

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

POTANSİYEL ALANLARIN BİRLEŞİK TERS ÇÖZÜMLERİ

SELİN YAVUZYILMAZ

KOCAELİ 2019

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI


YÜKSEK LİSANS TEZİ

POTANSİYEL ALANLARIN BİRLEŞİK TERS ÇÖZÜMLERİ

SELİN YAVUZYILMAZ

Dr. Öğr. Üyesi Metin AŞCI
Danışman, KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
Dr. Öğr. Üyesi Ertan PEKŞEN
Jüri Üyesi, KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
Dr. Öğr. Üyesi Ayhan KESKİNSEZER
Jüri Üyesi, SAKARYA ÜNİVERSİTESİ

Tezin Savunulduğu Tarih: 24.06.2019


Ertan Pekşen

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Bu çalışmada Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin Marmara bölgesindeki kuzey kolu ve güneyindeki faylar üzerinde alınan manyetik ölçüleri ve İzmit Büyükşehir Belediyesi'nden alınan gravite dataları, birleşik ters çözüm ile modellenmeye çalışılmıştır. Model çözümünde kullanılan yöntemlerin model çalışmaları yapılmış, geçerliliği görüldükten sonra arazi verilerine uygulanmıştır.

Kocaeli Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri (KOU-BAP) Biriminin 2016 / 064 numaralı projesi kapsamında çalışmama vesile olan ve bu tezdeki bütün desteklerinden ötürü sayın danışman hocam Dr. Öğr. Üyesi Metin AŞCI'ya ve bu projeye destek veren Kocaeli Üniversitesi Rektörlüğüne teşekkür ederim. Arazi çalışmaları ve ofis çalışmalarımda yardımlarını esirgemeyen Dr. Bülent DOĞAN'a ve Dr. Öğr. Üyesi Ertan PEKŞEN'e teşekkür ederim. İzmit Büyükşehir Belediyesi'ne başta gravite dataları olmak üzere veri paylaşımından dolayı teşekkür ederim. Günlük değişim datalarını bizimle paylaşan Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi'ne teşekkür ederim. Ayrıca hayatım boyunca maddi, manevi desteğini esirgemeyen aileme de sonsuz minnet duygularımı sunarım.

Haziran - 2019

Selin YAVUZYILMAZ

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ	iii
TABLolar DİZİNİ.....	iv
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	v
ÖZET	vii
ABSTRACT	viii
GİRİŞ.....	1
1. MATERYAL VE METOD	3
1.1. Manyetik Yöntem.....	3
1.1.1. Temel esaslar	5
1.1.2. Manyetik ölçmelere uygulanan düzeltmeler.....	7
1.1.3. Manyetometreler	8
1.1.4. Manyetik anomali modelleri.....	9
1.2. Gravite Yöntemi.....	12
1.2.1. Temel esaslar	12
1.2.2. Düzeltmeler.....	14
1.2.3. Gravite anomalilerinin modellenmesi.....	14
1.3. Ters Çözüm.....	17
1.3.1. Sönümlü en küçük kareler (Marquardt) yöntemi	22
1.3.2. Karesel hata değeri.....	23
1.4. Birleşik Ters Çözüm	23
2. ARAZİ ÇALIŞMASI	25
2.1. Genel Jeoloji	25
2.2. Manyetik Sonuçlar	26
2.3. Gravite Sonuçları.....	32
2.4. Birleşik Ters Çözüm Sonuçları	34
3. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	37
KAYNAKLAR	38
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER	40
ÖZGEÇMİŞ	41

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Yer manyetik alanı bileşenleri.....	3
Şekil 1.2. Manyetik moment.....	6
Şekil 1.3. a) Yer manyetik alanının 2 boyutlu görünümü b) ince levhanın kesitsel görünümü c) kalın daykın kesitsel görünümü	10
Şekil 1.4. a) $\delta=-45^\circ$,b) $\delta =0^\circ$, c) $\delta =45^\circ$ için ince levha modelleri.....	11
Şekil 1.5. a) $\delta=-45^\circ$,b) $\delta =0^\circ$, c) $\delta =45^\circ$ için kalın dayk modelleri.....	12
Şekil 1.6. Sferoid, Jeoid ve başlıca topoğrafik yapıların konumları	14
Şekil 1.7. Prizma modelinin kesitsel görünümü	144
Şekil 1.8. a) $B=10$ m, b) $B=500$ m, c) $B=1000$ m, d) $B=3000$ m, e) $\alpha=-45^\circ$, f) $\alpha=45^\circ$, g) $\alpha=90^\circ$ için prizma modelleri.....	166
Şekil 2.1. Çalışma alanı lokasyonu	25
Şekil 2.2. Ana fay zonu üzerindeki manyetik ölçü profilleri	27
Şekil 2.3. Alınan ölçülerin ince levha bağıntısı ile modellenmesi	28
Şekil 2.4. Alınan ölçülerin kalın dayk bağıntısı ile modellenmesi	30
Şekil 2.5. Gravite ölçüleri profilleri.....	33
Şekil 2.6. Gravite ölçülerinin prizma bağıntısı ile modellenmesi	33
Şekil 2.7. Birleşik ters çözüm için alınan a)manyetik, b)gravite ölçü profilleri.....	35
Şekil 2.8. Manyetik ve gravite ölçülerinin birleşik ters çözüm ile modellenmesi	35
Şekil 3.1. İnceleme alanının ana kaya derinlik kesiti	37

TABLolar DİZİNİ

Tablo 2.1. İnce levha model sonuçları.....	30
Tablo 2.2. Kalın dayk model sonuçları	32
Tablo 2.3. Prizma model sonuçları.....	34
Tablo 2.4. Birleşik ters çözüm model sonuçları	35



SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

a	: Deklinasyon açısı, (°)
a_0	: ivme, (m/s ²)
A	: Merkezkaç ivmesi, (m/s ²)
A_0	: Alan, (m ²)
b	: Kalın dayk modelinde yarı genişlik, (m)
B	: Prizma modelinde genişlik, (m)
B_a	: Manyetik akı yoğunluğu, (nT)
gd, md	: Orijinin başlangıç noktasına olan uzaklığı, (m)
D	: Sapma (deklınasyon) açısı, (°)
dz _b	: Boylam düzeltmesi
dze	: Enlem düzeltmesi
F	: Gravitede çekim kuvveti, (N)
F_m	: Manyetik kuvvet, (N)
G_e	: Evrensel çekim sabiti, (Nm ² /kg ²)
gd, md	: Orijinin başlangıç noktasına olan uzaklığı, (m)
h	: Modelin üst derinliği, (m)
H	: Modelin alt derinliği, (m)
H_m	: Yer manyetik alanı yatay bileşeni, (nT)
H_0	: Manyetik alan şiddeti, (nT)
I, I_0	: Eğim (İnklınasyon) açısı, (°)
J, J_0	: Mıknatıslanma şiddeti, (A/m)
k	: Manyetik duyarlılık
L	: Çubuğun yarı boyu, (m)
m_g, m_m, c_g, c_m	: Rejyonel sabitler
m, m_1, m_2	: Kütleler, (kg)
M	: Manyetik moment, (Am ²)
P	: Manyetik yöntemde genlik katsayısı
P_1, P_2	: Manyetik kutup büyüklüğü, (nT)
q	: Gravite yönteminde birim vektör
Q	: Manyetik yöntemde indeks parametresi
θ	: Prizma modelinde kütle merkezinin yatayla yaptığı açı, (°)
$\theta_1, \theta_2, \theta_3, \theta_4$: Prizma modelinde model köşelerinin yatayla yaptığı açılar, (°)
r	: Prizma modelinde kütle merkezinin gözlem noktasına uzaklığı, (m)
r'	: Birim vektör, (m)
r_1, r_2, r_3, r_4	: Prizma modelinde model köşelerinin gözlem noktasına uzaklığı, (m)
U	: Jeopotansiyel
V	: Hacim, (m ³)
w	: Yerin açısal hızı, (rad/s)
x	: gözlem noktasının başlangıç noktasına olan uzaklığı, (m)
X	: Profil boyu, (m)
x_{ns}	: Yer manyetik alanı Kuzey-Güney bileşeni, (nT)
T	: Yer manyetik alanı toplam bileşeni, (nT)
y	: Yer manyetik alanı Doğu-Batı bileşeni, (nT)
Z	: Yer manyetik alanı düşey bileşeni, (nT)
μ	: Manyetik geçirgenlik
ϕ	: Manyetik akı, (Wb)
φ	: Enlem

δ	: Manyetikte eğim açısı, ($^{\circ}$)
α	: Gravitede eğim açısı, ($^{\circ}$)
γ	: Profilin manyetik kuzeyle yaptığı açı, ($^{\circ}$)
σ	: Yoğunluk, (kg/m^3)
l	: Prizma modelinde yarı genişlik, (m)

Kısaltmalar

CSAMT	: Controlled Source Audio-frequency Magneto- tellurics (Yapay Kaynaklı Manyetotellürik)
ERT	: Electrical Resistivity Tomography (Çok Elektrotlu Özdirenç) GPR: Ground Penetrating Radar (Yeraltı Radarı) MT: Magnetotelluric Method (Manyetotellürik Yöntem)
NAFS	: North Anatolian Fault System (Kuzey Anadolu Fay Sistemi)
NAFS-NB	: Northern Anatolian Fault System Branch (Kuzey Anadolu Fay Sistemi-Kuzey Kolu)
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı

