözlenen manyetik anomaliler, b. Uzun dalga boylu bölgesel alan çıkarılmış Bouguer anomalileri, c. Mıknatıslanma oranı $J/\rho=1$ için hesaplanmış yapmagravite anomalileri, d. Batimetri (Kearey 2002’den)

Ateş ve Kearey (1995) mıknatıslanma şiddetinin otomatik bir yolla belirlenmesini sağlayan bir yöntemi Worcester Graben’ine (İngiltere) uygulamışlardır. Worcester Grabeni üzerindeki havadan manyetik anomalisini incelemişlerdir. Bölgeye ait havadan manyetik verilerin yapmagravite haritasını oluşturmuşlardır. Yapma gravite anomali haritasından anomaliye sebep olan yapının 3B derinlik modelini elde etmişlerdir. Daha sonra elde edilen 3B derinlik modelinden yapının manyetik anomalisi yeniden elde edilmiştir. Anomaliye sebep olan yapının orijinal manyetik anomali verisi ile 3B derinlik verisinden elde edilen sonuç manyetik anomali verisini karşılaştırmışlar. Bu çalışma mıknatıslanma şiddeti-yoğunluk oranının belirlenmesinin temelini oluşturmaktadır.

3.2.2 Yapı mıknatıslanmasının bulunması

Anomaliye sebep olan yapının mıknatıslanma yönlerinin bulunmasına yönelik çalışmalar aşağıda verilmiştir.

Kearey (1991), Güney-Orta İngiltere manyetik anomalisinin (Londra Platformu altındaki bazaltik kayaçlar) muhtemel kaynağını araştırdıkları çalışmalarında anomaliye neden olan kütleyi modellemeden önce, kütleinin yapı mıknatıslanmasının yönünün (İnklinasyon ve Deklinasyon açıları) belirlemişlerdir. Benzer şekilde Ateş ve Kearey (1995) Worcester Graben'ine (İngiltere) ait yapının mıknatıslanma yönünün belirlenmesi için otomatik bir yöntem geliştirmişlerdir.

Bilim ve Ateş (1999), manyetik ve gravite verilerinden yapı mıknatıslanma yönlerini belirlemek için bir bilgisayar programı geliştirmişlerdir. Bu çalışmada, aynı yapıların sebep olduğu gravite anomalileri ve yapmagravite anomalileri arasındaki maksimum ilişkisini inceleyerek yapının mıknatıslanma yönlerini belirlemişlerdir. Yöntemi sentetik modeller üzerinde denemişler ve başarılı sonuçlar elde etmişlerdir. Ayrıca geliştirilen yöntemi arazi verileri üzerinde test etmişlerdir.

Bilim ve Ateş (2004), manyetik-gravite ilişkisinden yapı mıknatıslanma yönlerini belirlemek için bir yöntem geliştirmişlerdir. Bu çalışmada, yapmagravite ve gravite verileri arasındaki maksimum ilişkiyi inceleyerek yapının mıknatıslanma yönlerini belirlemişlerdir. Yöntemi sentetik modeller üzerinde denemişler ve başarılı sonuçlar elde etmişlerdir. Ayrıca geliştirilen yöntemi arazi verileri üzerinde test etmişlerdir.

3.2.3 Mıknatıslanma şiddetinin (J) bulunması

Manyetik anomaliye sebep olan gömülü yapıların mıknatıslanma şiddetinin (J) otomatik belirlenmesine yönelik çalışmalar yapılmıştır. Burada da izleyen sayfalarda verilen 3B model ve modellerin oluşturdukları manyetik ve gravite anomalilerinin hesaplanmasına yönelik çalışmalar birincil işlemlerin yapılmasında kullanılmıştır;

Cordell ve Henderson (1968), gravite anomali verilerinin yinelemeli 3B çözümünü yapmışlardır. Kütle dağılımı üzerinde belirli sınırlamalar ve gravite anomali değerleri vererek, 3B modeli otomatik olarak hesaplamışlardır.

Goodacre (1973), homojen dikdörtgen prizmaların gravite ve manyetik anomalilerinin hesaplanması ile ilgili çalışma yapmışlardır. Dikdörtgen prizmaların gravite ve manyetik etkilerini hesaplayan bir bilgisayar programı geliştirmişlerdir. Ayrıca bu teknik, gravitasyonel etkinin türevlerini kolayca sağlamakta ve böylece homojen dikdörtgen prizmaların manyetik anomalisinin hesaplanması için bir yöntem şekillenmektedir.

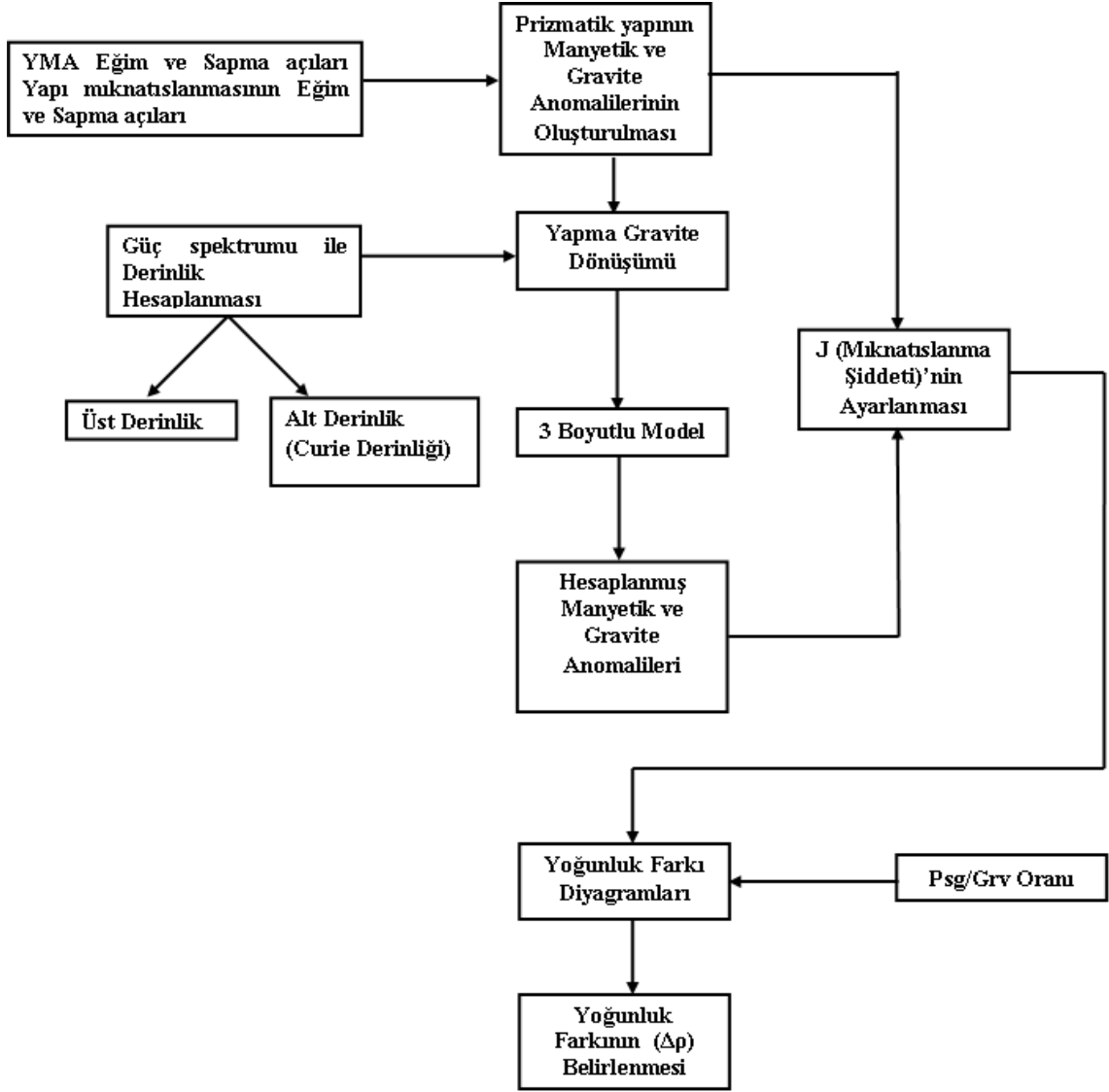
Kearey ve Rabae (1993), Bicester manyetik anomalisinin kaynağını incelemişlerdir. Bu çalışmada, Bicester anomalisine ait havadan manyetik anomalilerini kullanmışlardır. Havadan manyetik anomalilere yapmagravite dönüşümü uygulamışlardır. Yapmagravite verilerinden yapının 3B derinlik modelini oluşturmuşlardır. Çalışma alanına ait sismik yansıma verileriyle 3B derinlik modelini karşılaştırmışlardır.

Bu tezde, sentetik modellerin gravite ve manyetik anomalileri oluşturulmuştur. Sentetik modeller için Kearey (1977) tarafından geliştirilen Fortran programı kullanılmıştır. Sentetik modellerden elde edilen manyetik anomalilere yapmagravite dönüşümü uygulanmıştır. Burada önemli olan mıknatıslanma şiddetinin, yoğunluğa olan oranının 1 olarak alınmasıdır ($J / \rho = 1$). Cordell ve Henderson (1968)'un yöntemine dayanan 3B gravite modelleme programı ile 3B derinlik modeli oluşturulmuştur. 3B derinlik modeli oluşturulurken modelin üst ve alt yüzey derinliklerini tam olarak belirlemek için uygun bir katsayı ile çarpılmıştır. 3B modelin taban derinliği, aynı modelin üst yüzey derinliğinin güç spektrumundan (Spector ve Grant 1970) elde edilen derinlik değerine ulaşana kadar değiştirilir. Sonuçta en iyi model deneme yanılma yoluyla güç spektrumu derinlik kontrolü ile elde edilmiş olur. 3B modelin manyetik anomalileri mıknatıslanma şiddeti $J = 1$ A/m alınarak yeniden oluşturulur (Goodacre 1973, Kearey 1991). 3B modelden hesaplanan manyetik anomaliler 3B modellemeye giren orijinal manyetik

anomalilerle karşılaştırılmış ve manyetik anomaliye neden olan bozucu kütlenin doğrudan mıknatıslanma şiddeti belirlenmiştir.

3.2.4 Yoğunluk farkının belirlenmesi

Yoğunluk farkının belirlenmesi aşamasında bir sentetik modelden yoğunluk farkı diyagramları oluşturulmuştur. Yoğunluk farkı diyagramları düşük, orta ve yüksek yoğunluk farkı olmak üzere üç kısma ayrılmıştır. Anomaliye neden olan yapının yoğunluk farkını elde etmek için, ilk aşamada belirlenen mıknatıslanma şiddeti (J) ve Psg (yapmagravite)/Grv (Gravite) değerleri uygun yoğunluk farkı diyagramı üzerine düşürülmektedir. Ayrıca, yoğunluk farkı diyagramları kullanılarak elde edilen yapının yoğunluk farkı, karekök ortalama (RMS) yöntemi kullanılarak sağlanması yapılmıştır. RMS yöntemi ölçülen gravite ile 3B modelden hesaplanan gravite anomalileri arasındaki maksimum uyumu aramaktadır. Sonuçta bu iki anomali arasındaki en küçük RMS değeri yapının yoğunluk farkını vermektedir. Yöntemin uygulandığı akış diyagramı ile Şekil 3.6'da gösterilmiştir.



Şekil 3.6 Yöntemin akış diyagramı

3.2.5 Yöntemin modeller üzerinde denenmesi

Bu bölümde, tez çalışmasında geliştirilen yöntem öncelikle sentetik modeller üzerinde test edilecektir. Sonraki aşamada sentetik modellerin manyetik anomalilerine gelişigüzel gürültü eklenecek ve yöntemin gürültülü modeller üzerindeki başarısı incelenecektir.

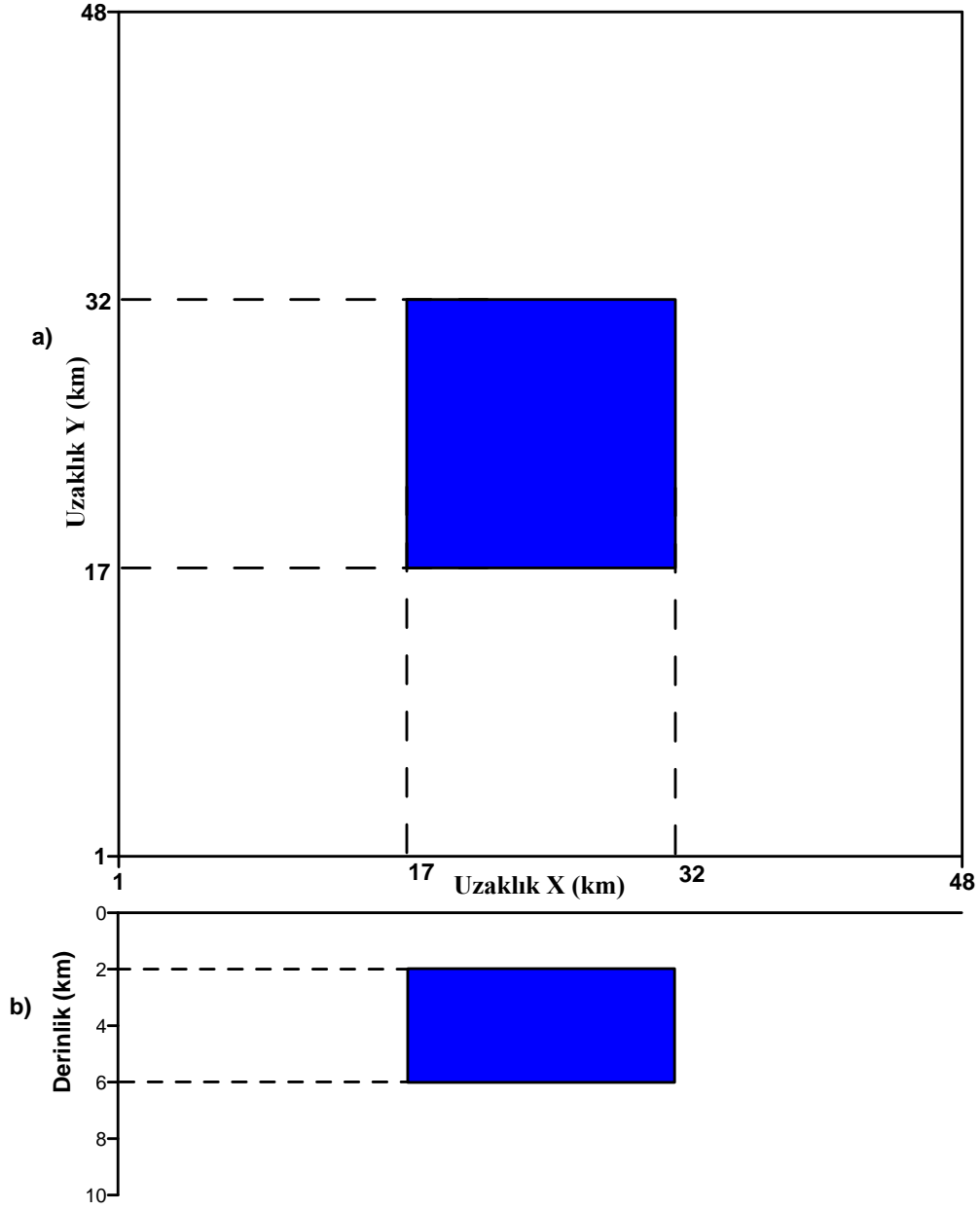
3.2.5.1 Model 1 (Gürültüsüz)

Bu çalışmada, $15 \times 15 \times 4$ km boyutlarında ki bir düşey prizma modelinin (Şekil 3.7) gravite ve manyetik anomali verileri üretilmiştir (Çizelge 3.1). Prizmanın gravite ve manyetik anomali verilerinin üretilmesinde Kearey tarafından yazılan (1977, yayınlanmamış) "prism" programı kullanılmıştır. Yer manyetik alanının eğim ve sapma açıları sırasıyla 55° ve 4° olarak alınmıştır. Şekil 3.8'de modelin manyetik anomali haritası görülmektedir. Şekil 3.9'da modelin gravite anomali haritası görülmektedir.

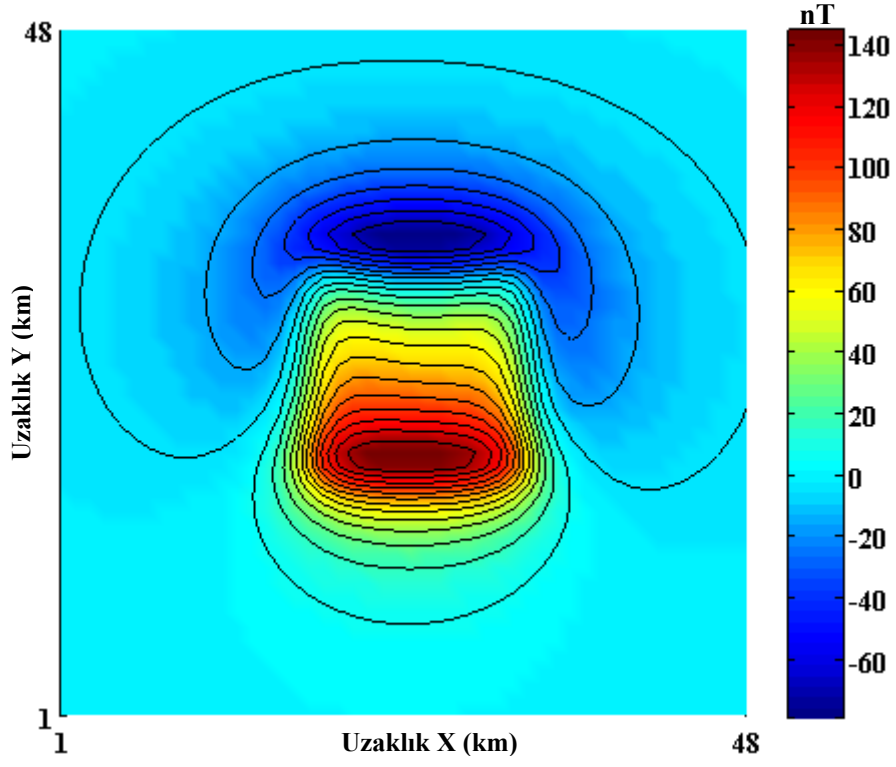
Çizelge 3.1 Model verisi üretmek için kullanılan dikdörtgen şeklindeki düşey prizmanın parametreleri

Uzunluk x- yönünde (km)	Uzunluk y- yönünde (km)	H1 (km)	H2 (km)	D_i (derece)	I_i (derece)	J (A/m)	$\Delta\rho$ (gr/cm ³)
15	15	2	6	4	55	0.6	0.04

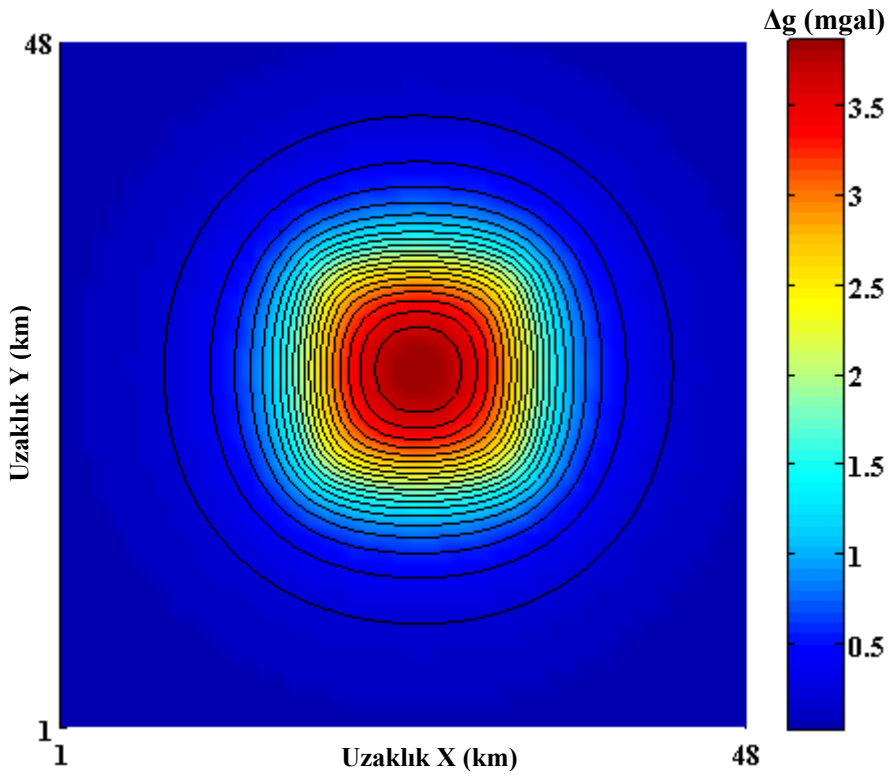
H1= Prizmanın üst yüzey derinliği (km); H2= Prizmanın alt yüzey derinliği (km); D_i : Yapının sapma açısı (derece); I_i = Yapının eğim açısı (derece); J= Mıknatıslanma şiddeti (A/m); $\Delta\rho$ = Yoğunluk farkı (gr/cm³)



Şekil 3.7 Manyetik ve gravite anomalileri üretmek için kullanılan prizmatik model
a) Yatay (düzlem) kesit, b) Düşey kesit

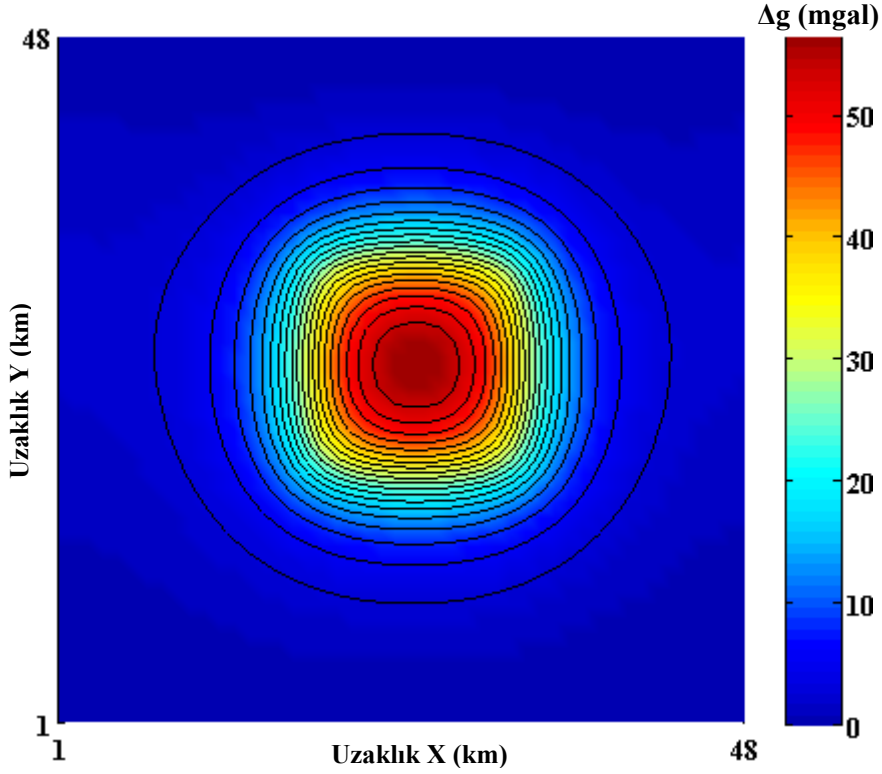


Şekil 3.8 Parametreleri Çizelge 3.1’de verilen modelin manyetik anomali haritası



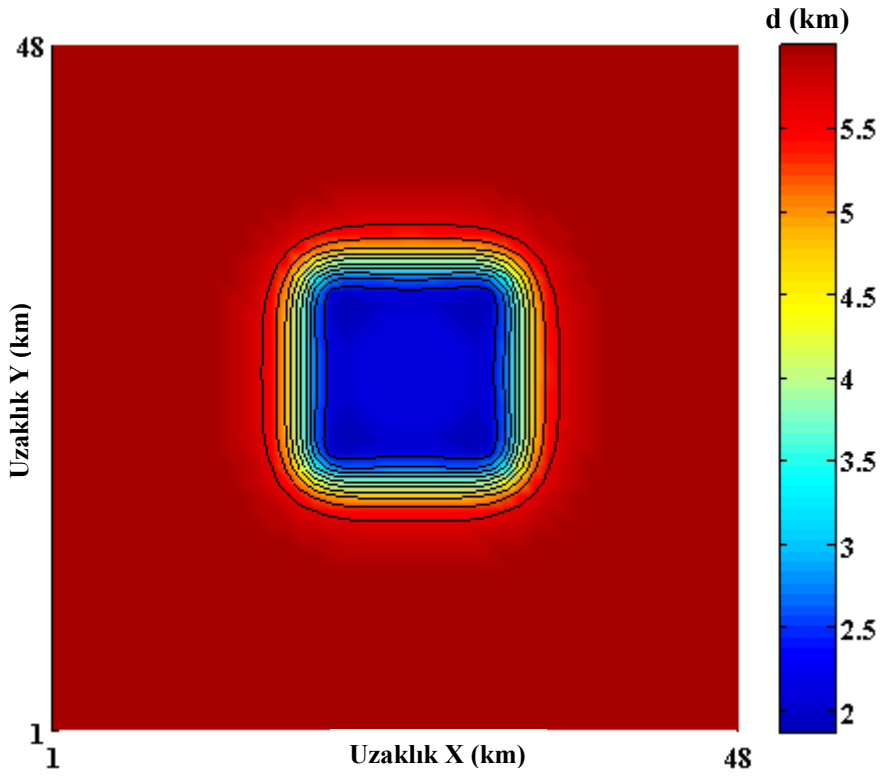
Şekil 3.9 Parametreleri Çizelge 3.1’de verilen modelin gravite anomali haritası

Manyetik anomalinin $J / \rho=1$ alınarak yapmagravite dönüşümü yapılmıştır (Şekil 3.10). Burada yer manyetik alanının eğim açısı 55° sapma açısı da 4° olarak kullanılmıştır.



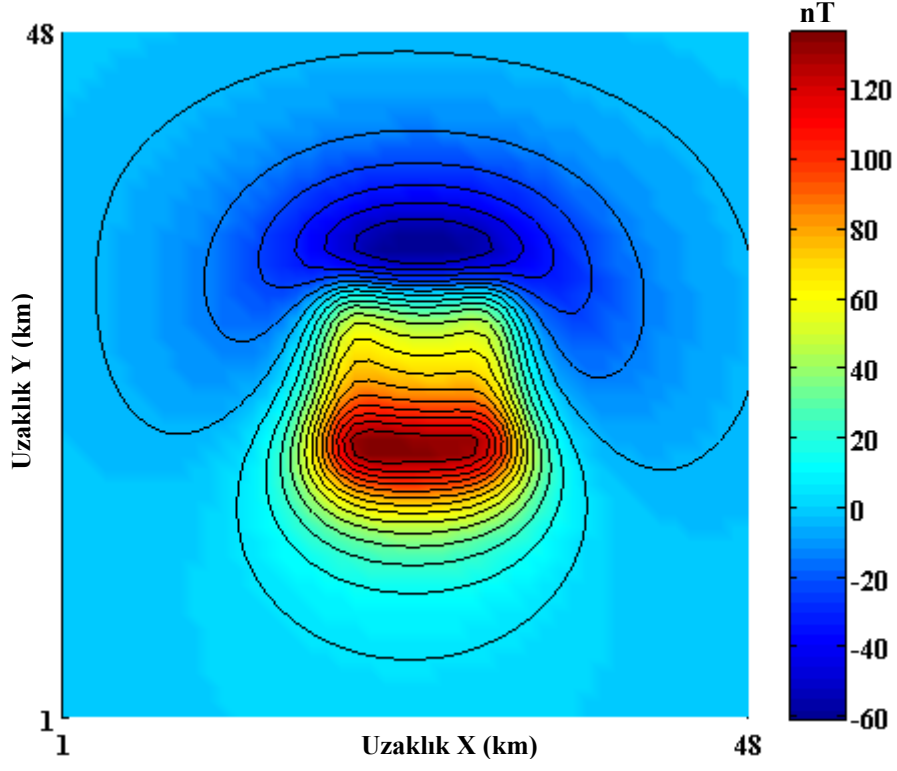
Şekil 3.10 Şekil 3.8’de gösterilen manyetik veriye uygulanan yapmagravite dönüşümü

Şekil 3.10’da verilen yapmagravite anomalileri $\Delta\rho= 1.0 \text{ gr/cm}^3$ kullanılarak Cordell ve Henderson (1968)’un yazılımıyla 3B derinlik modeli oluşturulmuştur (Şekil 3.11).

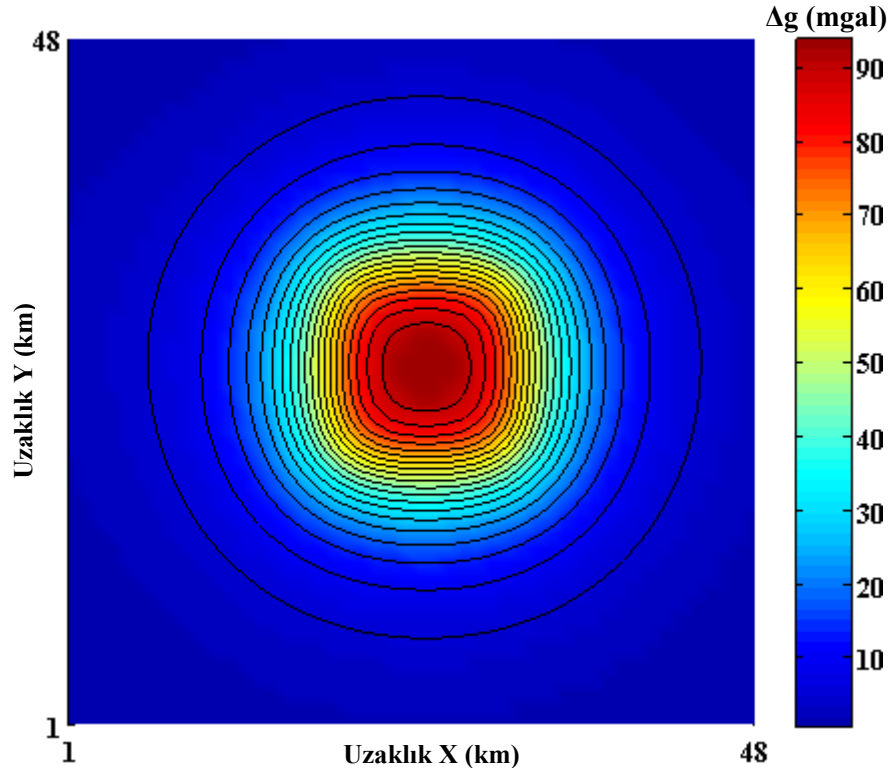


Şekil 3.11 Parametreleri Çizelge 3.1’de verilen modelin 3B derinlik modeli

Şekil 3.11’de verilen 3B modelin manyetik ve gravite anomalileri, Kearey (1977) tarafından geliştirilen bir bilgisayar yazılımıyla yeniden oluşturulmuştur (Şekil 3.12-3.13). Bu aşamada mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı $\Delta\rho= 1.0 \text{ gr/cm}^3$ ve $J= 1 \text{ A/m}$ olarak alınmıştır. Böylece 3B modelden elde edilen manyetik anomali haritası Şekil 3.8’de gösterilen manyetik anomali haritası ile karşılaştırılmış ve yapı mıknatıslanması $J= 0.6 \text{ A/m}$ olarak belirlenmiştir.



Şekil 3.12 Şekil 3.11'den elde edilen manyetik anomali haritası



Şekil 3.13 Şekil 3.11'den elde edilen gravite anomali haritası

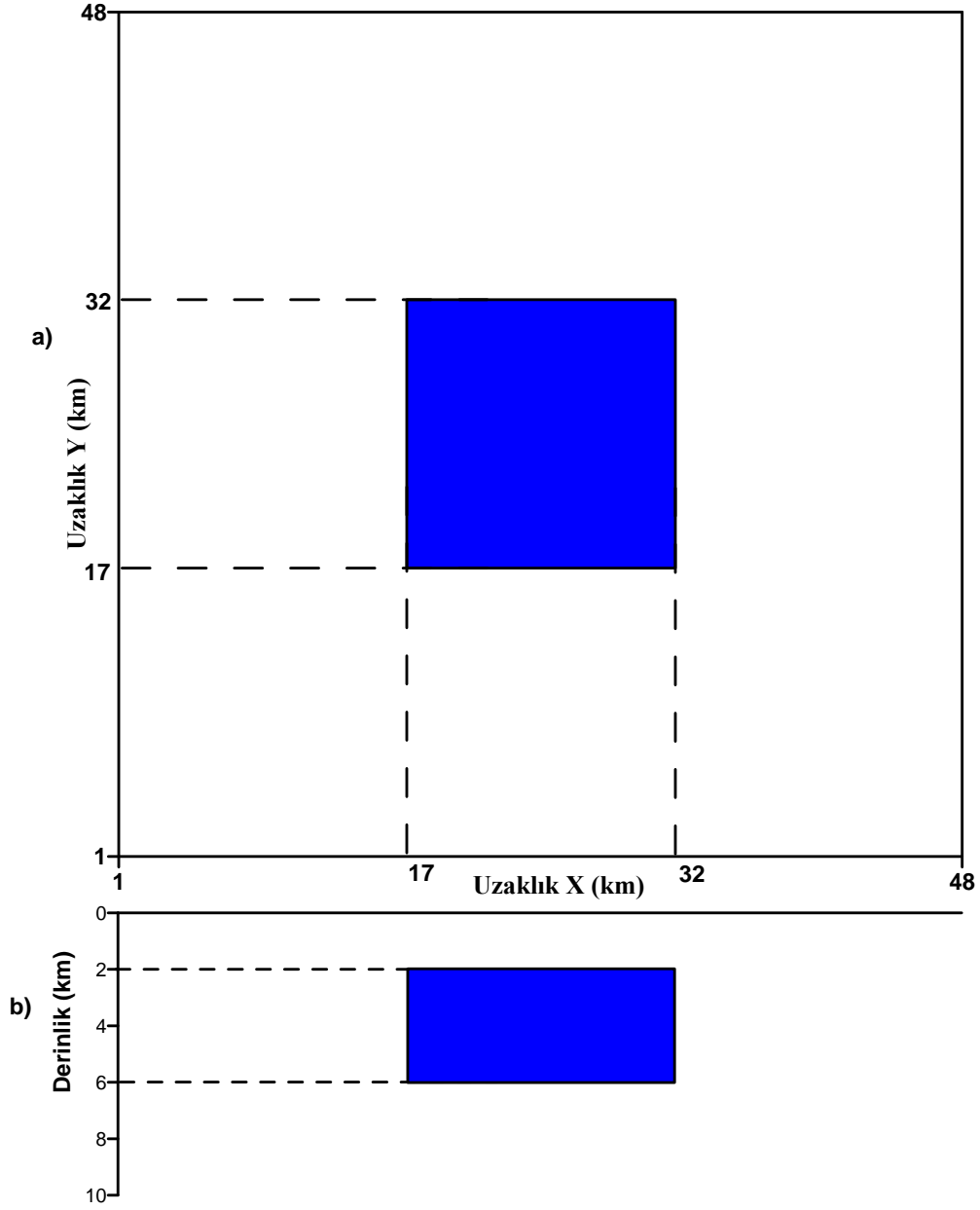
3.2.5.2 Model 2 (Gürültüsüz)

Bu çalışmada, $15 \times 15 \times 4$ km boyutlarında ki bir düşey prizma modelinin (Şekil 3.14) gravite ve manyetik anomali verileri üretilmiştir (Çizelge 3.2). Prizmanın gravite ve manyetik anomali verilerinin üretilmesinde Kearey tarafından yazılan (1977, yayınlanmamış) "prism" programı kullanılmıştır. Yer manyetik alanının eğim ve sapma açıları sırasıyla 55° ve 4° olarak alınmıştır. Şekil 3.15'de modelin manyetik anomali haritası görülmektedir. Şekil 3.16'da modelin gravite anomali haritası görülmektedir.