POTANSİYEL ALANLARIN BİRLEŞİK TERS ÇÖZÜMLERİ

ÖZET

Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin Marmara bölgesindeki kuzey kolu ve güneyindeki faylar üzerinde yapılan toplam 21 manyetik profil ile, aynı ölçü lokasyonlarında elde edilmiş gravite verileri modellenerek kıtasal kabuğun sığ ve derin kesimindeki fayların çoğunluğunun kuzeye eğimli oldukları belirlenmiştir. Bu profiller, yüzeyde morfolojik ve tektonostratigrafik fayların var olduğu lokasyonlarda bu faylara dik doğrultuda ve farklı uzunluklarda elde edilmiş olup toplam 72806 m manyetik ölçümlerinden oluşmaktadır. Manyetik dayk yöntemi ile kıtasal kabuğun daha derin kesimindeki fayların yüksek açılı ve kuzeye eğimli oldukları belirlenmiş olup Plio-Quaternary çökeller içinde tek etkin ana fay türünün sağ yanal doğrultu atımlı olduğu anlaşılmaktadır. Güneyde izlenen fay düzlemi eğim açıları İzmit körfezi-Sapanca gölü arasında farklı derinliklerde 45° ile 60° arasında değişmektedir. Bu faylar doğu batı doğrultusunda sürekli olmayıp segment şeklindedir. Pliyosen-Holosen dönemde (Geç Neotektonik dönem) gelişen ve çöküntü alanlarında biriken çökellerin sedimentasyonuna eşlik eden tek ana yapısal eleman, Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin kuzey koludur. Bölgede daha önce çalışılmış gravite verileri elde edilmiştir. Bölgedeki kıtasal kabuğun 1400 m derinliğine kadar manyetik ve gravite verileri ayrı ayrı ve birleşik olarak çözümlenmesi sonucunda belirlenen fay düzlemleri (jeofiziksel fay), yüzeydeki fay izleri (jeolojik fay) ile birlikte değerlendirildiğinde, çöküntü alanlarını oluşturan güneydeki fayların çalışma alanının güneyinden kuzeyine doğru bir zonlanma gösterdikleri belirlenmiştir. Kuzey Anadolu fay sisteminin birincil kolu dışında güneyde yer alan fay düzlemleri, çöküntü alanlarına doğru eğim kazanmış faylanma tipleri bölgede ana kaynak konumundaki Kuzey Anadolu fay sistemine kabuğun derininde bağlanabilecek nitelikte olup bölgedeki deformasyon şeklinin negatif çiçek yapısı şeklinde olduğunu desteklemektedir.

Anahtar Kelimeler: Doğrultu Atımlı Gerilme, Gravite, Kuzey Anadolu Fay Sistemi, Manyetik, Negatif Çiçek Yapısı.

JOINT INVERSION OF NATURAL POTENTIAL FIELDS

ABSTRACT

It has been determined that the majority of the faults located in the shallow and deep depths of the continental crust are dipped to the north by modeling the gravity data obtained from the same measurement locations with a total of 21 magnetic profiles on the northern branch and faults in the south of the northern branch of the North Anatolian Fault System (NAFS) in the Marmara Region. These profiles are vertically obtained in the locations where morphotectonic and tectonostratigraphic faults exist on the surface in different lengths and consist of 72806 m magnetic measurements in total. The magnetic dyke method revealed that the deeper faults of the continental crust are northward dipped with high-angle and, and that the right lateral strike-slip fault, only main fault type, is prevalent in the Plio-Quaternary deposits. The dip angles of the fault planes observed in the south vary from 45° to 60° at different depths between the Izmit bay and the Sapanca lake. These faults are not continuous in the east and west directions but are segmented. NAFS northern branch is the only major structural element that accompanies to the sedimentation of deposits in the PlioceneHolocene (Upper Neotectonic period) deposits. Previously studied gravity was obtained in the region. When the fault planes (geophysical fault) determined by magnetic and gravity data separately and joint up to 1400 m depth of the continental crust in the region were evaluated together with the fault traces (geological fault) on the surface, it was determined that the faults in the south forming the depression areas showed a zonation from the south to the north in the study area. Fault planes located in the south of the primary branch of the North Anatolian fault system support that the faults that have dipped towards the depression areas can be connected to the main tectonic source, North Anatolian fault system in the deeper parts of the crust, and that the deformation in the region is in the form of a negative flower structure.

Keywords: Transtensional Stress, Gravity, North Anatolian Fault System, Magnetic, Negative Flower Structure.

GİRİŞ

Günümüzde aktif fayların yüzeye yakın kısımlarında henüz konsolide olmamış birimlerin tespiti önemlidir. Honkura ve Işıkara (1991),NAFS'nin kuzey kolu üzerindeki İzmit – Sapanca arasında ve güney kolu üzerindeki Mekece – Iznik arasında zayıf manyetik zonların varlığını ve, bunların da aktif faylanma ile ilişkili olduğu belirtilmiştir. Oshiman ve diğ. (1991), NAFS'nin güney kolu üzerinde Iznik – Geyve arasında manyetik anomalilerin dayk benzeri bir yapı gösterdiğini ve bunun da bölgedeki fayların doğrultusuna paralel olduğunu belirtmişlerdir. Wise ve diğ. (2003), kuvaterner genç çökeller üzerinde gravite, ERT, GPR ve sismik yöntemlerini kullanarak fay geometrisini ortaya çıkarmışlardır. Yine Nguyen ve diğ. (2002), ERT yöntemini kullanarak fay görüntülemesi yapmışlardır. Bedrosian ve diğ. (2002), MT datalarından faydalanarak San Andreas Fay zonundaki düşük özdirenç değerlerinin düşük P hızlarına karşılık geldiğini belirlemişlerdir. Çağlar (2001), Kuzey Batı Anadolu'da manyetik MT profilleri atarak Batı Anadolu'nun graben (horst) yapısını ortaya çıkarmıştır. Ateş ve diğ. (2003), Marmara Bölgesi'ne ait havadan manyetik, gravite ve sismik dataları kullanarak karşılaştırmalı fay yeri belirlemeleri yapmışlardır. Suzuki ve diğ. (2000), Japonya'da dört aktif fay üzerinde CSAMT yöntem uygulayarak tortul ana kaya sınırlarını ve çok elektrot özdirenç (ERT) yöntemiyle sığ sıkışmamış jeolojik birimlerdeki fayları ortaya koymuşlardır. Özalaybey ve diğ. (2011), İzmit körfezi ve baseninde mikrotremor ve gravite ölçümleri yaparak basen geometrisini ortaya koymuşlardır. Fay zonlarına ilişkin olarak özdirenç değerleri, genelde düşük ohmm değerlerini gösterir (Bedrosian ve diğ., 2002; Kaya ve diğ., 2013). Fayların kabuğun derin kesimindeki geometrisini, o bölgenin jeolojisi ve kayaçların fiziksel özellikleri doğrudan etkiler. Dolayısıyla düşük ve yüksek özdirenç değerleri arasındaki farklılıklar, jeolojik birimler ve bölgedeki diğer yapısal unsurlar ile iyi korele edildiğinde fayın tespiti sağlanmış olur (Ogawa ve diğ., 2001; Ogawa and Honkura, 2004). Ateş ve diğ. (2003), NAFS-NB boyunca kabuğun derin kesimindeki fay tespitini, yüksek hız zonlarına, gravite ve manyetik değerlerin yükseldiği bölgelere göre belirlemişlerdir. NAFS'nin hem güney hem de kuzey kolunu dik kesecek şekilde alınan, geniş band (320 – 0.001 Hz) ve uzun periyod (0.01–0.0001 Hz) iki manyetotellürik profile, fay zonları tespit edilmiştir. Buna göre Tank ve diğ. (2005), yüksek özdirence sahip iletken bir zonun, 17

Ağustos 1999 İzmit depreminin ana şok ve artçılarının olduğu fay düzlemi ile eşdeğer olduğunu belirlenmişlerdir. Aynı bölgede Aşcı ve diğ. (2016) Kuzey Anadolu Fay zonunun güney kolu olan Alifuatpaşa-Mekece-İznik fay hattında, öz direnç ve manyetik çalışmalar yaparak bölgenin Pliyo-Kuvaterner dönem içinde doğrultu atımlı faylar ile deforme edildiğini ortaya çıkarmışlardır.

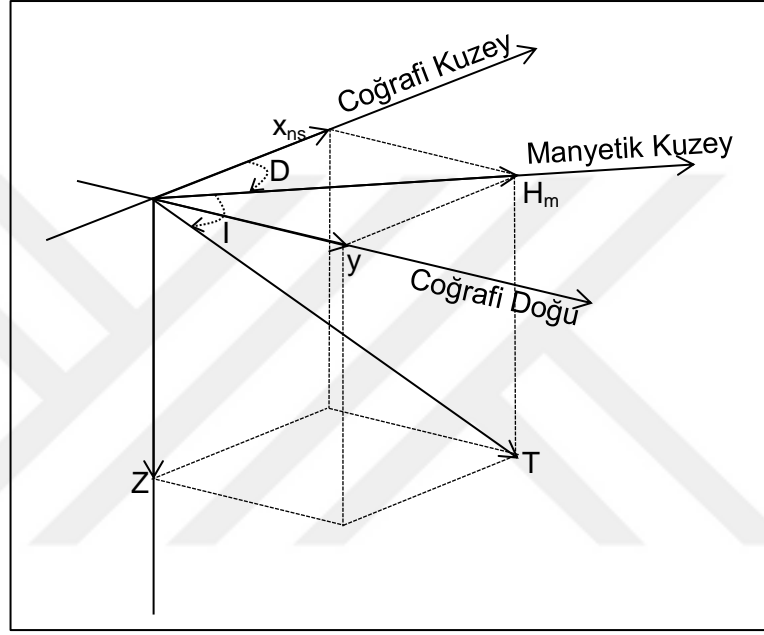
Bu çalışmada ise yüzeyde gözlenen tali faylar ile Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun İzmit'ten geçen kolu üzerinde, manyetik ölçümleri ve elde edilmiş gravite verileri ile basen geometrisi ve deformasyon bölgeleri ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır.



1. MATERYAL VE METOD

1.1. Manyetik Yöntem

Yer manyetik alanı bileşenleri Şekil 1.1'de verilmiştir (Keçeli, 2012).



Şekil 1.1. Yer manyetik alanı bileşenleri (Keçeli, 2012)

Burada H_m yer manyetik alanının yatay bileşeni, Z yer manyetik alanının düşey bileşeni, x_{ns} yer manyetik alanının kuzey-güney bileşeni, y yer manyetik alanının doğu-batı bileşeni, D sapma (deklınasyon) açısı, I eğim (inklinasyon) açısı, T ise toplam manyetik alandır.

Maddelerin mıknatıslanma türleri manyetik duyarlılıklarına ait özelliklere göre başlıca beş grupta incelenebilir:

Diyamanyetik maddeler kendilerine uygulanan manyetik alanın yönüne ters yönde ve çok zayıf mıknatıslık kazanır. Bu uygulanan manyetik alan kaldırıldığında ise diyamanyetik madde mıknatıslık özelliğini yitirir. Bu sebeple diyamanyetik maddeler kalıcı mıknatıslanamazlar.