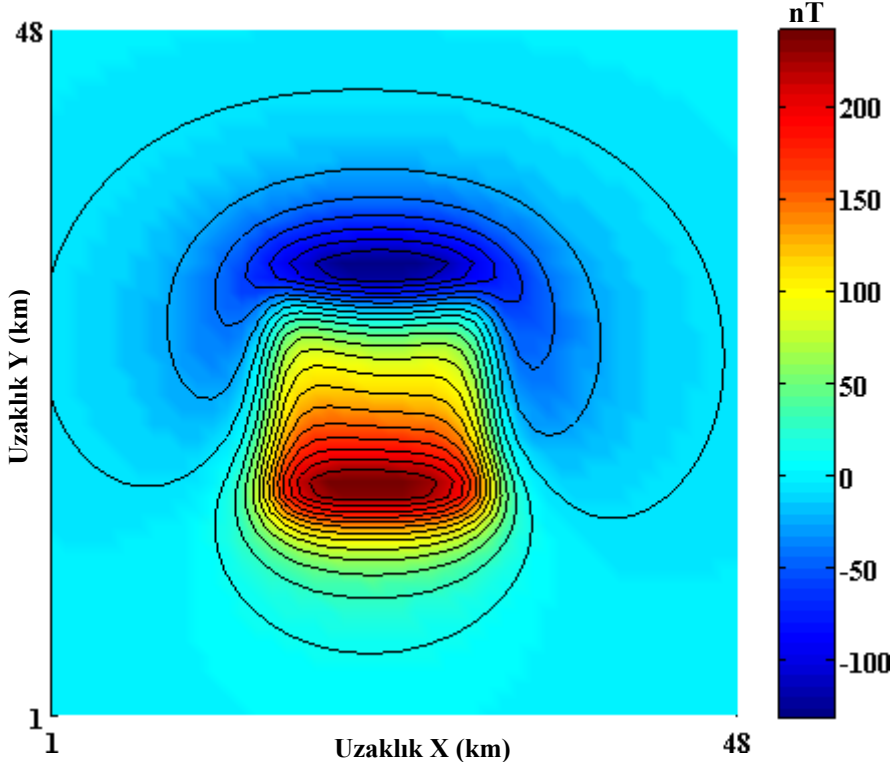
Çizelge 3.2 Model verisi üretmek için kullanılan dikdörtgen şeklindeki düşey prizmanın parametreleri

Uzunluk x- yönünde (km)	Uzunluk y- yönünde (km)	H1 (km)	H2 (km)	D_i (derece)	I_i (derece)	J (A/m)	$\Delta\rho$ (gr/cm ³)
15	15	2	6	4	55	1	0.08

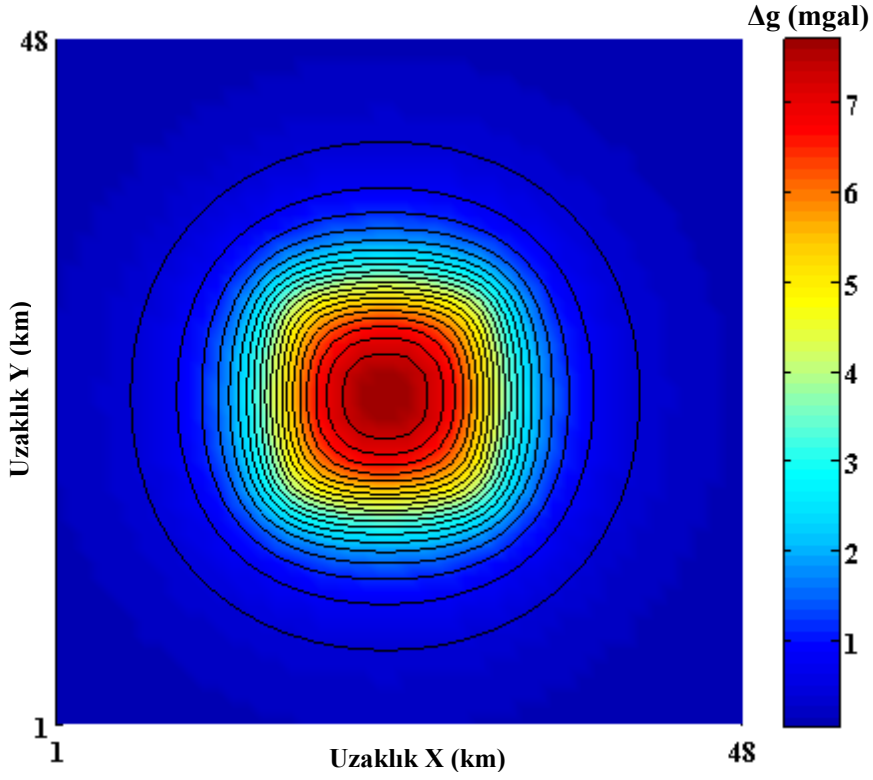
H1= Prizmanın üst yüzey derinliği (km); H2= Prizmanın alt yüzey derinliği (km); D_i : Yapının sapma açısı (derece); I_i = Yapının eğim açısı (derece); J= Mıknatıslanma şiddeti (A/m); $\Delta\rho$ = Yoğunluk farkı (gr/cm³)



Şekil 3.14 Manyetik ve gravite anomalileri üretmek için kullanılan prizmatik model
a) Yataz (düzlem) kesit, b) Düşey kesit

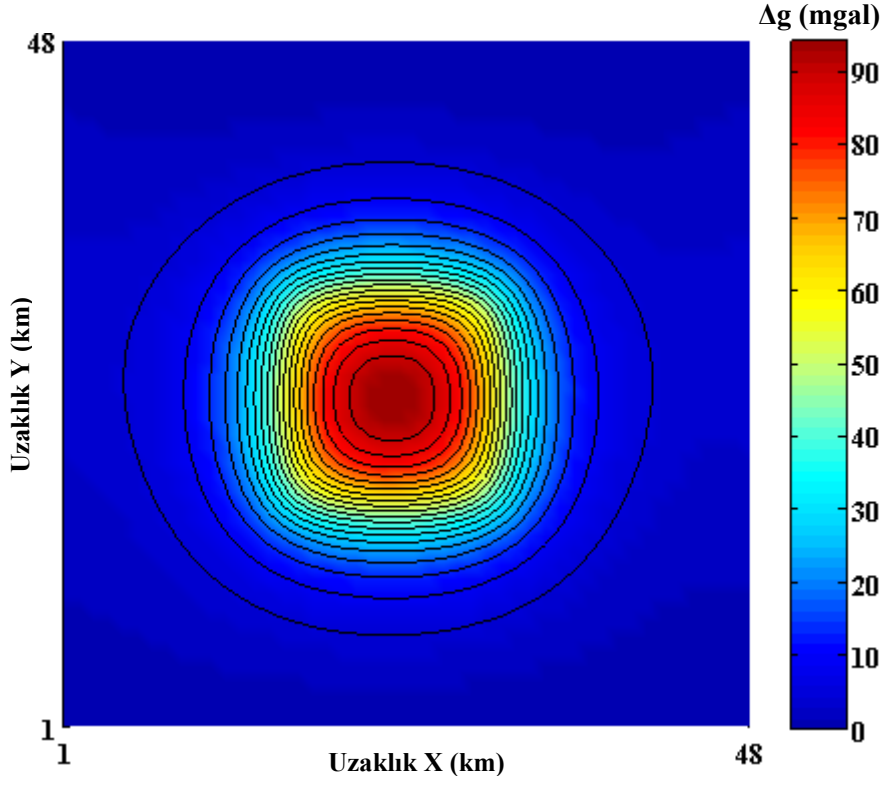


Şekil 3.15 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin manyetik anomali haritası



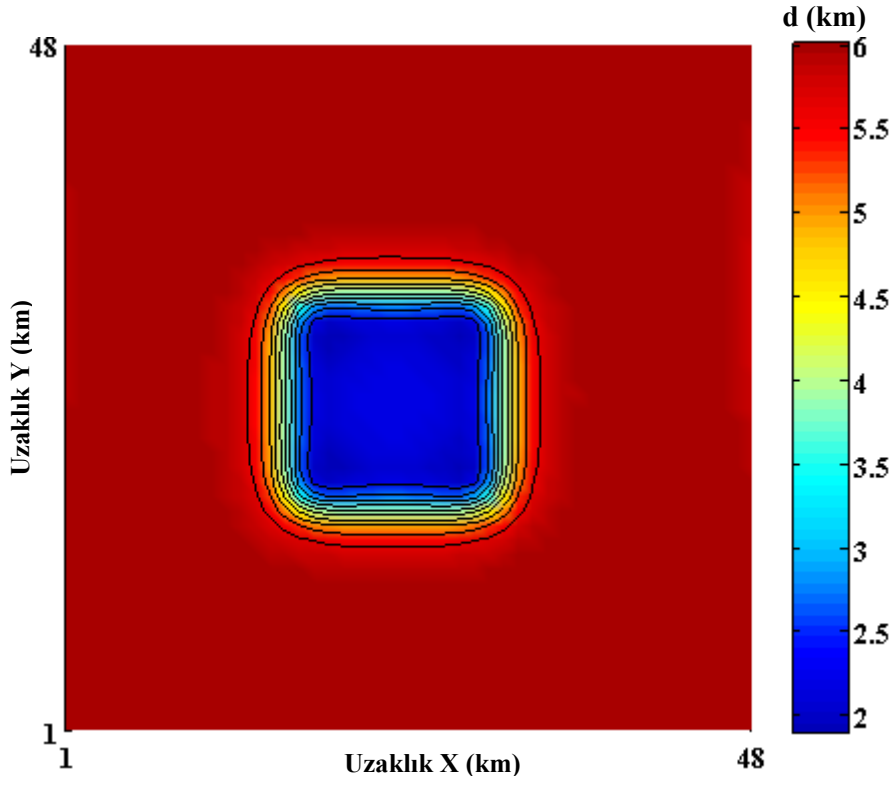
Şekil 3.16 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin gravite anomali haritası

Manyetik anomalinin $J / \rho=1$ alınarak yapmagravite dönüşümü yapılmıştır (Şekil 3.17). Burada yer manyetik alanının eğim açısı 55° sapma açısı da 4° olarak kullanılmıştır.



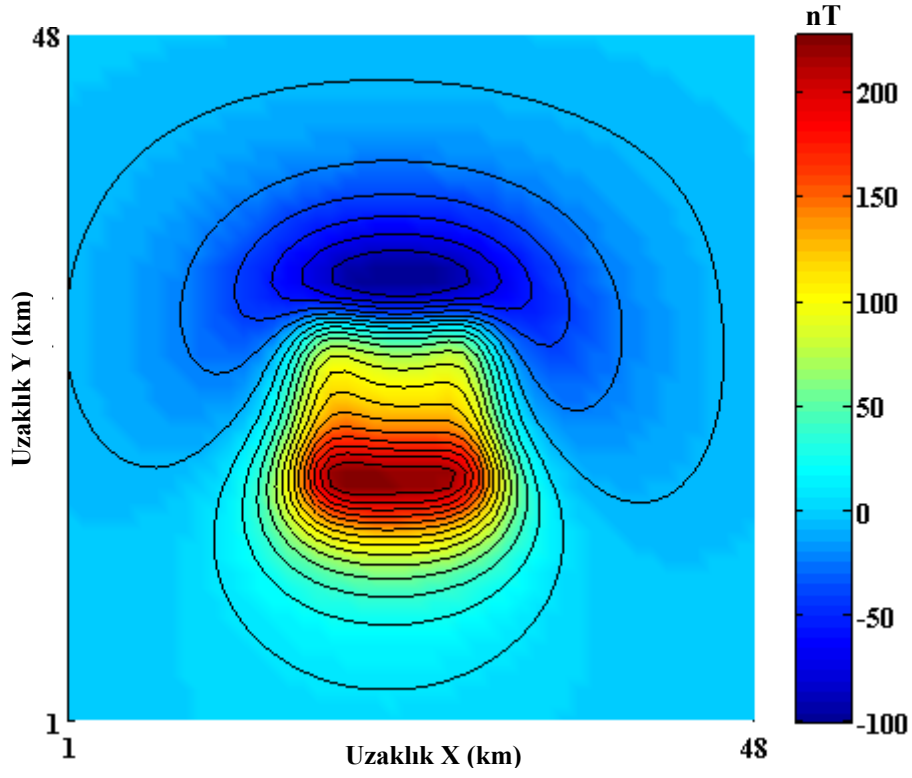
Şekil 3.17 Şekil 3.15’de gösterilen manyetik veriye uygulanan yapmagravite dönüşümü

Şekil 3.17’de verilen yapmagravite anomalileri $\Delta\rho= 1.0 \text{ gr/cm}^3$ verilerek Cordell ve Henderson (1968)’un yazılımıyla 3B derinlik modeli oluşturulmuştur (Şekil 3.18).

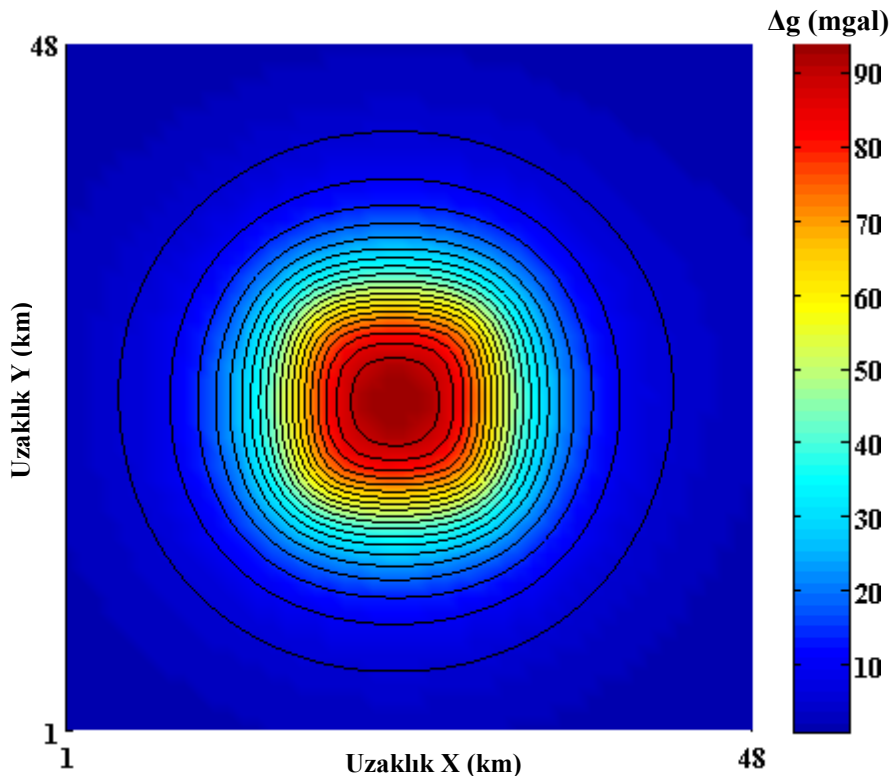


Şekil 3.18 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin 3B derinlik modeli

Şekil 3.18’de verilen 3B modelin manyetik anomalisi ve gravite anomalisi, Kearey (1977) tarafından geliştirilen bir bilgisayar yazılımıyla yeniden oluşturulmuştur (Şekil 3.19-3.20). Bu aşamada mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı $\Delta\rho= 1.0 \text{ gr/cm}^3$ ve $J= 1\text{A/m}$ olarak alınmıştır. Böylece 3B modelden elde edilen manyetik anomali haritası Şekil 3.15’de gösterilen manyetik anomali haritası ile karşılaştırılmış ve yapı mıknatıslanması $J= 1 \text{ A/m}$ olarak belirlenmiştir.



Şekil 3.19 Şekil 3.18'den elde edilen manyetik anomali haritası



Şekil 3.20 Şekil 3.18'den elde edilen gravite anomali haritası

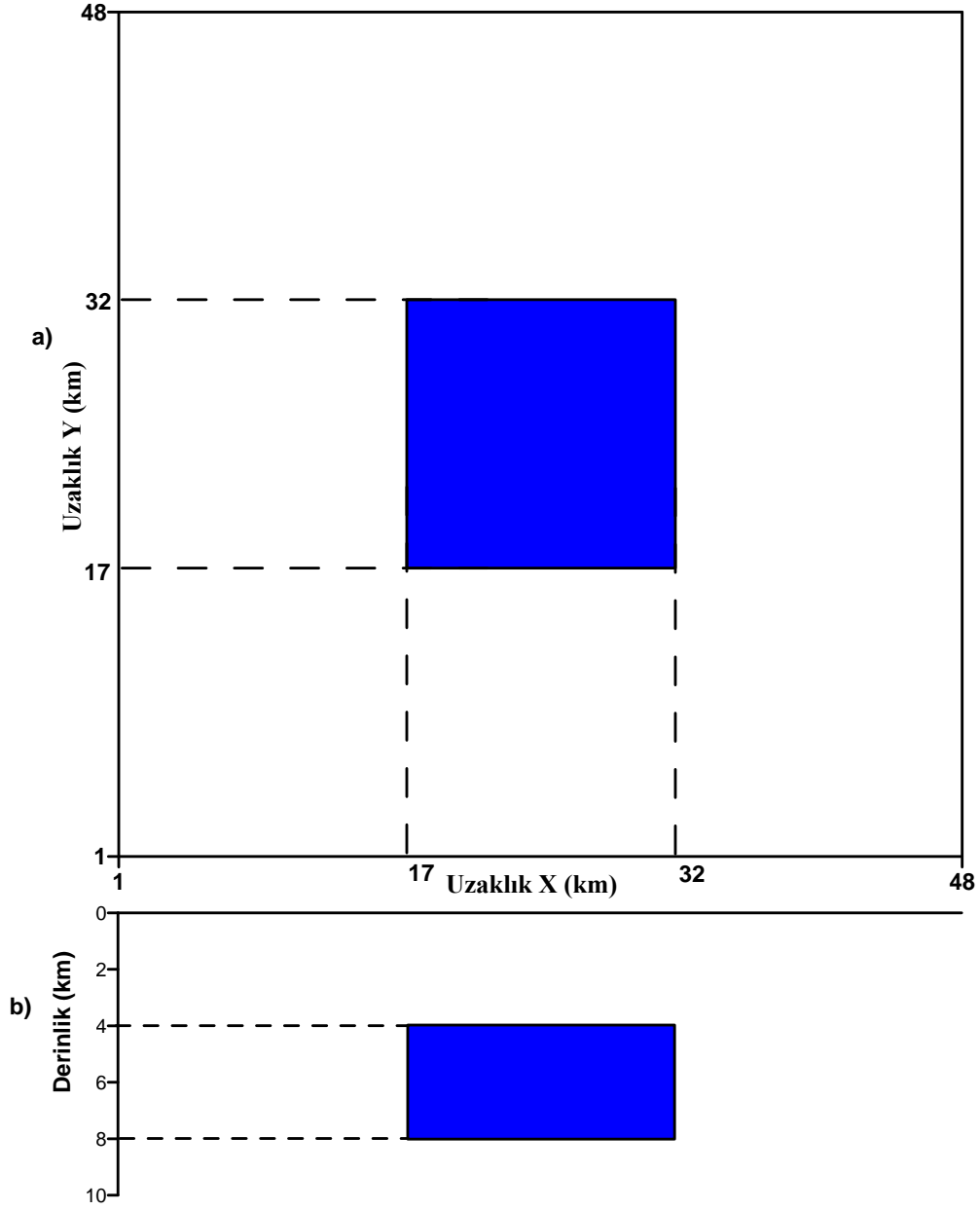
3.2.5.3 Model 3 (Gürültüsüz)

Bu çalışmada, $15 \times 15 \times 4$ km boyutlarında ki bir düşey prizma modelinin (Şekil 3.21) gravite ve manyetik anomali verileri üretilmiştir (Çizelge 3.3). Prizmanın gravite ve manyetik anomali verilerinin üretilmesinde Kearey tarafından yazılan (1977, yayınlanmamış) "prism" programı kullanılmıştır. Yer manyetik alanının eğim ve sapma açıları sırasıyla 55° ve 4° olarak alınmıştır. Şekil 3.22'de modelin manyetik anomali haritası görülmektedir. Şekil 3.23'de modelin gravite anomali haritası görülmektedir.

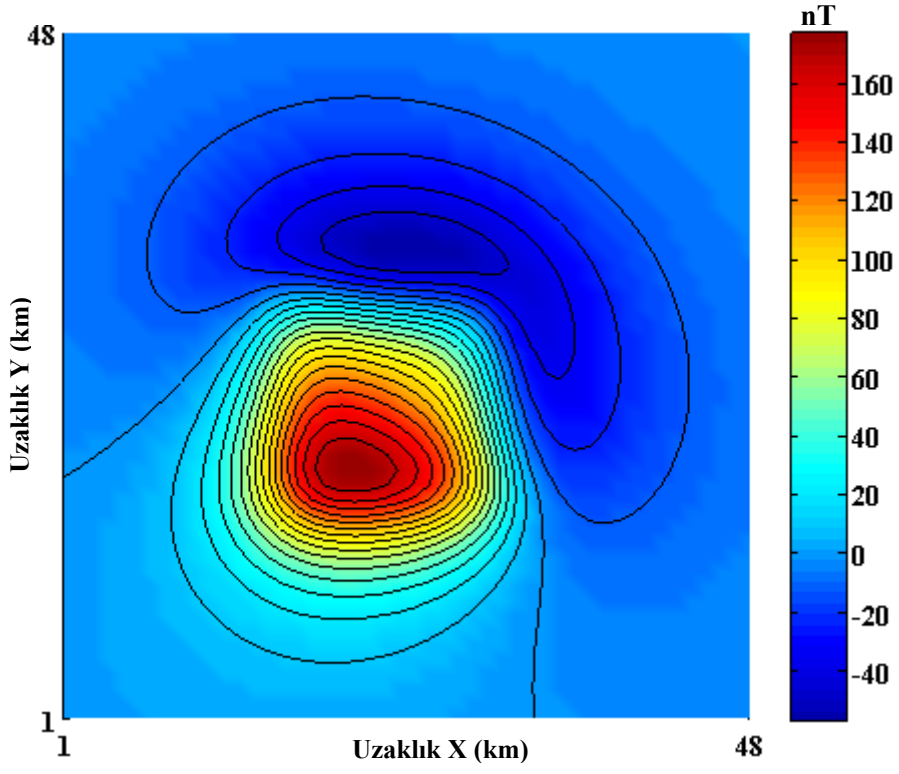
Çizelge 3.3 Model verisi üretmek için kullanılan dikdörtgen şeklindeki düşey prizmanın parametreleri

Uzunluk x- yönünde (km)	Uzunluk y- yönünde (km)	H1 (km)	H2 (km)	D_i (derece)	I_i (derece)	J (A/m)	$\Delta\rho$ (gr/cm ³)
15	15	4	8	50	60	1.2	0.3

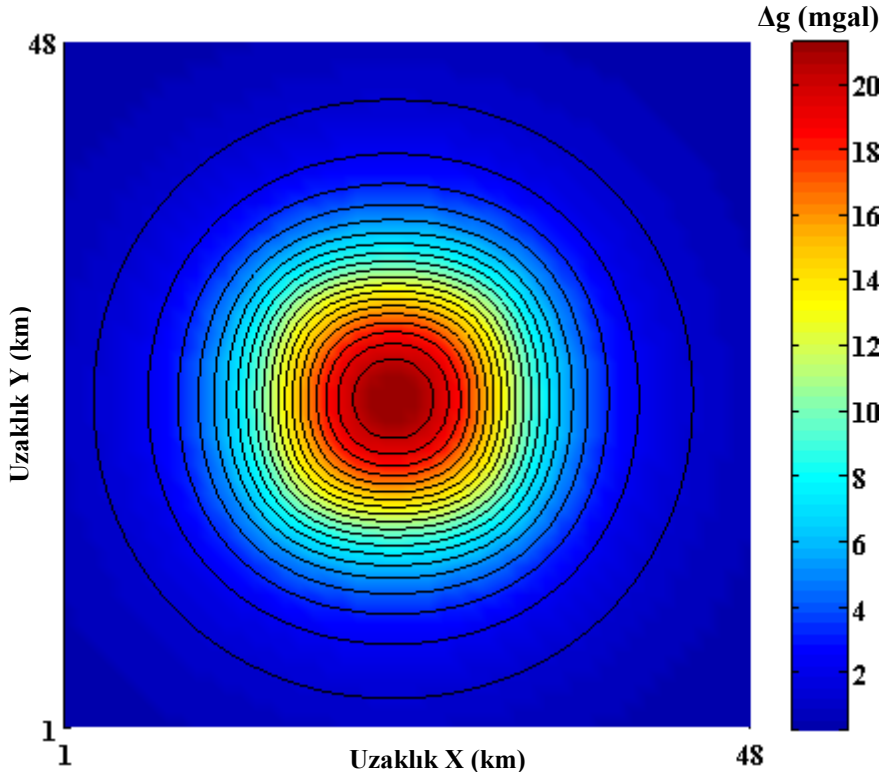
H1= Prizmanın üst yüzey derinliği (km); H2= Prizmanın alt yüzey derinliği (km); D_i : Yapının sapma açısı (derece); I_i = Yapının eğim açısı (derece); J= Miknatıslanma şiddeti (A/m); $\Delta\rho$ = Yoğunluk farkı (gr/cm³)



Şekil 3.21 Manyetik ve gravite anomalileri üretmek için kullanılan prizmatik model
a) Yatay (düzlem) kesit, b) Düşey kesit

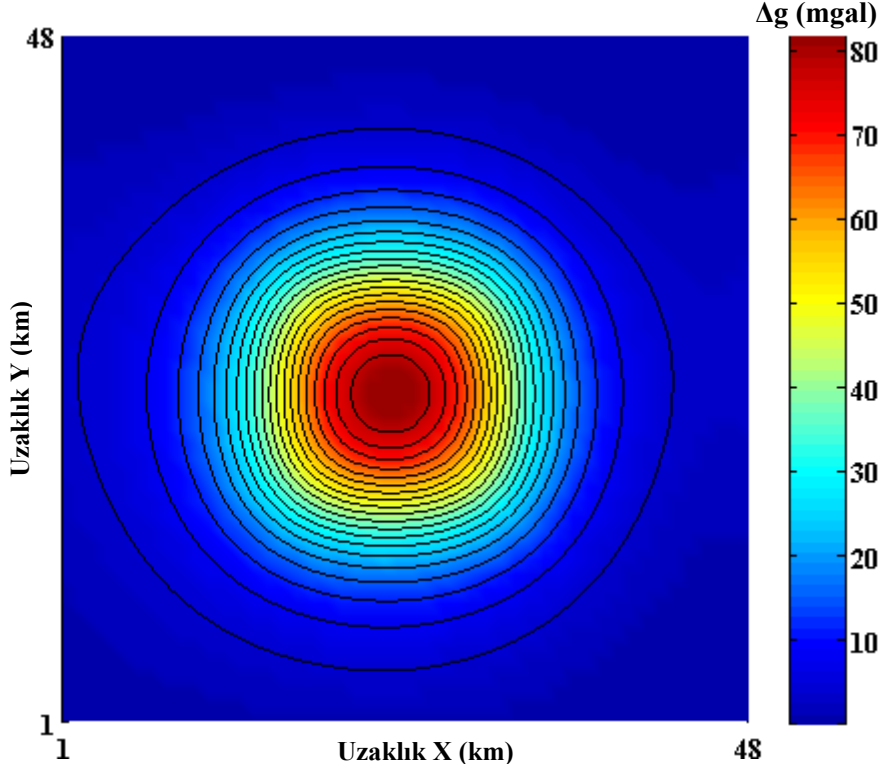


Şekil 3.22 Parametreleri Çizelge 3.3’de verilen modelin manyetik anomali haritası



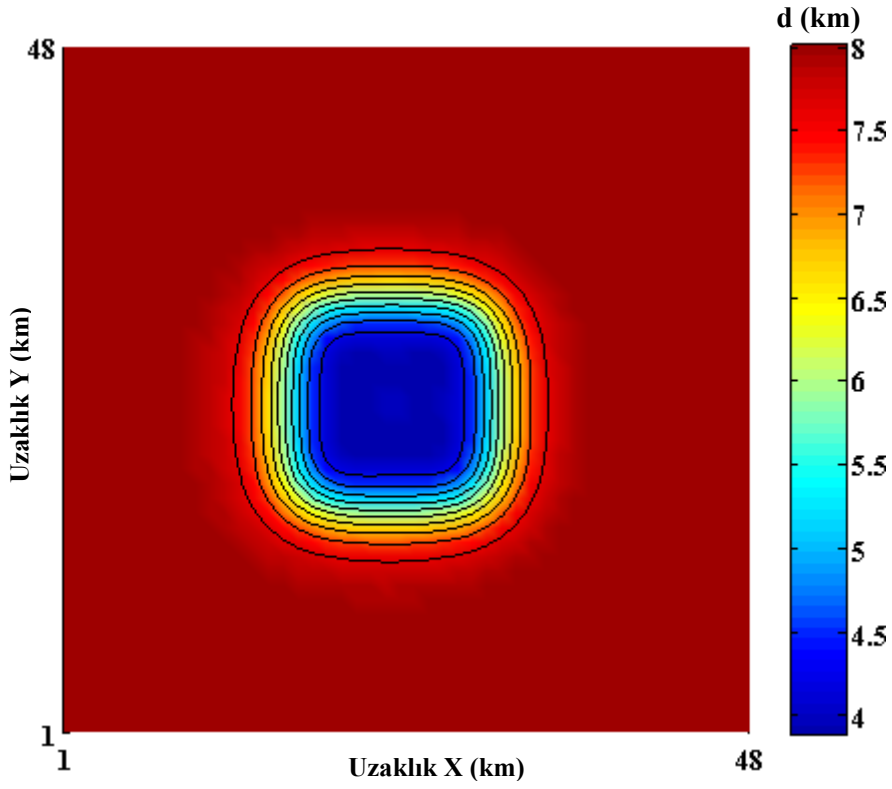
Şekil 3.23 Parametreleri Çizelge 3.3’de verilen modelin gravite anomali haritası

Manyetik anomalinin $J / \rho=1$ alınarak yapmagravite dönüşümü yapılmıştır (Şekil 3.24). Burada yer manyetik alanının eğim açısı 55° sapma açısı da 4° olarak kullanılmıştır.



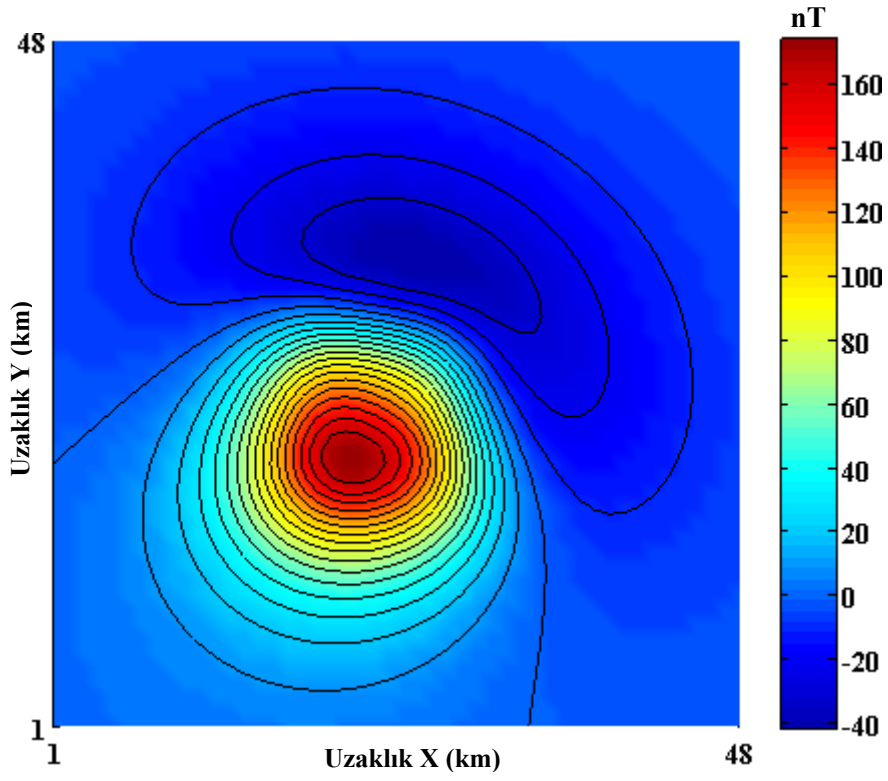
Şekil 3.24 Şekil 3.22’de gösterilen manyetik veriye uygulanan yapmagravite dönüşümü

Şekil 3.24’de verilen yapmagravite anomalileri $\Delta\rho= 1.0 \text{ gr/cm}^3$ verilerek Cordell ve Henderson (1968)’un yazılımıyla 3B derinlik modeli oluşturulmuştur (Şekil 3.25).

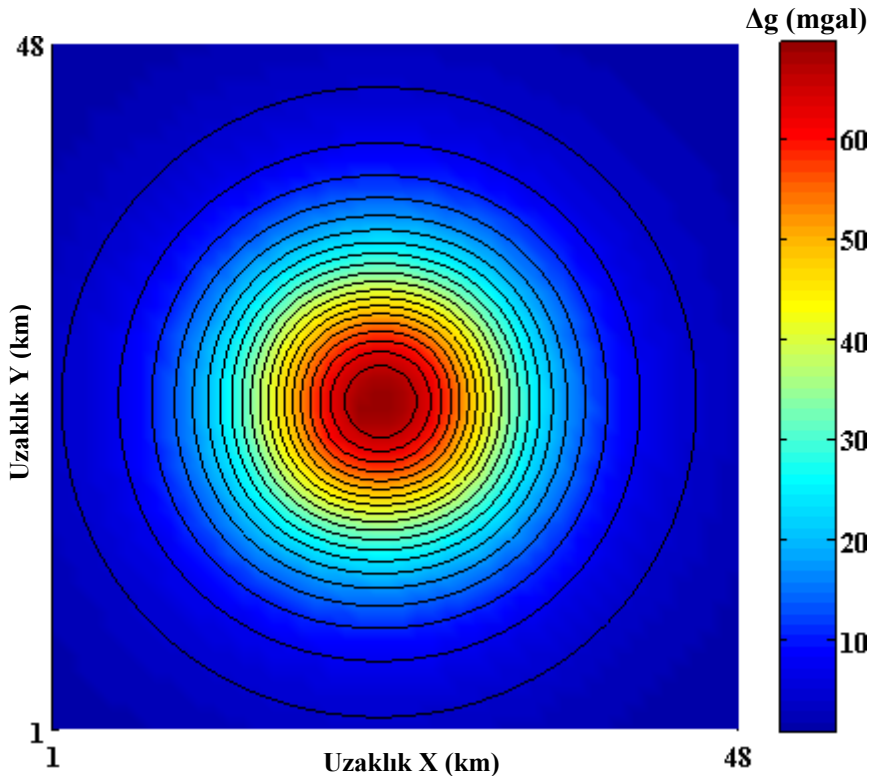


Şekil 3.25 Parametreleri Çizelge 3.3’de verilen modelin 3B derinlik modeli

Şekil 3.25’de verilen 3B modelin manyetik anomalisi ve gravite anomalisi, Kearey (1977) tarafından geliştirilen bir bilgisayar yazılımıyla yeniden oluşturulmuştur (Şekil 3.26-3.27). Bu aşamada mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı $\Delta\rho= 1.0 \text{ gr/cm}^3$ ve $J= 1\text{A/m}$ olarak alınmıştır. Böylece 3B modelden elde edilen manyetik anomali haritası Şekil 3.22’de gösterilen manyetik anomali haritası ile karşılaştırılmış ve yapı mıknatıslanması $J= 1.2 \text{ A/m}$ olarak belirlenmiştir.



Şekil 3.26 Şekil 3.25'den elde edilen manyetik anomali haritası

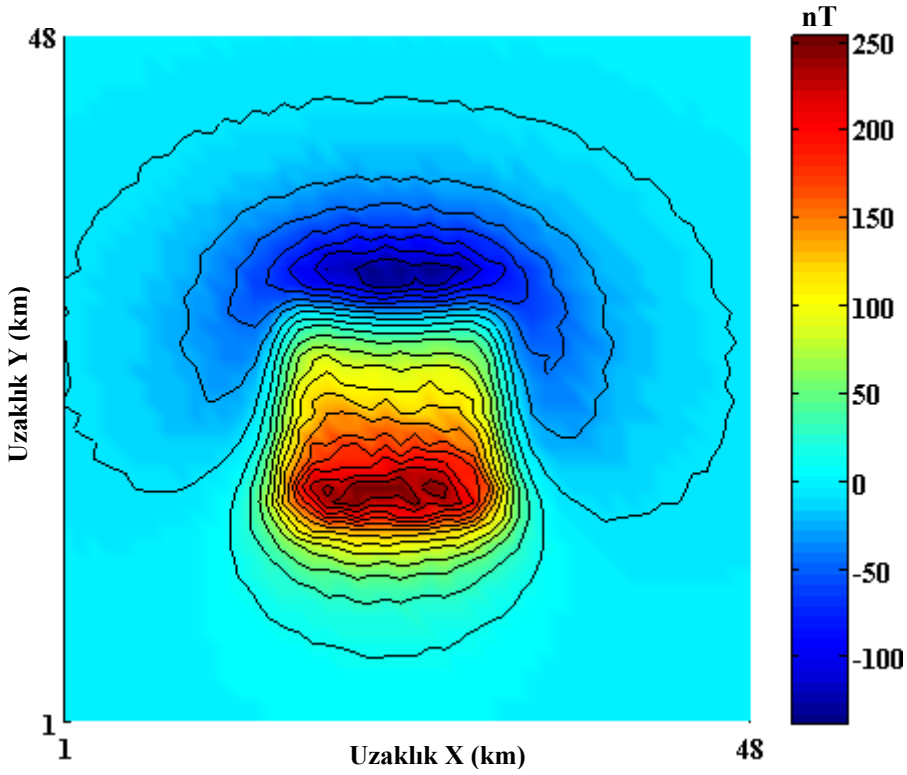


Şekil 3.27 Şekil 3.25'den elde edilen gravite anomali haritası

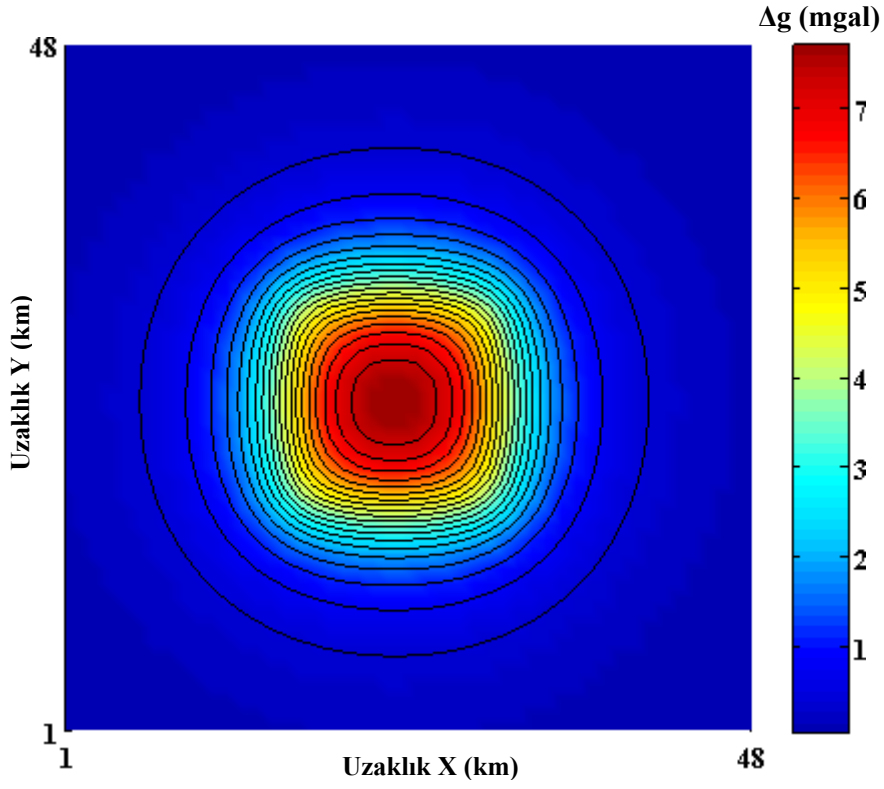
3.2.5.4 Gürültü içerdiği durum

Bu modelde verinin gürültü içermesi durumu incelenmiştir. Bunun için Çizelge 3.2’de parametreleri verilen Model 2’nin manyetik anomali verisinin genliğini istenen oranda azaltacak veya arttıracak şekilde gelişigüzel gürültü katılmıştır. Gürültü oranı % 5, 10, 15 ve 20 olarak alınmıştır.

% 5 gelişigüzel gürültü katılmış manyetik anomali verisi Şekil 3.28’de gösterilmektedir. Şekil 3.29 modelin gravite anomalisini göstermektedir.

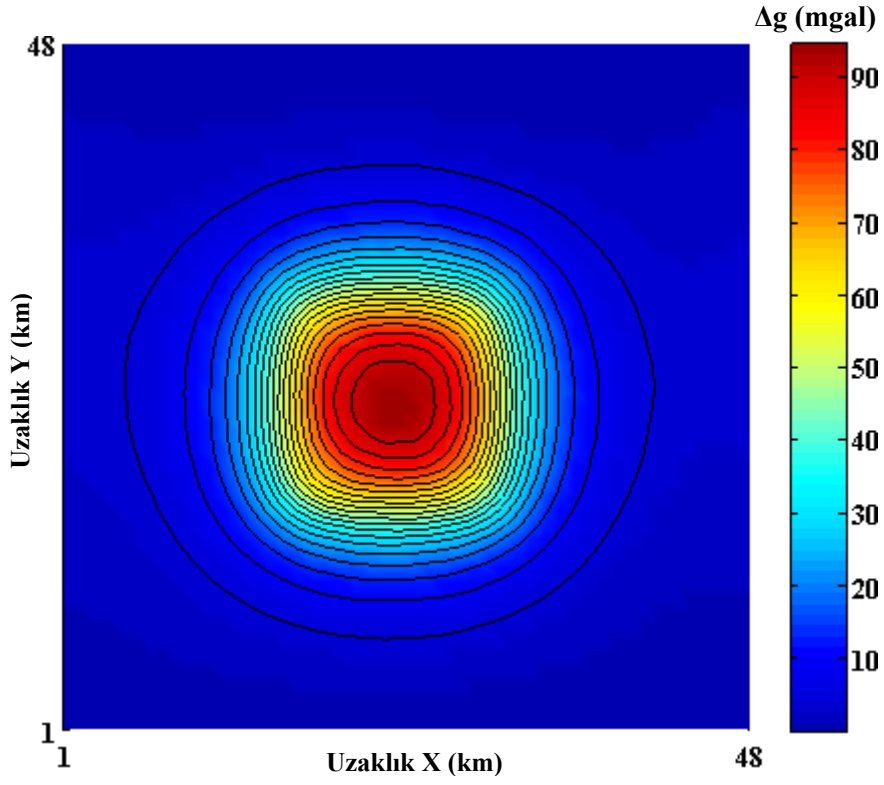


Şekil 3.28 Şekil 3.15’de verilen manyetik anomalisinin %5 gürültü içeren anomali haritası



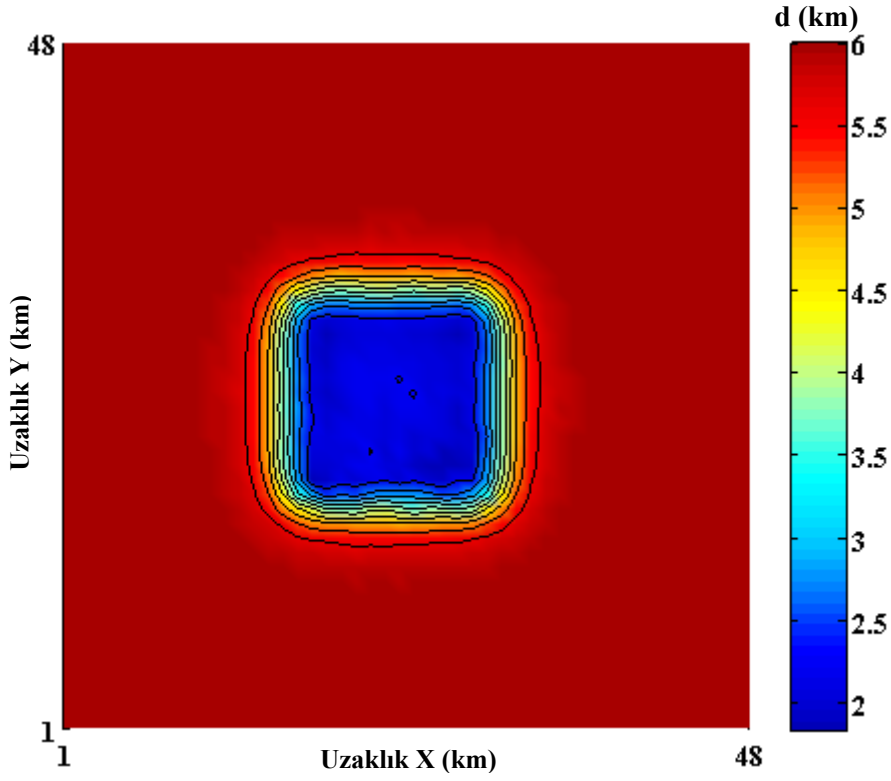
Şekil 3.29 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin gravite anomali haritası

Manyetik anomalinin $J / \rho=1$ alınarak yapmagravite dönüşümü yapılmıştır (Şekil 3.30). Burada yer manyetik alanının eğim açısı 55° sapma açısı da 4° olarak kullanılmıştır.