Paramanyetik maddelerde manyetik atom ve iyonların arasındaki etkileşim çok az olduğundan manyetik momentleri de gelişigüzel dağılmış haldedir. Manyetik alan içerisindeki paramanyetik maddenin atomları ve iyonları uygulanan alanın yönüne çok az miktarda yönelir. Paramanyetik maddeler de diyamanyetikler gibi uygulanan manyetik alan kalktığında mıknatıslıklarını yitirirler.

Antiferromanyetik maddeler ısıtıldığında manyetik duyarlılıkları yavaş yavaş artar. Neel sıcaklığına ulaşan antiferromanyetik madde ani davranış değişikliği göstererek sıcaklık arttıkça manyetik duyarlılığı azalmaya başlar. Bunun sebebi neel sıcaklık altındaki madde içerisindeki atomların zıt yönlü spinler oluşturarak net momentin etkisini yok etmesidir.

Ferromanyetik maddelerin atomları arasındaki etkileşim o kadar fazladır ki bütün atomların manyetik momentleri birbirine paralel olmaya çalışır. Ferromanyetik maddeler, her madde için belirli ve sabit olan Curie sıcaklığından yüksek sıcaklıklarda paramanyetik davranırlar. Dış manyetik alan kaldırılrsa bile mıknatıslığı devam eden ferromanyetik maddelerin süseptibiliteleri pozitifdir.

Ferrimanyetik maddelerin atomları içinde paralel ve anti paralel olarak dizilen manyetik momentlerin sayısı birbirine eşit değildir. Net manyetik momentin farklı olmasından dolayı ferrimanyetik maddeler, dış manyetik alan uygulanmasa bile mıknatıslanmaya sahip olabilir. Isıtıldıklarında manyetik momentlerin yönelimleri bozulduğundan mıknatıslanma şiddeti azalır. Curie sıcaklığına ulaştığında ise düzen tamamen bozulduğundan sahip olduğu mıknatıslanmayı tamamen kaybeder.

Doğadaki kayaçların kalıcı mıknatıslanma oluşumlarına göre beş grupta incelenebilir:

Kristalleşme (kimyasal) kalıcı mıknatıslanma: Yer manyetik alanı içerisinde manyetik bir minarelin kimyasal olarak değişmesi (oksitlenmesi) ile veya hacminin yavaş bir şekilde büyüyerek yeni bir madde oluşturmasıyla, bu yeni maddenin kazandığı mıknatıslanma türüdür. Isıya ve manyetik alana karşı oldukça dirençlidirler.

Isıl kalıcı mıknatıslanma: Mağmanın soğuyarak yeni bir magmatik kayaç oluşturması sürecinde Curie sıcaklığının altına düşmesiyle birlikte bu magmatik kayacın içinde bulunduğu yer manyetik alanı doğrultusunda kazandığı kalıcı mıknatıslanma türüdür. Kazanılan mıknatıslanma şiddeti yer manyetik alanının şiddetine ayrıca daneciğin kimyasal yapısı, boyu ve bolluğuna bağlıdır.

Tortul (çökeltme ile) kalıcı mıknatıslanma: Durgun su havzasında çökeltme meydana gelirken ferrimanyetik danecikler yer manyetik alanı doğrultusunda çökeltmekle oluşan kayacın yer manyetik alanı doğrultusunda kalıcı mıknatıslanmasına tortul kalıcı mıknatıslanma denir. Okyanus tabanlarını kaplayan sedimanların sahip olduğu kalıcı mıknatıslanma türüdür.

Eş ısı (izotermal) kalıcı mıknatıslanma: Bir maddenin belli bir sıcaklık ve kısa sürede bir dış alan etkisi içerisinde kazandığı kalıcı mıknatıslanma türüdür. Doğada yıldırımın isabet ettiği kayalarda görülür.

Viskoz kalıcı mıknatıslanma: Kalıcı mıknatıslanmaya sahip bir kayacın yer manyetik alanı içerisinde uzun süre kalmasıyla kazandığı ikincil mıknatıslanma türüdür. Bu tür mıknatıslanmanın şiddeti manyetik alanın şiddetine ve kayacın alan içerisinde kaldığı süre ile birlikte kayacın dane boyutuna bağlıdır.

1.1.1. Temel esaslar

Coloumb Kanunu: Manyetik kuvvet, Coloumb Kanunu ile Denklem (1.1)'deki gibi,

$$F_m = \frac{P_1 P_2}{\mu r^2} r' \quad (1.1)$$

şeklinde tanımlanır. Burada P_1 ve P_2 manyetik kutup büyüklüğü (şiddeti), r kutupların arasındaki mesafe (m), r' yönü P_1 'den P_2 'ye doğrultulu birim vektör, μ P_1 ve P_2 manyetik kutuplarının ortamının manyetik geçirgenliği (permeabilitesi), F_m ise P_2 kutbu üzerine etki eden manyetik kuvvet (N) olarak tanımlanır.

Manyetik Alan Şiddeti: bir kutbun herhangi bir noktada oluşturduğu manyetik alan şiddeti, kutbun o noktada bulunduğu farz edilen +1 şiddetindeki kutba uyguladığı itme veya çekme kuvvetinin büyüklüğüdür. Manyetik alan vektörü H_0 ise Denklem (1.2)'deki gibi;

$$H_0 = \frac{P_1}{\mu r^2} r' \quad (1.2)$$

şeklinde tanımlanır. P_1 şiddetindeki kutbun P_2 şiddetindeki kutbun bulunduğu noktada oluşturacağı manyetik alan şiddeti ise Denklem (1.3)'deki gibi;

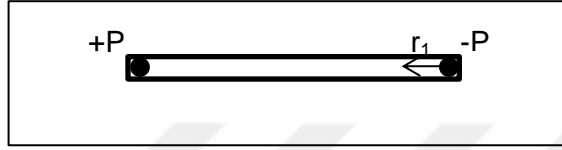
$$H_0 = \frac{F_m}{P_2} \quad (1.3)$$

şeklinde olur. SI birim sisteminde manyetik alan şiddeti birimi Tesla (T)'dir.

Manyetik Moment: -P ve +P şiddetinde kutupları olan ve 2L boya sahip çubuk mıknatısdaki (Şekil 1.1) manyetik moment Denklem (1.4)'deki gibi;

$$M=2LP r_1 \quad (1.4)$$

şeklinde tanımlanır (Sanver ve İşseven, 2007). Burada r_1 birim vektördür ve yönü -P'den +P'ye doğrudur. Manyetik momentin birimi Amper devir metre (Am²)'dir. Şekil 1.2'de verilen büyüklüğü $M=2LP r_1$ olan manyetik moment -P'den +P'ye doğrudur.



Şekil 1.2. Manyetik moment (Sanver ve İşseven, 2007)

Manyetik Akı: Bir manyetik alanın içerisinde konan bir madde içerisinde manyetik alan kuvvet çizgilerinin geçmesidir. Manyetik akı yoğunluğu Denklem (1.5)'deki gibi;

$$B_a = \frac{\phi}{A_0} \quad (1.5)$$

şeklinde tanımlanır. Burada B_a manyetik akı yoğunluğu, ϕ manyetik akı ve A_0 manyetik alan kuvvet çizgilerinin maddeden çıktığı yerde, kütlelin manyetik alan kuvvet çizgilerine dik doğrultudaki kesitidir. SI'da manyetik akı birimi Weber (Wb)'dir.

Manyetik Geçirgenlik (Manyetik Permeabilite): Manyetik alana koyulan bir maddenin içinde manyetik alan doğrultusuna dik 0.01 m²'lik yüzeyden geçen kuvvet çizgileri sayısının havada 0.01 m²'lik yüzeyden geçen kuvvet çizgileri sayısına oranıdır. Buna göre manyetik geçirgenlik Denklem (1.6)'daki gibi;

$$\mu = (\phi/A_0)/H_0 = B_a/H_0 \quad (1.6)$$

olarak verilebilir. Burada μ manyetik geçirgenlik, ϕ manyetik akı, A_0 maddenin manyetik alana dik doğrultudaki kesiti, H_0 dış alanın (havanın) manyetik şiddeti ve B_a ise manyetik akı yoğunluğudur. Manyetik geçirgenlik birimsizdir.

Mıknatıslanma Şiddeti: Bir manyetik alan içerisinde konan bir madde zaman içinde indüksiyonla (etki ile) mıknatıslanır. Bu mıknatıslanmanın şiddeti içinde bulunduğu

alanın şiddetiyle orantılı olup yönü de o alan yönündedir. Mıknatıslanma şiddeti Denklem (1.7)'deki gibi;

$$J = \frac{M}{V} \quad (1.7)$$

olarak verilir. Burada J mıknatıslanma şiddeti, M manyetik moment ve V ise hacimdir. Buna göre mıknatıslanma şiddeti maddenin birim hacmine düşen manyetik moment büyüklüğüdür. SI'da birimi Amper/metre (A/m)'dir.

Manyetik Duyarlılık (Suseptibilite): Mıknatıslanma şiddetinin manyetik alan şiddetine oranıdır. Bir maddenin dipolleri içinde bulunduğu alanın dipollerine ne kadar çabuk ve çok sayıda yönlendirirse manyetik duyarlılığı o kadar büyük olur. Manyetik duyarlılık Denklem (1.8)'deki gibi;

$$k = \frac{J}{H_0} \quad (1.8)$$

şeklinde verilir. Burada k manyetik duyarlılık, J mıknatıslanma şiddeti, H_0 ise manyetik alan şiddetidir. Manyetik duyarlılık birimsizdir.

1.1.2. Manyetik ölçmelere uygulanan düzeltmeler

Manyetik etütler karada, havada ve denizde yapılabilen olup özellikle karada yapılan ölçmelere 3 türlü düzeltme uygulanır. Bunlar yersel, zamansal ve aletsel düzeltmelerdir.

Yersel Düzeltmeler: Yüksek duyarlılıklı manyetik etütlerde enlem-boylam ve yükseklik düzeltmesi uygulanır.