Şekil 3.30 Şekil 3.28’de gösterilen manyetik veriye uygulanan yapmagravite dönüşümü

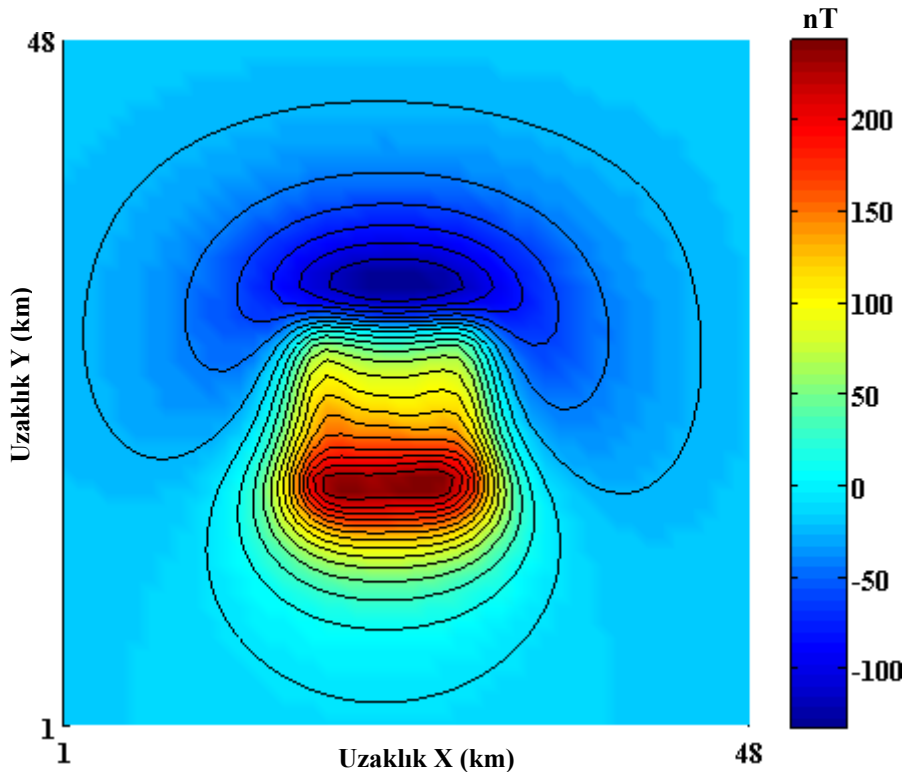
Şekil 3.30’da verilen yapmagravite anomalileri $\Delta\rho= 1.0 \text{ gr/cm}^3$ verilerek Cordell ve Henderson (1968)’un yazılımıyla 3B derinlik modeli oluşturulmuştur (Şekil 3.31).



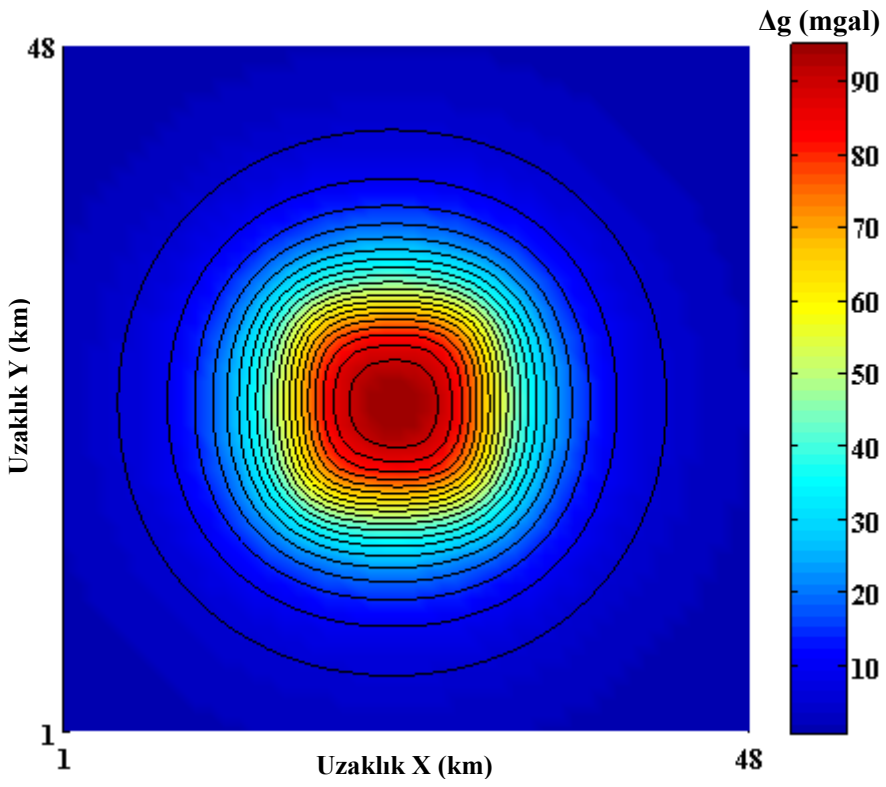
Şekil 3.31 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin 3B derinlik modeli

Şekil 3.31’de verilen 3B modelin manyetik anomalisi ve gravite anomalisi, Kearey (1977) tarafından geliştirilen bir bilgisayar yazılımıyla yeniden oluşturulmuştur (Şekil 3.32-3.33). Bu aşamada mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı $\Delta\rho= 1.0 \text{ gr/cm}^3$ ve $J= 1 \text{ A/m}$ olarak alınmıştır. Böylece 3B modelden elde edilen manyetik anomali haritası Şekil 3.15’de gösterilen manyetik anomali haritası ile karşılaştırılmış ve yapı mıknatıslanması $J= 1 \text{ A/m}$ olarak belirlenmiştir.

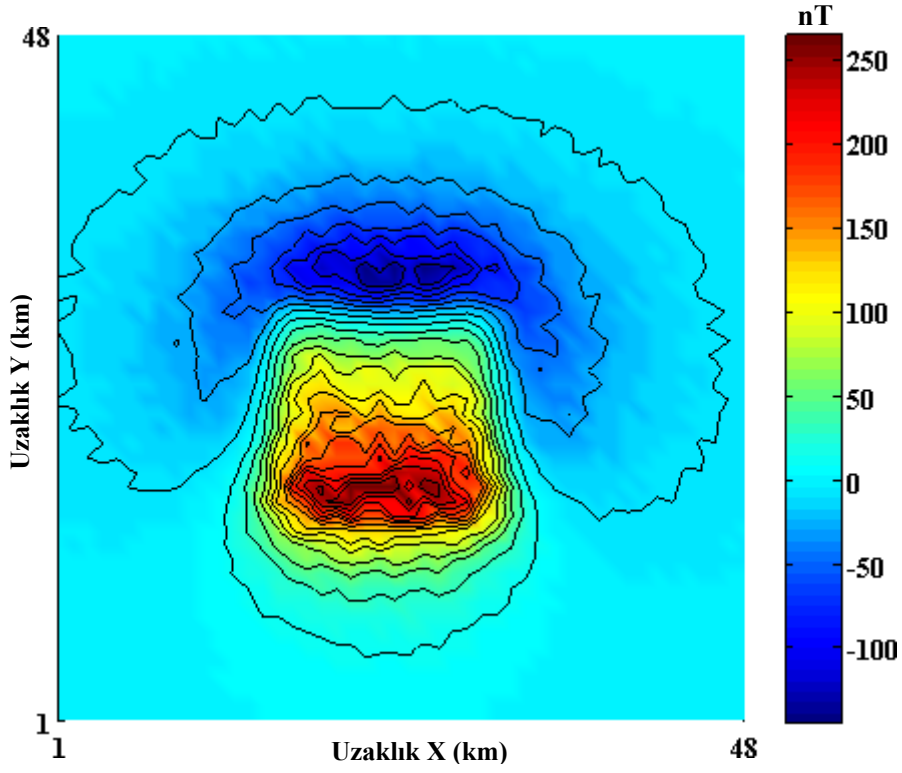
% 10 gelişigüzel gürültü katılmış manyetik anomali Şekil 3.34’de gösterilmektedir. Şekil 3.35 modelin gravite anomalisini göstermektedir.



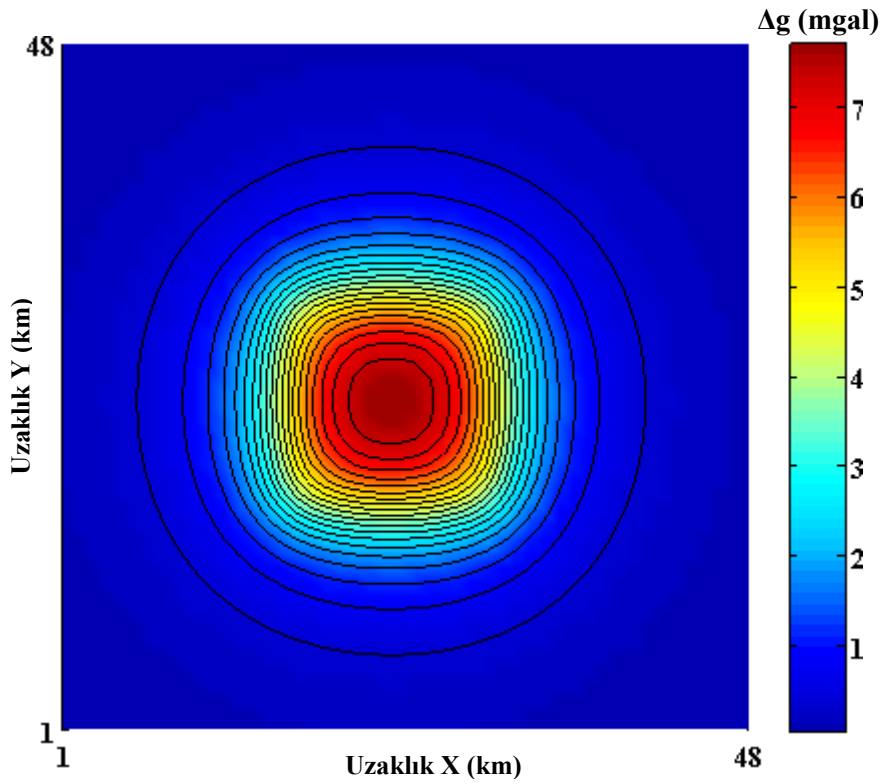
Şekil 3.32 Şekil 3.31'den elde edilen manyetik anomali haritası



Şekil 3.33 Şekil 3.31'den elde edilen gravite anomali haritası

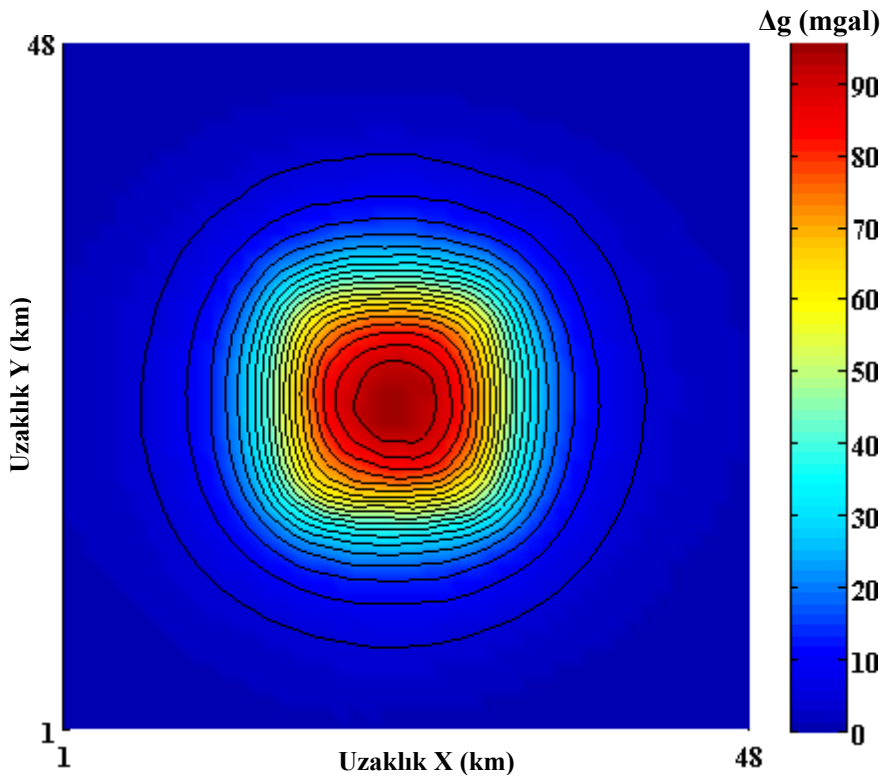


Şekil 3.34 Şekil 3.15’de verilen manyetik anomalisinin % 10 gürültü içeren anomali haritası

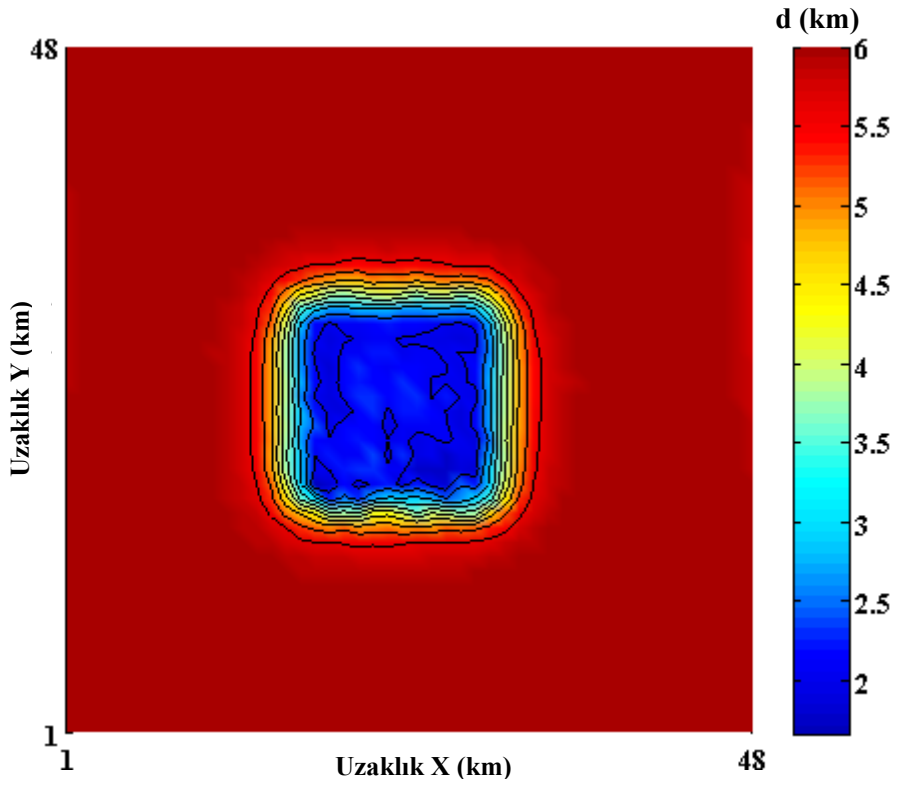


Şekil 3.35 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin gravite anomali haritası

Manyetik anomalinin $J / \rho = 1$ alınarak yapmagravite dönüşümü yapılmıştır (Şekil 3.36). Burada yer manyetik alanının eğim açısı 55° sapma açısı da 4° olarak kullanılmıştır. Şekil 3.36'da verilen yapmagravite anomalileri $\Delta\rho = 1.0 \text{ gr/cm}^3$ verilerek Cordell ve Henderson (1968)'un yazılımıyla 3B derinlik modeli oluşturulmuştur (Şekil 3.37). Şekil 3.37'de verilen 3B modelin manyetik anomalisi ve gravite anomalisi, Kearey (1977) tarafından geliştirilen bir bilgisayar yazılımıyla yeniden oluşturulmuştur (Şekil 3.38-3.39). Bu aşamada mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı $\Delta\rho = 1.0 \text{ gr/cm}^3$ ve $J = 1 \text{ A/m}$ olarak alınmıştır.



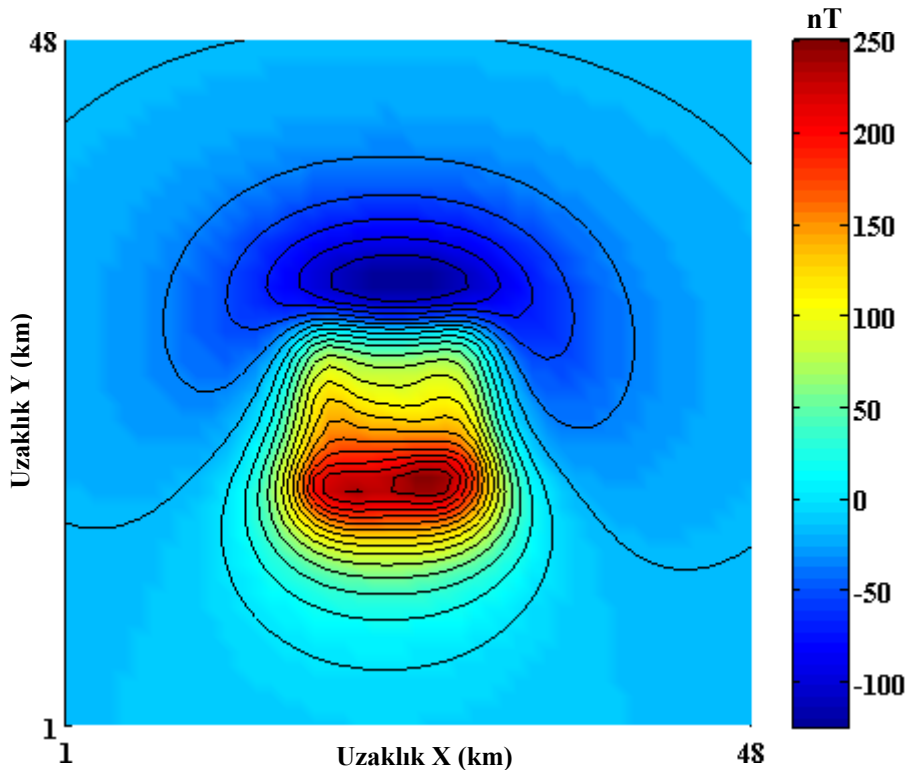
Şekil 3.36 Şekil 3.34'de gösterilen manyetik veriye uygulanan yapmagravite dönüşümü



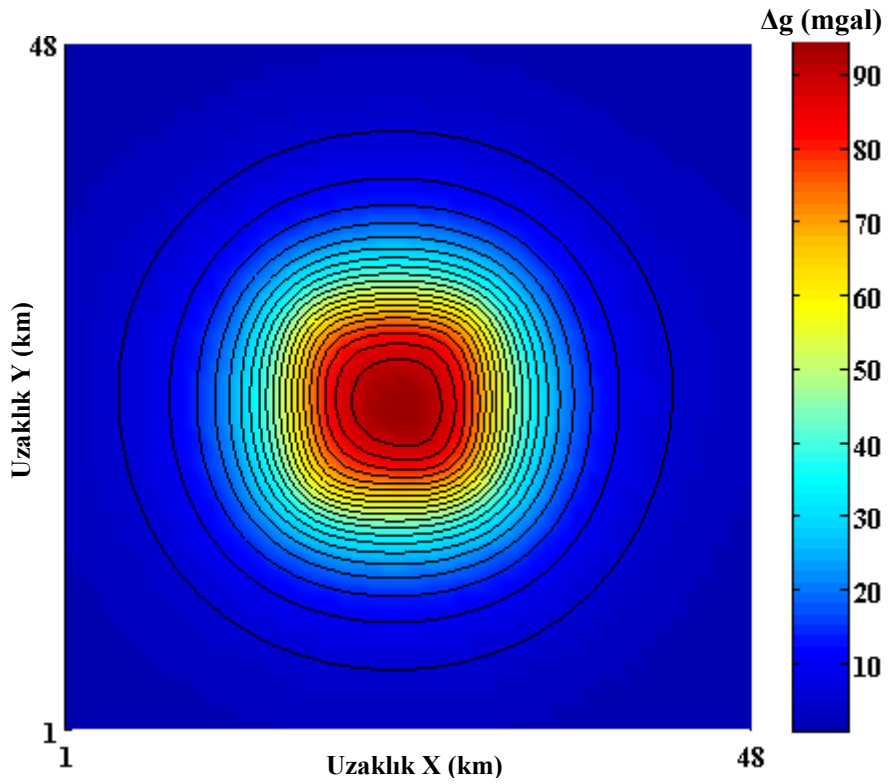
Şekil 3.37 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin 3B derinlik modeli

Böylece 3B modelden elde edilen manyetik anomali haritası Şekil 3.15’de gösterilen manyetik anomali haritası ile karşılaştırılmış ve yapı mıknatıslanması $J= 1$ A/m olarak belirlenmiştir.

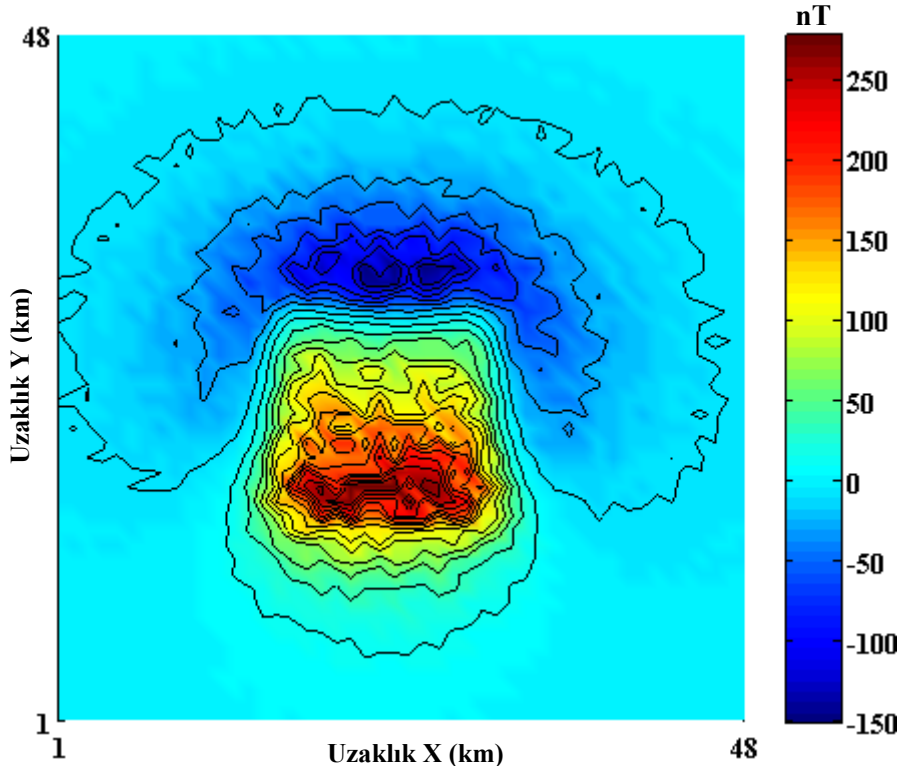
% 15 gelişigüzel gürültü katılmış manyetik anomali Şekil 3.40’da gösterilmektedir. Şekil 3.41 modelin gravite anomalisini göstermektedir.



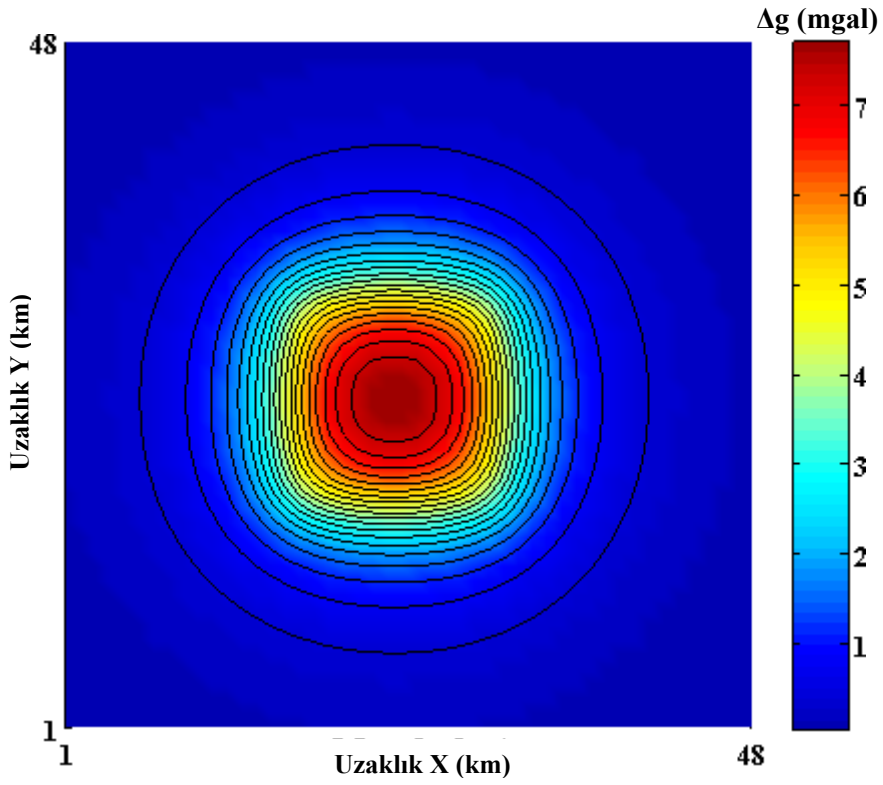
Şekil 3.38 Şekil 3.37'den elde edilen manyetik anomali haritası



Şekil 3.39 Şekil 3.37'den elde edilen gravite anomali haritası

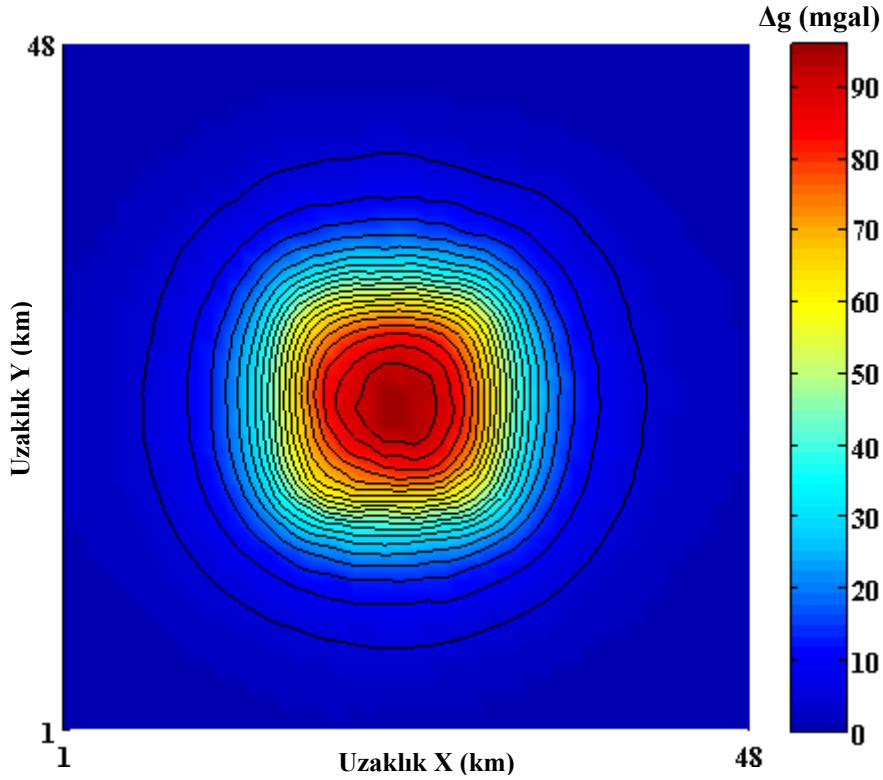


Şekil 3.40 Şekil 3.15’de verilen manyetik anomalisinin % 15 gürültü içeren anomali haritası

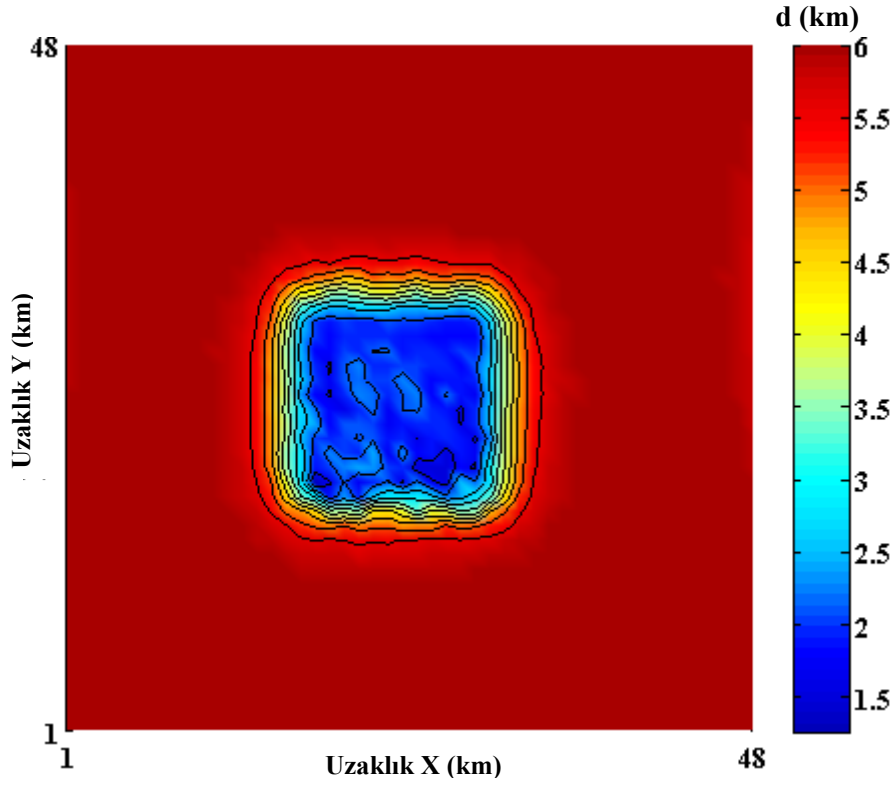


Şekil 3.41 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin gravite anomali haritası

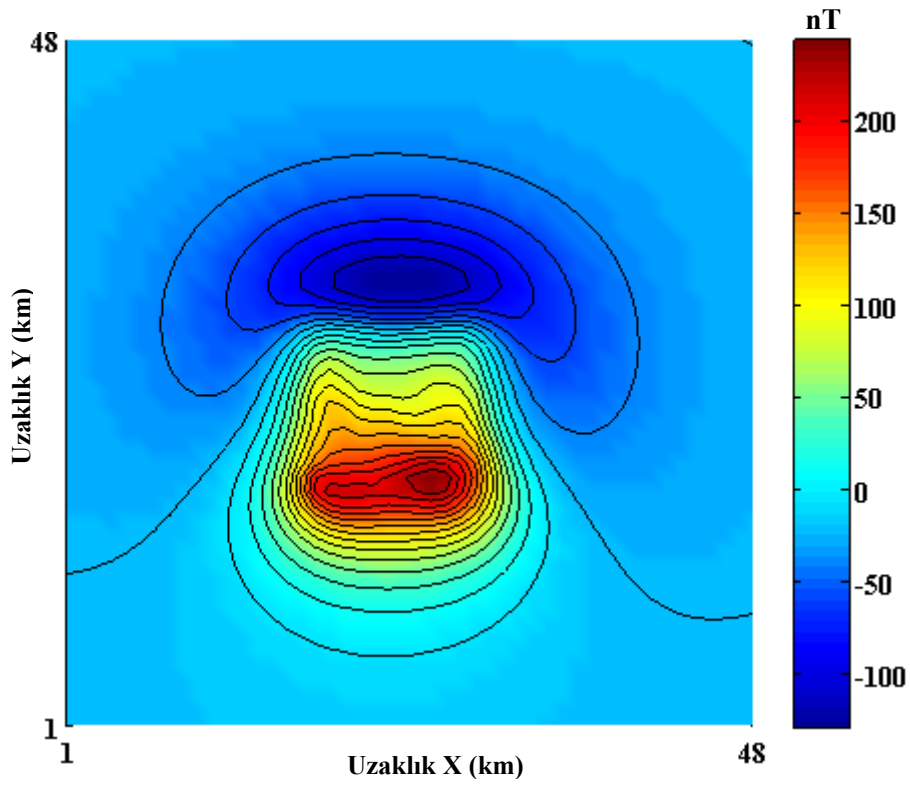
Manyetik anomalinin $J / \rho = 1$ alınarak yapmagravite dönüşümü yapılmıştır (Şekil 3.42). Burada yer manyetik alanının eğim açısı 55° sapma açısı da 4° olarak kullanılmıştır. Şekil 3.42’de verilen yapmagravite anomalileri $\Delta\rho = 1.0 \text{ gr/cm}^3$ verilerek Cordell ve Henderson (1968)’un yazılımıyla 3B derinlik modeli oluşturulmuştur (Şekil 3.43). Şekil 3.43’de verilen 3B modelin manyetik anomalisi ve gravite anomalisi, Kearey (1977) tarafından geliştirilen bir bilgisayar yazılımıyla yeniden oluşturulmuştur (Şekil 3.44-3.45). Bu aşamada mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı $\Delta\rho = 1.0 \text{ gr/cm}^3$ ve $J = 1 \text{ A/m}$ olarak alınmıştır. Böylece 3B modelden elde edilen manyetik anomali haritası Şekil 3.15’de gösterilen manyetik anomali haritası ile karşılaştırılmış ve yapı mıknatıslanması $J=1 \text{ A/m}$ olarak belirlenmiştir.



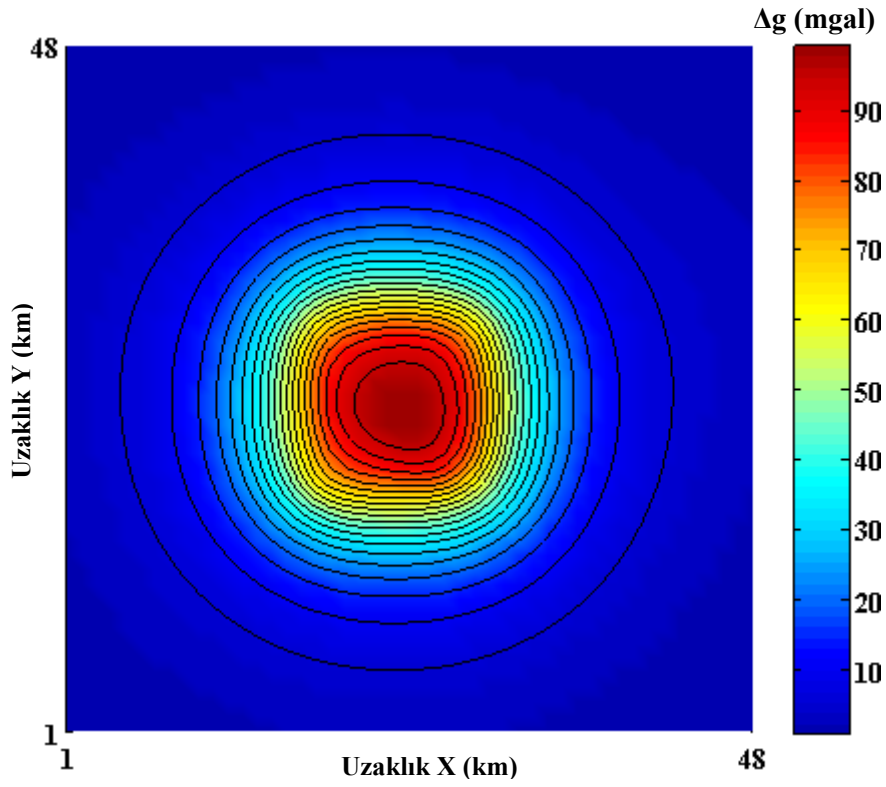
Şekil 3.42 Şekil 3.40’da gösterilen manyetik veriye uygulanan yapmagravite dönüşümü



Şekil 3.43 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin 3B derinlik modeli

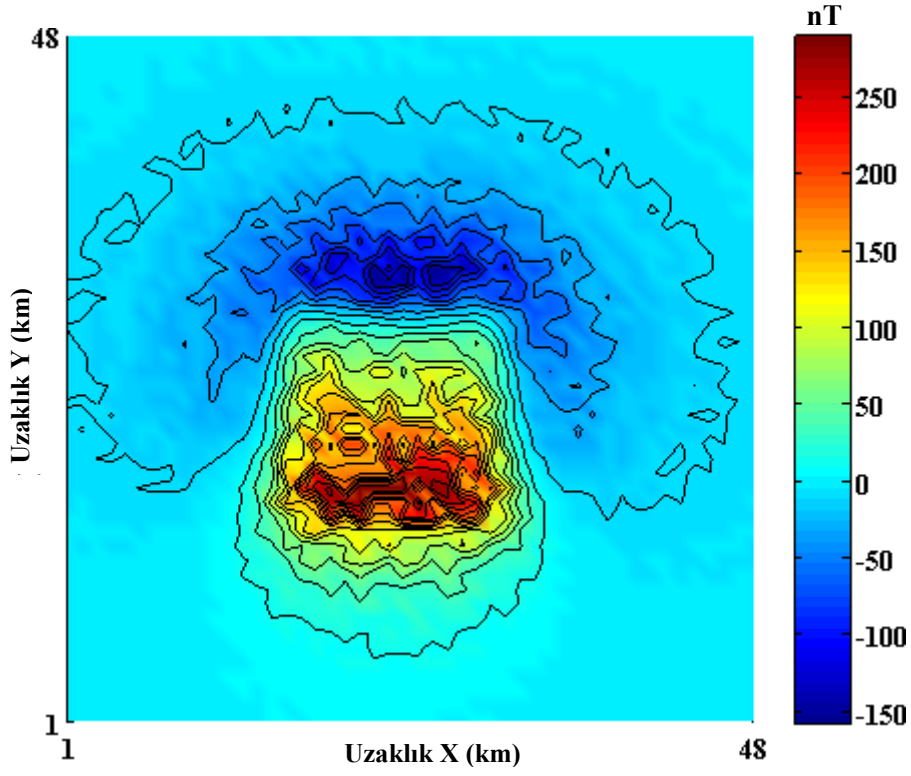


Şekil 3.44 Şekil 3.43’den elde edilen manyetik anomali haritası

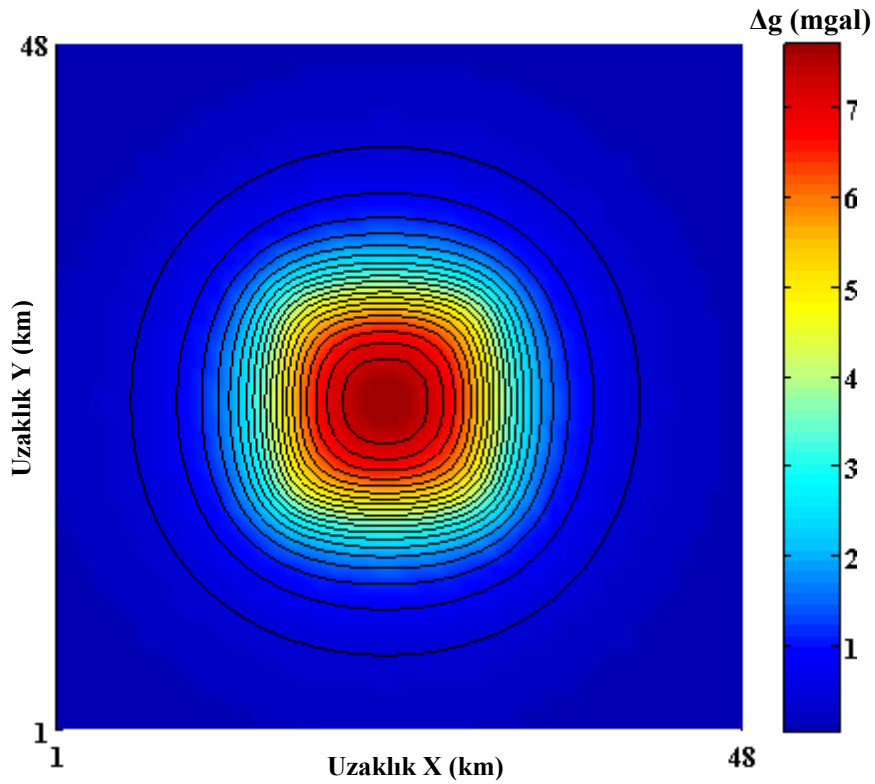


Şekil 3.45 Şekil 3.43'den elde edilen gravite anomalisi haritası

% 20 gelişigüzel gürültü katılmış manyetik anomalisi Şekil 3.46'da gösterilmektedir. Şekil 3.47 modelin gravite anomalisini göstermektedir.

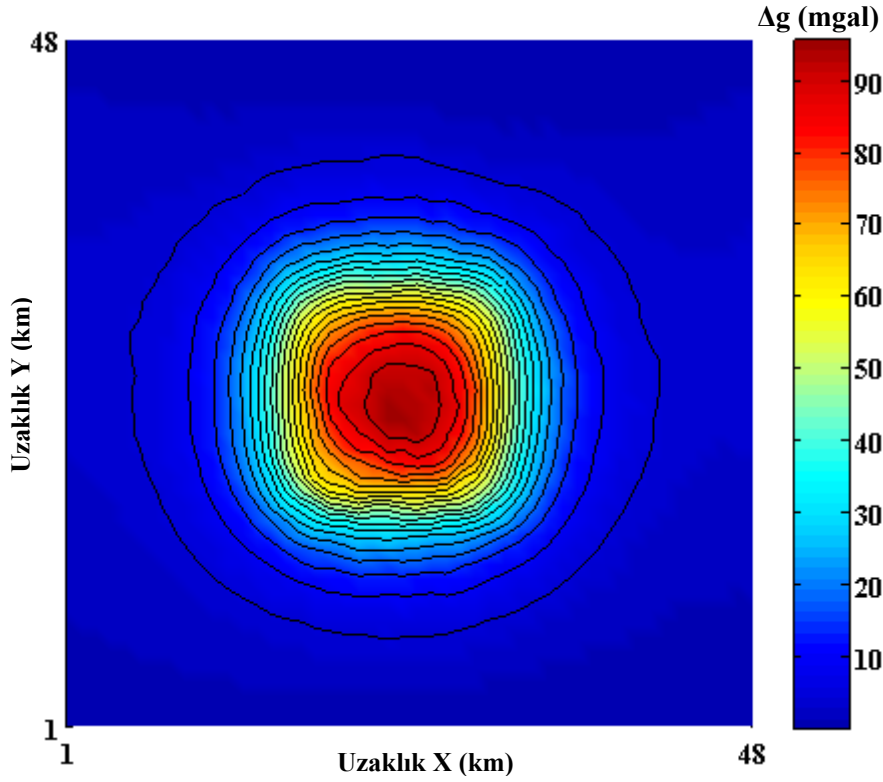


Şekil 3.46 Şekil 3.15’de verilen manyetik anomalisinin % 20 gürültü içeren anomali haritası

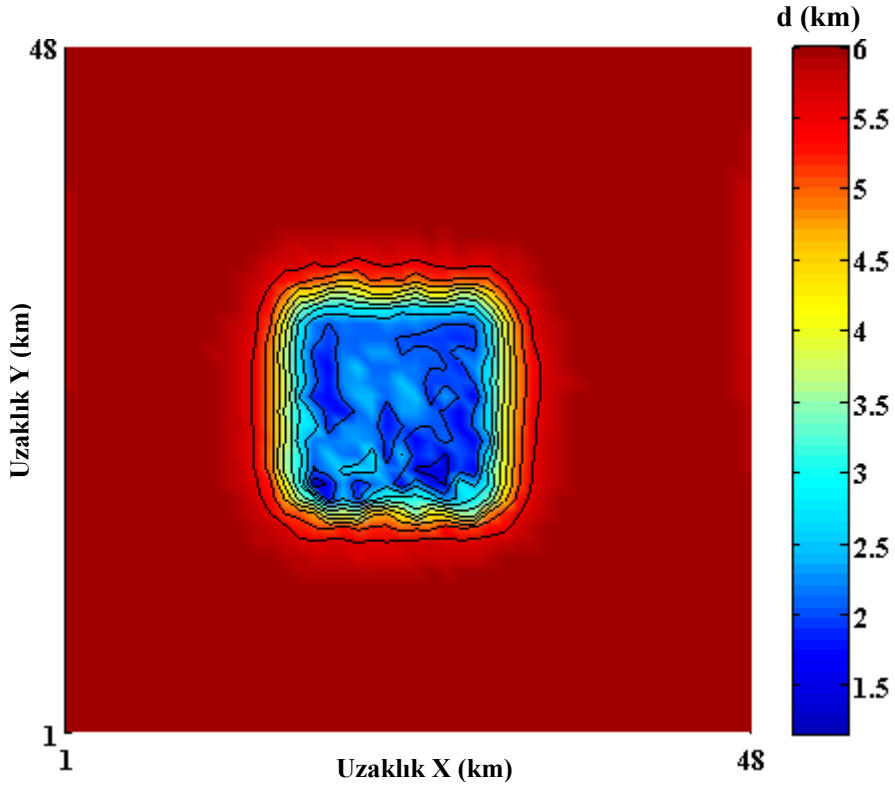


Şekil 3.47 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin gravite anomali haritası

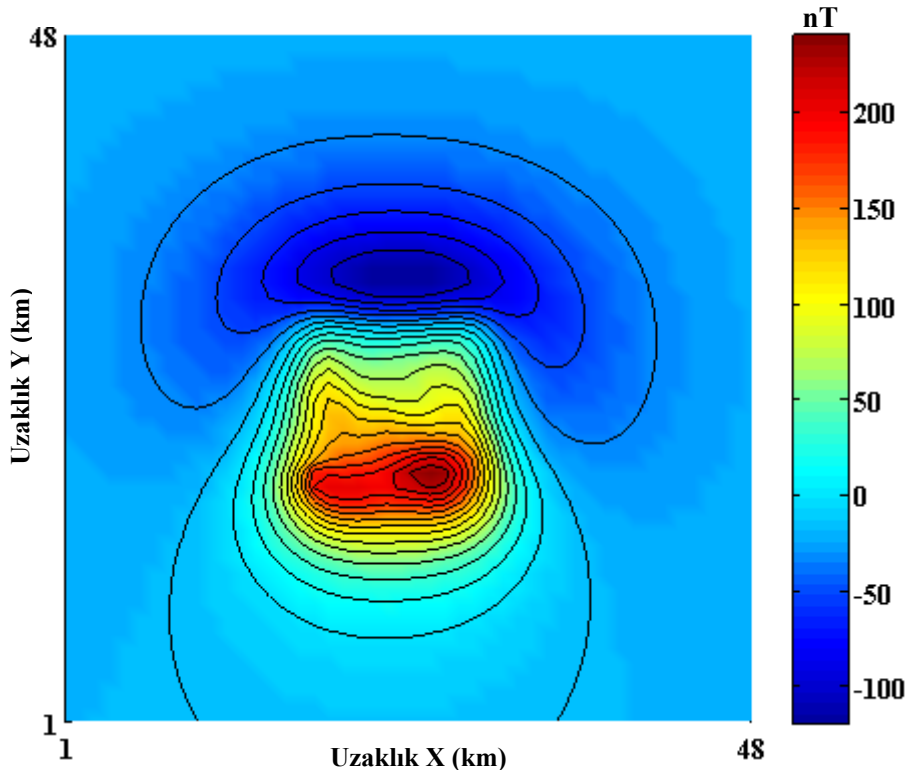
Manyetik anomalinin $J / \rho = 1$ alınarak yapmagravite dönüşümü yapılmıştır (Şekil 3.48). Burada yer manyetik alanının eğim açısı 55° sapma açısı da 4° olarak kullanılmıştır. Şekil 3.48’de verilen yapmagravite anomalileri $\Delta\rho = 1.0 \text{ gr/cm}^3$ verilerek Cordell ve Henderson (1968)’un yazılımıyla 3B derinlik modeli oluşturulmuştur (Şekil 3.49). Şekil 3.49’da verilen 3B modelin manyetik anomalisi ve gravite anomalisi, Kearey (1977) tarafından geliştirilen bir bilgisayar yazılımıyla yeniden oluşturulmuştur (Şekil 3.50-3.51). Bu aşamada mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı $\Delta\rho = 1.0 \text{ gr/cm}^3$ ve $J = 1 \text{ A/m}$ olarak alınmıştır. Böylece 3B modelden elde edilen manyetik anomali haritası Şekil 3.15’de gösterilen manyetik anomali haritası ile karşılaştırılmış ve yapı mıknatıslanması $J = 1 \text{ A/m}$ olarak belirlenmiştir.



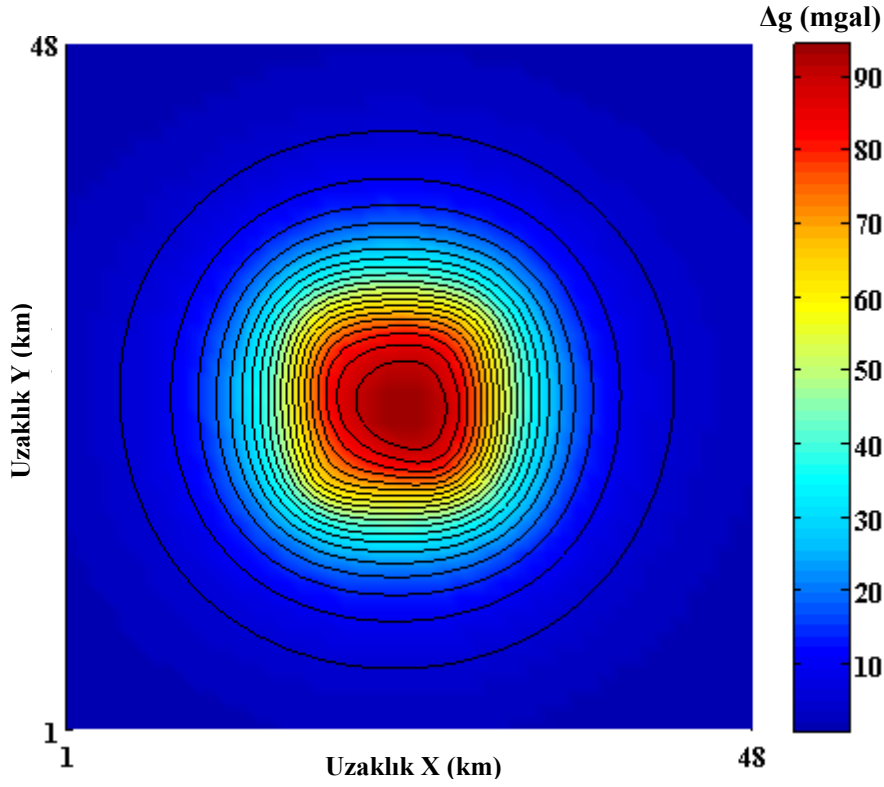
Şekil 3.48 Şekil 3.46’da gösterilen manyetik veriye uygulanan yapmagravite dönüşümü



Şekil 3.49 Parametreleri Çizelge 3.2’de verilen modelin 3B derinlik modeli



Şekil 3.50 Şekil 3.49’den elde edilen manyetik anomali haritası



Şekil 3.51 Şekil 3.49'dan elde edilen gravite anomali haritası

3.2.5.5 Yoğunluk farkı diyagramları

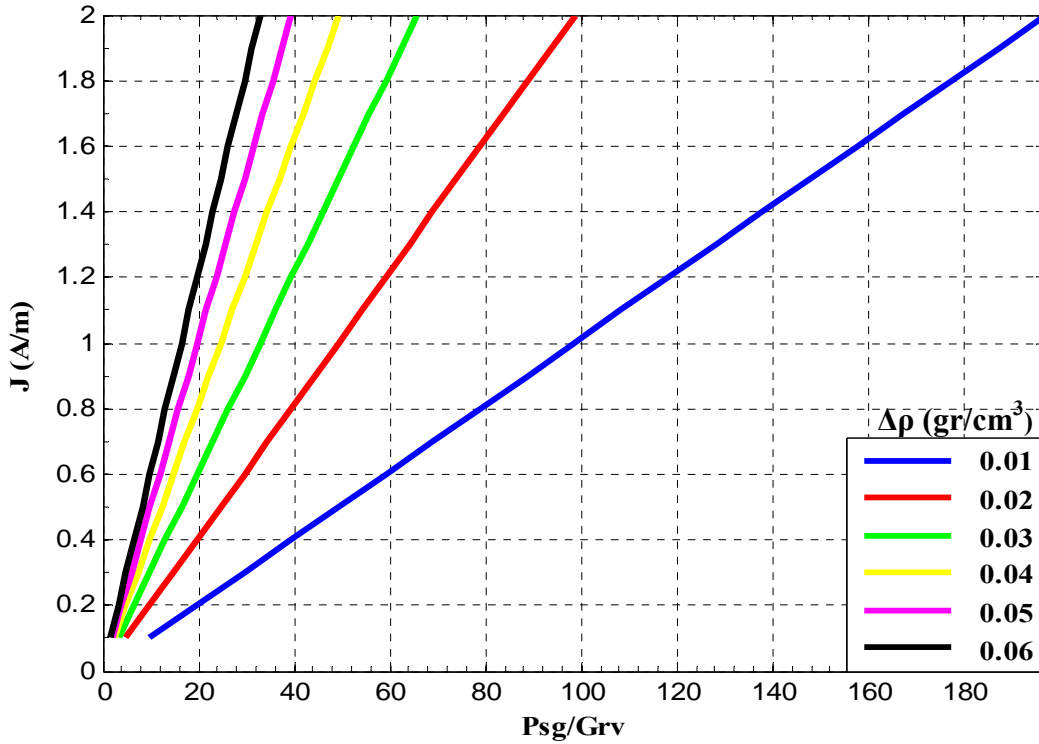
Bu aşamada gömülü yapıların yoğunluk farkı değerlerinin belirlenebilmesi için yoğunluk farkı diyagramları oluşturulmuştur. Bu diyagramlarda mıknatıslanma şiddeti 0.1 A/m aralıklarla 0.1 A/m'den 2.0 A/m'e kadar ve yoğunluk farkı 0.01 ile 0.9 gr/cm^3 arasında değişen her bir değer için Çizelge 3.4'de parametreleri verilen yapıdan yapmagravite ve gravite değerleri hesaplanmıştır. Elde edilen değerler kullanılarak yoğunluk farkı diyagramları oluşturulmuştur. Yoğunluk farkı diyagramları mıknatıslanma şiddeti (J) düşey eksen, Psg (yapma gravite)/Grv (gravite) değerleri yatay eksen olmak üzere oluşturulmuştur. Burada, Psg Pseugravite anomalisinin ve Grv gravite anomalisinin maksimum değeridir. Yoğunluk farkı diyagramları düşük, orta ve yüksek yoğunluk farkı olmak üzere 3'e ayrılmıştır. Yapının yoğunluk farkı mıknatıslanma şiddeti (J) ve Psg (yapmagravite) / Grv (gravite) değerleri uygun yoğunluk farkı diyagramı üzerine düşürülerek belirlenmektedir.

Çizelge 3.4 Yoğunluk farkı diyagramlarını üretmek için kullanılan dikdörtgen şeklindeki düşey prizmanın parametreleri

Uzunluk x-yönünde (km)	Uzunluk y-yönünde (km)	H1 (km)	H2 (km)	D_i (derece)	I_i (derece)	D_t (derece)	I_t (derece)
15	15	1	5	4	55	4	55

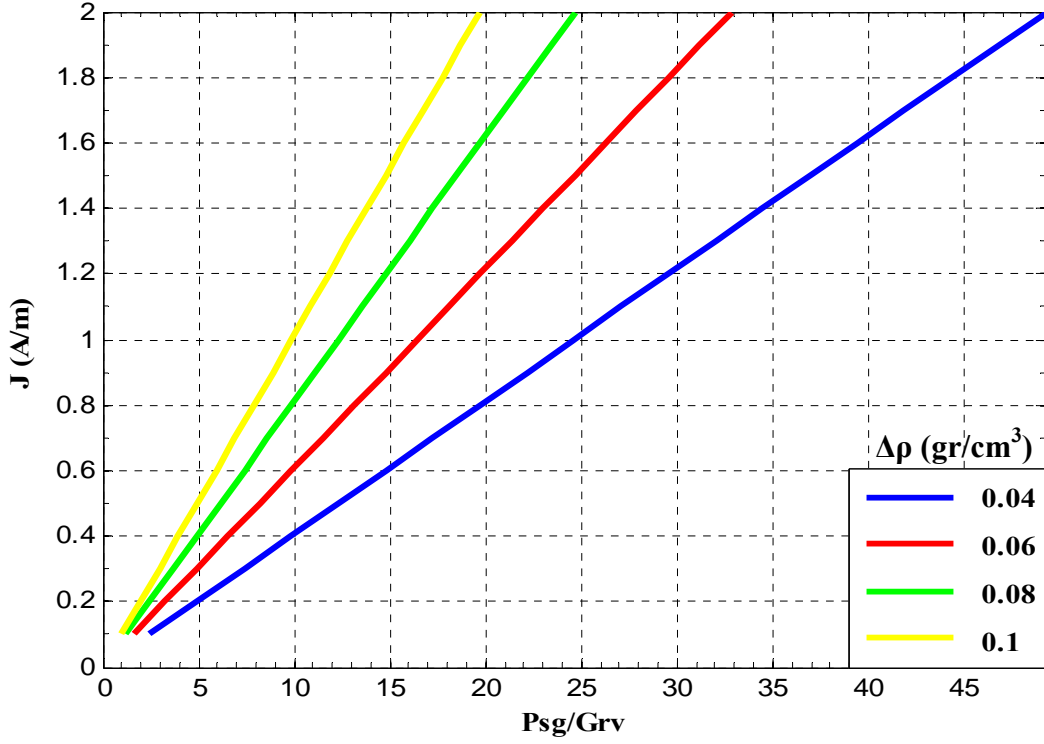
H1= Prizmanın üst yüzey derinliği (km); H2= Prizmanın alt yüzey derinliği (km); D_i : Yapının sapma açısı (derece); I_i = Yapının eğim açısı (derece); D_t : Yer manyetik alanının sapma açısı (derece); I_t = Yer manyetik alanının eğim açısı (derece)

Çizelge 3.4’de verilen prizmatik yapıdan elde edilen düşük yoğunluk farkı diyagramı Şekil 3.52’de gösterilmiştir. Burada mıknatıslanma şiddeti 0.1 ile 2.0 A/m ve yoğunluk farkı değerleri 0.01 ile 0.06 gr/cm³ arasında değişmektedir.



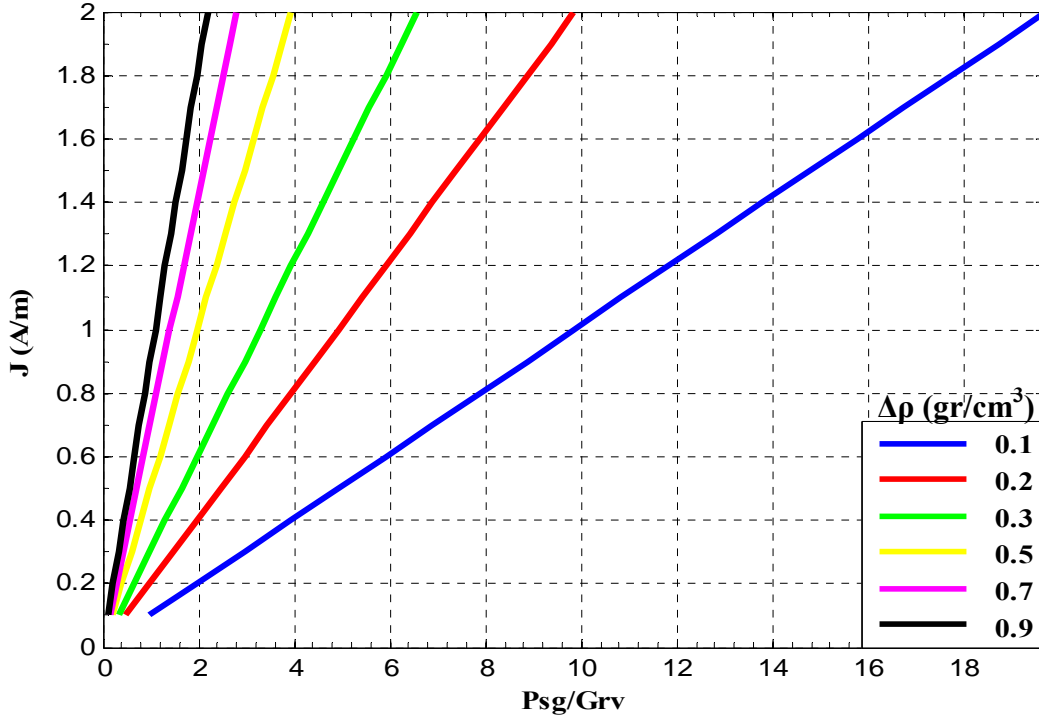
Şekil 3.52 Düşük yoğunluk farkı diyagramı

Orta yoğunluk farkı diyagramı Şekil 3.53'de gösterilmiştir. Burada mıknatıslanma şiddeti 0.1 ile 2.0 A/m ve yoğunluk farkı değerleri 0.04 ile 0.1 gr/cm³ arasında değişmektedir.



Şekil 3.53 Orta yoğunluk farkı diyagramı

Yüksek yoğunluk farkı diyagramı Şekil 3.54'de gösterilmiştir. Burada mıknatıslanma şiddeti 0.1 ile 2.0 A/m ve yoğunluk farkı değerleri 0.1 ile 0.9 gr/cm³ arasında değişmektedir.



Şekil 3.54 Yüksek yoğunluk farkı diyagramı

Bu diyagramlar sentetik modeller üzerinde test edilmiş ve elde edilen mıknatıslanma şiddeti (J) ve yoğunluk değerleri (ρ) başlangıç değerleriyle karşılaştırılmıştır.

3.2.5.6 Karekök ortalama (RMS) ilişkisi ile yoğunluk farkının bulunması

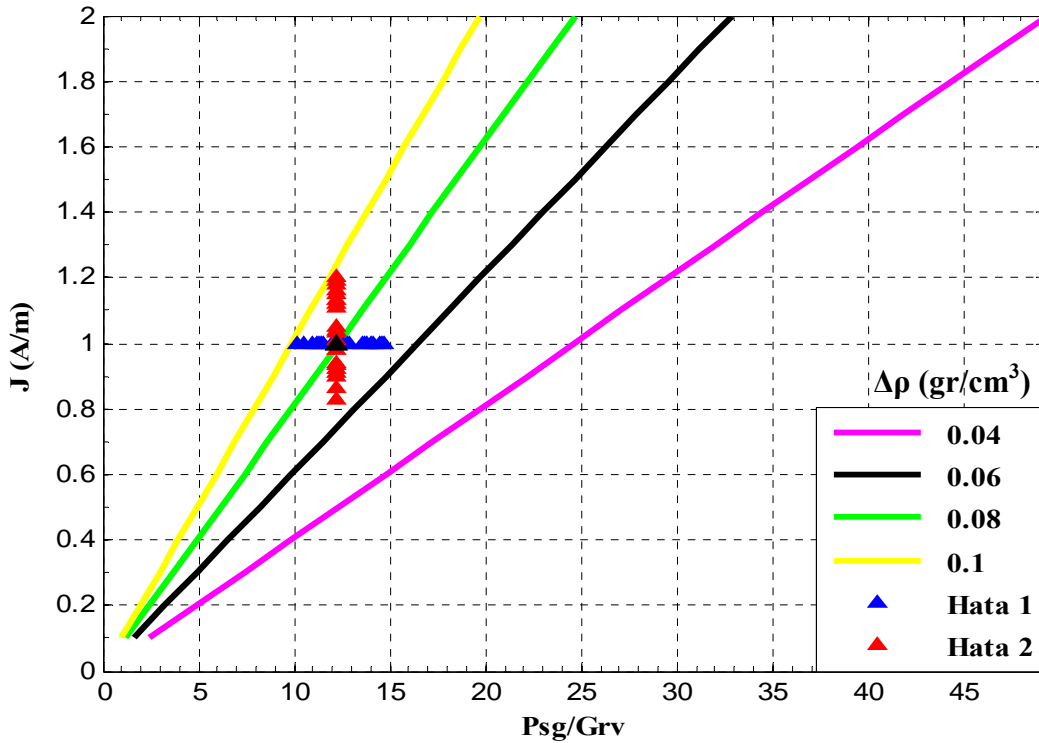
Bu bölümde yeraltındaki gömülü yapının yoğunluk farkının bulunması için alternatif olarak karekök ortalama ilişkisinden yararlanılmıştır. Yöntem gözlenen gravite ve hesaplanan gravite anomalileri arasındaki maksimum ilişkiyi bulmaktadır. Maksimum ilişkinin olduğu yoğunluk farkı değeri yapının doğrudan yoğunluk farkını vermektedir. İlişki işlemi karekök ortalama kullanılarak bağıntı 3.44'deki gibi verilmektedir.

$$RMS = \sqrt{\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \left(\left[G_{göz}(i, j) - G_{hes}(i, j) \right]^2 / (N \times M) \right)} \quad (3.44)$$

Burada $G_{göz}$ = gözlenen gravite anomalisi, G_{hes} = hesaplanan gravite anomalisidir. N ve M = X ve Y yönlerindeki grid noktalarının sayısıdır. İlişki bağıntısı sentetik veriler üzerinde test edilmiştir.

3.2.5.7 Hata analizi

Yoğunluk farkı diyagramlarının doğruluğunu test etmek için farklı iki hata analizi yapılmıştır. Birinci hata analizinde, % 20 rastgele hata Çizelge 3.2’de gösterilen yapının mıknatıslanma şiddeti ve Psg/Grv oranına eklenmiştir. Şekil 3.55 rastgele hata eklenmesinden sonra yeni yoğunluk farkı değerlerini göstermektedir. Burada, mıknatıslanma şiddeti 0.8-1.2 A/m ve Psg/Grv oranı değerleri 10.15-14.68 arasında değişmektedir. Orijinal mıknatıslanma şiddeti ve Psg/Grv oranı değerleri sırasıyla 1 A/m ve 12.23’dir.



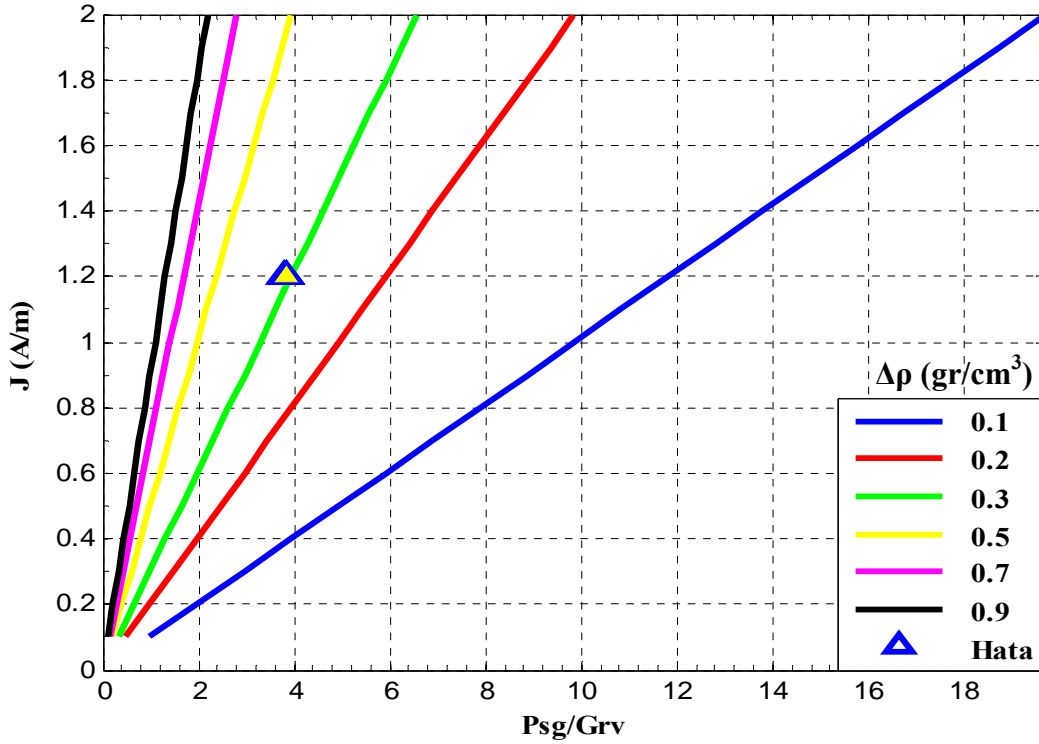
Şekil 3.55 Mıknatıslanma şiddeti ve Psg/Grv oranına % 20 rastgele hata eklenmesiyle elde edilen yoğunluk farkı diyagramı

▲ Çizelge 3.2’de gösterilen modelin yoğunluk farkı değeri

İkinci hata analizinde, % 20 rastgele hata yapının üst derinliğine eklemiştir. Yapının mıknatıslanma şiddeti $J= 1.2 \text{ A/m}$ ve yoğunluk farkı $\Delta\rho= 0.3 \text{ gr/cm}^3$ 'tür. Yapının yeni üst derinlik ve Psg/Grv oranı değerleri Çizelge 3.5'de verilmiştir. Şekil 3.56 rastgele hata eklenmesinden sonra yeni yoğunluk farkı değerlerini göstermektedir. Bu uygulamada, başlangıç mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı değerlerine sahip yapının üst derinliği değiştiğinde yoğunluk farkı değerleri değişmemektedir.

Çizelge 3.5 Yapının üst derinliğine % 20 rastgele hata eklenen sentetik model parametreleri

Model	Üst Derinlik (km)	Alt Derinlik (km)	Psg (mgal)	Grv (mgal)	Psg/Grv
1 (orijinal model parametreleri)	5.0	8.0	56.0	14.69	3.81
2	4.7	8.0	63.2	16.56	3.82
3	4.5	8.0	68.2	17.86	3.82
4	4.3	8.0	73.5	19.20	3.82
5	5.2	8.0	51.3	13.49	3.80
6	5.55	8.0	43.6	11.47	3.80
7	5.75	8.0	39.3	10.37	3.79
8	6.0	8.0	34.2	9.04	3.79



Şekil 3.56 Yapının üst derinliğine % 20 rastgele hata eklenen sentetik model için yoğunluk farkı diyagramı

▲ modelin yoğunluk farkı değeri

3.2.5.8 Sentetik modellerin yoğunluk farklarının belirlenmesi

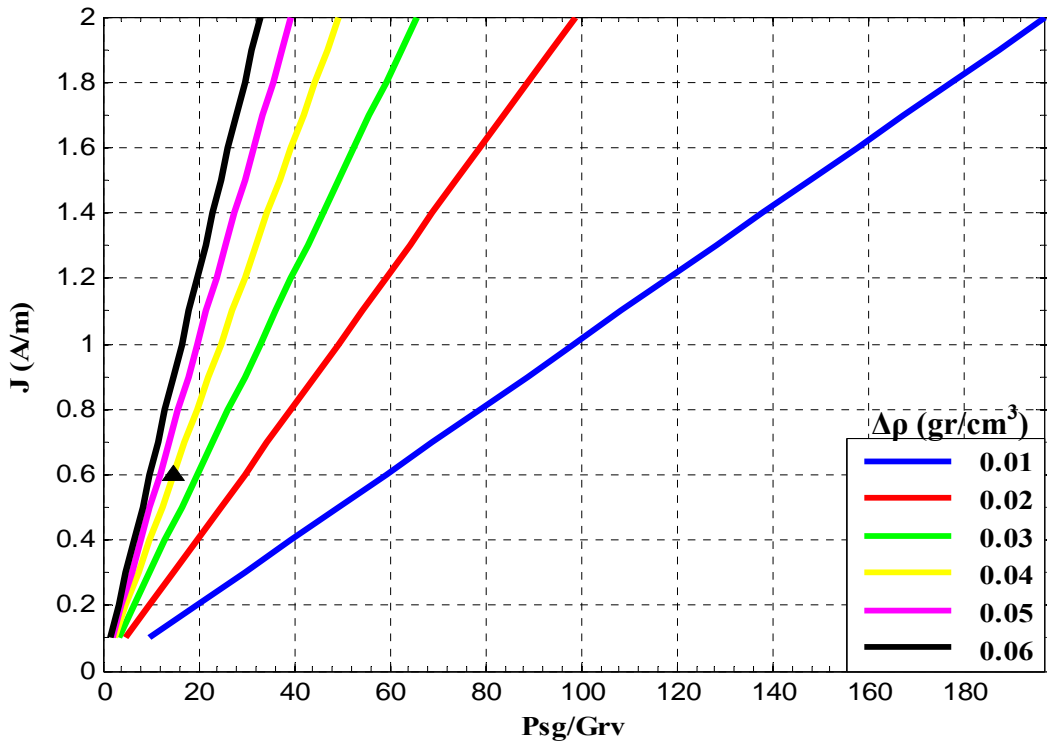
Bu aşamada, yukarıda gösterilen sentetik modellerin yoğunluk farkı değerleri belirlenmiştir. Birinci aşamada sentetik modellerin mıknatıslanma şiddeti ve Psg/Grv değerleri uygun yoğunluk farkı diyagramı üzerine düşürülerek yapının yoğunluk farkı değeri belirlenmiştir. Yöntemin sağlamsını yapmak için RMS yöntemi kullanılmıştır. Burada, ölçülen ve hesaplanan gravite anomalileri karşılaştırılmış ve maksimum ilişkinin olduğu değer yapının yoğunluk farkı değeri olarak belirlenmiştir.

3.2.5.8.1 Yöntemin Model 1 için uygulaması

Çizelge 3.6'da verilen yapı parametreleri yoğunluk farkı diyagramları üzerine düşürülmüş ve yapı yoğunluk farkı değeri belirlenmiştir (Şekil 3.57).

Çizelge 3.6 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri

Anomalinin maksimum Psg (yapmagravite) değeri	56.5 mgal
Anomalinin maksimum Gravite değeri	3.85 mgal
Yapının Miknatıslanma Şiddeti (J)	0.6 A/m
Başlangıç Yoğunluk Değeri ($\Delta\rho$)	0.04 gr/cm ³



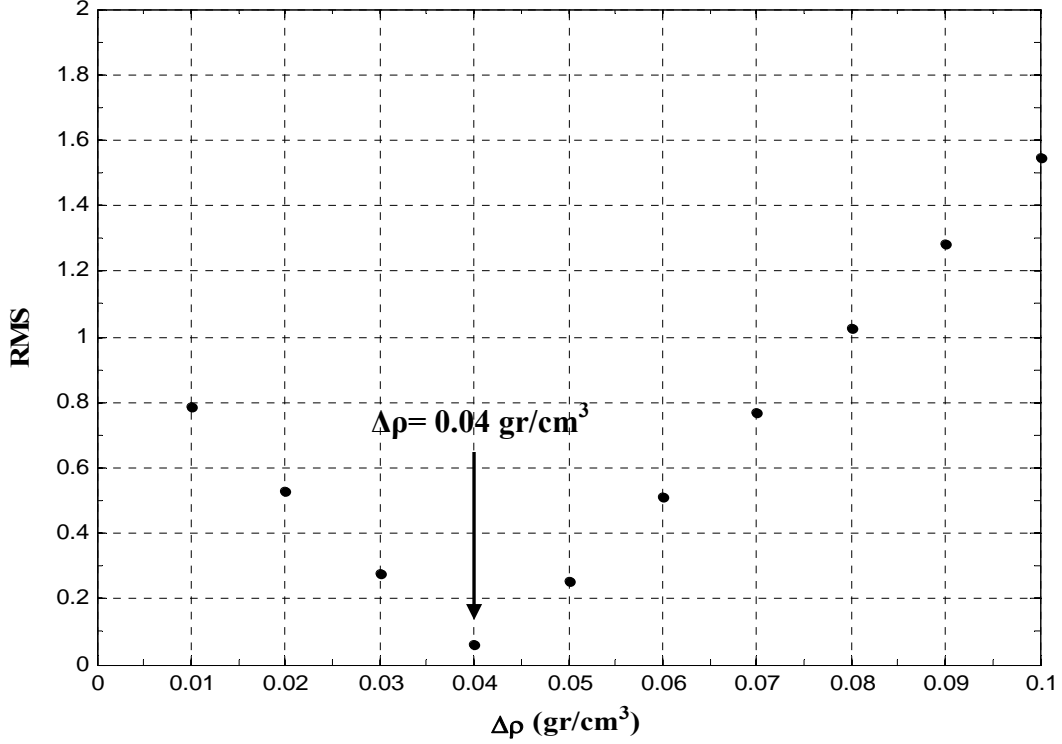
Şekil 3.57 Model 1 için yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması

▲ Model 1 için yoğunluk farkı değeri

Yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yapının yoğunluk farkı 0.04 gr/cm³ olarak belirlenmiştir.

Ayrıca, yoğunluk farkı diyagramından elde edilen yoğunluk farkı değerinin doğrulamasını yapmak için RMS yöntemi uygulanmıştır. Bu aşamada, Şekil 3.9'da

gösterilen ölçülen gravite anomalileri ile Şekil 3.13’de gösterilen hesaplanan gravite anomalileri karşılaştırılmış ve RMS değerinin en küçük olduğu değer yapının yoğunluk farkı değerini göstermektedir (Şekil 3.58).