Enlem-boylam düzeltmesi büyük saha etütlerinde uygulanır. Yer manyetik alanının Z bileşeni için enlem düzeltmesi Denklem (1.9)'daki gibi;

$$d_{ze} = 10 \cos(\varphi) \quad (1.9)$$

olarak verilir ve burada φ etüt yapılan noktanın enlemidir. Kuzeye doğru Boylam düzeltmesi ise Denklem (1.10)'daki gibi;

$$d_{zb} = d_{ze} / 5 \quad (1.10)$$

şeklinde verilir. Kuzeye ve Doğuya doğru gidildikçe yer manyetik alan şiddeti arttığından referans noktası etüt alanının en batısı ve güneyi alınırsa düzeltme miktarları ölçülen değerden çıkarılır.

Yükseklik düzeltmesi uygulamada pek kullanılmayan bir düzeltme olup yeryüzünden yukarıya doğru çıkıldıkça yer manyetik alan şiddeti azaldığı için düzeltme miktarı ölçülen değere eklenir.

Zamansal Düzeltmeler: Yer manyetik alanının düzenli günlük değişimlerinin etkilerini anomaliden çıkarmak için ya bir baz istasyonu noktası seçilerek belirli zaman aralıklarında o noktada ölçümler yapılarak günlük değişim ölçüleri alınır ya da yakınlarda manyetik gözlemevi var ise oradan günlük değişim ölçüleri temin edilebilir. Bu günlük değişim ölçüleri; yer manyetik alanın şiddetini azaltacak yönde ise değişimin ölçme zamanındaki genliği ölçülen değere eklenir, aksi halde ise değerden çıkartılır. Düzenli günlük değişimin genliği yaklaşık 30 nT'dir.

Yer manyetik alanın düzensiz değişimleri olan manyetik çengellerin ve manyetik körfezlerin genlikleri 20-30 nT olup yaklaşık 30-60 dk sürer. Maden etütleri gibi yüksek genlikli manyetik ölçülerde bu tür değişimleri düzeltmeye gerek yoktur. Fay etütleri gibi anomali genliği 20-30 nT civarında olan manyetik ölçülerde ise bu tür değişimlerin olduğu sırada ölçülere ara verilmesi ya da ölçünün tekrarlanması gerekmektedir. Düzensiz değişimlerden olan manyetik fırtınaların genliği ise 300 nT ve hatta üzeri olduğundan etüt sırasında ölçüyü alan kişi veya kişiler tarafından ölçümlerdeki ani değişimden fark edilip manyetik fırtınanın bitimine kadar ölçü alınmasına ara verilmesi gerekir.

Aletsel Düzeltmeler: ilk olarak etüt sırasında sahada yönlendirmeden doğabilecek hataların düzeltilmesi için aynı noktada alet 180° döndürülerek iki okuma yapılarak ortalaması alınır.

Diğer bir aletsel düzeltme olan sıcaklık düzeltmesi için aletin prospektüsündeki standart sıcaklık sabitine \pm yönlü sıcaklık miktarının belirlenmesi ile elde edilen değer prospektüsteki katsayı ile çarpılmasından elde edilerek ölçülerden çıkarılır. Yeni manyetometrelerde bu düzeltmeye gerek duyulmamaktadır.

1.1.3. Manyetometreler

Schmidt Manyetometresi: 1950'li yıllara kadar yer manyetik alanının düşey (Z) bileşeninin şiddetini ölçmek için kullanılmış mekanik manyetometredir. Çalışma

prensibi teraziyi andırdığından schmidt terazisi olarak da adlandırılır. Bu manyetometre ile yer manyetik alanının yatay (H_m) ve düşey (Z) bileşenlerinin şiddetlerini farklı algılayıcılarla ölçer. Aletin duyarlılığı zayıf alanlarda ± 5 nT, şiddetli alanlarda ± 25 nT'dır. Günümüzde pek kullanılmamaktadır.

Fluxgate Manyetometresi: Hızdan etkilenmediği için havadan manyetik çalışmalarında sıkça kullanılan elektronik manyetometredir. Bu tip manyetometre ile toplam manyetik alan şiddeti (T) ölçülebileceği gibi yer manyetik alanının bileşenleri (H_m , Z) de ölçülebilir. Aletin duyarlılığı ± 1 nT'dır ve 100.000 nT'ya kadar olan alan şiddeti ölçülebilir.

Proton Manyetometresi: Protonun presesyon (topaç) hareketinden yararlanarak yer manyetik alan vektörünün şiddetini ölçen elektronik manyetometrelerdir. Bu fiziksel prensibe dayalı olarak çalışan manyetometreye proton presesyonu manyetometresi ya da nükleer presesyon manyetometresi de denir. Proton mıknatıs özelliği nedeniyle içinde bulunduğu manyetik alan doğrultusunu almaya çalışırken bir yandan da kendi eksenini etrafında döner. Bu nedenle yönelmeyi hemen gerçekleştiremez. Bu nedenle presesyon hareketi yapar. Bu tip manyetometre ile presesyon hareketinin frekansı ölçülür. Bu frekans, protonun içinde bulunduğu manyetik alan ile doğru orantılıdır. Toplam manyetik alanı ölçen bu manyetometrenin duyarlılığı yaklaşık ± 0.1 ile ± 10 nT arasındadır.

Optik Pompaj Manyetometresi (Sezyum ve Rubidyum Buharı Manyetometreleri): Proton manyetometresine benzer şekilde elektronların presesyon hareketlerinin frekanslarından yararlanılarak yer manyetik alan vektörünün şiddetini ölçen elektronik aletlerdir. Elektronun presesyon hareketinin frekansı protondan daha büyük olduğu için bu manyetometreler proton manyetometresinden daha duyarlıdır (yaklaşık 0.0025-0.1 nT).

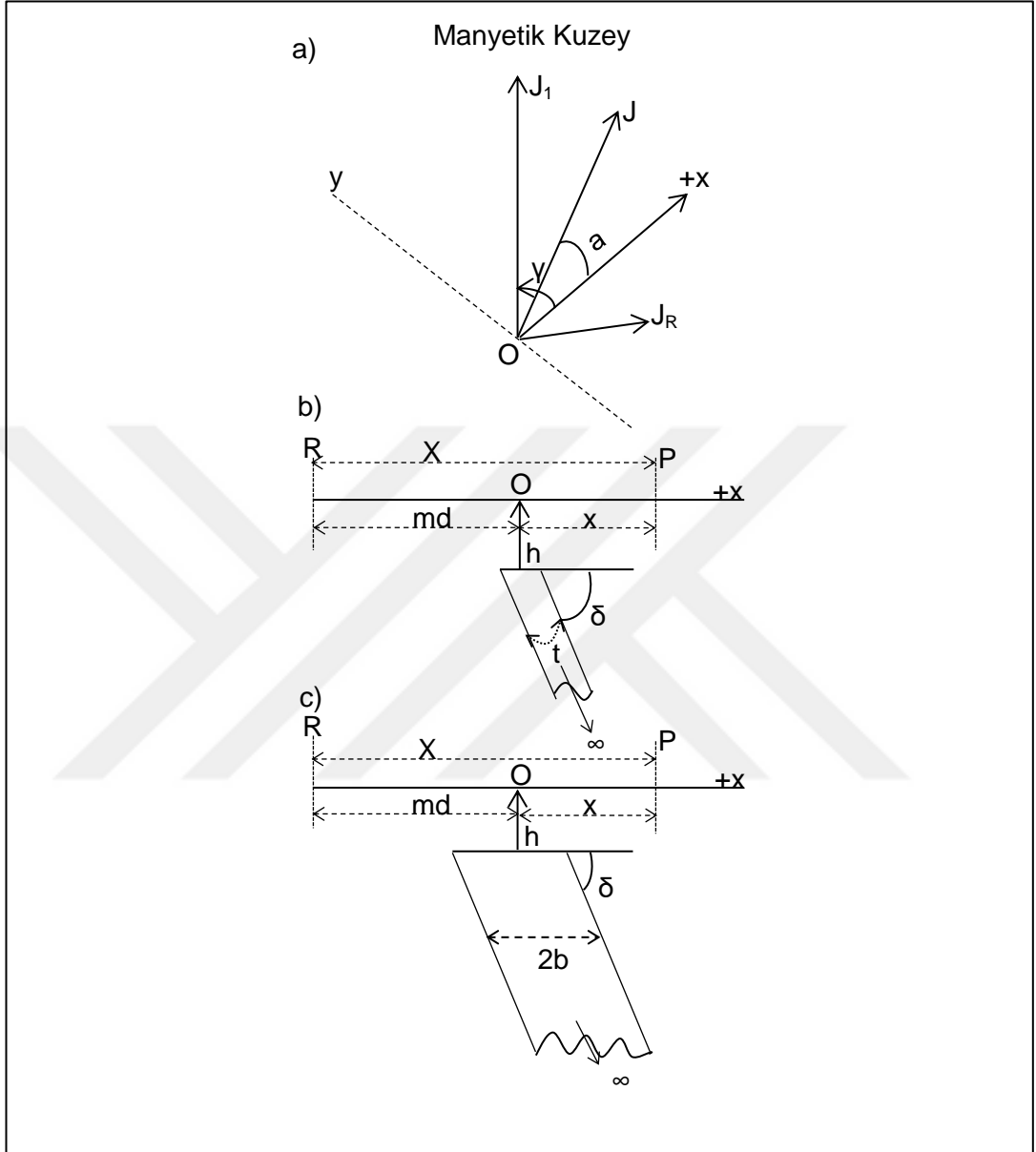
1.1.4. Manyetik anomali modelleri

Alınan manyetik alan ölçülerinin modellenmesi ve yorumlanması için Raju (2002) bağıntıları kullanılmıştır. Raju (2002) modellerinin şematik gösterimi Şekil 1.3'de verilmiştir. İnce levha modeli için Denklem (1.11)'deki gibi;

$$f(x) = P \frac{(x-md)\sin Q + H\cos Q}{(x-md)^2 + h^2} + m_m x + c_m \quad (1.11)$$

kalın dayk için Denklem (1.12)'deki gibi;

$$f(x)=P \left[0.5 \sin Q \ln \frac{(x-md+b)^2+h^2}{(x-md-b)^2+h^2} + \cos Q \left\{ \tan^{-1} \frac{x-md+b}{h} - \tan^{-1} \frac{x-md-b}{h} \right\} \right] + m_m x + c_m \quad (1.12)$$



Şekil 1.3. a) Yer manyetik alanının 2 boyutlu görünümü b) ince levhanın kesitsel görünümü c) kalın daykın kesitsel görünümü (Raju, 2002)

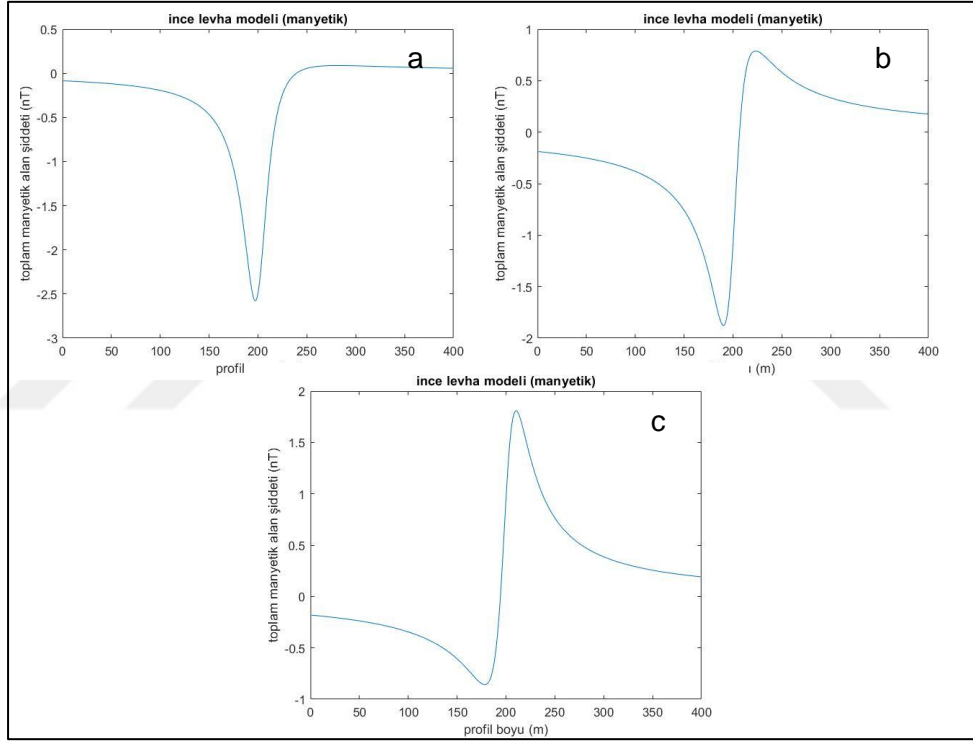
olarak verilmiştir. Burada P genlik katsayısı, Q -450° ile 90° arasında değişen indeks parametresi, X profil boyu, x gözlem noktasının başlangıç noktasına olan uzaklığı, md orijinin başlangıç noktasına olan uzaklığı, b kalın dayk modelinin yarı genişliği, h ince levha/kalın dayk modelinin üst derinliği, m_m ve c_m ise rejyonel sabitlerdir. İndeks parametresi Raju (2002)'de toplam manyetik alan için Denklem (1.13), Denklem (1.14) ve Denklem (1.15)'deki gibi;

$$Q=I^1+J^1-\delta-90 \quad (1.13)$$

$$I^1=\tan^{-1}(\tan I_0/\cos \alpha) \quad (1.14)$$

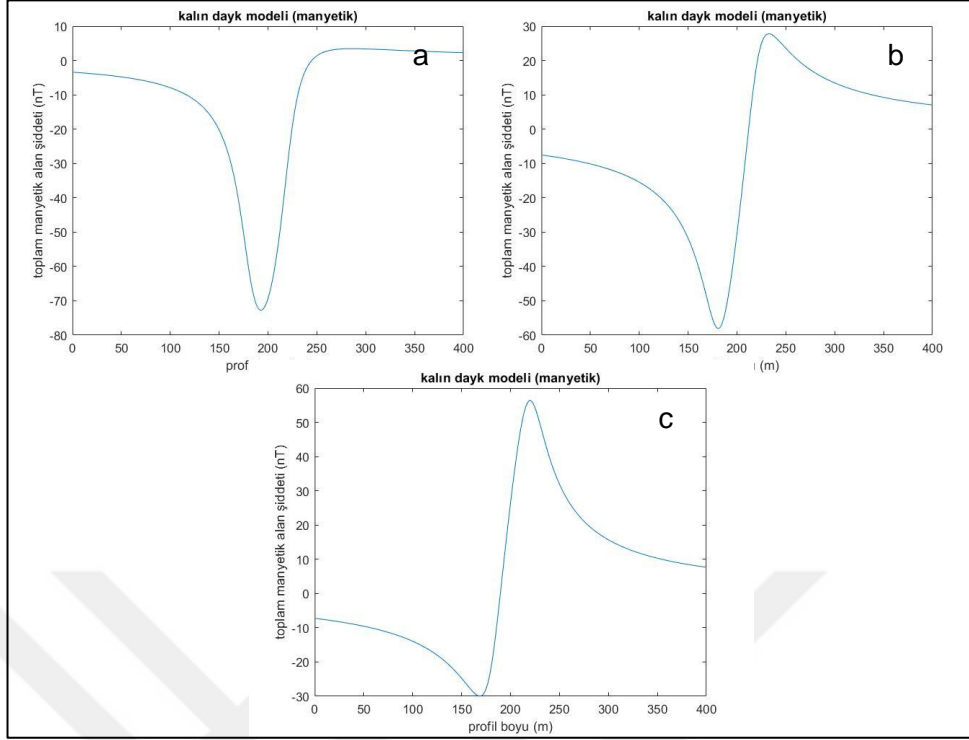
$$J^1=\tan^{-1}(\tan J_0/\cos a) \quad (1.15)$$

bağıntıları ile verilmiştir. Burada δ ince levha veya kalın dayk modelinin 0° ile 180° arasında değişen yatayla yaptığı eğim açısı, I_0 yer manyetik alanının -90° ile 90° arasında değişen inklinasyon açısı, J_0 toplam mıknatıslanmanın inklinasyon açısı, a toplam mıknatıslanmanın deklinasyon açısı, γ ise profilin manyetik kuzeyle yaptığı 0° ile 180° arasında değişen açıdır.



Şekil 1.4. a) $\delta=-45^\circ$,b) $\delta =0^\circ$, c) $\delta =45^\circ$ için ince levha modelleri

Şekil 1.4'de ince levha modeli için oluşturulmuş teorik anomaliler verilmiştir. Burada sadece δ 'nın üç farklı değeri için diğer parametreler sabit tutulup anomaliler hesaplanmıştır.



Şekil 1.5. a) $\delta = -45^\circ$, b) $\delta = 0^\circ$, c) $\delta = 45^\circ$ için kalın dayk modelleri

Şekil 1.5'te kalın dayk modeli için oluşturulmuş teorik anomaliler verilmiştir. Burada sadece δ 'nın üç farklı değeri için diğer parametreler sabit tutulup anomaliler hesaplanmıştır

İnce levha ve kalın dayk modellerinde P değeri arttıkça anomali genliği artmakta, H arttıkça dalga boyu büyümektedir.

1.2. Gravite Yöntemi

1.2.1. Temel esaslar

Newton'nun I. kanunu: Bir kütle diğer bir kütleyi kendine çekme kuvvetini tanımlar ve bu kanun Denklem (1.16)'daki gibi;

$$F = G_e \frac{m_1 m_2}{r^2} \mathbf{q} \quad (1.16)$$

şeklinde verilir. Burada F çekim kuvveti (N), G_e evrensel çekim sabiti (Nm^2/kg^2), m_1 ve m_2 kütleler (kg), r kütleler arasındaki mesafe (m), q ise artan r yönündeki birim vektördür.

Newton'nun II. Kanunu: bir kuvvet alanı içerisindeki kütle hareketinin ivmesiyle kütle ters orantılı olmasını tanımlar ve bu kanun Denklem (1.17)'deki gibi;

$$F=ma_0 \quad (1.17)$$

olarak verilir. Burada a_0 hareketin ivmesidir (m/s^2).

Birimler: SI sisteminde ivmenin birimi m/s^2 olup CGS'deki karşılığı cm/s^2 (Gal)'dir. 1 gal ise 10^3 miligal (mGal)'dir. Buradan SI ile CGS birim sistemlerini karşılaştıracak olursak $1 \text{ mGal}=10^{-5} \text{ m/s}^2$ olup gravite yönteminde SI sistemi pek kullanılmaz.

Yer çekim alanı: yer çekim ivme vektörünün yönü yeryüzünde ve yeri saran ortam içerisinde her noktada yer merkezine doğrudur. Büyüklüğü ise noktanın yer merkezine olan mesafesine bağlı olarak değişmektedir.

Newton kanunu ile hareketsiz bir kütle için çekim kuvveti bulunur. Yer küre ise kendi eksenini etrafında dönerken bir merkezkaç kuvveti oluşturduğundan Jeopotansiyel denilen çekim potansiyeli bu iki ivme potansiyelinin toplamından oluşur. Merkezkaç ivmesi Denklem (1.18)'deki gibi;

$$A=w^2d \quad (1.18)$$

olarak verilir. Burada A merkezkaç ivmesi, w yerin kendi eksenini etrafında dönme hareketinin açısal hızı, d ise merkezkaç ivmesinin hesaplanacağı noktanın yerin dönme eksenine olan uzaklığıdır.

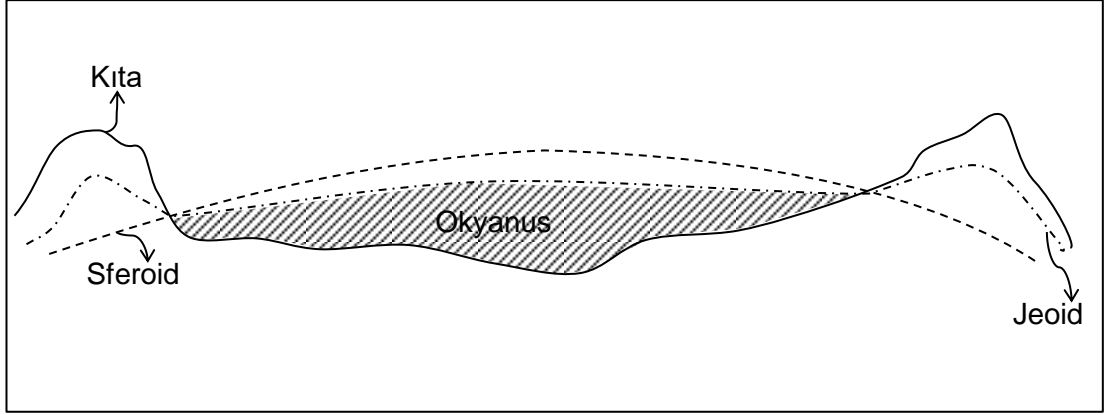
Jeopotansiyel ise Denklem (1.19)'daki gibi;

$$U=\frac{G_e m}{r}-\frac{1}{2}w^2d^2 \quad (1.19)$$

olarak verilir. Burada U jeopotansiyel, G_e evrensel çekim sabiti, m kütle, r jeopotansiyeli hesaplanan noktanın manyetik eksen merkezine olan uzaklığı, w açısal hız, ve d ise jeopotansiyeli hesaplanan nokta ile manyetik eksen arasındaki en kısa mesafedir.