Şekil 3.58 Model 1 için RMS yöntemi kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması

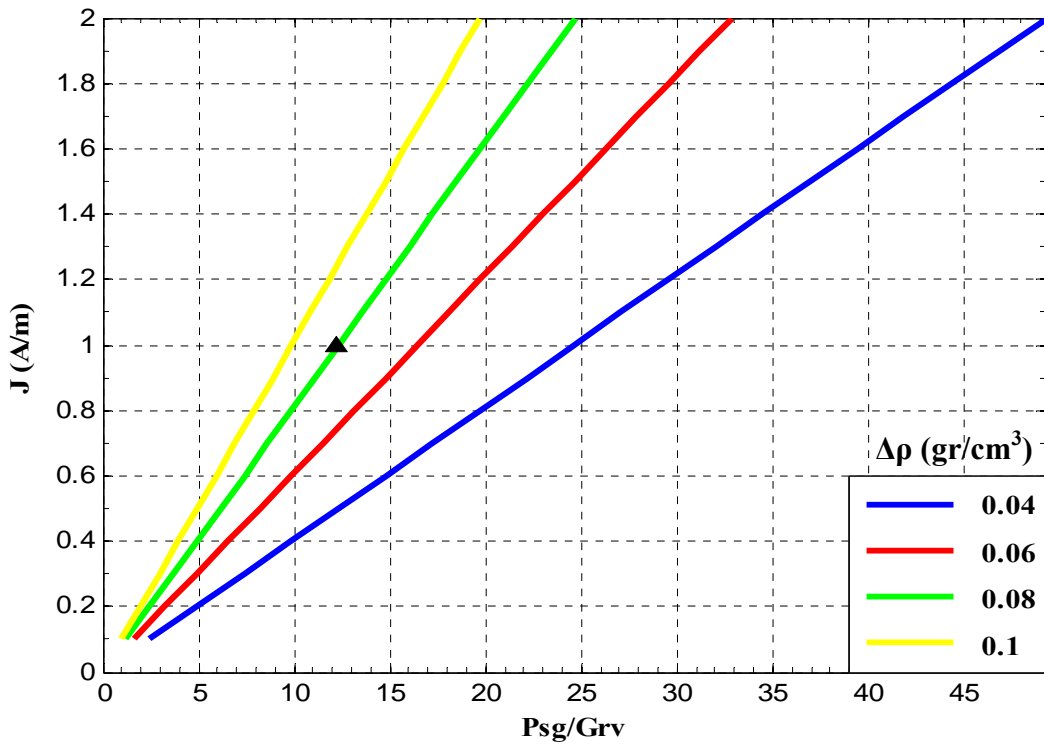
RMS yöntemi ile yapının yoğunluk farkı $\Delta\rho = 0.04 \text{ gr/cm}^3$ olarak belirlenmiştir. Burandan da görüldüğü gibi hem yoğunluk farkı eğrisi hem de RMS yöntemi ile yapının yoğunluk farkı değeri başlangıç değeri ile aynı bulunmuştur. Böylece, mıknatıslanma şiddeti yoğunluk oranı ($J/\Delta\rho$) 15.0 olarak belirlenmiştir.

3.2.5.8.2 Yöntemin Model 2 için uygulaması

Çizelge 3.7’de verilen yapı parametreleri yoğunluk farkı diyagramları üzerine düşürülmüş ve yapı yoğunluk farkı değeri belirlenmiştir (Şekil 3.69).

Çizelge 3.7 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri

Anomalinin maksimum Psg (yapmagravite) değeri	94.3 mgal
Anomalinin maksimum Gravite değeri	7.71 mgal
Yapının Miknatıslanma Şiddeti (J)	1.0 A/m
Başlangıç Yoğunluk Değeri ($\Delta\rho$)	0.08 gr/cm ³



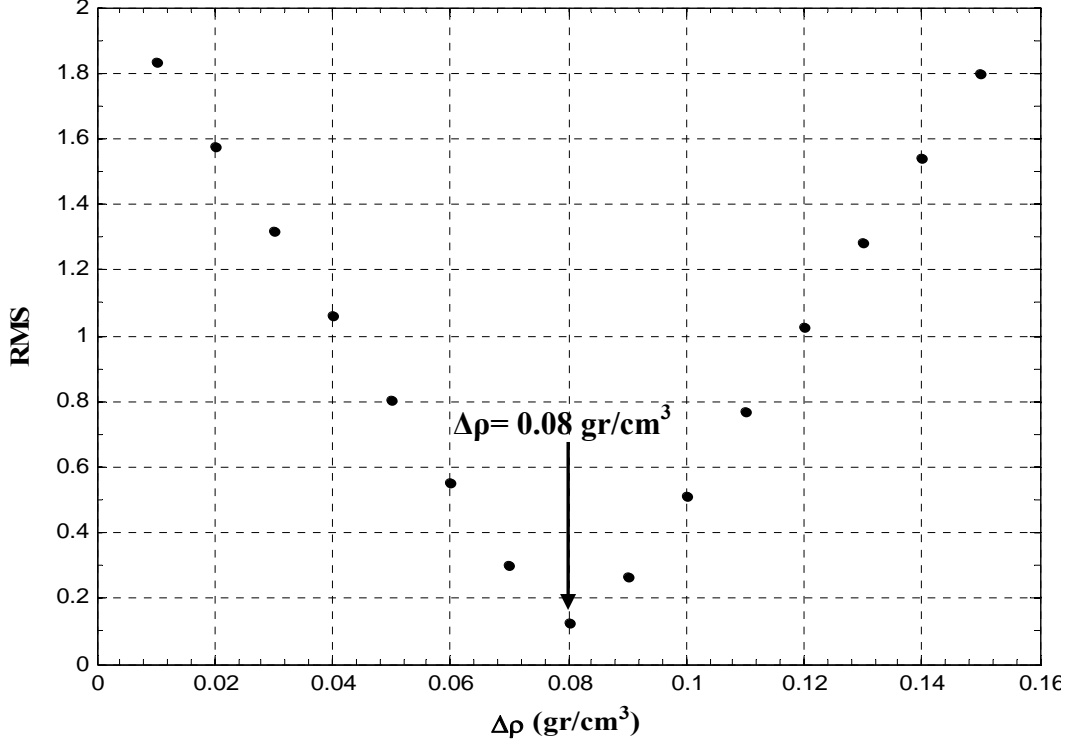
Şekil 3.59 Model 2 için yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması

▲ Model 2 için yoğunluk farkı değeri

Yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yapının yoğunluk farkı 0.08 gr/cm³ olarak belirlenmiştir.

Ayrıca, yoğunluk farkı diyagramından elde edilen yoğunluk farkı değerinin doğrulamasını yapmak için RMS yöntemi uygulanmıştır. Bu aşamada, Şekil 3.16'da gösterilen ölçülen gravite anomalileri ile Şekil 3.20'de gösterilen hesaplanan gravite

anomalileri karşılaştırılmış ve RMS değerinin en küçük olduğu değer yapının yoğunluk farkı değerini göstermektedir (Şekil 3.60).



Şekil 3.60 Model 2 için RMS yöntemi kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması

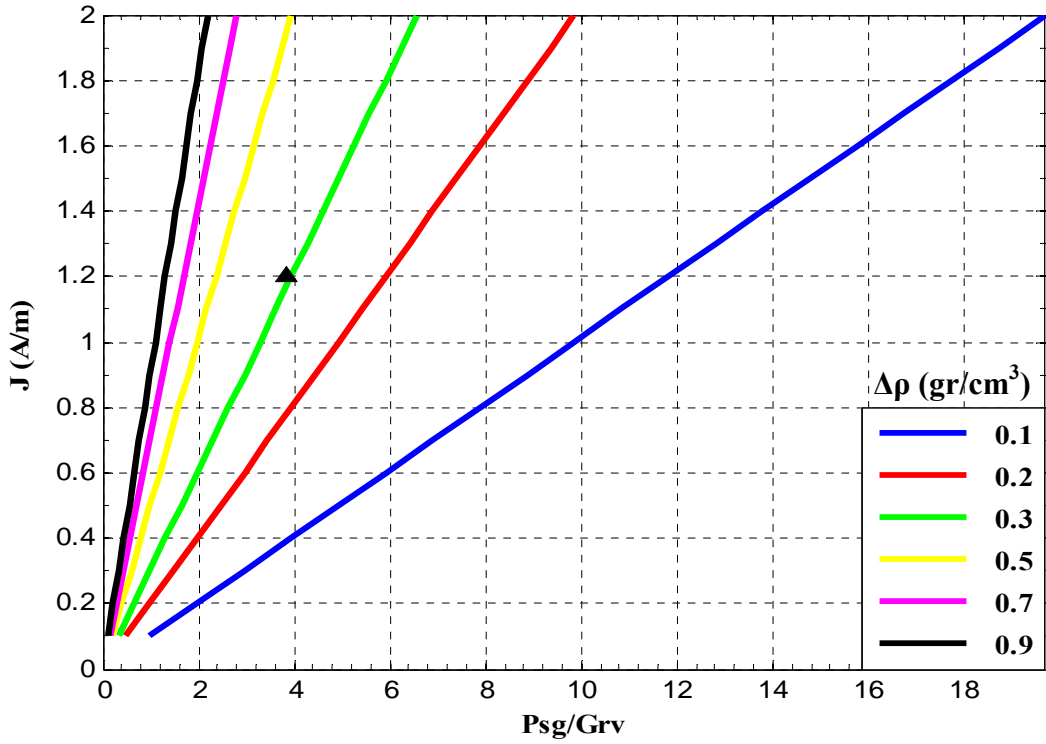
RMS yöntemi ile yapının yoğunluk farkı $\Delta\rho = 0.08 \text{ gr/cm}^3$ olarak belirlenmiştir. Burandan da görüldüğü gibi hem yoğunluk farkı eğrisi hem de RMS yöntemi ile yapının yoğunluk farkı değeri başlangıç değeri ile aynı bulunmuştur. Böylece, mıknatıslanma şiddeti yoğunluk oranı ($J/\Delta\rho$) 12.5 olarak belirlenmiştir.

3.2.5.8.3 Yöntemin Model 3 için uygulaması

Çizelge 3.8'de verilen yapı parametreleri yoğunluk farkı diyagramları üzerine düşürülmüş ve yapı yoğunluk farkı değeri belirlenmiştir (Şekil 3.61).

Çizelge 3.8 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri

Anomalinin maksimum Psg (yapmagravite) değeri	81.8 mgal
Anomalinin maksimum Gravite değeri	21.29 mgal
Yapının Miknatıslanma Şiddeti (J)	1.2 A/m
Başlangıç Yoğunluk Değeri ($\Delta\rho$)	0.3 gr/cm ³



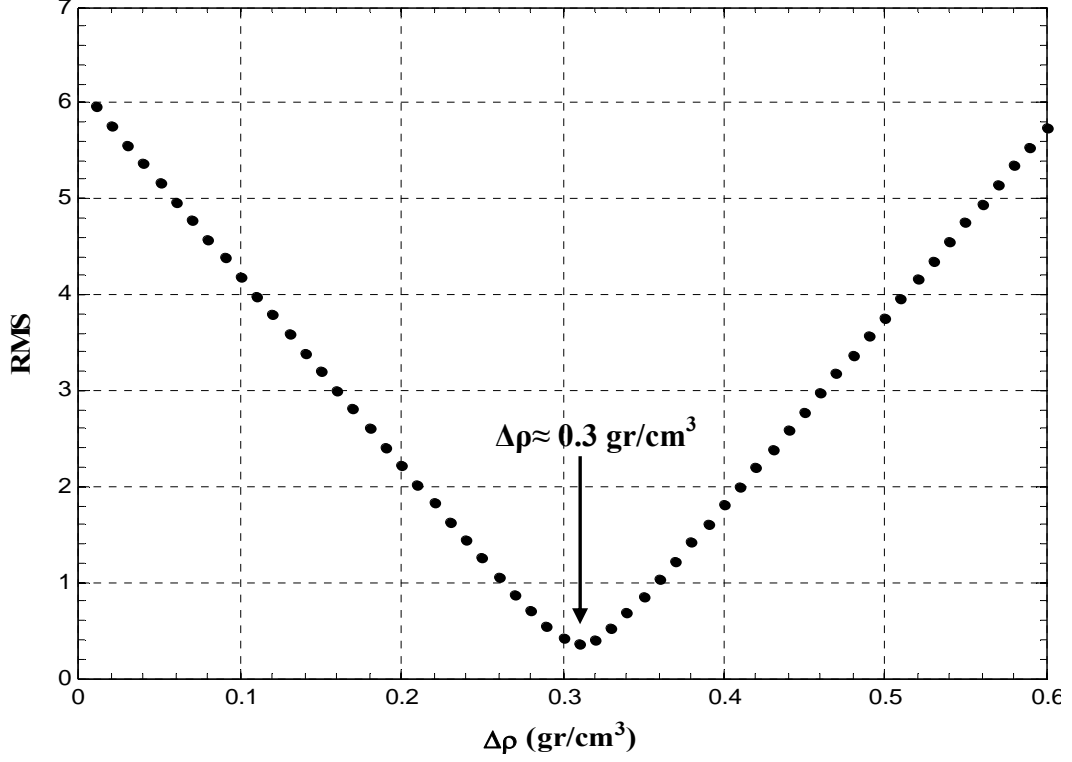
Şekil 3.61 Model 3 için yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması

▲ Model 3 için gösterilen modelin yoğunluk farkı değeri

Yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yapının yoğunluk farkı 0.3 gr/cm³ olarak belirlenmiştir.

Ayrıca, yoğunluk farkı diyagramından elde edilen yoğunluk farkı değerinin doğrulamasını yapmak için RMS yöntemi uygulanmıştır. Bu aşamada, Şekil 3.23'de gösterilen ölçülen gravite anomalileri ile Şekil 3.27'de gösterilen hesaplanan gravite

anomalileri karşılaştırılmış ve RMS değerinin en küçük olduğu değer yapının yoğunluk farkı değerini göstermektedir (Şekil 3.62).



Şekil 3.62 Model 3 için RMS yöntemi kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması

RMS yöntemi ile yapının yoğunluk farkı $\Delta\rho = 0.3 \text{ gr/cm}^3$ olarak belirlenmiştir. Burandan da görüldüğü gibi hem yoğunluk farkı eğrisi hem de RMS yöntemi ile yapının yoğunluk farkı değeri başlangıç değeri ile aynı bulunmuştur. Böylece, mıknatıslanma şiddeti yoğunluk oranı ($J/\Delta\rho$) 4.0 olarak belirlenmiştir.

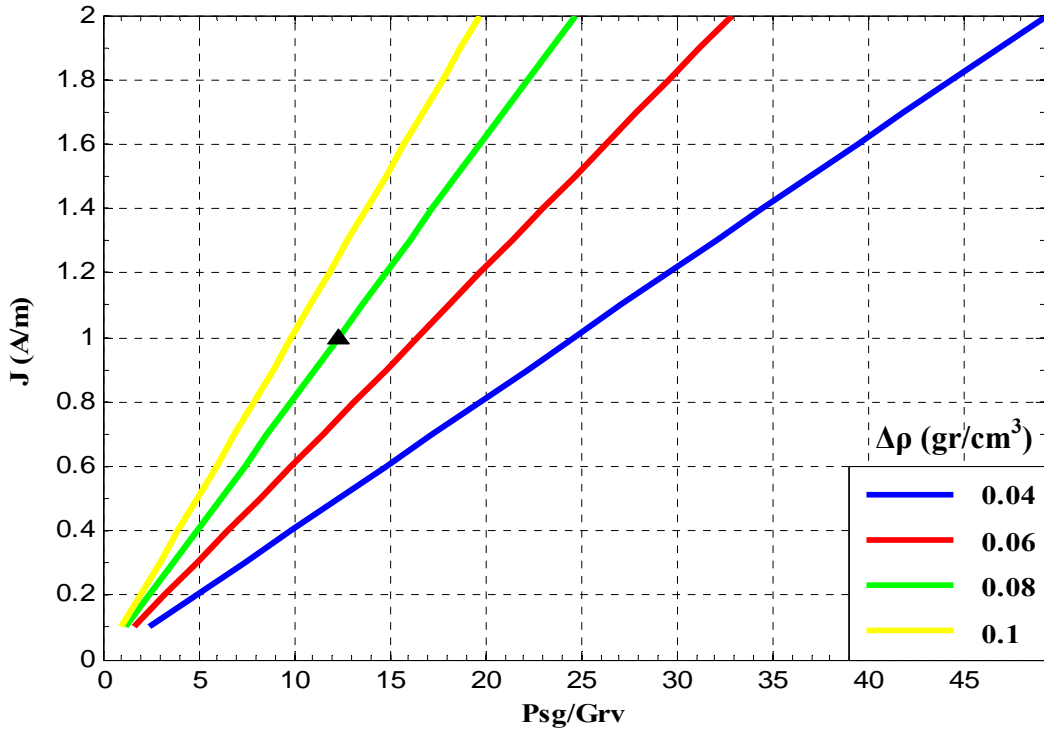
3.2.5.8.4 Yöntemin gürültülü modeller için uygulaması

3.2.5.8.4.1 % 5 rastgele gürültü eklenmiş model

Çizelge 3.9'da verilen yapı parametreleri yoğunluk farkı diyagramları üzerine düşürülmüş ve yapı yoğunluk farkı değeri belirlenmiştir (Şekil 3.63).

Çizelge 3.9 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri

Anomalinin maksimum Psg (yapmagravite) değeri	94.6 mgal
Anomalinin maksimum Gravite değeri	7.71mgal
Yapının Miknatıslanma Şiddeti (J)	1 A/m
Başlangıç Yoğunluk Değeri ($\Delta\rho$)	0.08 gr/cm ³



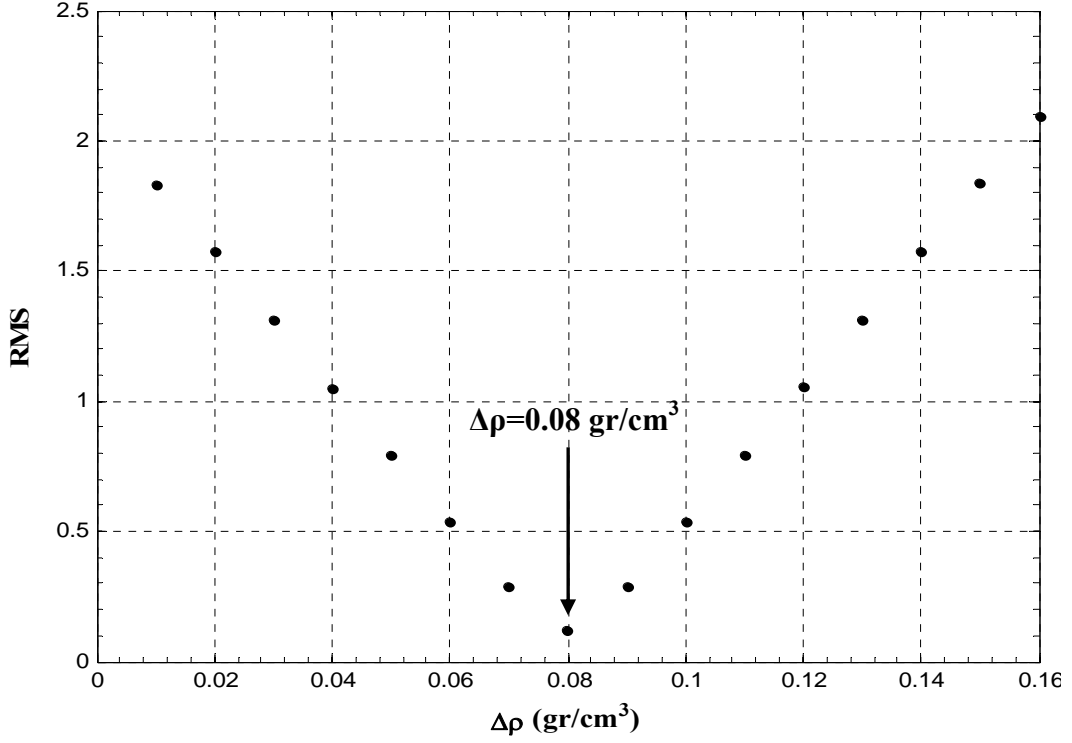
Şekil 3.63 % 5 rastgele gürültü eklenmiş model için yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması

▲ % 5 rastgele gürültü eklenmiş model için yoğunluk farkı değeri

Yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yapının yoğunluk farkı 0.08 gr/cm³ olarak belirlenmiştir.

Ayrıca, yoğunluk farkı diyagramından elde edilen yoğunluk farkı değerinin doğrulamasını yapmak için RMS yöntemi uygulanmıştır. Bu aşamada, Şekil 3.29'da gösterilen ölçülen gravite anomalileri ile Şekil 3.33'de gösterilen hesaplanan gravite

anomalileri karşılaştırılmış ve RMS değerinin en küçük olduğu değer yapının yoğunluk farkı değerini göstermektedir (Şekil 3.64).



Şekil 3.64 % 5 rastgele gürültü eklenmiş model için RMS yöntemi kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması

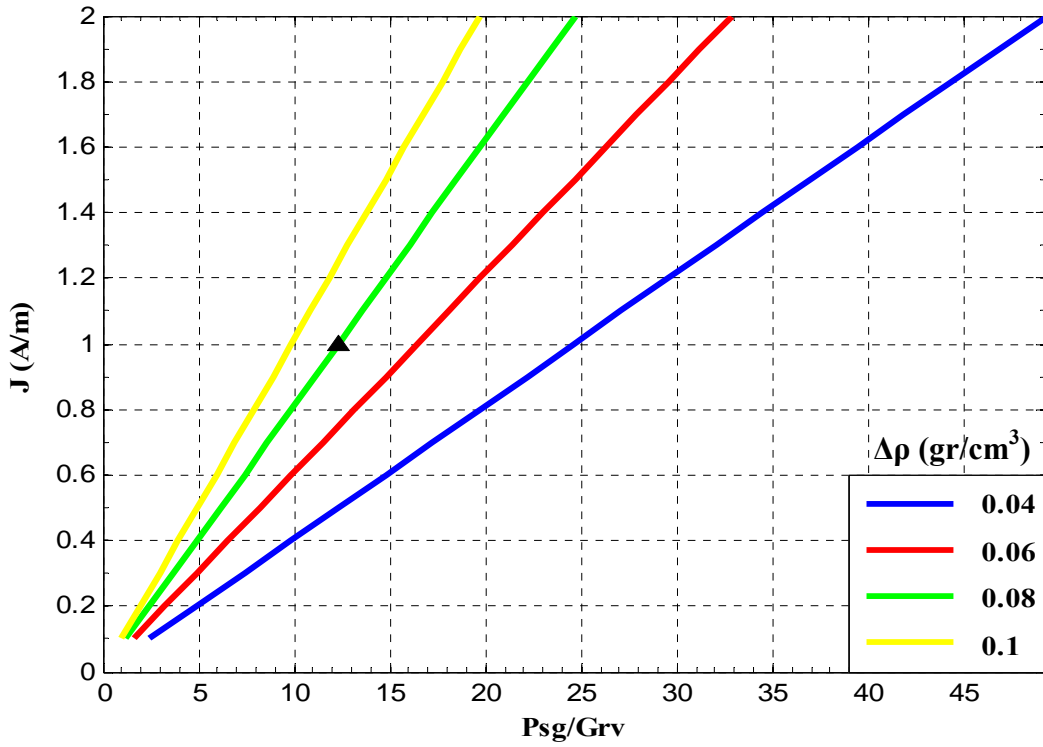
RMS yöntemi ile yapının yoğunluk farkı $\Delta\rho = 0.08 \text{ gr/cm}^3$ olarak belirlenmiştir. Burandan da görüldüğü gibi hem yoğunluk farkı eğrisi hem de RMS yöntemi ile yapının yoğunluk farkı değeri başlangıç değeri ile aynı bulunmuştur. Böylece, mıknatıslanma şiddeti yoğunluk oranı ($J/\Delta\rho$) 12.5 olarak belirlenmiştir

3.2.5.8.4.2 % 10 rastgele gürültü eklenmiş model

Çizelge 3.10'da verilen yapı parametreleri yoğunluk farkı diyagramları üzerine düşürülmüş ve yapı yoğunluk farkı değeri belirlenmiştir (Şekil 3.65).

Çizelge 3.10 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri

Anomalinin maksimum Psg (yapmagravite) değeri	94.9 mgal
Anomalinin maksimum Gravite değeri	7.71 mgal
Yapının Miknatıslanma Şiddeti (J)	1 A/m
Başlangıç Yoğunluk Değeri ($\Delta\rho$)	0.08 gr/cm ³



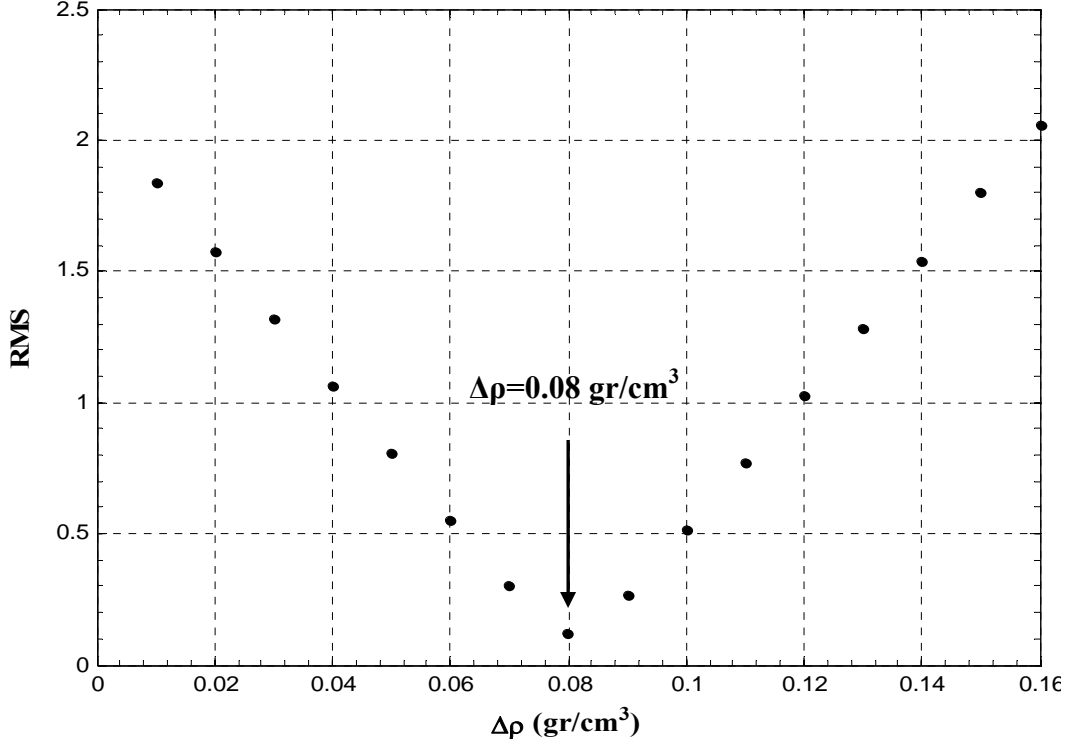
Şekil 3.65 % 10 rastgele gürültü eklenmiş model için yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması

▲ % 10 rastgele gürültü eklenmiş model için yoğunluk farkı değeri

Yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yapının yoğunluk farkı 0.08 gr/cm³ olarak belirlenmiştir.

Ayrıca, yoğunluk farkı diyagramından elde edilen yoğunluk farkı değerinin doğrulamasını yapmak için RMS yöntemi uygulanmıştır. Bu aşamada, Şekil 3.35'de gösterilen ölçülen gravite anomalileri ile Şekil 3.39'da gösterilen hesaplanan gravite

anomalileri karşılaştırılmış ve RMS değerinin en küçük olduğu değer yapının yoğunluk farkı değerini göstermektedir (Şekil 3.66).



Şekil 3.66 % 10 rastgele gürültü eklenmiş model için RMS yöntemi kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması

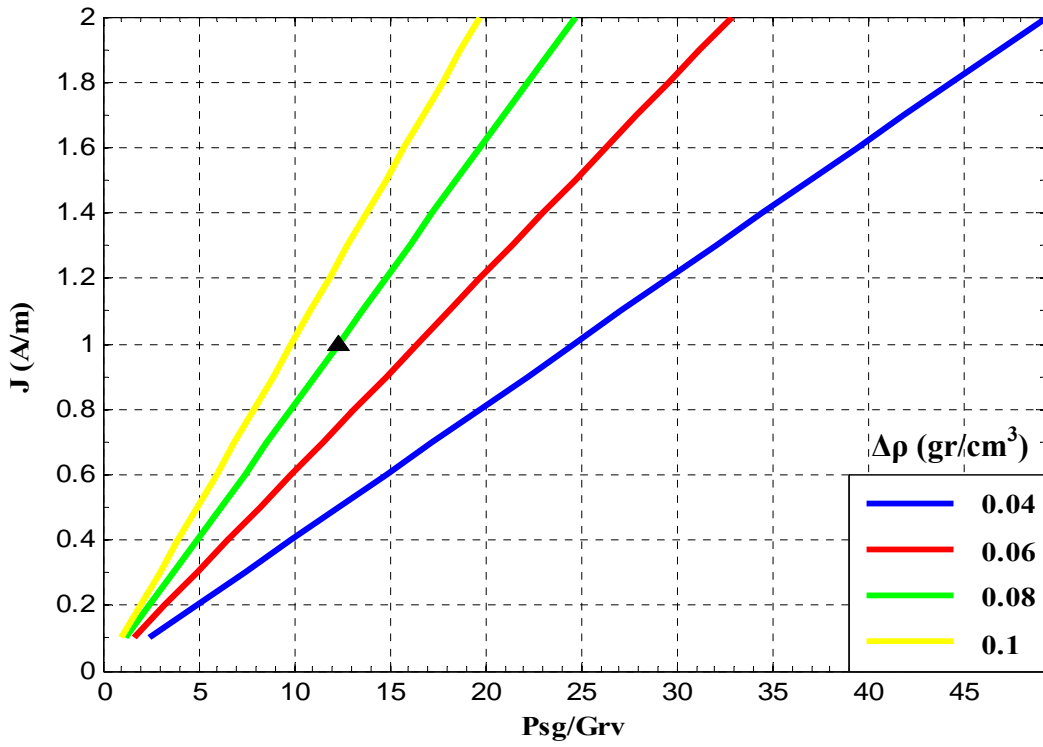
RMS yöntemi ile yapının yoğunluk farkı $\Delta\rho = 0.08 \text{ gr/cm}^3$ olarak belirlenmiştir. Burandan da görüldüğü gibi hem yoğunluk farkı eğrisi hem de RMS yöntemi ile yapının yoğunluk farkı değeri başlangıç değeri ile aynı bulunmuştur. Böylece, mıknatıslanma şiddeti yoğunluk oranı ($J/\Delta\rho$) 12.5 olarak belirlenmiştir

3.2.5.8.4.3 % 15 rastgele gürültü eklenmiş model

Çizelge 3.11'de verilen yapı parametreleri yoğunluk farkı diyagramları üzerine düşürülmüş ve yapı yoğunluk farkı değeri belirlenmiştir (Şekil 3.67).

Çizelge 3.11 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri

Anomalinin maksimum Psg (yapmagravite) değeri	95.3 mgal
Anomalinin maksimum Gravite değeri	7.71 mgal
Yapının Miknatislanma Şiddeti (J)	1 A/m
Başlangıç Yoğunluk Değeri ($\Delta\rho$)	0.08 gr/cm ³



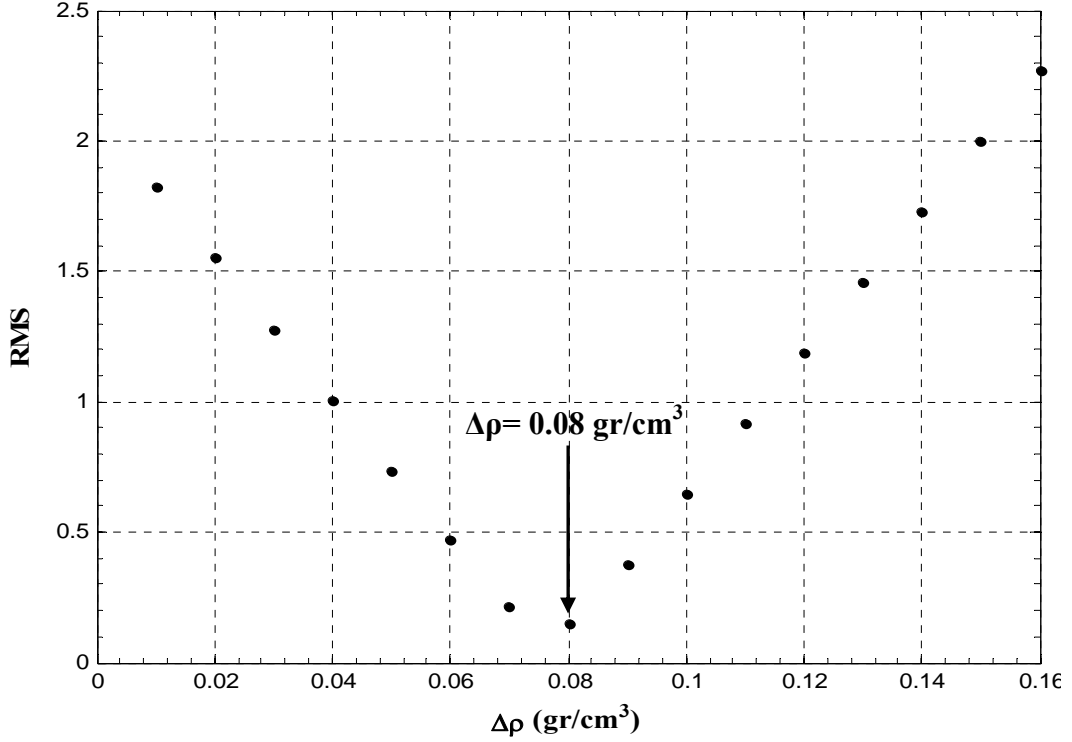
Şekil 3.67 % 15 rastgele gürültü eklenmiş model için yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması

▲ % 15 rastgele gürültü eklenmiş model için yoğunluk farkı değeri

Yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yapının yoğunluk farkı 0.08 gr/cm³ olarak belirlenmiştir.

Ayrıca, yoğunluk farkı diyagramından elde edilen yoğunluk farkı değerinin doğrulamasını yapmak için RMS yöntemi uygulanmıştır. Bu aşamada, Şekil 3.41'de

gösterilen ölçülen gravite anomalileri ile Şekil 3.45’de gösterilen hesaplanan gravite anomalileri karşılaştırılmış ve RMS değerinin en küçük olduğu değer yapının yoğunluk farkı değerini göstermektedir (Şekil 3.68).



Şekil 3.68 % 15 rastgele gürültü eklenmiş model için RMS yöntemi kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması

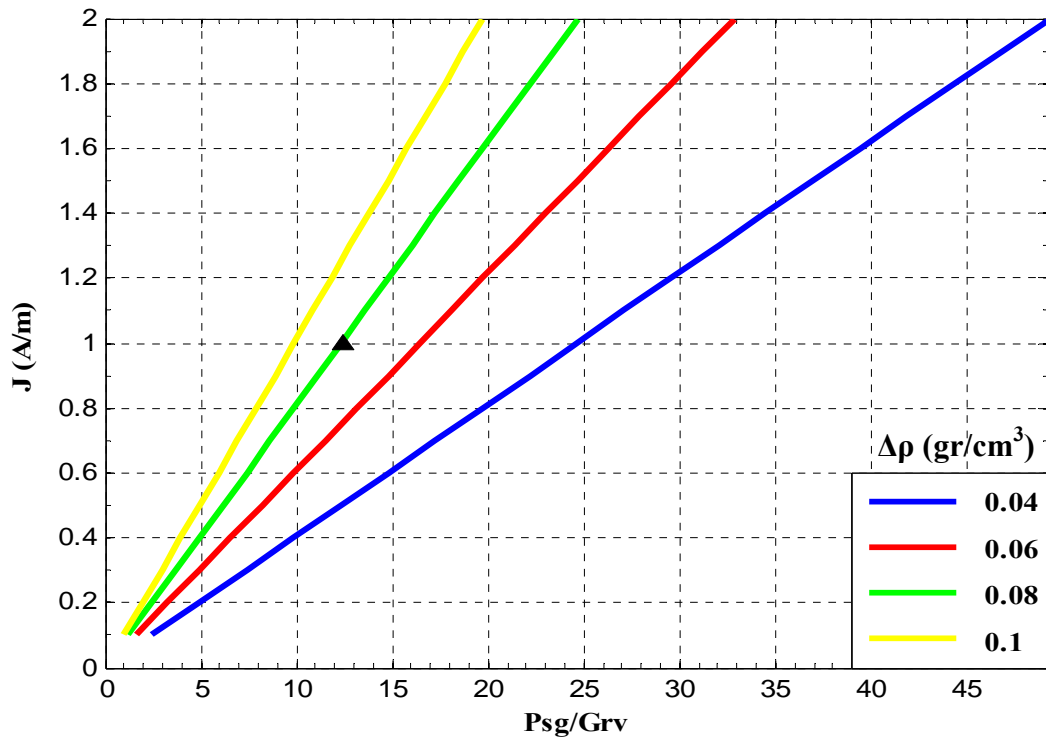
RMS yöntemi ile yapının yoğunluk farkı $\Delta\rho = 0.08$ gr/cm³ olarak belirlenmiştir. Burandan da görüldüğü gibi hem yoğunluk farkı eğrisi hem de RMS yöntemi ile yapının yoğunluk farkı değeri başlangıç değeri ile aynı bulunmuştur. Böylece, mıknatıslanma şiddeti yoğunluk oranı ($J/\Delta\rho$) 12.5 olarak belirlenmiştir

3.2.5.8.4.4 % 20 rastgele gürültü eklenmiş model

Çizelge 3.12’de verilen yapı parametreleri yoğunluk farkı diyagramları üzerine düşürülmüş ve yapı yoğunluk farkı değeri belirlenmiştir (Şekil 3.69).