Sferoid ve jeoid: Yerkürenin kutuplardan basıklığı ve yeryüzündeki dağların deniz seviyesi ile arasındaki yükseklik farkından dolayı tam bir küre şeklinde değildir. Bu sebeple yer kürenin hacimsel şekline sferoid ya da dönme elipsoidi denir. Ancak matematiksel bir bağıntı olarak sferoid şekli ifade edilemediğinden referans sferoidi ile matematiksel ifadesi olan bir şekil ortaya konmuştur (Şekil 1.6). Referans sferoidi deniz seviyesinin üzerinde kalan kütlelerinin denizlere ve okyanuslara doldurulmuş

halini temsil etmektedir. Yerin kütlesi referans sferoidinin kütlesine eşit olduğundan referans sferoidi eş potansiyel yüzeydir.



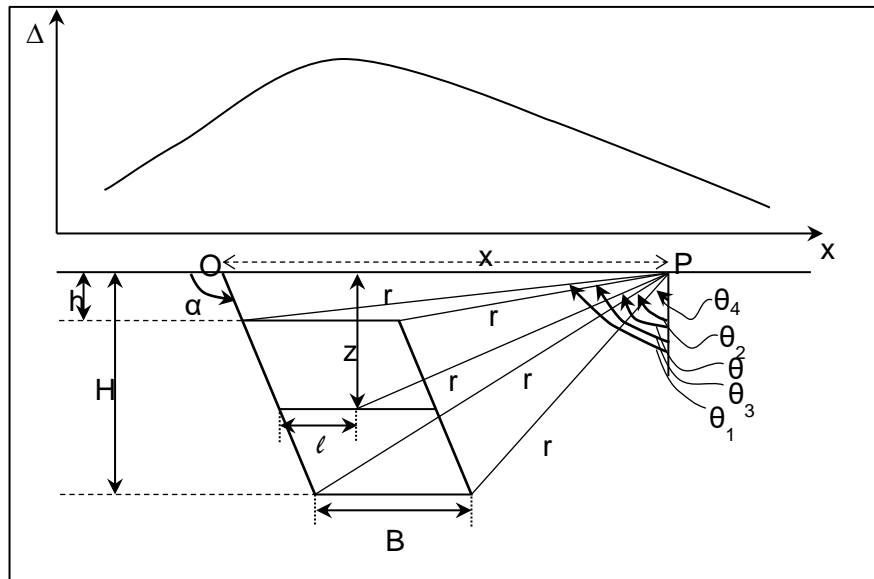
Şekil 1.6. Sferoid, Jeoid ve başlıca topoğrafik yapıların konumları

1.2.2. Düzeltmeler

Gravite yönteminde araziden elde edilen bağıl gravite verilerine; serbest hava düzeltmesi, plaka düzeltmesi, enlem düzeltmesi, topoğrafya düzeltmesi uygulanarak Bouguer anomali değerlerine ulaşılır.

1.2.3. Gravite anomalilerinin modellenmesi

Gravite ölçülerinin modellenmesi ve yorumlanması için Telford (1976) prizma bağıntısı kullanılmıştır. Telford (1976) modellerinin şematik gösterimi Şekil 1.7'de verilmiştir.



Şekil 1.7. Prizma modelinin kesitsel görünümü (Telford, 1976)

Telford (1976)'da prizma bağıntısı Denklem (1.20)'deki gibi;

$$g(x)=4.07 \times 10^{-3} \sigma \left[\begin{array}{l} \sin^2 \alpha \left\{ (x-gd) \log \left(\frac{r_2 r_3}{r_1 r_4} \right) + B \log \left(\frac{r_4}{r_3} \right) \right\} - \\ - \sin \alpha \cos \alpha \left\{ (x-gd) ((\theta_4 - \theta_3) - (\theta_2 - \theta_1)) - b(\theta_4 - \theta_3) \right\} - \\ - H(\theta_4 - \theta_2) + d(\theta_3 - \theta_1) \end{array} \right] + m_g x + c_g \quad (1.20)$$

olarak verilmiştir. Burada σ yoğunluk, α prizma yapının eğim açısı, x gözlem noktasının başlangıç noktasına olan uzaklığı, gd orijinin başlangıç noktasına olan uzaklığı, h prizma modelinin üst derinliği, H prizma modelinin alt derinliği, ℓ prizma modelinin yarı genişliği, B prizma modelinin genişliği, m_g ve c_g ise rejyonel sabitlerdir. r_1 , r_2 , r_3 , r_4 , θ_1 , θ_2 , θ_3 ve θ_4 bağıntıları ise Denklem (1.21), Denklem (1.22), Denklem (1.23), Denklem (1.24), Denklem (1.25), Denklem (1.26), Denklem (1.27) ve Denklem (1.28)'deki gibi;

$$r_1 = \sqrt{h^2 + ((x-gd) + h \cot \alpha)^2} \quad (1.21)$$

$$r_2 = \sqrt{H^2 + ((x-gd) + H \cot \alpha)^2} \quad (1.22)$$

$$r_3 = \sqrt{h^2 + ((x-gd) - B + h \cot \alpha)^2} \quad (1.23)$$

$$r_4 = \sqrt{H^2 + ((x-gd) - B + H \cot \alpha)^2} \quad (1.24)$$

$$\tan \theta_1 = ((x-gd) + h \cot \alpha) / h \quad (1.25)$$

$$\tan \theta_2 = ((x-gd) + H \cot \alpha) / H \quad (1.26)$$

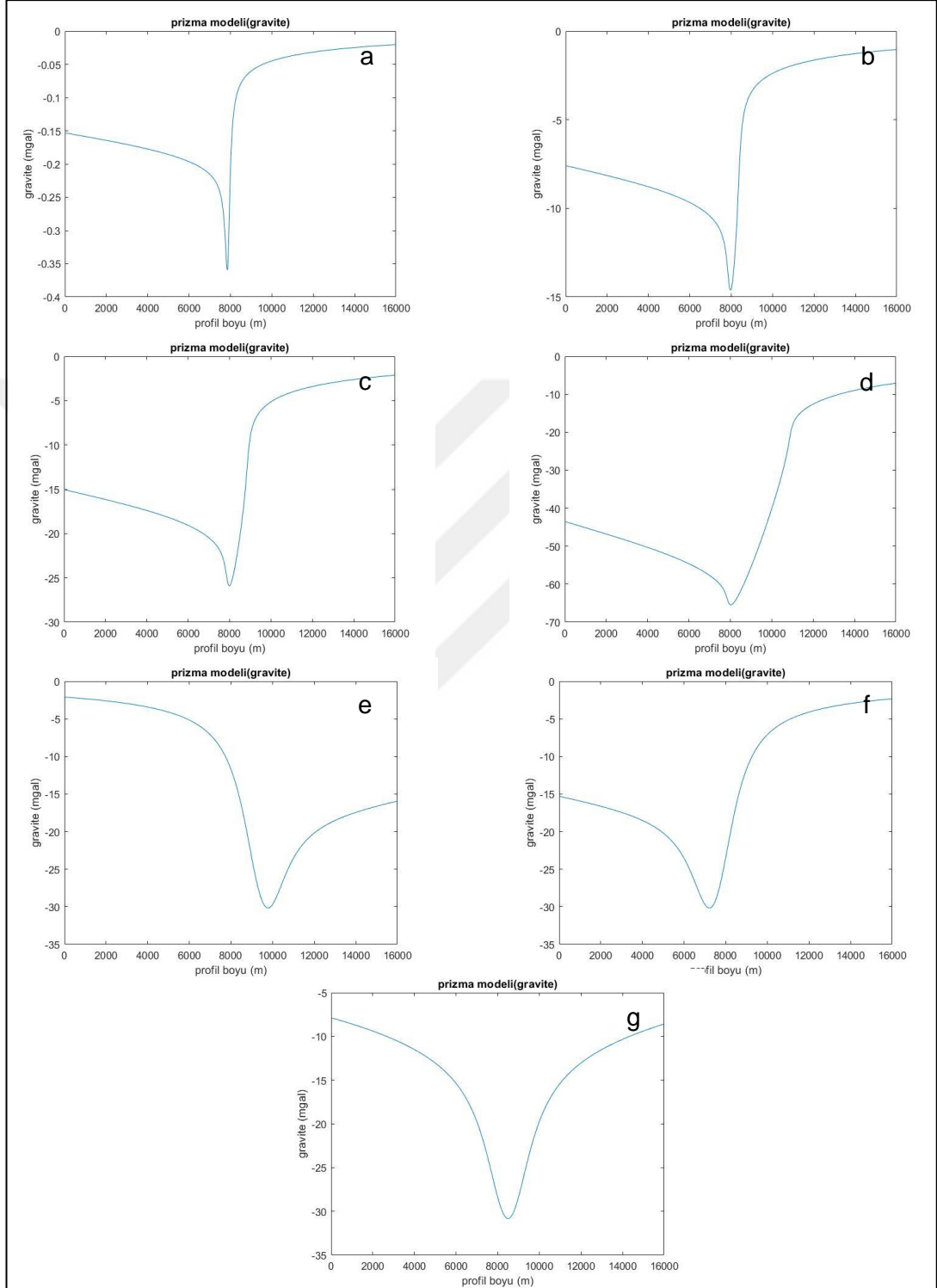
$$\tan \theta_3 = ((x-gd) - B + h \cot \alpha) / h \quad (1.27)$$

$$\tan \theta_4 = ((x-gd) - B + H \cot \alpha) / H \quad (1.28)$$

olarak verilmiştir.

Şekil 1.8'de prizma modeli için oluşturulmuş teorik anomaliler verilmiştir. Burada a , b , c , ve d anomalilerinde sadece B 'nin dört farklı değeri için diğer parametreler sabit tutulup anomaliler hesaplanmış olup e , f , g anomalilerinde ise α 'nın üç farklı değeri için diğer parametreler sabit tutulup anomaliler hesaplanmıştır.

Prizma modelinde H değeri arttıkça gravite değeri artmakta, h arttıkça dalga boyu büyümektedir.



Şekil 1.8. a) B=10 m, b) B=500 m, c) B=1000 m, d) B=3000 m, e) $\alpha=-45^\circ$, f) $\alpha=45^\circ$, g) $\alpha=90^\circ$ için prizma modelleri

1.3. Ters Çözüm

Jeofizikte, genellikle gözlemsel verilerden yararlanılarak yeraltı yapısı modellenmeye çalışılır. Jeofizik veriler, matematiksel bağıntılarla tanımlanabilen modellerin neden olduğu kuramsal değerlerle karşılaştırılarak, deneme-yanılma yoluyla jeofizik verileri en iyi temsil eden model yapılar aranmıştır.

Jeofizik problemlerin bir kısmında, ters çözüm için tasarlanan model fonksiyonu parametreleri ile modelin tepkisi arasında doğrusal bir ilişki vardır. Modelin tepkisi tasarlanan model parametrelerinin, model fonksiyonunda yerine konulmasıyla elde edilir. Bu tür problemlerde modele ilişkin parametreler model fonksiyonunun bilinmeyenlerini oluştururlar. Model parametrelerinin, model fonksiyonunda yerine konulmasıyla elde edilen çözüme “düz çözüm” denir.

Düz problem çözümleri jeofizik yöntemlerde sıkça kullanılmaktadır. Bu tür çözümlerde parametre sayısı arttıkça çözüm duyarlılığı azalır. Gözlemsel değerlerde gürültü olması halinde, ters çözüm işlemlerinden hatalı sonuçlar elde edilebilir. Ters çözüm işlemlerine başlamadan önce, gözlemsel verilerin veri işlem yöntemleri ile niteliğinin artırılması, kuşkusuz daha güvenilir sonuçların elde edilmesine yardımcı olacaktır (Yas, 2006).

Gözlemsel verilerin m adet değerini Denklem (1.29)'daki gibi;

$$G_i = [g_1, g_2, \dots, g_m]^T \quad (1.29)$$

ve varsayılan olası model parametrelerinin n adet değerini Denklem (1.30)'daki gibi;

$$P_i = [p_1, p_2, \dots, p_n]^T \quad (1.30)$$

biçiminde yazarsak, model parametreleri ile gözlemsel değerler arasında Denklem (1.31)'deki gibi;

$$G_i = A_i(p_j) \quad (1.31)$$

veya Denklem (1.32)'deki gibi;

$$G_1 = A_1(p_1, p_2, \dots, p_n)$$

$$G_2 = A_2(p_1, p_2, \dots, p_n)$$

$$\dots\dots\dots (1.32)$$

$$G_m = A_m(p_1, p_2, \dots, p_n)$$

şeklinde fonksiyonel bir ilişki olur (Pedersen, 1977). Buradaki $A_m(p_n)$ modelin tepkisidir. Gözlem değerleri ile model parametreleri arasındaki ilişki doğrusal (lineer) ise, yukarıdaki denklem sistemi Denklem (1.33a)'daki gibi;

$$G_i = A_{ij} p_j \quad (1.33a)$$

olarak yazılabilir. Bu bağıntının matris düzeninde kapalı yazılımı ise Denklem (1.33b)'deki gibi;

$$G = Ap \quad (1.33b)$$

şeklinde. Bu durumda, model parametrelerinin hesaplanmasında kullanılan denklem doğrusal bir sistemdir. Bu denklem sistemi Denklem (1.33c)'deki gibi;

$$Ap = G \quad (1.33c)$$

olarak yazılabilir. Bu denklemden model parametreleri Denklem (1.33d)'deki gibi;

$$p = A^{-1}G \quad (1.33d)$$

şeklinde hesaplanabilir. Eğer, (1.32) sistemindeki ilişki doğrusal değilse (nonlineer), bu durumda, C model fonksiyonu p^0 başlangıç parametreleri civarında Taylor serisine açılarak Denklem (1.34a)'daki gibi;

$$G_i = C_i(p_j^0) + \sum_{j=1}^n \frac{\partial C_i}{\partial p_j} |p_j^0 \Delta p_j + \sum_{j=1}^n \frac{\partial^2 C_i}{\partial p_j^2} |p_j^0 \Delta p_j^2 + \dots \quad (1.34a)$$

biçiminde doğrusallık sağlanır. Bu ifade de, ikinci ve daha yüksek mertebeden türevli terimler ihmal edilirse Denklem (1.34b)'deki gibi;

$$G_i = C_i(p_j^0) + \sum_{j=1}^n \frac{\partial C_i}{\partial p_j} |p_j^0 \Delta p_j \quad (1.34b)$$

biçiminde yazılır. Burada, $C_i(p_j^0)$ 'ye C_i^0 ve $\frac{\partial C_i}{\partial p_j} |p_j^0$ 'ye de A_{ij} denilirse, bu durumda (1.34a) bağıntısı Denklem (1.34c)'deki gibi;

$$G_i = C_i^0 + A_{ij} \Delta p_j \quad (1.34c)$$

olur. Gözlemsel değerler ile kuramsal değerler arasındaki fark, $G_i - C_i = \Delta G_i$ olarak yazılırsa, (1.34b) denklemi, Denklem (1.35) ve Denklem (1.36)'daki gibi;

$$\Delta G_i = A_{ij} \Delta p_j \quad (1.35)$$

$$\begin{pmatrix} G_1 - C_1^0 \\ G_2 - C_2^0 \\ \dots \\ G_m - C_m^0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial C_1}{\partial p_1} & \frac{\partial C_1}{\partial p_2} & \dots & \frac{\partial C_1}{\partial p_n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial C_m}{\partial p_1} & \frac{\partial C_m}{\partial p_2} & \dots & \frac{\partial C_m}{\partial p_n} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta p_1 \\ \Delta p_2 \\ \dots \\ \Delta p_n \end{pmatrix} \quad (1.36)$$

biçiminde veya kapalı olarak Denklem (1.37)'deki gibi;

$$\Delta G = A \Delta p \quad (1.37)$$

şeklinde yazılabilir. Burada A matrisinin satırları, herhangi bir veri noktasının model parametrelerine göre kısmi türevlerini gösterir. Ters çözümde A Jacobian veya duyarlılık matrisi olarak bilinir. Ters çözüm işlemi sırasında, model parametrelerine eklenecek parametre düzeltme Δp değerleri, başlangıç parametrelerine göre hesaplanan kuramsal C_i^0 değerleri ve kısmi türevlerden oluşan duyarlılık matrisi her yineleme aşamasında hesaplanarak elde edilir.

Ters çözüm işlemlerinde, olası model parametrelerinin saptanması için, başlangıç parametrelerinin seçimi oldukça önemlidir. Gözlemsel anomaliye biçimsel olarak uyabilecek bir kuramsal anomaliyi meydana getiren başlangıç parametreleri ile algoritmayı başlatmak hem çözümün sağlamlığı hem de çözüm hızı açısından yararlı olabilir. Çok kötü seçilen başlangıç parametreleri problemi çözülemez duruma getirebilir. Başlangıç parametreleri p^0 'ın nasıl bulunacağı ile ilgili belirli bir yöntem yoktur. Bu nedenle başlangıç parametreleri araştırmacı tarafından jeolojik koşullar göz önünde bulundurularak tahmini olarak belirlenebilir (Tulunay 1987).

Ters çözümlerde, gözlemsel veri ile kuramsal veri arasındaki fark, önceden belirlenen bir yakınsama kriteri değerinin altına düşüncüye kadar yineleme işlemine devam edilir. Bir başka deyişle, model parametrelerine eklenecek olan parametre düzeltme miktarında önemli bir değişim olmuyorsa, algoritma durdurulur.

Jeofizikte ters çözüm, genellikle, ölçülen gözlemsel veri grubu ile olası model parametrelerine göre hesaplanan kuramsal veri arasındaki farkların kareleri minimize edilerek, olası yer modeli saptanmaya çalışılır. Her bir ölçüm noktasındaki, gözlemsel veri ile hesaplanan kuramsal veri değerleri arasındaki, hataların toplamı

bir e yanılığ vektörü ile gösterilebilir. Bir vektörün karesi, bu vektörün bileşenlerinin karelerinin toplamına eşit olup buna istatistikte L_2 normu denir. Bu norma göre optimum çözümün sağlanmasına ise, en küçük kareler yöntemi adı verilir. Gözlemsel veri ile kuramsal veri arasındaki yanılığ e ile göstererek Denklem (1.38a)'daki gibi;

$$G_i - C_i = e_i \quad (1.38a)$$

şeklinde yazılabilir. Taylor serisine açılarak ikinci ve daha yüksek dereceli terimleri göz ardı edilen model fonksiyonunun kuramsal yanıtı Denklem (1.38b)'deki gibi;

$$G_i = C_i^0 + A_{ij} \Delta p_j + e_i \quad (1.38b)$$

biçiminde verilebilir. Bu bağıntılardan yararlanarak Denklem (1.38c) ve Denklem (1.18d)'deki gibi;

$$G_i - (C_i^0 + A_{ij} \Delta p_j) = e_i \quad (1.38c)$$

$$G_i - C_i^0 = A_{ij} \Delta p_j + e_i \quad (1.38d)$$

elde edilir. Burada, $G_i - C_i^0$ 'ye ΔG_i denilirse Denklem (1.38e)'deki gibi;

$$\Delta G_i = A_{ij} \Delta p_j + e_i \quad (1.38e)$$

veya Denklem (1.38f)'deki gibi;

$$\Delta G = A \Delta p + e_i \quad (1.38f)$$

matris eşitliği elde edilir.