Çizelge 3.12 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri

Anomalinin maksimum Psg (yapmagravite) değeri	95.6 mgal
Anomalinin maksimum Gravite değeri	7.71 mgal
Yapının Miknatislanma Şiddeti (J)	1 A/m
Başlangıç Yoğunluk Değeri ($\Delta\rho$)	0.08 gr/cm ³



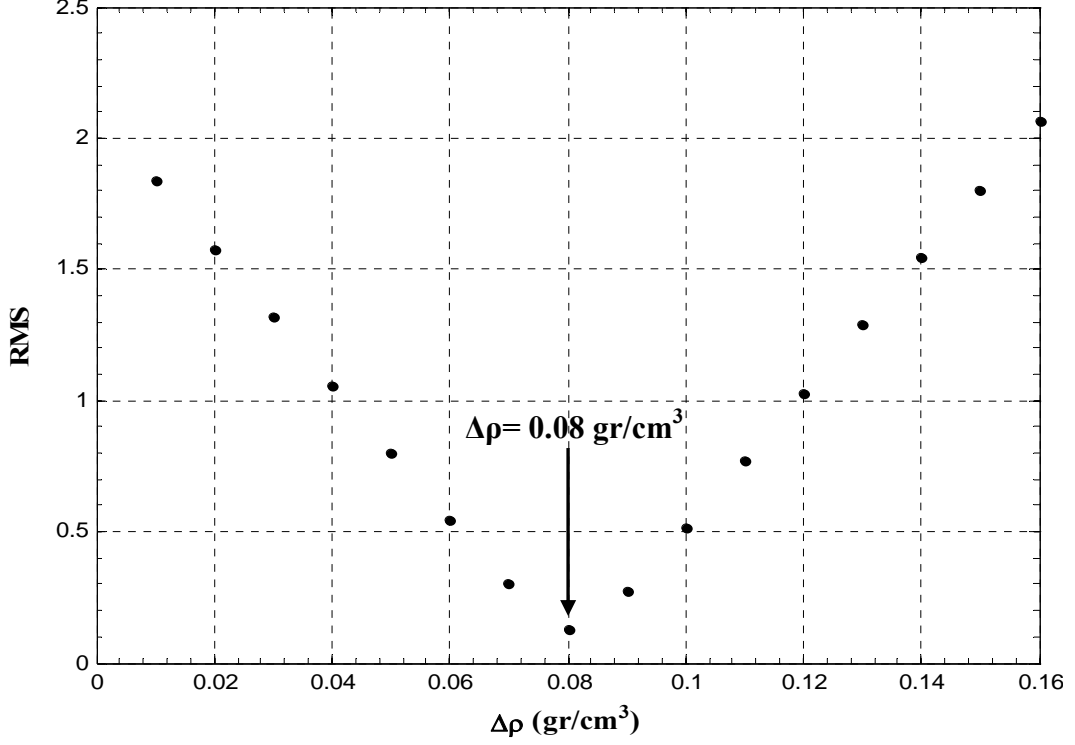
Şekil 3.69 % 20 rastgele gürültü eklenmiş model için yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması

▲ % 20 rastgele gürültü eklenmiş model için yoğunluk farkı değeri

Yoğunluk farkı diyagramı kullanılarak yapının yoğunluk farkı 0.08 gr/cm³ olarak belirlenmiştir.

Ayrıca, yoğunluk farkı diyagramından elde edilen yoğunluk farkı değerinin doğrulamasını yapmak için RMS yöntemi uygulanmıştır. Bu aşamada, Şekil 3.47’de gösterilen ölçülen gravite anomalileri ile Şekil 3.51’de gösterilen hesaplanan gravite

anomalileri karşılaştırılmış ve RMS değerinin en küçük olduğu değer yapının yoğunluk farkı değerini göstermektedir (Şekil 3.70).



Şekil 3.70 % 20 rastgele gürültü eklenmiş model için RMS yöntemi kullanılarak yoğunluk farkı değerinin bulunması

RMS yöntemi ile yapının yoğunluk farkı $\Delta\rho = 0.08$ gr/cm³ olarak belirlenmiştir. Burandan da görüldüğü gibi hem yoğunluk farkı eğrisi hem de RMS yöntemi ile yapının yoğunluk farkı değeri başlangıç değeri ile aynı bulunmuştur. Böylece, mıknatıslanma şiddeti yoğunluk oranı ($J/\Delta\rho$) 12.5 olarak belirlenmiştir.

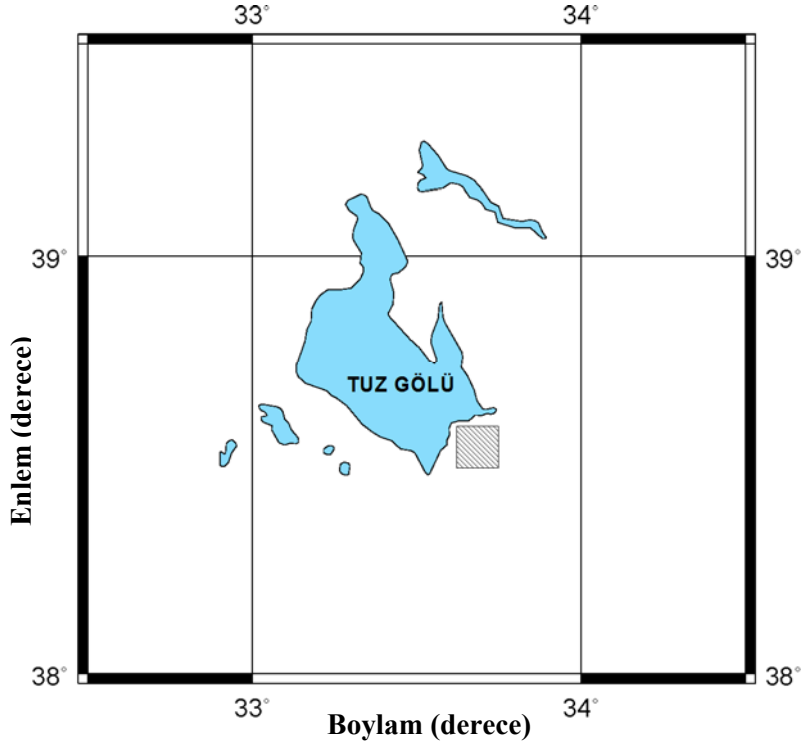
4. ARAZİ UYGULAMALARI

Yöntem iki arazi verisinin manyetik ve gravite verilerine uygulanmıştır.

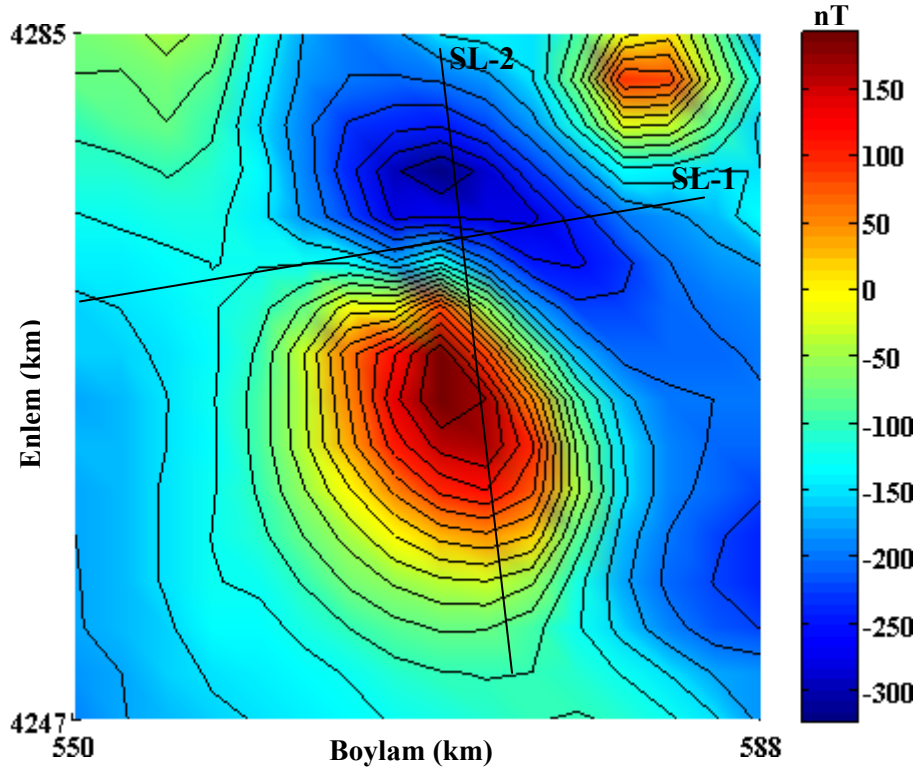
4.1 Arazi Uygulaması 1

Birinci uygulama alanı Tuz Gölü'nün (Türkiye) güneyinde yer almaktadır (Şekil 4.1). Türkiye jeoloji haritası bu alanın gravite ve manyetik anomalilerinin genç çökel birimlerle kaplı olduğunu göstermektedir. Fakat, Tuz Gölü'nün güney ve doğusunda gözlenen mafik kayaç birimleri vardır. Hanobası anomalisi, İç Anadolu'ya ait bütün manyetik anomali haritalarında Tuz Gölü alanının güneydoğu ucunda çok belirgin olarak gözlenen bağımsız bir manyetik anomalidir. Hemen doğusunda yer alan ve oldukça geniş bir alana yayılan Kapadokya anomalisi ile hiçbir bağlantısı olmadığı gibi diğer anomalilerde gözlenenin aksine yüzeyde de hiçbir mostrası veya topoğrafik yükseltiye neden olan bir belirtisi yoktur. İlk defa Aydemir (2005) tarafından "Hanobası Anomalisi" olarak adlandırılmıştır. Yine Aydemir (2005) tarafından yapılan yukarı uzanım çalışmalarıyla yakınındaki diğer anomalilerden bağımsız bir anomali olduğu ortaya çıkmıştır. Türkiye'nin gravite ve manyetik verilerinin genel tanımı Ates vd. (1999) tarafından yapılmıştır. Bölgenin havadan manyetik (Şekil 4.2) ve gravite verileri (Şekil 4.3) Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden (MTA) sayısal olarak temin edilmiştir. Grid aralığı 2.5 km'dir. Manyetik veride uçuş yüksekliği yüzeyden itibaren 600 m'dir.

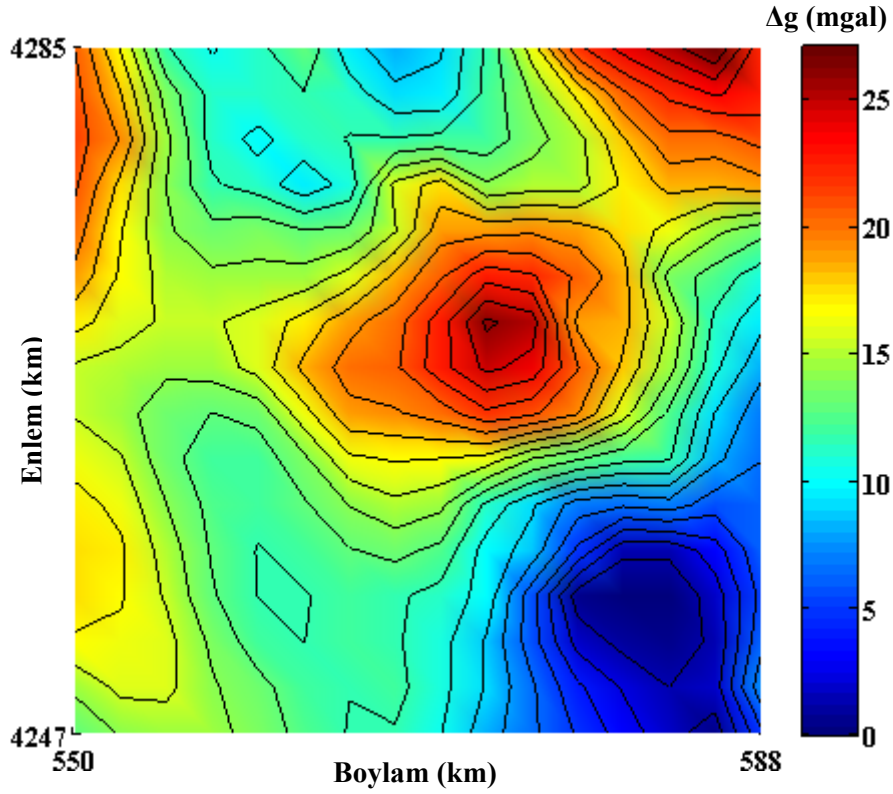
Anomalinin kuzey ucunun yakınından SL-1 hattı, KD-GB yönlü olarak geçmektedir (Şekil 4.2). Buna karşılık SL-2 hattı ise yapıyı tam ortadan kesecek şekilde K-G yönlü olarak uzanmaktadır (Şekil 4.2). SL-1 ve SL-2 sismik hatları resmi izin ile Petrol İşleri Genel Müdürlüğü'nden temin edilmiştir. SL-1 ve SL-2 sismik hatları ile ilgili parametreler Çizelge 4.1'de verilmiştir.



Şekil 4.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası. Taralı alan çalışma alanını göstermektedir



Şekil 4.2 Hanobası manyetik anomali haritası
SL-1 ve SL-2 çalışma alanındaki sismik hatları göstermektedir



Şekil 4.3 Hanobası gravite anomali haritası

Çizelge 4.1 SL-1 ve SL-2 sismik hatları ile ilgili parametreler

HAT NO	SL-1	SL-2
Atış Aralığı (m)	50	100
Jeofon Aralığı (m)	25	50
Kanal Sayısı	240	48
Katlama Sayısı	60	12
Örnekleme Aralığı (ms)	4	4
Referans Düzlemi (m)	900	900

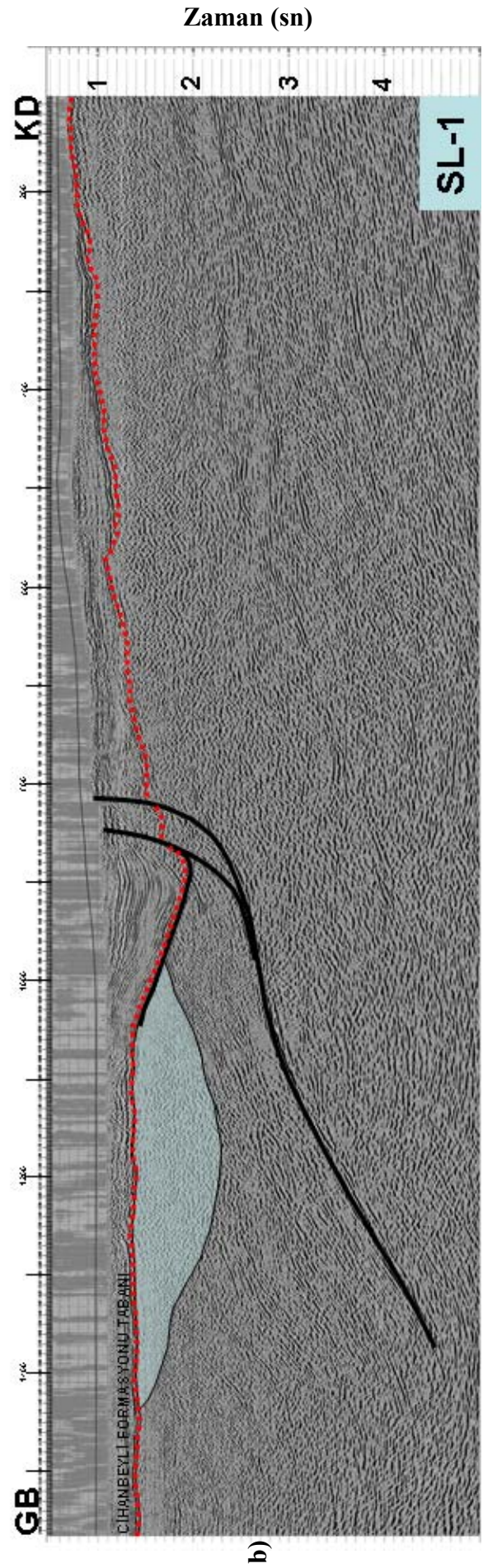
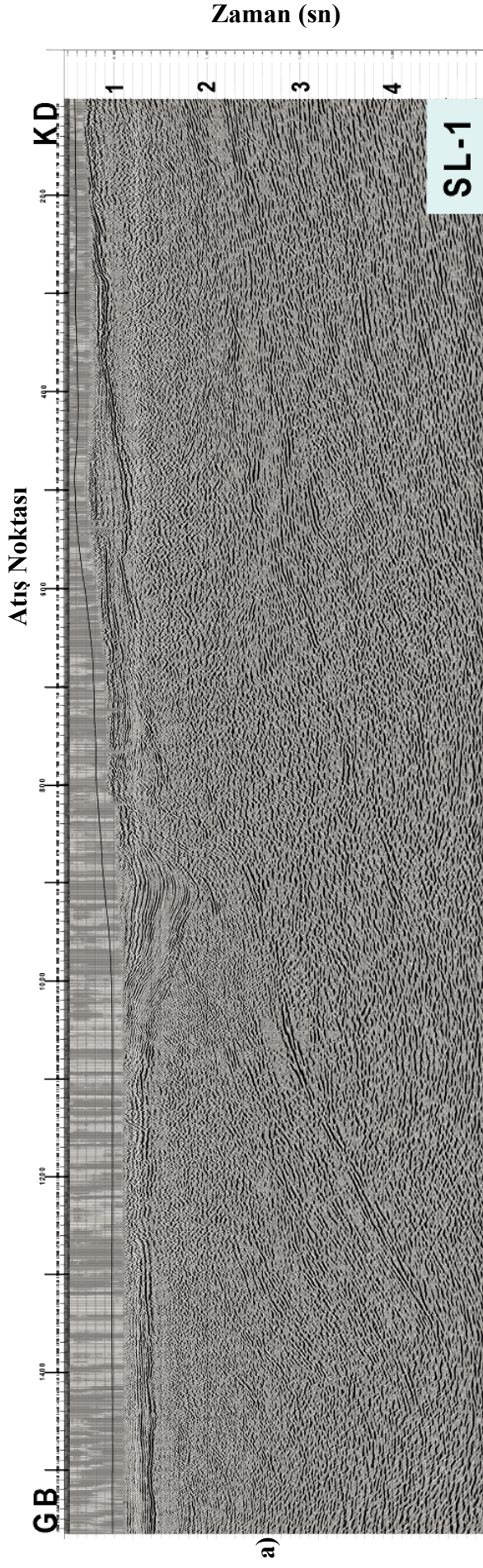
Bu hatlardan SL-1 dikkatle incelendiğinde, hattın güney ucunda, en alttan başlayarak KD ucunda yüzeye kadar gelen ve basen temeli olarak kabul edilen kuvvetli bir yansımının varlığı derhal göze çarpmaktadır. Bu kuvvetli yansıma, 800 nolu atış noktası (SP-Shot Point: 800) civarında oldukça ciddi bir atıma sahip normal bir fayla ve

aynı fayın sentetik ve antitetik faylarıyla faylanmıştır. Bu fayın oluşum yaşı, muhtemelen Tuzgölü Baseni yüzey alanını çoğunlukla örten Ü.Miyosen-Pliyosen yaşlı Cihanbeyli Formasyonu'nun (Akarsu 1971) yerleşiminden hemen önce olmalıdır. Çünkü bu fayın ve onun antitetik fayının yarattığı bir yarım graben (half-graben) alanından dolayı Cihanbeyli Formasyonu, karasal-gösel özelliklerine uygun olarak fayın düşük bloğunda oluşan küçük bir gösel alanda daha kalın olarak çökelmiştir. Bu çökelim alanı SP: 820-1100 arasında çok belirgin olarak görülmektedir. Hanobası anomalisi tam olarak bu çökelim alanının GB tarafından, alttan başlayarak (SP: 960 civarından) SP: 1430'a kadar devam etmektedir. Bu bölgede Cihanbeyli Formasyonu'nun hemen altından başlayarak en derin yeri SP: 1200 civarında 1300 ms.'ye kadar inen ve hemen altında, derinlerden gelen düzgün-düzenli yansımaların birden bire takip edilemez hale geldiği bir alan vardır ki bu alanı yansısız bir alan olarak nitelemek mümkündür. Hanobası anomalisini meydana getiren kütle, muhtemelen bu alana yerleşmiş olan ve yine kuvvetli olasılıkla yukarıda sözü edilen faydan ve onun antitetik fayından kaynaklanan bir mağmatik kütle olmalıdır. Bu durumda bu kütle kabuk içi kısmi ergimeden meydana gelen andezitik karakterli bir kütle olmasını bekleyebiliriz. Eğer bu kütle manto kaynaklı, bazaltik bir kütle olsaydı bu kadar derinden gelen bir kütle sismik kesit üzerinde, daha derinlerdeki yansımalar üzerindeki bozucu etkisini de gözlememiz gerekirdi. Ancak sismik kesit üzerinde, anomalinin olduğu alandaki derin yansımalar oldukça sürekli ve düzgün bir görünümde dirler (Şekil 4.4.a.b). Hattın en güneybatı ucunda yansımalar en üstten, kesitin tabanına kadar rahatlıkla takip edilebilmektedir. Cihanbeyli Formasyonu bütün yansımaları ve mağmatik kütle yerleştiği alanı temsil ettiği kabul edilen yansısız bölgeyi belirgin bir uyumsuzluk ile örtmektedir. Cihanbeyli Formasyonu'nun tabanının bir uyumsuzluk yüzeyi oluşu, bu kütle yerleşiminden sonra bir süre açıkta kaldığını, dolayısıyla alterasyona maruz kaldığını düşündürmektedir. Bu sismik kesitte görüldüğü üzere Cihanbeyli Formasyonu'nun tabanı oldukça düz bir geometride çökelmişken sadece faydan kaynaklanan gösel alanda bir çukurluk yaratmaktadır. Dolayısıyla fayın yarattığı kısmi ergime sonucu oluşan ve bu alana yerleşen muhtemelen andezitik (asidik karakterli) özellikteki mağmatik kütle üst yüzeyi oldukça az değişkenlik gösterecektir. Buna karşılık, anomaliye neden olan mağmatik kütle en derin olduğu yer daha güneyde olup SL-2 hattı hemen hemen bu alanı kesecek şekilde uzanmaktadır.

SL-1 hattının anomaliye neden olan kütleyi kestiği alanda, kütlenin taban ve tavan derinliklerini hesaplamak istersek, bu hattın üzerinde kütlenin en derin olduğu, SP: 1200 civarında bir hesaplama yapabilmek mümkündür. Bunun için SP: 1200 üzerindeki hız analizinden elde edilen RMS hızları kullanılmıştır. Kütlenin tavanı yaklaşık 400 ms, kütlenin tabanı ise yine yaklaşık olarak 1300 ms civarındadır. Bu zamansal derinlikteki hızları bulabilmek için ona en yakın bir üst ve bir alttaki hız değerlerini kullanarak oluşturulan Çizelge 4.2 aşağıda verilmiştir. Bu çizelge genel olarak iki ayrı bölümde oluşturulmuştur. Üst bölümü kütlenin tavanına alt bölümü ise tabanına aittir. Her bir bölümde kütleye en yakın üst kesimdeki hız analizi ve ona göre elde edilen derinlik değerleri ile en yakın alt kesim hız analizi ve ondan elde edilen derinlik değerleri de verilmiştir (Çizelge 4.2). Tüm bu veri ve hesaplamalara göre mağmatik kütlenin SL-1 kesiti üzerinde, SP: 1200'deki üst derinliği (tavan) 270 m. ve alt derinliği (taban) ise 1980 m.'dir. Ancak bu sismik hattın anomalinin tam ortasından geçmediğini ve kuzeyindeki bölümünden geçtiğini bir kez daha vurgulamakta yarar vardır.

Çizelge 4.2 SL-1 hattı için RMS hız ve derinlik okumaları

SL-1 (SP: 1200)		ZAMAN (ms)	RMS Hızı (m/s)	Derinlik (m)
KÜTLENİN TAVANI	En Yakın Üst Analiz Değeri	304	1129	172
	Kütlenin Üstü	400	1348	270
	En Yakın Alt Analiz Değeri	779	2215	863
KÜTLENİN TABANI	En Yakın Üst Analiz Değeri	954	2539	1211
	Kütlenin Altı	1300	3046	1980
	En Yakın Alt Analiz Değeri	1479	3308	2446

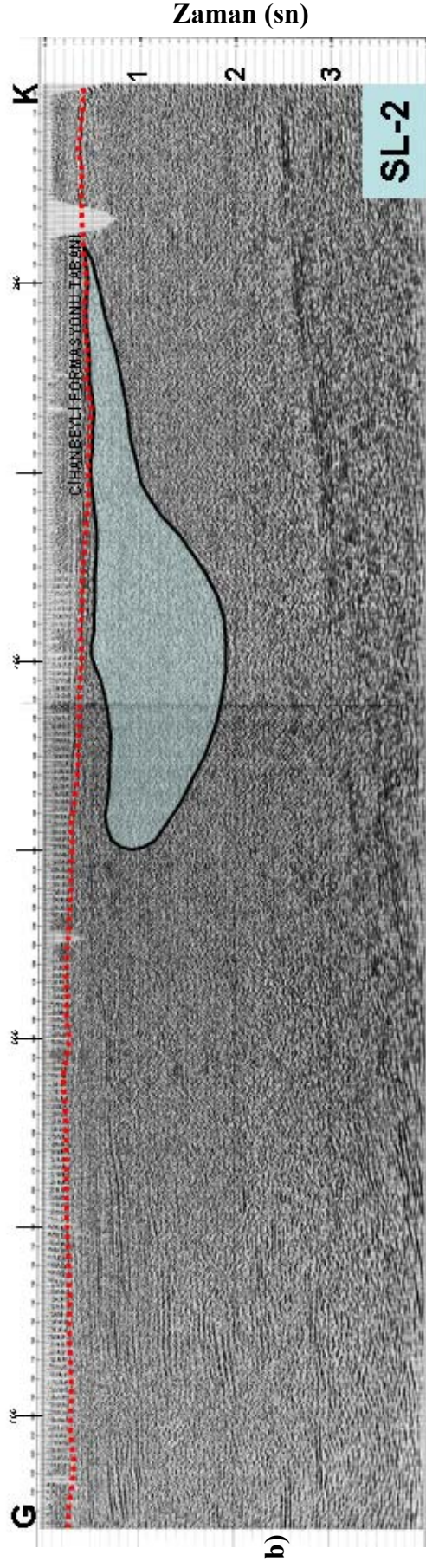
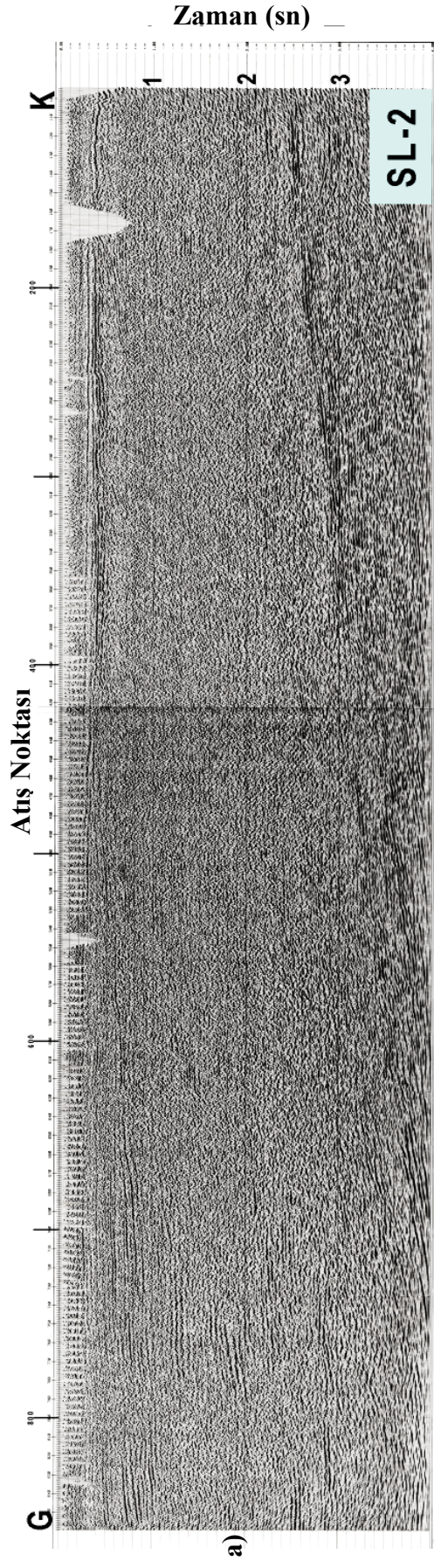


Şekil 4.4. a. SL-1 sismik kesiti (Yorumlanmamış), b. Yorumlanmış SL-1 sismik kesiti. Kırmızı kesikli çizgi Cihanbeyli Formasyonu'nun tabanını göstermektedir

Manyetik anomaliyi hemen hemen tam ortasından kesen SL-2 hattı K-G yönünde uzanmaktadır (Şekil 4.5a.b). Anomaliyi oluşturan kütle, bir basen geometrisine sahiptir. Bu geometri her iki kesitte de açık bir şekilde kendini göstermektedir. SL-2 kesitinde kütle kuzeyde yaklaşık olarak SP: 200 civarından başlayarak güneye doğru yaklaşık SP: 480 civarına kadar uzanmaktadır. Kütlenin bu kesit üzerinde en derin olduğu yer, yaklaşık SP: 400 civarına denk düşmektedir. SL-2 kesiti incelendiğinde bu kütle için 400 nolu SP civarındaki tavanı 500 ms civarında iken tabanının en derin olduğu yer 1900 ms'ye karşılık gelmektedir. Zamandaki bu değerlerin derinlikteki karşılığını bulabilmek için yine bir önceki SL-1 hattında olduğu gibi RMS hızlarından yararlanılacaktır. Bunun temel gerekçesi bu anomali üzerinde veya çok yakınında açılmış ve bu kütleyi nüfuz etmiş bir kuyunun olmamasıdır. Kütle için derinlik değerlerini hesaplamak için SP: 400 civarında yapılmış hız analiz sonuçları kullanılacaktır. Bu sonuçlar yardımıyla oluşturulan hesaplamalar Çizelge 4.3'de verilmiştir. Bu tablo oluşturulurken bir önceki hatta uygulanan yöntem kullanılmıştır.

Çizelge 4.3 SL-2 hattı için RMS hız ve derinlik okumaları

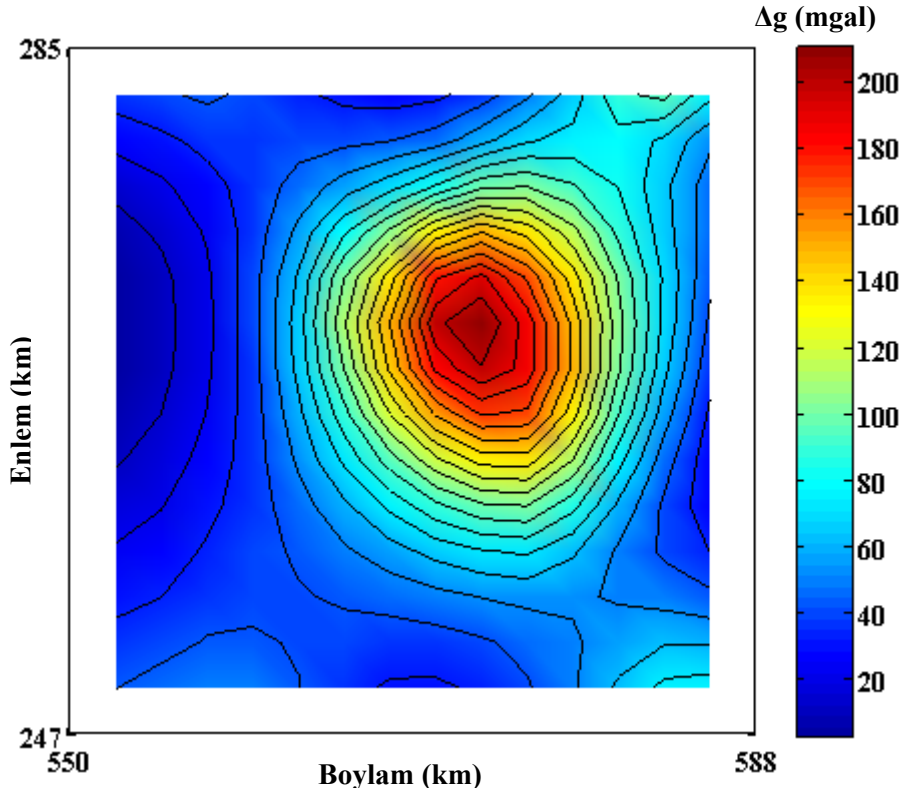
SL-2 (SP: 400)		ZAMAN (ms)	RMS Hızı (m/s)	Derinlik (m)
KÜTLENİN TAVANI	En Yakın Üst Analiz Değeri	400	1650	330
	Kütlenin Üstü	500	1878	470
	En Yakın Alt Analiz Değeri	800	2560	1024
KÜTLENİN TABANI	En Yakın Üst Analiz Değeri	1600	2970	2376
	Kütlenin Altı	1900	3074	2920
	En Yakın Alt Analiz Değeri	2600	3317	4312



Şekil 4.5.a. SL-2 sismik kesiti (Yorumlanmamış), b. Yorumlanmış SL-2 sismik kesiti. Kırmızı kesikli çizgi Cihanbeyli Formasyonu'nun tabanını göstermektedir

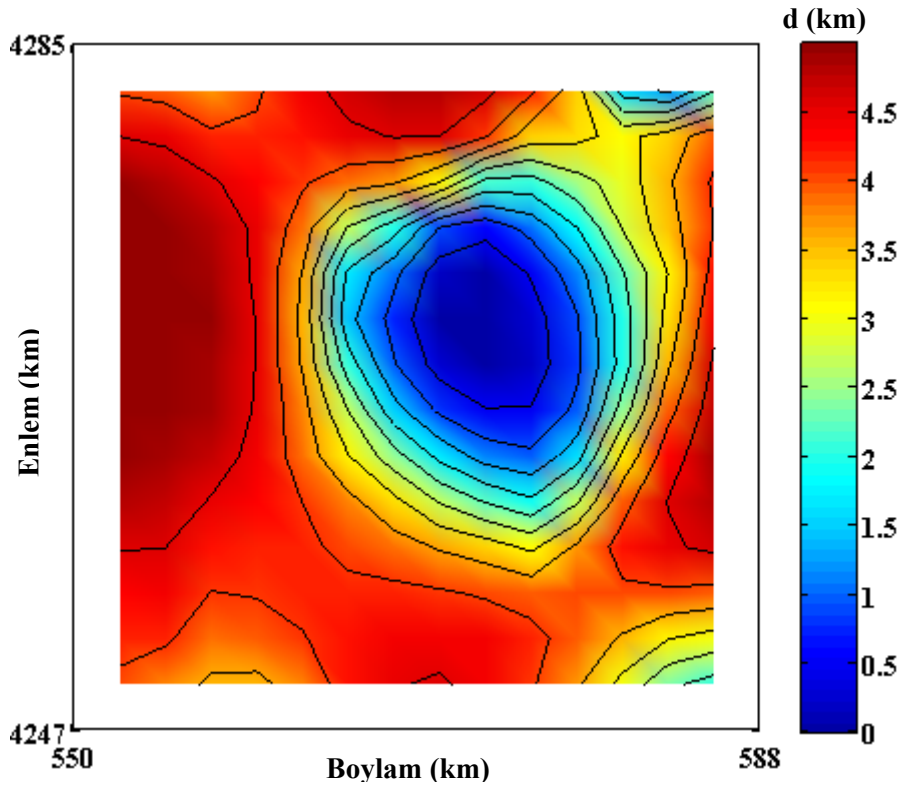
Manyetik anomaliye sebep olan kütleyi hemen hemen ortasından keserek geçen bu sismik hat üzerinde yapılan hesaplamalara göre kütlenin tabanı yaklaşık olarak 300 m. civarındadır. Ancak bu çalışmada kullanılan sismik kesitlerin migrasyon kesitleri olduğu ve migrasyon işlemine girerken son yığıma kesitlerindeki RMS hızlarının % 10-15 oranında düşürüldüğü göz önüne alınırsa, kütlenin biraz daha derin olması beklenebilir. Ayrıca sismik kesitlerden elde edilen RMS hızlarının alansal olarak elde edildiği, yüzeydeki düşük hız zonunun statik düzeltme ile etkileri giderilmeye çalışılsa da yine bir miktar kalıntılarının mevcudiyetini koruduğu da bir gerçektir. Yine yeraltını görüntülerken sismik hızların bu tip yüksek hızlı kütlelerin etrafındaki göreceli olarak daha düşük hızlı tabakaların etkisini görmekte beklenen bir durumdur. Çok genel bir durum da sismik hızların, kuyulardan elde edilen gerçek hızlardan her zaman daha düşük olduğudur. Bütün bu genel bilinenlerin toplamından mağmatik kütlenin en derin yerinin 3000 m.'den daha fazla olması gerektiği ortaya çıkar. Bu durumda mağmatik ve büyük olasılıkla andezitik olan kütlenin 3500 m. veya biraz daha derinde olmasını kabul edebiliriz. Her iki hatta ve dolayısıyla birbirine dik yönlerde benzer geometriye sahip bir bozucu kütlenin oluşu ve bu kütlenin altında belirgin sismik yansımalarının devamlılık göstermesi yorumumuzu doğrulamakta ve bu kütlenin manto kökenli değilde kabuk içi kısmi ergime ürünü oluşu nedeniyle andezitik karakterli olduğunu işaret eder.

Bilim ve Ates (2004) yapı mıknatıslanmasının eğim ve sapma açılarını sırasıyla 30° ve 35° olarak belirlemişlerdir. Bu mıknatıslanma açıları kullanılarak çalışma alanının havadan manyetik verilerine yapmagravite dönüşümü uygulanmıştır (Şekil 4.6).

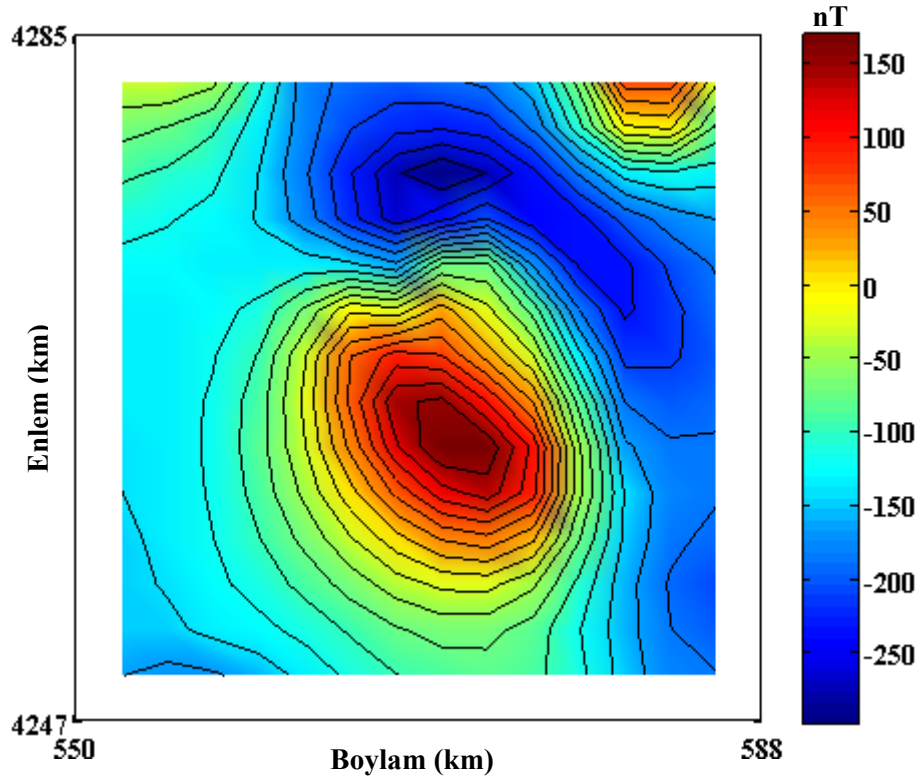


Şekil 4.6 Hanobası anomalisi yapma gravite anomali haritası

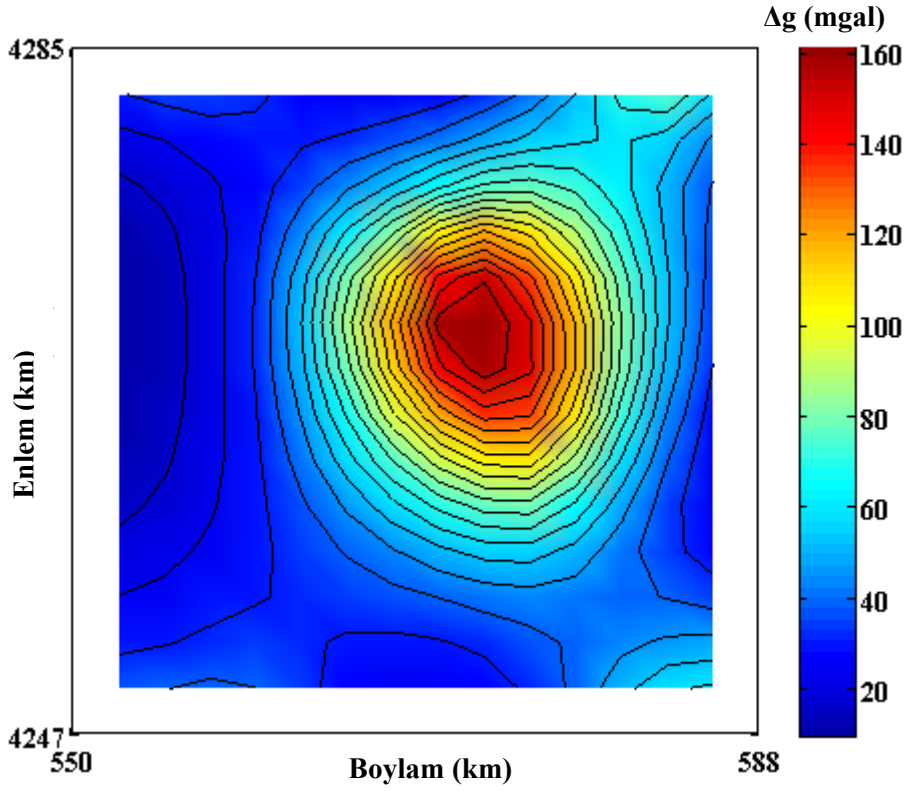
Şekil 4.6'da gösterilen yapmagravite anomalileri $\Delta\rho= 1.0 \text{ gr/cm}^3$ verilerek Cordell ve Henderson (1968)'un yazılımıyla 3B derinlik modeli oluşturulmuştur (Şekil 4.7). 3B modelin alt derinliği, sismik kesitten belirlenen yüzeye ulaşana kadar değiştirilmiştir. Böylece, modelin taban derinliğinin 3.5 km'ye uzandığı belirlenmiştir (Şekil 4.7). Şekil 4.7'de verilen 3B modelin manyetik ve gravite anomalileri, Kearey (1977) tarafından geliştirilen bir bilgisayar yazılımıyla yeniden oluşturulmuştur (Şekil 4.8-4.9). Bu aşamada mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı $\Delta\rho= 1.0 \text{ gr/cm}^3$ ve $J= 1 \text{ A/m}$ olarak alınmıştır. Böylece 3B modelden elde edilen manyetik anomali haritası Şekil 4.2'de gösterilen manyetik anomali haritası ile karşılaştırılmış ve yapı mıknatıslanması $J= 1.33 \text{ A/m}$ olarak belirlenmiştir.



Şekil 4.7 Hanobası anomalisi 3B derinlik haritası



Şekil 4.8 Hanobası anomalisi sonuç manyetik anomali haritası

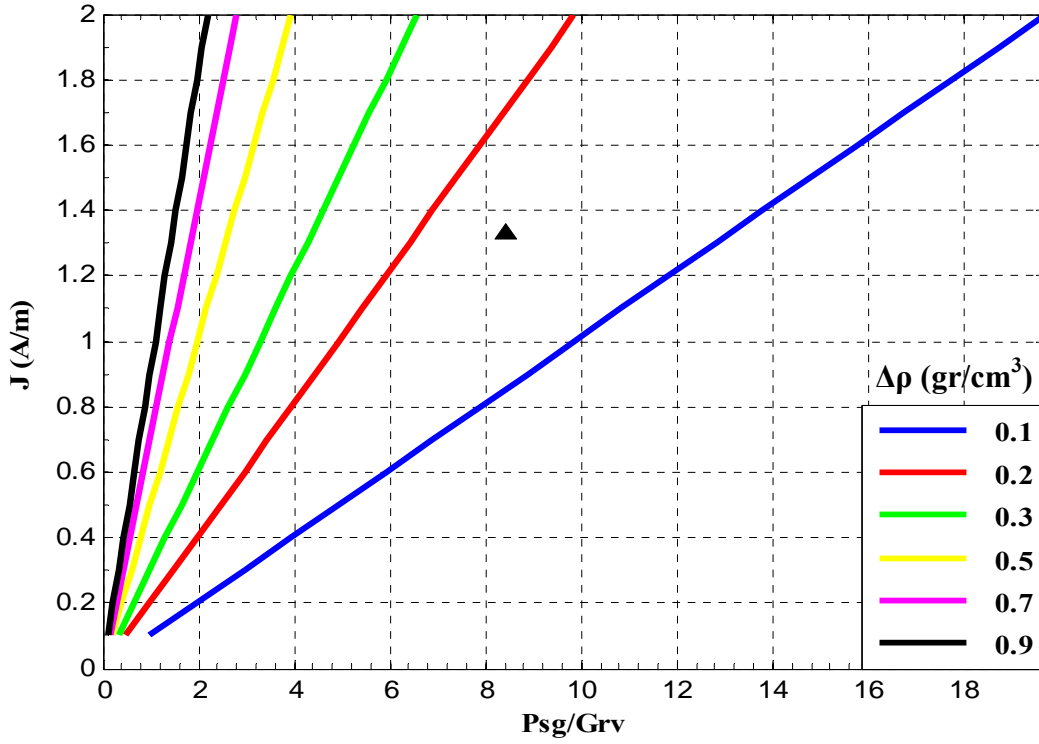


Şekil 4.9 Hanobası anomalisi sonuç gravite anomali haritası

Çizelge 4.4’de verilen yapı parametreleri yoğunluk farkı diyagramları üzerine düşürülmüş ve yapı yoğunluk farkı değeri belirlenmiştir (Şekil 4.10). Böylece yapının yoğunluk farkı 0.15 gr/cm^3 olarak belirlenmiştir. Mıknatıslanma şiddeti yoğunluk oranı ($J/\Delta\rho$) 8.867 olarak belirlenmiştir.

Çizelge 4.4 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri

Anomalinin maksimum Psg (yapmagravite) değeri	210 mgal
Anomalinin maksimum Gravite değeri	25 mgal
Yapının Mıknatıslanma Şiddeti (J)	1.33 A/m

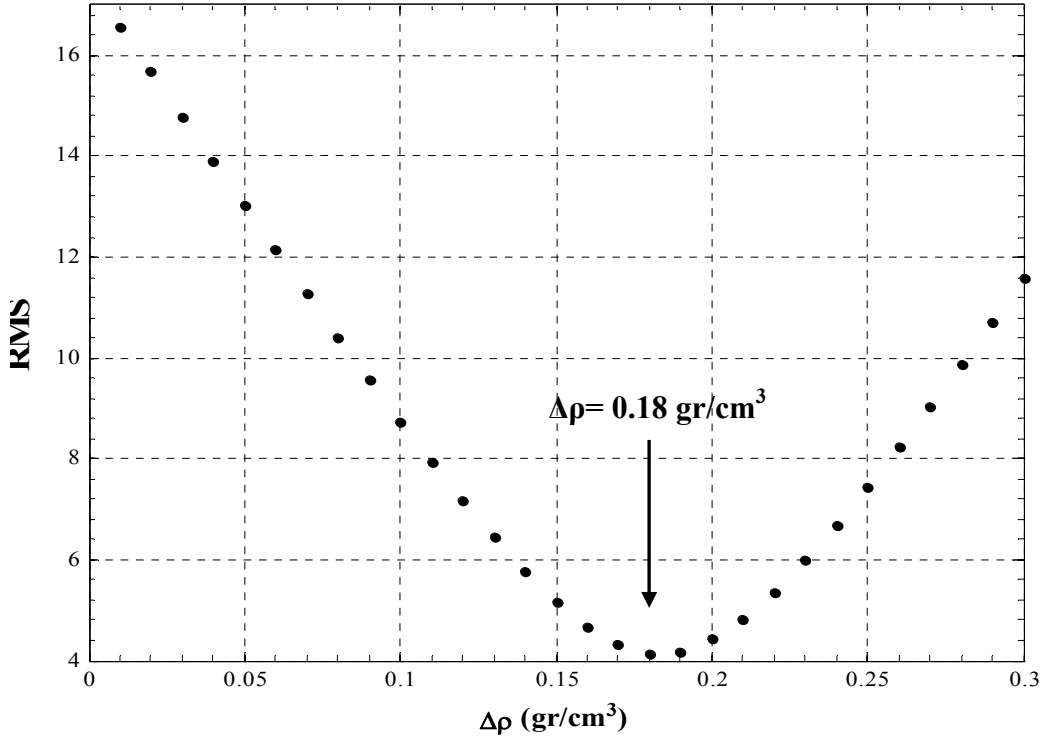


Şekil 4.10 Hanobası anomalisi için yoğunluk farkı diyagramı

▲ Hanobası anomalisi için yoğunluk farkı değeri

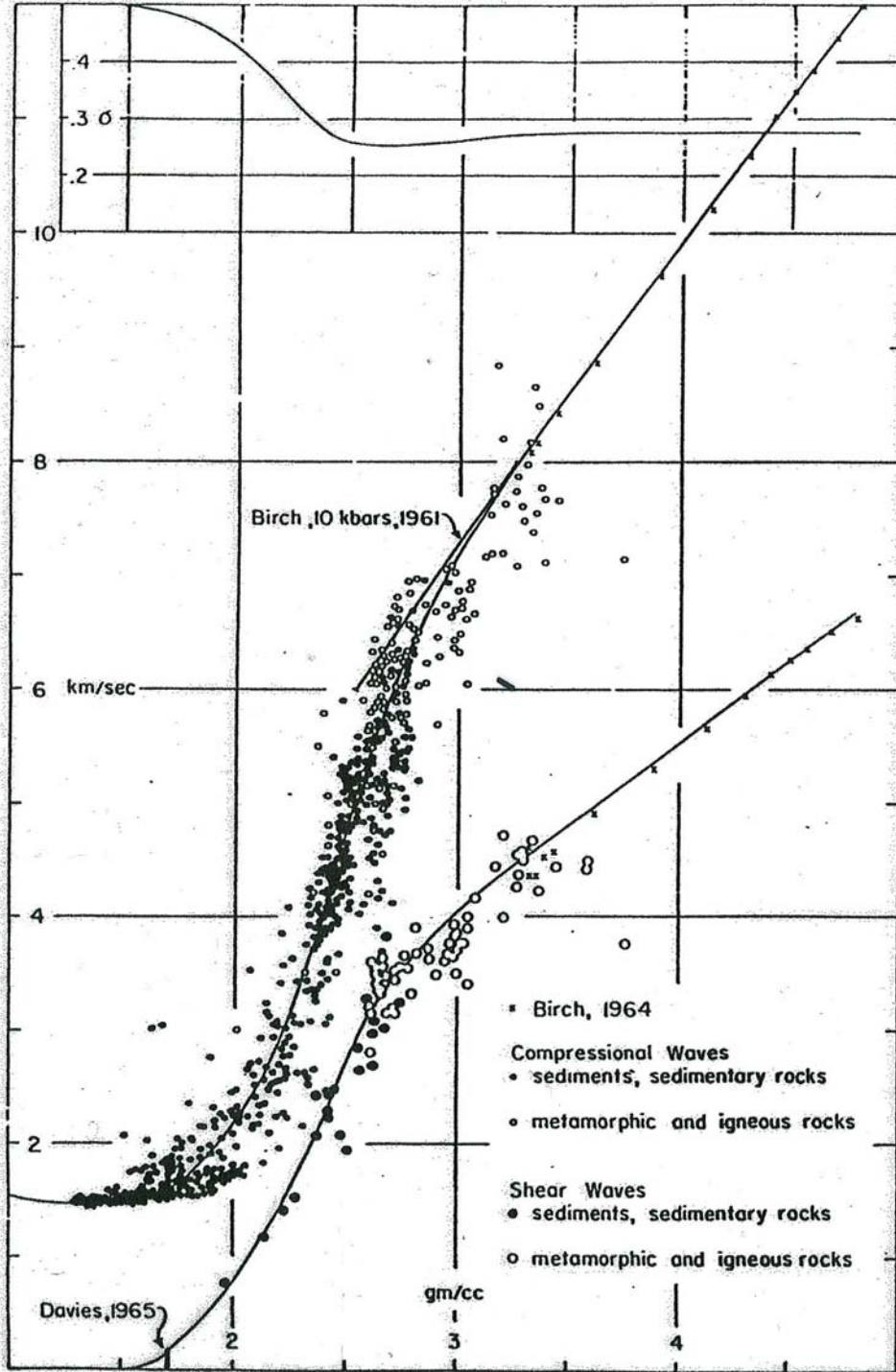
Model çalışmasının sonuçlarını doğrulayan diğer husus ise sismik hızlardan elde edilen derinlik değerleridir. Çizelge halinde verilen, özellikle SL-2'ye ait değerlerden elde edilen hızdan yola çıkarak kütleinin taban derinliğini 3500 m. veya biraz daha fazla kabul etmiştik ki bu değer model çalışmamızdan elde ettiğimiz derinlik değeri ile oldukça uyumludur.

Ayrıca, yoğunluk farkı diyagramından elde edilen yoğunluk farkı değerinin doğrulamasını yapmak için RMS yöntemi uygulanmıştır. Bu aşamada, Şekil 4.3'de gösterilen ölçülen gravite anomalileri ile Şekil 4.9'da gösterilen hesaplanan gravite anomalileri karşılaştırılmış ve yapının yoğunluk farkı değeri 0.18 gr/cm^3 olarak belirlenmiştir (Şekil 4.11).



Şekil 4.11 Hanobası anomalisi için RMS yöntemi ile yoğunluk farkının belirlenmesi

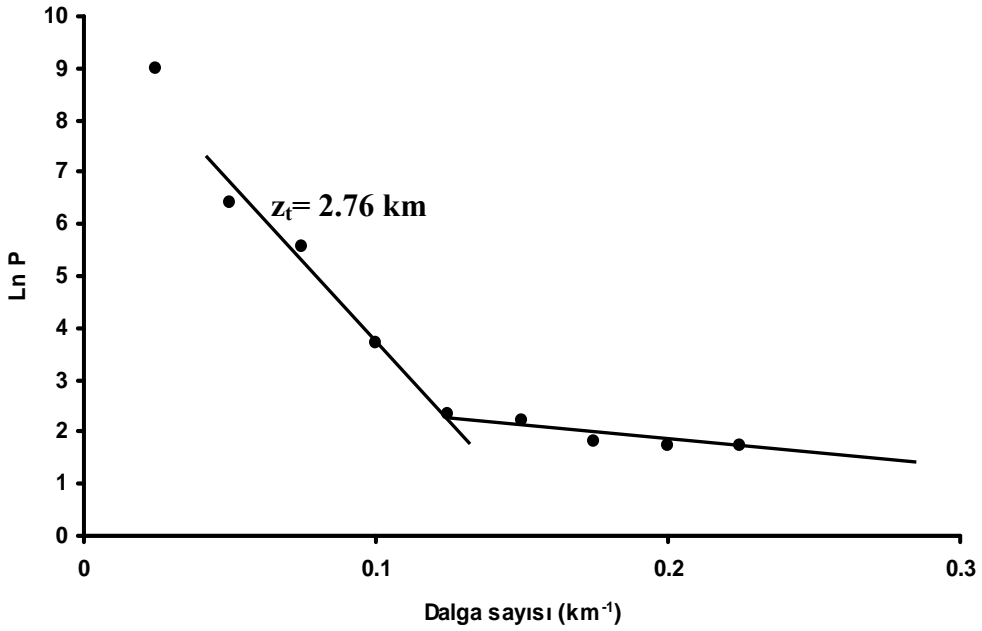
Tuz Gölü baseni içerisinde açılmış kuyuların sonik loglarından yararlanarak basen içerisinde, dolayısıyla çalışma alanı civarındaki sedimanter dolgunun ortalama hızı, Aydemir (2005) tarafından 4000 m/s olarak verilmiştir. Bu değerinin karşılık geldiği yoğunluk değeri Ludwig vd. (1970) tarafından verilen Hız-Yoğunluk diyagramına (Şekil 4.12) göre 2.40 gr/cm³ civarına karşılık gelir. Kütlenin andezitik karakterli olduğu kabul edildiğinde Telford vd. (1990)'a göre andezitin ortalama yoğunluk değeri 2.61 gr/cm³ olarak alınabilir. Ancak kütlenin yerleştikten sonra üzerine Cihanbeyli Formasyonu'nun uyumsuzlukla oturmuş olması ciddi bir bozuşmanın olması gerektiğini düşündürmektedir. Bu durumda 2.61 yerine 2.55 gr/cm³ gibi bir değer almak çok yanlış olmayacaktır ki modelleme çalışmasında kullanılan 0.15 gr/cm³ lük bir yoğunluk farkı bu durumda bir kez daha doğrulanmış olacaktır. Zira sedimanter kalınlık için Aydemir (2005) tarafından verilen 2.40 gr/cm³ değeri ile andezit için kabul ettiğimiz 2.55 gr/cm³ değeri arasındaki yoğunluk farkı 0.15 gr/cm³ tür.



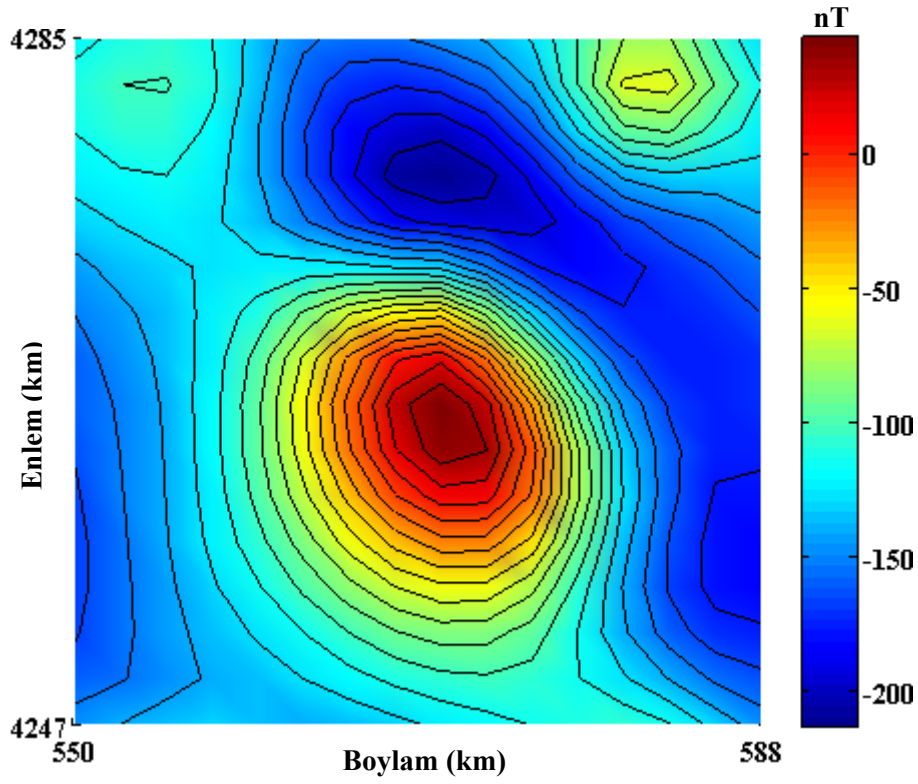
Şekil 4.12 Hız-yoğunluk diyagramı (Ludwig vd. 1970)

4.1.1 Arazi uygulaması 1 (Alternatif değerlendirme)

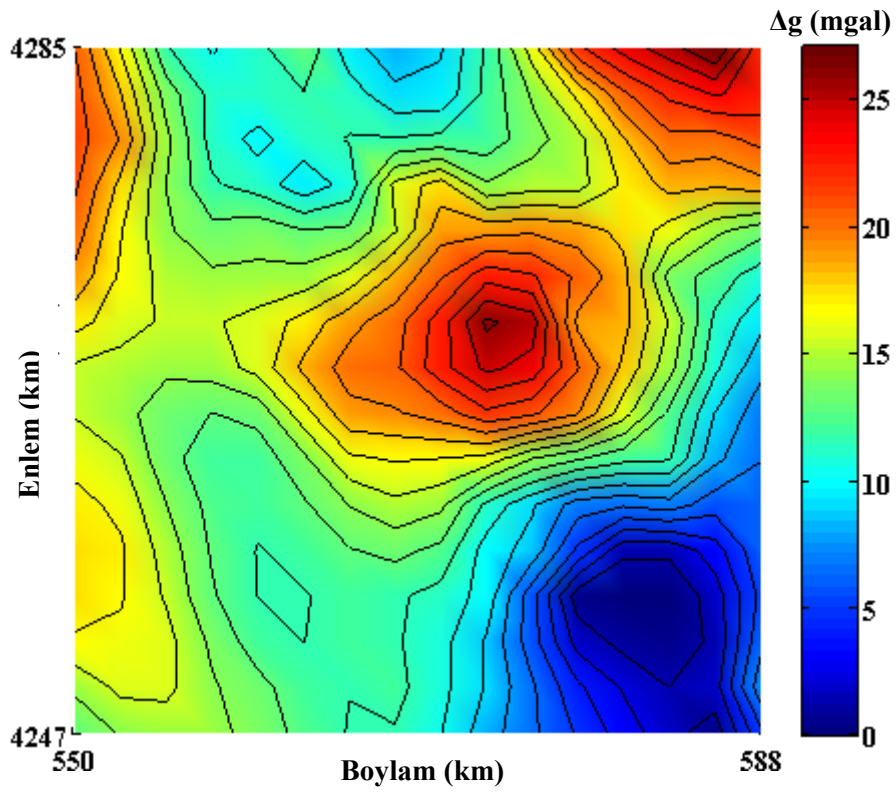
Bir önceki bölümde verilen sismik veriden elde edilen derinlik bilgisi ele alınmamış olsaydı, yapının üst derinliği güç spektrumu yöntemiyle belirlenecekti. Bu durumda havadan manyetik veriye güç spektrumu yöntemi (Spector ve Grant 1970) uygulanmış ve yapının üst derinliği 2.76 km olarak belirlenmiştir (Şekil 4.13). Şekil 4.6'da verilen yapmagravite anomalilerinden elde edilen 3B derinlik verileri, güç spektrumu yönteminden elde edilen üst yüzey derinliğine ulaşmamaktadır. Bu nedenle, yüzey etkilerini ortadan kaldırmak için havadan manyetik verilere 2.5 km yukarı uzanım uygulanmıştır (Şekil 4.14). Çalışma alanının gravite anomali haritası Şekil 4.15'de gösterilmiştir. Bu aşamada Hanobası anomalisi için alternatif bir değerlendirme sunulmuştur.



Şekil 4.13 Hanobası havadan manyetik anomalisi için güç spektrumu

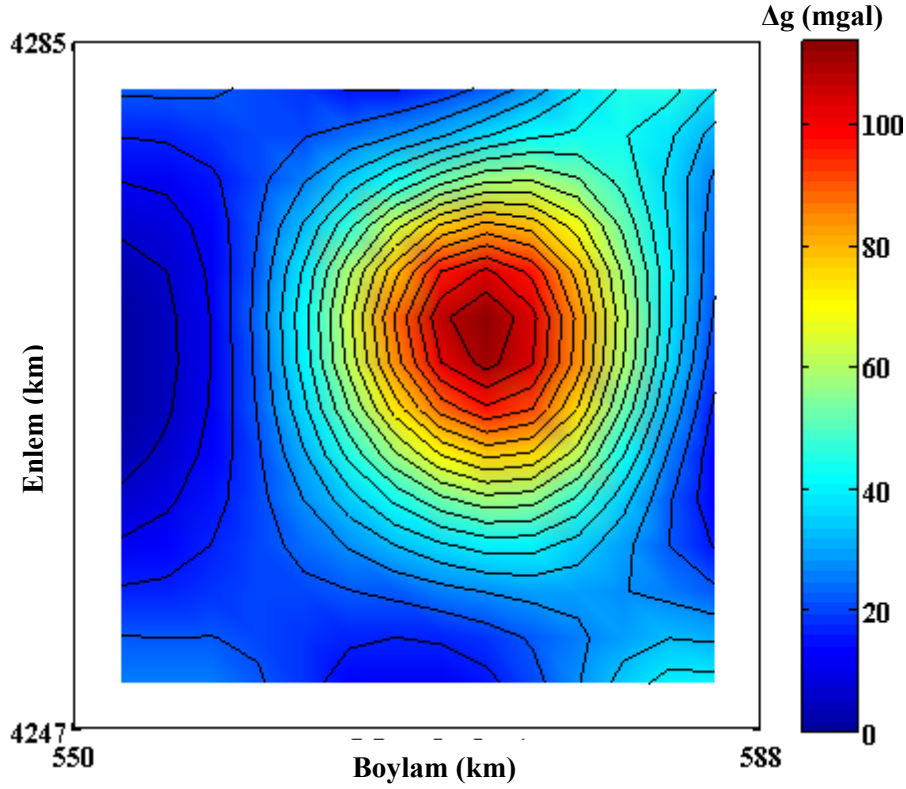


Şekil 4.14 Hanobası manyetik anomali haritası



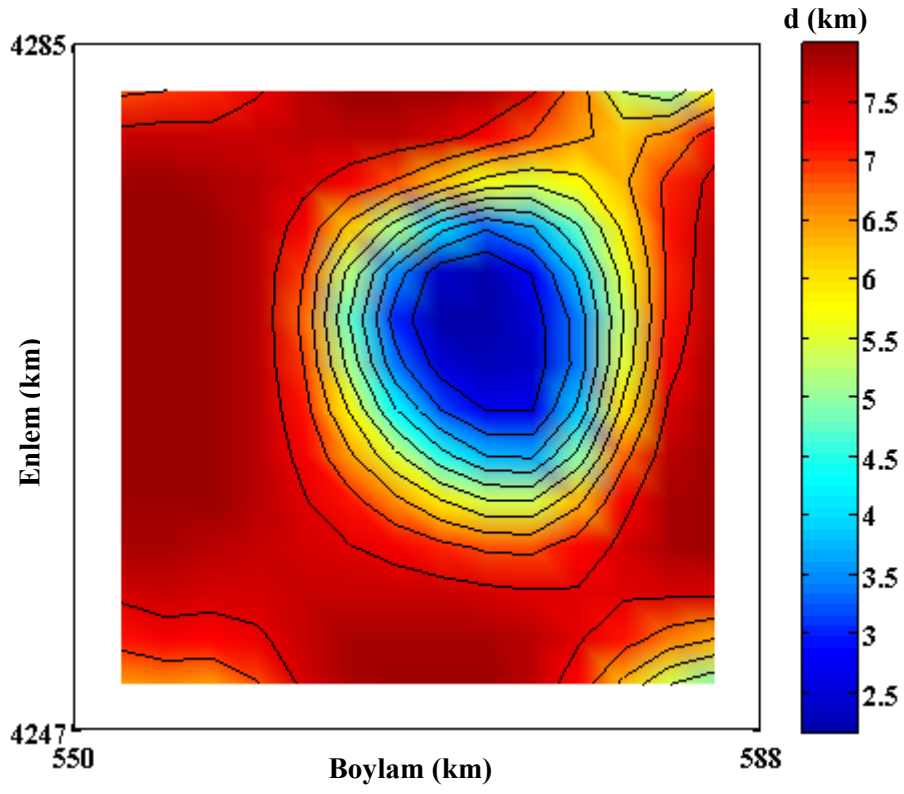
Şekil 4.15 Hanobası gravite anomali haritası

Bilim ve Ates (2004) yapı mıknatıslanmasının eğim ve sapma açılarını sırasıyla 30° ve 35° olarak belirlemişlerdir. Bu mıknatıslanma açıları kullanılarak çalışma alanının havadan manyetik verilerine yapmagravite dönüşümü uygulanmıştır (Şekil 4.16).

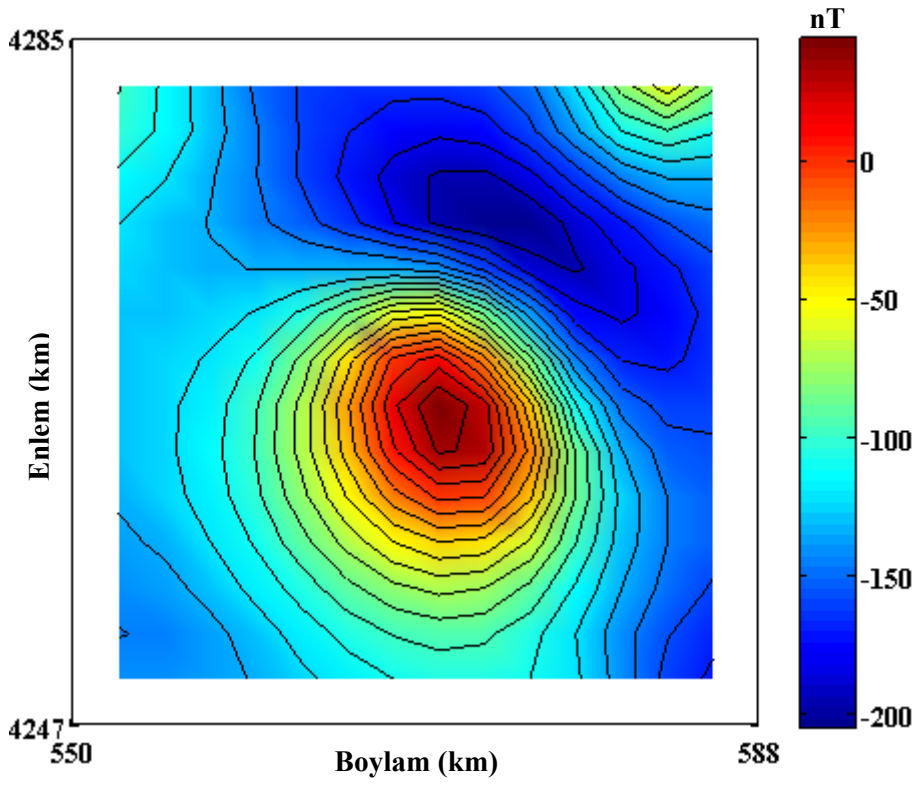


Şekil 4.16 Hanobası yapmagravite anomali haritası

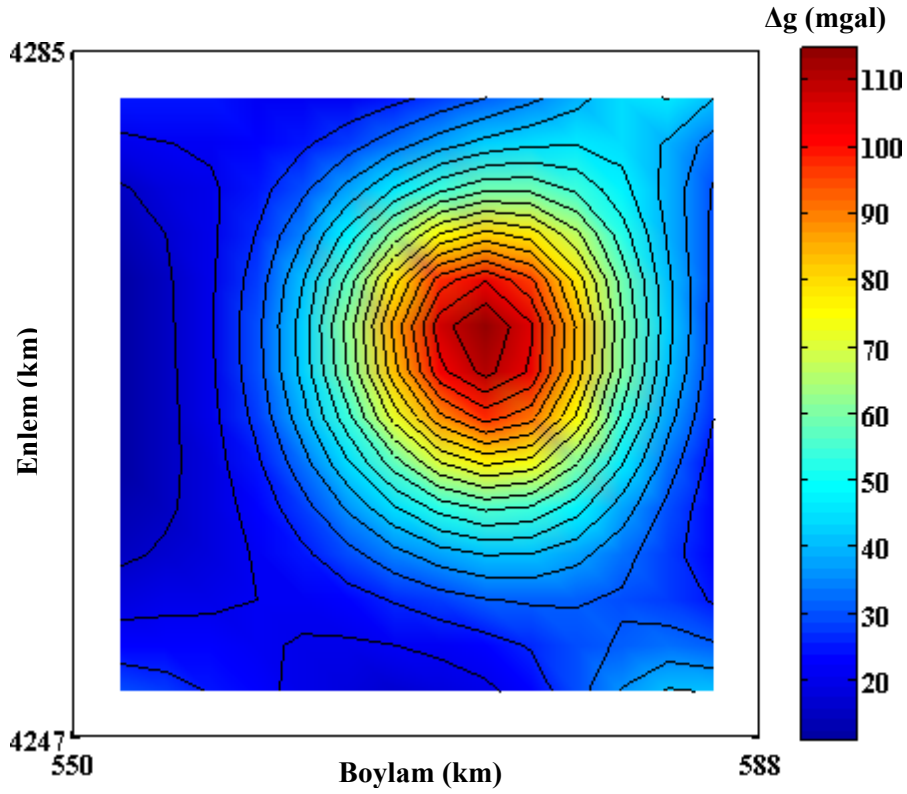
Şekil 4.16'da gösterilen yapmagravite anomalileri $\Delta\rho = 1.0 \text{ gr/cm}^3$ verilerek Cordell ve Henderson (1968)'un yazılımıyla 3B derinlik modeli oluşturulmuştur (Şekil 4.17). 3B modelin üst yüzey derinliği, aynı modelin taban derinliğinin güç spektrumundan belirlenen derinlik değerine ulaşana kadar değiştirilmiştir. Böylece, modelin taban derinliği 8.0 km'ye uzandığı belirlenmiştir (Şekil 4.17). Şekil 4.17'de verilen 3B modelin manyetik ve gravite anomalileri, Kearey (1977) tarafından geliştirilen bir bilgisayar yazılımıyla yeniden oluşturulmuştur (Şekil 4.18-4.19). Bu aşamada mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı $\Delta\rho = 1.0 \text{ gr/cm}^3$ ve $J = 1 \text{ A/m}$ olarak alınmıştır. Böylece 3B modelden elde edilen manyetik anomali haritası Şekil 4.14'de gösterilen manyetik anomali haritası ile karşılaştırılmış ve yapı mıknatıslanması $J = 1.0 \text{ A/m}$ olarak belirlenmiştir.



Şekil 4.17 Hanobası anomalisi 3B derinlik haritası



Şekil 4.18 Hanobası sonuç manyetik anomali haritası

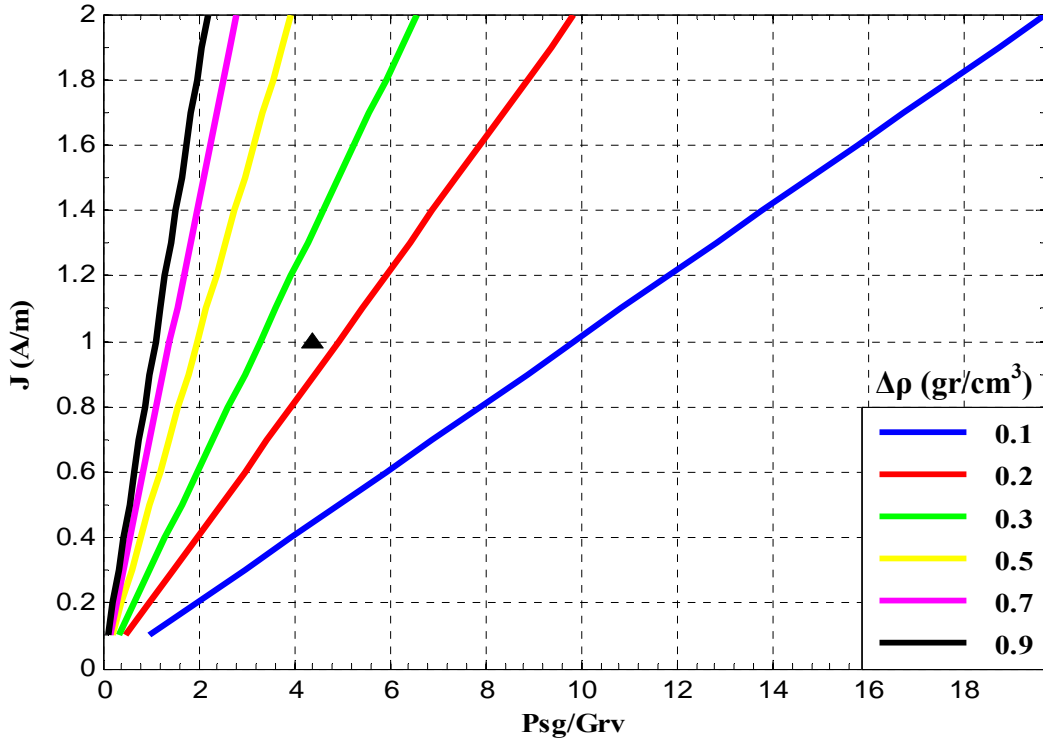


Şekil 4.19 Hanobası sonuç gravite anomali haritası

Çizelge 4.5’de verilen yapı parametreleri yoğunluk farkı diyagramları üzerine düşürülmüş ve yapı yoğunluk farkı değeri belirlenmiştir (Şekil 4.20). Böylece yapının yoğunluk farkı 0.23 gr/cm^3 olarak belirlenmiştir. Mıknatıslanma şiddeti yoğunluk oranı $(J/\Delta\rho)$ 4.3478 olarak belirlenmiştir.

Çizelge 4.5 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri

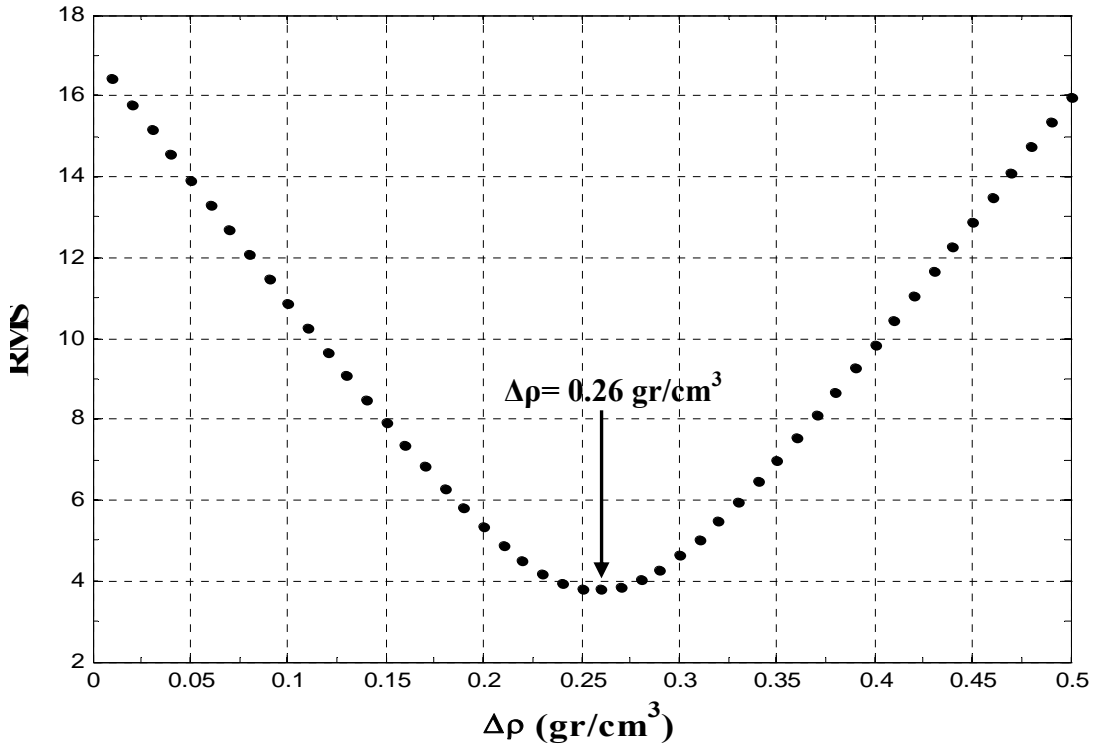
Anomalinin maksimum Psg (yapmagravite) değeri	110 mgal
Anomalinin maksimum Gravite değeri	25 mgal
Yapının Mıknatıslanma Şiddeti (J)	1.0 A/m



Şekil 4.20 Hanobası anomalisi için yoğunluk farkı diyagramı

▲ Hanobası anomalisi için yoğunluk farkı değeri

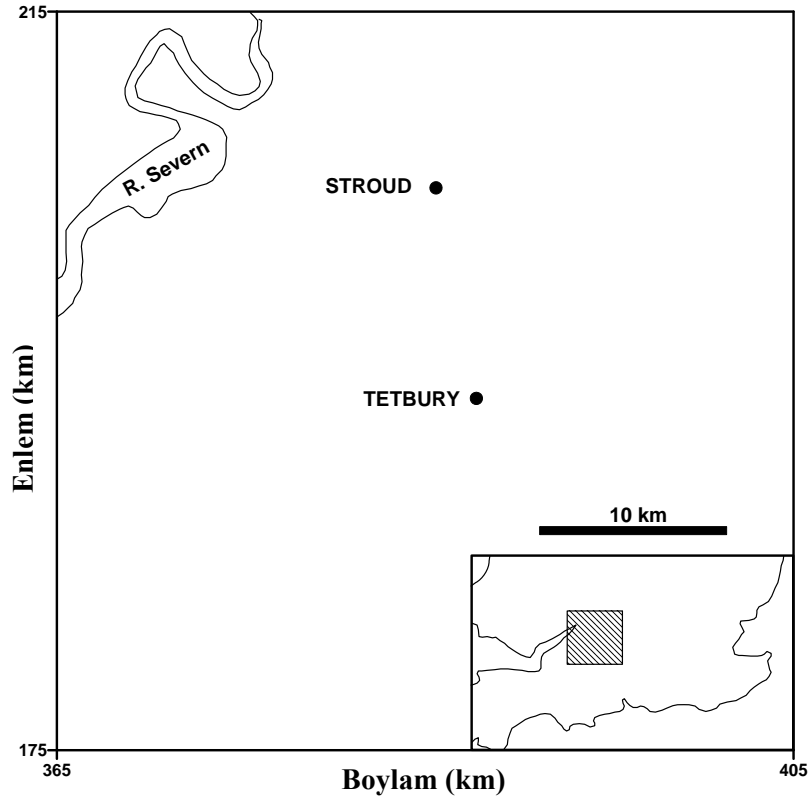
Ayrıca, yoğunluk farkı diyagramından elde edilen yoğunluk farkı değerinin doğrulamasını yapmak için RMS yöntemi uygulanmıştır. Bu aşamada, Şekil 4.15’de gösterilen ölçülen gravite anomalileri ile Şekil 4.19’da gösterilen hesaplanan gravite anomalileri karşılaştırılmış ve yapının yoğunluk farkı değeri 0.26 gr/cm^3 olarak belirlenmiştir (Şekil 4.21).



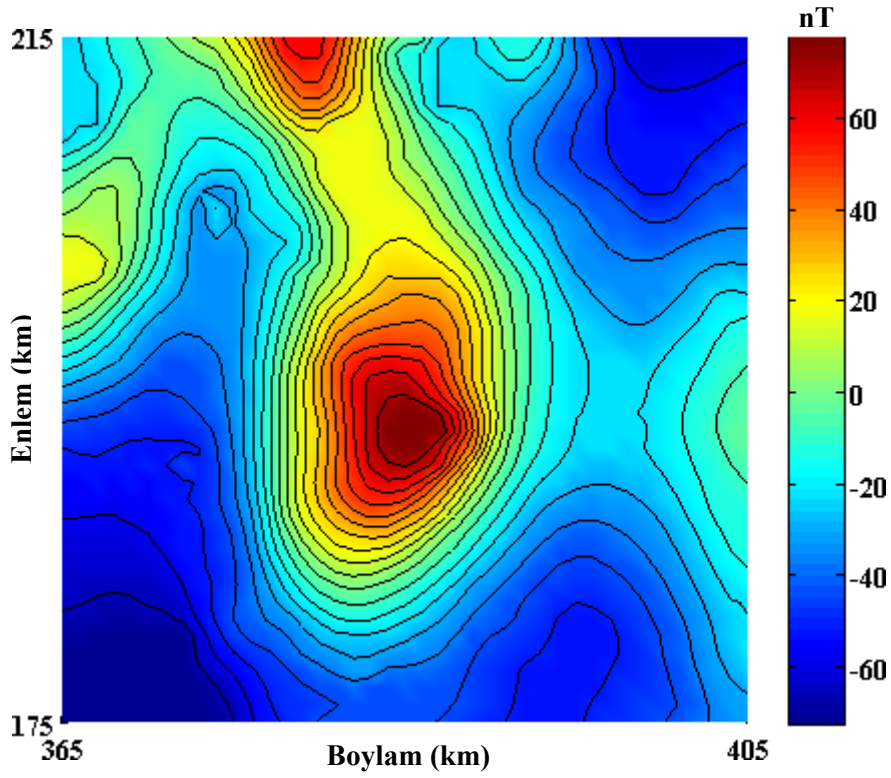
Şekil 4.21 Hanobası anomalisi için RMS yöntemi ile yoğunluk farkının belirlenmesi

4.2 Arazi Uygulaması 2

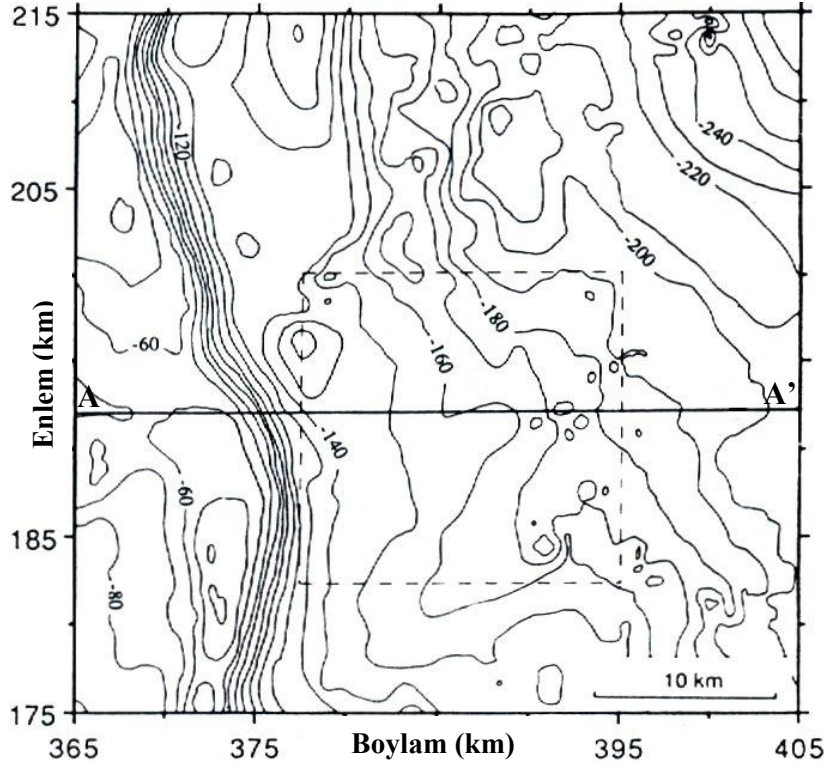
İkinci uygulama alanı Worcester Graben'i (İngiltere) üzerinde yer almaktadır (Şekil 4.22). Worcester Graben'i Permo-Triassic çökellerin kalın serisini içeren önemli bir basendir. Bu basenin gravite ve manyetik anomalileri Ates (1992) tarafından çalışılmış ve modellenmiştir. Ates ve Kearey (1995) potansiyel alan verilerini analiz ederek ek bir paleomanyetik çalışma yapmışlardır. Çalışma alanının havadan manyetik anomali haritası Ates ve Kearey (1995) çalışmasından 1 km aralıklarla yeniden sayısallaştırılmıştır (Şekil 4.23). Çalışma alanının gravite anomali haritası Şekil 4.24'de gösterilmiştir (Ates ve Kearey 1995). Worcester Graben'i üzerindeki kuzey-güney yönlü havadan manyetik alan 100 nT'lık geniş bir pozitif anomali göstermektedir. Bölgenin yüzey jeolojisi nedensel yapının belirtisini göstermemektedir.



Şekil 4.22 Worcester Graben'i yer bulduru haritası (Ates ve Kearey 1995'den sadeleştirilmiştir)

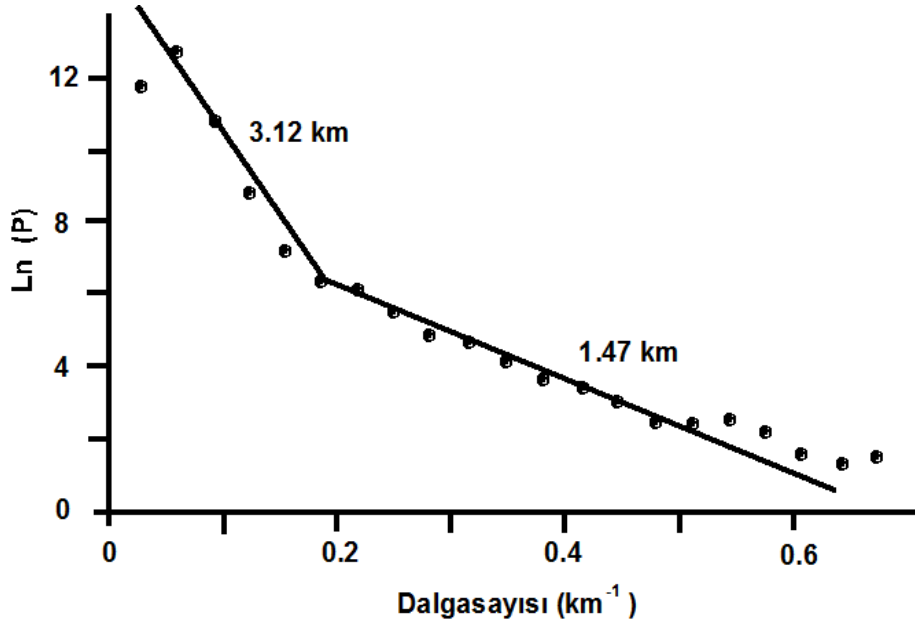


Şekil 4.23 Tetbury manyetik anomali haritası

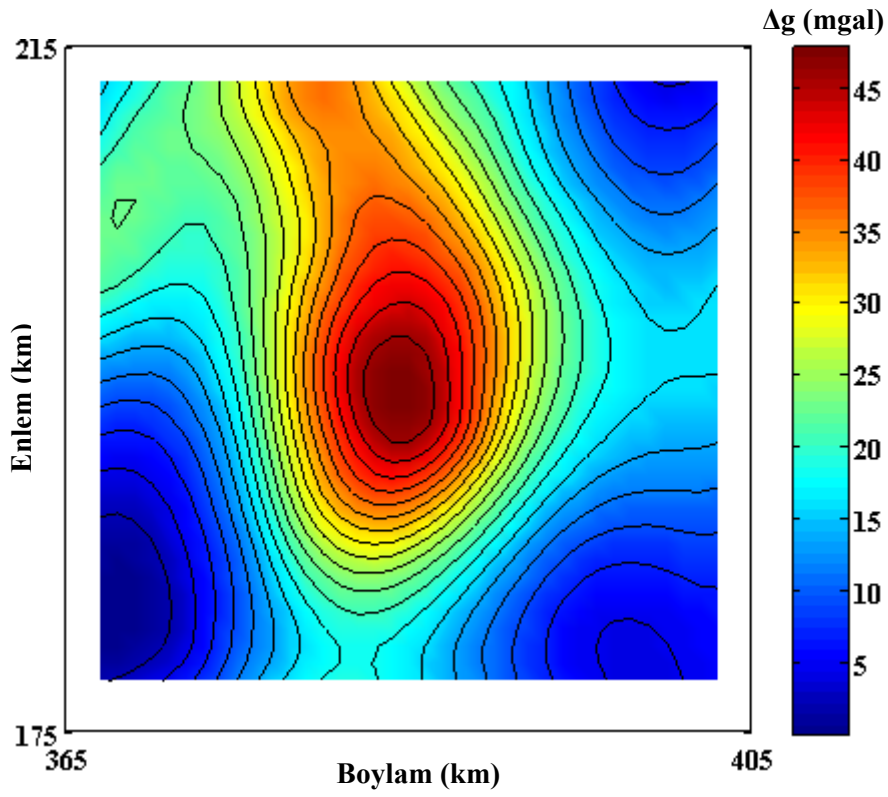


Şekil 4.24 Tetbury gravite anomali haritası, kontur aralığı 10 gu (Ates ve Kearey 1995'den)

Ates ve Kearey (1995) havadan manyetik anomalileri güç spektrumu yöntemi uygulamışlar ve yapının üst derinliğini 3.2 km olarak belirlemişlerdir (Şekil 4.25). Havadan manyetik anomalilerinin yapmagravite anomalileri yer manyetik alanın eğim ve sapma açıları sırasıyla 67° ve 351° kullanılarak üretilmiştir. Yapının mıknaşlanmasının eğim ve sapma açıları 90° ve 0° olarak belirlenmiştir. Yapmagravite anomalileri bu parametreler kullanılarak elde edilmiştir (Şekil 4.26).

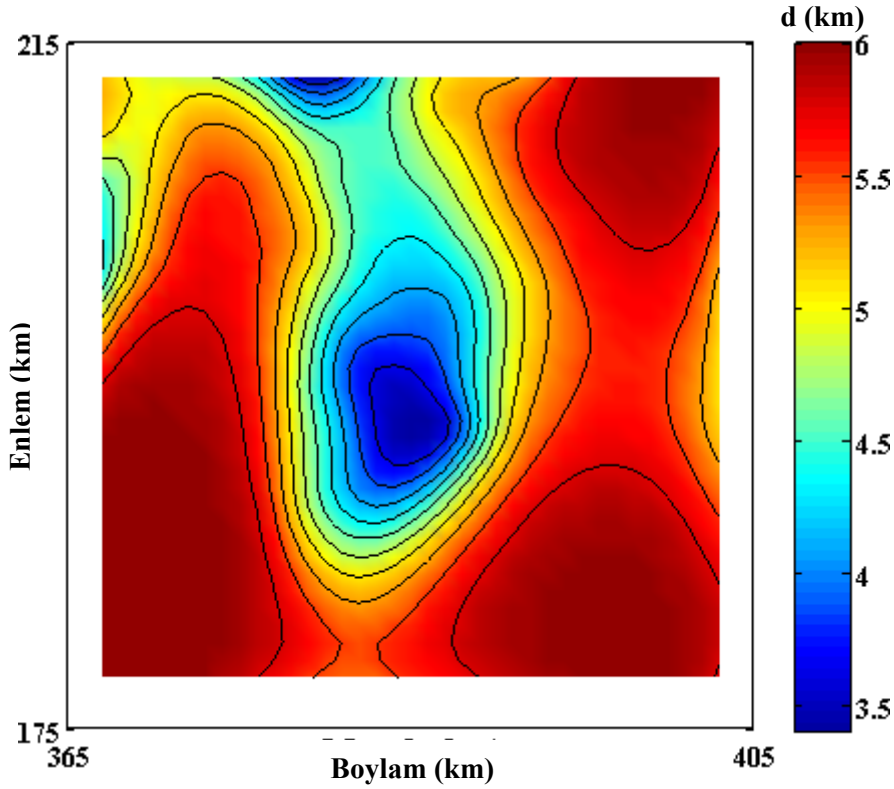


Şekil 4.25 Tetbury anomalisi güç spektrumu (Ates ve Kearey 1995'den sadeleştirilmiştir)



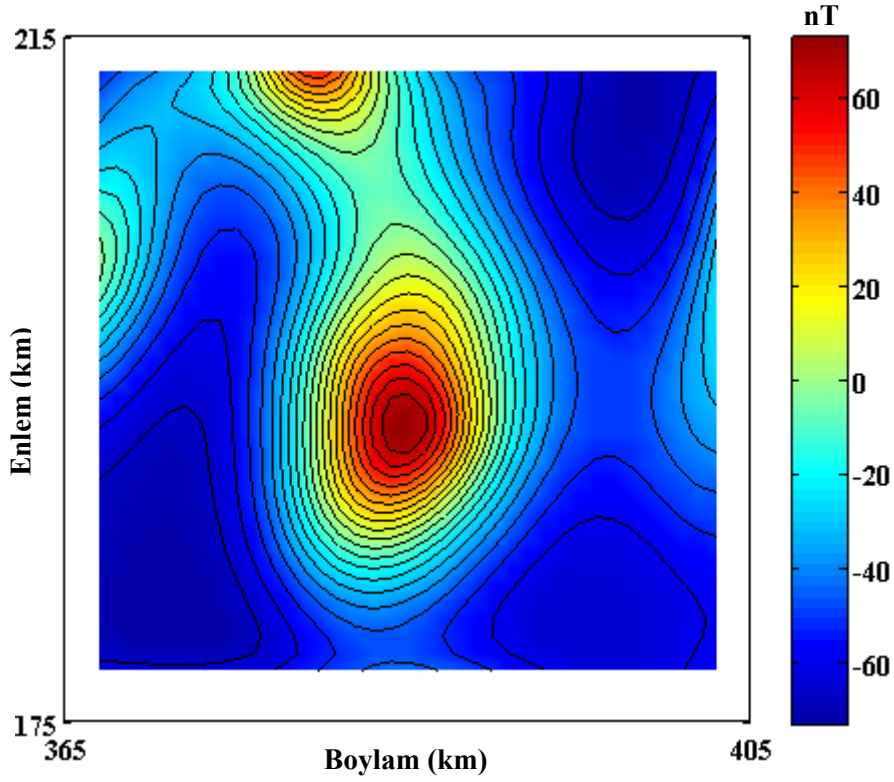
Şekil 4.26 Tetbury yapmagravite anomali haritası

Şekil 4.26'da gösterilen yapmagravite anomalileri $\Delta\rho= 1.0 \text{ gr/cm}^3$ verilerek Cordell ve Henderson (1968)'un yazılımıyla 3B derinlik modeli oluşturulmuştur (Şekil 4.27). 3B modelin taban derinliği, aynı modelin üst yüzey derinliğinin güç spektrumundan belirlenen derinlik değerine ulaşana kadar değiştirilmiştir. Böylece, modelin taban derinliği 6.0 km'ye uzandığı belirlenmiştir (Şekil 4.27). Şekil 4.27'de verilen 3B modelin manyetik anomalisi, Kearey (1977) tarafından geliştirilen bir bilgisayar yazılımıyla yeniden oluşturulmuştur (Şekil 4.28). Bu aşamada mıknatıslanma şiddeti $J= 1 \text{ A/m}$ ve yoğunluk farkı $\Delta\rho= 1.0 \text{ gr/cm}^3$ olarak alınmıştır. Böylece 3B modelden elde edilen manyetik anomali haritası Şekil 4.23'de gösterilen manyetik anomali haritası ile karşılaştırılmış ve yapı mıknatıslanması $J= 1.22 \text{ A/m}$ olarak belirlenmiştir.



Şekil 4.27 Tetbury 3B derinlik haritası

Çizelge 4.6'da verilen yapı parametreleri yoğunluk farkı diyagramları üzerine düşürülmüş ve yapı yoğunluk farkı değeri belirlenmiştir (Şekil 4.29).

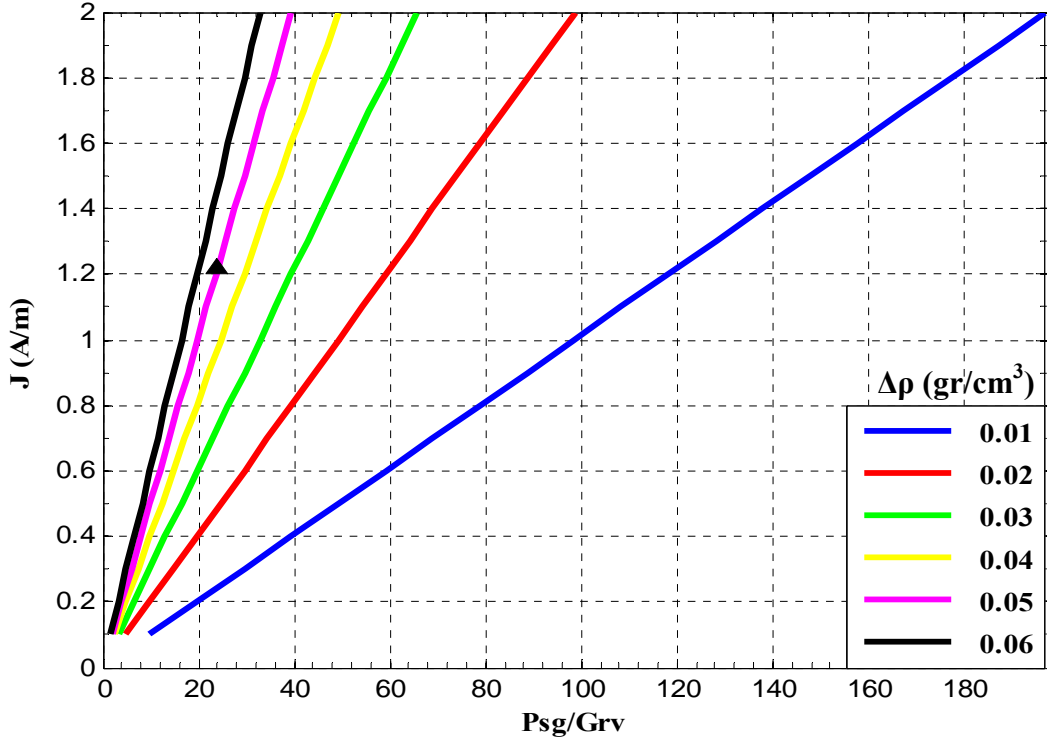


Şekil 4.28 Tetbury sonuç manyetik anomali haritası

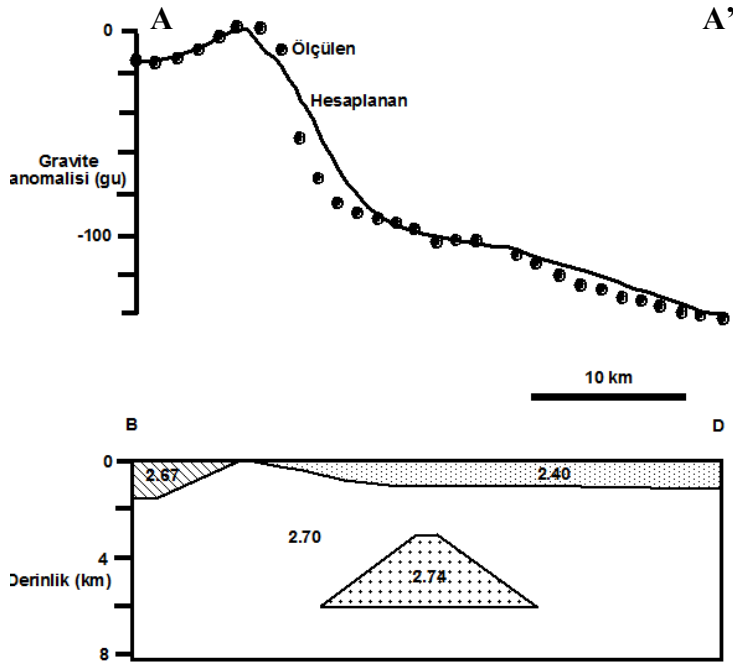
Yoğunluk farkı eğrileri kullanılarak yapının yoğunluk farkı 0.05 gr/cm^3 olarak belirlenmiştir. Ates ve Kearey (1995) Şekil 4.24'de gösterilen A-A' profili için 2 boyutlu gravite modeli oluşturmuşlar (Şekil 4.30) ve yapının yoğunluk farkını 0.04 gr/cm^3 olarak belirlemişlerdir. Mıknatıslanma şiddeti yoğunluk oranı ($J/\Delta\rho$) 24.4 olarak belirlenmiştir. RMS yöntemi Tetbury manyetik yapısına uygulanmamıştır. Çünkü gravite anomalileri yüzey jeolojisiyle makul bir uyum göstermektedir.

Çizelge 4.6 Yoğunluk farkı diyagramında kullanılan yapı parametreleri

Anomalinin maksimum Psg (yapmagravite) değeri	47.8 mgal
Anomalinin maksimum Gravite değeri	2.0 mgal (Yapının mak. gravite değeri, Ates ve Kearey 1995 tarafından yapılan 2 Boyutlu gravite modellemesinden belirlenmiştir)
Yapının Mıknatıslanma Şiddeti (J)	1.22 A/m



Şekil 4.29 Tetbury anomalisi için yoğunluk farkı diyagramı
 ▲ Tetbury anomalisi için yoğunluk farkı değeri



Şekil 4.30 Tetbury anomalisi 2B gravite modeli (Ates ve Kearey 1995'den sadeleştirilmiştir)

5. SONUÇLAR

Bu tezde, manyetik ve gravite anomalilerine sebep olan yapıların mıknatıslanma şiddeti yoğunluk oranını belirlemek için yöntem geliştirilmiştir. Yapının mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı değerlerinin doğrulaması karekök ortalama (RMS) yöntemiyle yapılmıştır. Yoğunluk farkı diyagramları düşük, orta ve yüksek olmak üzere 3'e ayrılmıştır. Bu diyagramlarda düşey eksen mıknatıslanma şiddetini (J) göstermektedir. Yatay eksen ise yapmagravite ve gravite (Psg/Grv) anomalilerinin oranıdır. Yöntem, gürültüsüz ve rastgele gürültü içeren sentetik modeller üzerinde test edilmiştir. Sentetik modelin manyetik anomalisine % 5, 10, 15 ve 20 rastgele gürültü eklenmiştir. Ayrıca % 20 rastgele gürültü, mıknatıslanma şiddeti (J) ve Psg/Grv oranına eklenmiştir. Tüm rastgele gürültü oranları için sentetik modelin gerçek mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı değerlerinde değişiklik olmamıştır. Sentetik modellerden elde edilen sonuçlar model parametreleriyle iyi bir uyum göstermektedir. Sentetik modellerde kullanılan başlangıç mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı, ilişki ve RMS işlemleriyle belirlenmiştir.

Yöntem arazi örnekleri üzerinde test edilmiştir. Birinci uygulama alanı Hanobası anomalisidir (İç Anadolu, Türkiye). Bu değerlendirmede sismik kesitlerden belirlenen yapının üst ve alt derinliklerine ait parametreler kullanılmıştır. Bu değerlendirme sonucunda yoğunluk farkı diyagramları üzerine mıknatıslanma şiddeti (J) ve Psg/Grv oranı değerleri düşürülerek yapının yoğunluk farkı 0.15 gr/cm^3 ve RMS yöntemi ile 0.18 gr/cm^3 ve mıknatıslanma şiddeti 1.33 A/m olarak belirlenmiştir. Uygulama 1 için alternatif bir değerlendirme yapılmıştır. Anomalilere neden olan yapının üst derinliği güç spektrumunu yönteminden belirlenmiştir. MTA'dan temin edilen verilerin grid aralığı 2.5 km olduğundan güç spektrumunu yöntemi ile daha sık derinlik bulunması olası değildir. Yoğunluk farkı diyagramları üzerine belirlenen mıknatıslanma şiddeti (J) ve Psg/Grv oranı değerleri düşürülerek yapının yoğunluk farkı 0.23 gr/cm^3 ve RMS yöntemi ile 0.26 gr/cm^3 ve mıknatıslanma şiddeti 1.0 A/m olarak belirlenmiştir.

Tetbury manyetik yapısı olarak bilinen ikinci uygulama alanı Worcester Grabeni (İngiltere) üzerinde yer almaktadır. Tetbury manyetik anomalisinin mıknatıslanma şiddeti (J) 1.22 A/m olarak belirlenmiştir. Yoğunluk farkı diyagramları üzerine mıknatıslanma şiddeti (J) ve P_{sg}/G_{rv} oranı değerleri düşürülerek yapının yoğunluk farkı 0.05 gr/cm^3 olarak belirlenmiştir. Ates ve Kearey (1995) 2B gravite modelinden Tetbury manyetik yapısının yoğunluk farkının 0.04 gr/cm^3 olduğunu belirtmişlerdir. RMS yöntemi Tetbury manyetik yapısına uygulanmamıştır. Çünkü gravite anomalileri yüzey jeolojisiyle makul bir uyum göstermektedir. Yöntemden elde edilen sonuçlar tüm arazi uygulamaları için iyi bir uyum göstermektedir.

Bu tez çalışmasında yöntem, manyetik ve gravite anomalilerine neden olan tek bir yapı üzerinde test edilmiştir. Fakat, aynı alan içerisinde birden fazla yapı olması durumunda, bu yöntem ile tüm yapılar için ortak bir çözüm yapılamamaktadır. Bu durumda alan içerisindeki her bir yapı için ayrı ayrı yöntemin uygulaması yapılabilmektedir. Diğer bir hususta, tez çalışmasında geliştirilen yöntemin başarılı olabilmesi için çalışma alanı içerisindeki manyetik ve gravite anomalilerin aynı yapıdan kaynaklanması gerekmektedir. Bu durumda, eğer çalışma alanı içerisindeki manyetik ve gravite anomalileri farklı yapılardan kaynaklanıyorsa yöntem çözümsüz kalmaktadır. Yukarıda belirtilen özellikler tez çalışmasında geliştirilen yöntemin sınırlamalarını oluşturmaktadır.

Tezde manyetik ve gravite anomalilerini oluşturan gömülü yapıların mıknatıslanma şiddeti-yoğunluk farkı oranını belirlemek için geliştirilen yöntem ile hem sentetik modeller hem de arazi uygulamaları için başarılı sonuçlar elde edilmiştir. Bu yöntemde yüzeyde hiçbir mostrası veya topoğrafik yükseltiye neden olan bir belirtisi olmayan gömülü yapıların mıknatıslanma şiddeti-yoğunluk farkı oranı otomatik olarak belirlenebilmektedir. Burada, mıknatıslanma şiddeti (J) ve yoğunluk (ρ) farkı değerleri ayrı ayrı elde edilmekte ve buradan oran hesaplanmaktadır. Bilindiği gibi yapıların mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk değerleri araziden örnek alınarak laboratuvar ortamında yapılmaktadır. Fakat, tez çalışmasında geliştirilen yöntem ile yeraltında gömülü yapıların mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı değerleri manyetik ve gravite anomaliler kullanılarak belirlenmektedir. Ayrıca, geliştirilen yöntem ile yapının

mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk farkı değerlerinin belirlenmesi ve aynı zamanda yapının içinde bulunduğu ortamın mıknatıslanma şiddeti ve yoğunluk değerlerinin bilinmesi sonucunda, manyetik ve gravite anomalilerine neden olan yapıyı tanımlayabilme olanağı bulunmaktadır. Böyle bir tanımlama arazi uygulamaları bölümünde verilen Hanobası anomalisi için yapılmıştır. Bu tanımlama sonucunda Hanobası anomalisine neden olan yapının andezitik bir kütle olduğu belirtilmiştir. Sonuçta, manyetik ve gravite anomalilerine neden olan yapıların mıknatıslanma şiddeti (J) ve yoğunluk (ρ) farkı değerleri ayrı ayrı elde edilmesi ve buradan oran hesaplanması tez çalışması kapsamında geliştirilen yöntemin önemini ortaya koymaktadır.

KAYNAKLAR

- Akarsu, İ. 1971. II. Bölge AR/TPAO/747 nolu sahasının terk raporu. Petrol İşleri Genel Müd., Ankara (Yayınlanmamış).
- Ates, A. 1992. Geophysical investigations into the deep structure of the Bristol area. PhD Thesis, University of Bristol, England.
- Ates, A. and Kearey, P. 1995. A new method for determining magnetization direction from gravity and magnetic anomalies: application to the deep structure of the Worcester Graben. *Journal of the Geological Society*, 152, 561-566.
- Ateş, A., Kearey, P. and Tufan, S. 1999. New gravity and magnetic maps of Turkey. *Geophysical journal International*, 136; 499-502.
- Aydemir, A. 2005. Tuzgölü Havzası ve çevresinin yapısal jeolojisi ve Hidrokarbon potansiyelinin jeofizik yöntemlerle tesbiti. Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bil. Ens. 229 syf, Ankara (Yayınlanmamış).
- Baranov, V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudogravimetric anomalies, *Geophysics*, 22, 359-383.
- Bilim, F. and Ates, A. 1999. A computer program to estimate the source body magnetization direction from magnetic and gravity anomalies. *Computer and Geosciences*, 25 (3), 231-240.
- Bilim, F. and Ates, A. 2004. An enhanced method for estimation of body magnetization direction from pseudo-gravity and gravity data. *Computers and Geosciences*, 30, 161-171.
- Blakely, R. J. 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge Press., 441 p.
- Breiner, S. 1973. *Applications manual for portable magnetometers*. Geometrics, 395 Java Drive, Sunnyvale, California, 58 p.
- Butler 1998. *Paleomagnetism: Magnetism domain to geologic terranes: Electronic Edition*, 16-20.
- Cordell, L. and Henderson, R.G. 1968. Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics*, 33, 596-601.
- Goodacre, A.K. 1973. Some comments on the calculation of the gravitational and magnetic attraction of a homogeneous rectangular prism. *Geophys. Prosp.*, 21, 66-69.

- Kearey, P., 1977. Computer program "prism" to compute gravity and magnetic anomalies of right rectangular prism. University of Bristol, England (unpublished).
- Kearey, P., 1991. A possible source of the South-Central England magnetic anomaly: basaltic rocks beneath the London platform. *Geol. Soc. Lond.*, 148, 775-780.
- Kearey, P. and Rabae, A. M. 1993. Source of the Bicester magnetic anomaly. *Geol. Jour.*, 28, 191-203.
- Kearey, P., Brooks, M. and Hill, I. 2002. An introduction to geophysical exploration, 3rd ed. Blackwell Publishing.
- Ludwig, WJ., Nafe, JE. and Drake, CL. 1970. Seismic refraction. In: Maxwell AE (ed) *The sea*, vol 4. Wiley-Interscience, New York, pp 53–84.
- Mendonça, C. A. 2004. Automatic determination of the magnetization-density ratio and magnetization inclination from the joint interpretation of 2D gravity and magnetic anomalies. *Geophysics*, 69 (4), 938-948.
- Mendonça, C. A. and Meguid, A. M. A. 2008. Programs to compute magnetization to density ratio and the magnetization inclination from 3-D gravity and magnetic anomalies. *Computers and Geosciences*, 34, 603-610.
- Nagy, D. 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31, 362-371
- Pedersen, L. B. 1978. Wavenumber domain expressions for potential fields from arbitrary 2-, 2 ½-, and 3-dimensional bodies. *Geophysics*, 43, 626-630.
- Sanver, M. 1992. Paleomanyetizma, İstanbul Teknik Üniversitesi Matbaası, 1-23.
- Spector, A. and Grant, F.S. 1970. Statistical models for interpretation aeromagnetic data. *Geophysics*, 22, 359-383.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. and Sheriff, R. E. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Özcan BEKTAŞ

Doğum Yeri : Üsküdar

Doğum Tarihi: 30.11.1981

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)

Lise : Ümraniye Lisesi (1998)

Lisans : Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi
Jeofizik Mühendisliği Bölümü (2003)

Yüksek Lisans: Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı (2006)

Çalıştığı Kurum/Kurumlar ve Yıl

Cumhuriyet Üniversitesi (2004 - 2006)

Ankara Üniversitesi (2006 - 2010)

Yayımları (SCI) :

A. Ateş, A. Büyüksaraç, **Ö. Bektaş** (Kabul Edildi). Geophysical Variations During Total Solar Eclipse-2006 in Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences.

K. Rozimant, A. Büyüksaraç and **Ö. Bektaş**, 2009. Interpretation of Magnetic Anomalies and Estimation of Depth of Magnetic Crust in Slovakia, Pure and Applied Geophysics 166, 471-484.

A. Ateş, A. Büyüksaraç, F. Bilm, **Ö. Bektaş**, Ç.Şendur and G. Komanovalı, 2009. Spatial Correlation of the Aeromagnetic Anomalies and Seismogenic Faults in the Marmara Region, NW Turkey, Tectonophysics, 478, 1-2, 135-142.

A. Büyüksaraç, M.Ö. Arısoy, **Ö. Bektaş**, Ö. Koçak and T. Çay, 2008. Determination of Grave Locations in Dedemezari Necropolis (Western Turkey) using Magnetic Fields Derivates, Archaeological Prospection 15, 267-283.

A. Ates, F. Bilim, A. Buyuksarac, and **O. Bektaş**, 2008. A Tectonic Interpretation of the Marmara Sea, NW Turkey from Geophysical Data, Earth Planet and Space 60, 169-177.

Bektaş, Ö., Ravat, D., Büyüksaraç, A., Bilim, F. and Ateş, A., 2007. Regional Geothermal Characterisation of East Anatolia from Aeromagnetic, Heat flow and Gravity data, Pure and Applied Geophysics 16, 975-988.

Büyüksaraç, A., Bilim, F., Ateş, A. and **Bektaş, Ö.** 2006. Investigation of magnetic surveying data of buried grave jars in Harmanoren Necropolis (Turkey) using linear transformations and analytic signal, Journal of Archaeological Science, 33, 7, 910-920

Bildiriler :

Rozimant, K., Büyüksaraç, A. and **Bektaş, Ö.** 2009. Magnetic Crust Concept and Magnetic Anomalies of Slovakia, 11th Scientific Assembly, International Association of Geomagnetism and Aeronomy (23-30 Ağustos 2009), Abstract.

Ateş, A., Taymaz, T., Bilim, F., Büyüksaraç, A., Aydemir, A., Yolsal, S., Çubuk, Y., **Bektaş, Ö.** 2009. Tectonic Interpretation of Aeromagnetic Anomalies of Turkey, 11th Scientific Assembly, International Association of Geomagnetism and Aeronomy (23-30 Ağustos 2009), Abstract.

Büyüksaraç, A., Taymaz, T., Ateş, A., Bilim, F., Aydemir, A., **Bektaş, Ö.**, Yolsal, S., Çubuk, Y. 2009. Gravity Anomalies and Crustal Structure of Turkey, International Symposium on Historical Earthquakes and Conservation of Monuments and Sites in the Eastern Mediterranean Region, "Extended Abstract" Proceedings p.107-112.

Ateş, A., Büyüksaraç, A., Bilim, F., **Bektaş, Ö.**, 2009, Structural Investigation of the Marmara Region (NW Turkey) by Using, Gravity, Magnetic and Seismic Data, , International Symposium on Historical Earthquakes and Conservation of Monuments and Sites in the Eastern Mediterranean Region, "Extended Abstract" Proceedings p.177-180.

Büyüksaraç, A., Ateş, A., **Bektaş, Ö.**, Arısoy, M., Ö., 2008. Archaeogeophysical Investigations in Two Different Necropolises in Anatolia Belong to Middle Bronze Age, XII. Symposium on Mediterranean Archaeology Abstract, p. 12, Cyprus.

- A. Ates, A. Buyuksarac, F. Bilim, **O. Bektaş**, C. Sendur, G. Komanovali, 2007. Further Investigations into the Aeromagnetic Anomalies and Earthquake Potential of the Marmara Region, NW Turkey, International Union Geodesy and Geophysics (IUGG) XXIV General Assembly, Perugia (Italy).
- Büyüksaraç, A., Arısoy, M., Ö., **Bektaş, Ö.**, 2007. Imaging of Buried Grave Jars of Dedemezarı Necropolis Using High Resolution Magnetic Data, XI. Symposium on Mediterranean Archaeology (Abstract), Istanbul.
- Büyüksaraç, A., Arısoy, M., O., **Bektaş, O.**, Ateş, A., 2005. Investigation of Distribution of Volcanic Vents in Cappadocia Using Magnetic Method, Journal of the Balkan Geophysical Society, Vol. 8 (Supplement), p. 64-69.
- Mihçi, M., Büyüksaraç, A., **Bektaş, O.**, Ateş, A., 2005. Calculation of Heat Flow and Pn Velocity Values of West Anotolia Using Curie Point Depth Values, Journal of the Balkan Geophysical Society, Vol. 8 (Supplement), p. 353-356.
- Büyüksaraç, A., Ateş, A., **Bektaş, Ö.**, 2005. Orta Anadolu'nun Yer Yapısal Özelliklerinin Potansiyel Alan Verileriyle İncelenmesi, Jeoid ve Düşey Datum Çalıştayı, s. 201-210, Trabzon.