Jeofizik prospeksiyon yöntemlerinde genellikle, gözlemsel veri sayısı, hesaplanan model parametre sayısından fazla olan problemlerle ilgilenilir. En küçük kareler veya Gauss-Newton yaklaşımında, parametre düzeltme vektörü Δp 'ye göre, yanılığın minimum yapılması istenir. Denklem (1.38e)'den "e" yanılığ vektörü Denklem (1.38g)'deki gibi;

$$e = \Delta G - A \Delta p \quad (1.38g)$$

biçiminde bulunur. Bir vektörün kare uzunluğu, onun transpozesi ile kendisinin çarpımına eşittir. O halde e yanılı vektörünün kare uzunluğunu S ile gösterecek olursak Denklem (1.39a)'daki gibi;

$$S=e^T e=(\Delta G-A\Delta p)^T (\Delta G-A\Delta p) \quad (1.39a)$$

bağıntısı elde edilir (T=transpoze). Bu çarpım yapılarak düzenlenirse Denklem (1.39b)'deki gibi;

$$S=\Delta p^T A^T A\Delta p-\Delta G^T A\Delta p-\Delta p^T A^T \Delta G+\Delta G^T \Delta G \quad (1.39b)$$

şeklinde bulunur. Bu ifadenin minimum olması için S'nin Δp 'ye göre kısmi türevlerinin sıfıra eşitlenmesi gerekir. O halde Denklem (1.40)'daki gibi;

$$\frac{\partial S}{\partial \Delta p}=0 \quad (1.40)$$

yazılabilir (Graybill, 1969). Burada, (1.39b) denklemini yerine koyacak olursak Denklem (1.41a)'daki gibi;

$$\frac{\partial}{\partial \Delta p} (\Delta p^T A^T A\Delta p-\Delta G^T A\Delta p-\Delta p^T A^T \Delta G+\Delta G^T \Delta G)=0 \quad (1.41a)$$

bulunur ve gerekli işlemler yapıp düzenlendiğinde Denklem (1.41b)'deki gibi;

$$A^T A\Delta p=A^T \Delta G \quad (1.41b)$$

bağıntısı elde edilir. Buradan hareketle, parametre düzeltme vektörü Denklem (1.42a)'daki gibi;

$$\Delta p=(A^T A)^{-1} A^T \Delta G \quad (1.42a)$$

şeklinde bulunmuş olur. Bu ifade, doğrusallaştırılmış bir denklem sisteminin çözüm bağıntısıdır. (1.42a) denkleminde yararlanılarak Denklem (1.42b)'deki gibi;

$$A_L^{-1}=(A^T A)^{-1} A^T \quad (1.42b)$$

şeklinde bir ters matris tanımlanabilir. Bu A_L^{-1} matrisine genelleştirilmiş veya Lanczos tersi denir (Lanczos, 1961). Bu ifadenin (1.31) denkleminde yerine konulmasıyla Denklem (1.42c)'deki gibi;

$$\Delta p = A_L^{-1} \Delta G \quad (1.42c)$$

bağıntısı elde edilir. O halde en küçük karelerde kullanılan ters matris genelleştirilmiş ters matrislerden bir tanesidir. Problemin çözümü, A_L^{-1} ters matrisinin alınabilmesine bağlıdır. Bir matrisin tersinin alınabilmesi için, o matrisin kare olması ve sistemin determinantının sıfır veya sıfıra yakın olmaması gerekir. Sistemin öz değerlerinin sıfır veya sıfıra yaklaşması, determinantının sıfır olmasına neden olabilir. Bu tür sistemlerin çözümlerinde duraysızlık (instability) oluşmaktadır. Bu sorundan kurtulmak için pek çok yöntem geliştirilmekle birlikte sönümlü en küçük kareler, bir başka deyişle Marquardt(1963), Levenberg(1944) algoritması, en sık kullanılan yöntemlerden biridir. Bu durumda genelleştirilmiş ters Denklem (1.43)'teki gibi;

$$A_L^{-1} = (A^T A + \beta I)^{-1} A^T \quad (1.43)$$

Şeklinde olur. Burada β Marquardt sayısı veya sönüm faktörü olarak bilinir. β sayısının seçimi pozitif ve keyfidir. β 'nin sıfıra yakın olması durumunda çözüm kısıtsız en küçük karelere, sıfırdan büyük olması durumunda ise en dik iniş (steepest descent) yöntemine yaklaşmaktadır. Bu sayının seçimi yakınsama açısından önemlidir. Bu sayıyı dinamik yapmak da mümkündür. Bazı araştırmacılar öz değerlere bakarak sıfırdan farklı en küçük öz değeri Marquardt sayısı olarak alırlar, ıraksama durumunda bir büyüğünü tercih ederler. Biz çözümlerimizde bu sayıyı 0.5 den başlattık. Yinelemenin her adımında yakınsama sağlanmışsa ikiye böldük, ıraksama durumunda 2 ile çarptık.

1.3.1. Sönümlü en küçük kareler (Marquardt) yöntemi

Jeofizik problemlerin çözümlerinde sönümlü en küçük kareler algoritmasının nasıl kullanılabileceği, (Lines ve Treitel, 1984) tarafından gösterilmiştir. Bu yöntem, ilgili normal denklemlerin çözümü ile gerçekleştirilir. $A^T A$ matrisinin yaklaşık tekil olduğu durumlarda da, çözüm zorluklarını yenmek için, en küçük kareler yöntemi yinelemeli olarak uygulanabilir. Bu yaklaşım, Levenberg (1944) tarafından verilmiş, sonra da Marquardt (1963) ayrıntılı olarak açıklamıştır. Yöntem sönümlü en küçük kareler yöntemi (damped least-squares) olarak bilinir. Bu çözümde, yineleme sırasında küçük öz değerlerin neden olduğu salınımların sönümlenmesi gerekir. (1.43) bağıntısındaki $A^T A$ matrisinin köşegenlerine sayısal bir değer eklenerek Denklem (1.44)'teki gibi;

$$\Delta p = (A^T A + \beta I)^{-1} A^T \Delta G \quad (1.44)$$

denklemini elde edilir (Lines ve Treitel, 1984). Burada I birim matris, β ise gerçel pozitif bir sayıdır ve sönüm faktörü olarak adlandırılır. Sönüm faktörünün alabileceği değerler, sıfır veya öz değerlerden büyük bir sayı olabilir. Sönüm faktörü büyük bir sayı ise en dik iniş yöntemine benzer şekilde sonuca gidilir ve yöntemin özelliği olarak çözüm yavaşır. $\beta=0$ alınırsa, denklemini kısıtsiz en küçük kareler ya da genelleştirilmiş ters çözüm yöntemini verir ve çözüm çok hızlıdır. Ancak bu durumda parametre düzeltme vektörü çok büyük değerler alabilir ve algoritma sonuca ulaşmayabilir.

1.3.2. Karesel hata değeri

Genel olarak ters çözüm işlemi, modelin oluşturacağı kuramsal anomaliyle gözlemsel anomali arasındaki uyum, verilen bir tolerans değerine ulaşmaya kadar devam ettirilir. Bu uyum, RMS (root mean squares) ile gösterilen karesel hata değeriyle belirlenir ve Denklem (1.45)'teki gibi;

$$RMS = \sqrt{\left(\frac{\sum_{i=1}^N (G_i^{göz} - G_i^{hes})^2}{N} \right)} \quad (1.45)$$

bağıntısıyla hesaplanır (Jackson, 1972). Burada N veri sayısı, $G^{göz}$ ve G^{hes} sırasıyla gözlenen ve hesaplanan anomali değerlerini göstermektedir.

1.4. Birleşik Ters Çözüm

Birleşik ters çözüm, birbiri ile tutarlı jeofizik yöntemlerden elde edilen veri kombinasyonu ile jeolojik yapıların bilinmeyen parametrelerinin çözülmesidir. Bu bölümde gravite ve manyetik yöntemleri için birleşik ters çözüm sisteminin kurulması anlatılmıştır. Birleşik ters çözüm tekniğinin yapısal yaklaşımıyla ilgili daha kapsamlı bilgiler Haber ve Oldenburg (1997)'den elde edilebilir. Jeofizikte ters çözüm ile modelleme yapılırken modelin parametrelerinden bir tanesi gerçek elde edilebilirse, çözüm onun etrafında çıkacağından daha doğru bir çözümleme yapılmış olur. Birlikte ters çözüm yapılırken bazı parametreler ortak çözüleceği için, onlar etrafında genel bir çözüm oluşacaktır. Bu nedenle birleşik ters çözüm, yöntemlerin ayrı ayrı ürettikleri çözümlere göre daha gerçeğe yakın olacaktır. Birleşik ters çözüm sistemi Denklem (1.46)'daki gibi;

$$\begin{bmatrix} G_1^{göz} - G_1^{hes} \\ \dots \\ \dots \\ \dots \\ G_N^{göz} - G_N^{hes} \\ f_1^{göz} - f_1^{hes} \\ \dots \\ \dots \\ f_R^{göz} - f_R^{hes} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial G_1}{\partial g} & \frac{\partial G_1}{\partial gm} & \frac{\partial G_1}{\partial H} & \frac{\partial G_1}{\partial gc} & \frac{\partial G_1}{\partial gB} & \frac{\partial G_1}{\partial gd} & \frac{\partial G_1}{\partial \alpha} & \frac{\partial G_1}{\partial h} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial G_N}{\partial g} & \frac{\partial G_N}{\partial gm} & \frac{\partial G_N}{\partial H} & \frac{\partial G_N}{\partial gc} & \frac{\partial G_N}{\partial gB} & \frac{\partial G_N}{\partial gd} & \frac{\partial G_N}{\partial \alpha} & \frac{\partial G_N}{\partial h} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \frac{\partial f_1}{\partial md} & \frac{\partial f_1}{\partial mB} & \frac{\partial f_1}{\partial P} & \frac{\partial f_1}{\partial mm} & \frac{\partial f_1}{\partial mc} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{\partial f_R}{\partial \alpha} & \frac{\partial f_R}{\partial h} & \frac{\partial f_R}{\partial md} & \frac{\partial f_R}{\partial mB} & \frac{\partial f_R}{\partial P} & \frac{\partial f_R}{\partial mm} & \frac{\partial f_R}{\partial mc} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} g \\ gm \\ H \\ gc \\ gB \\ gd \\ \alpha \\ h \\ md \\ mB \\ P \\ mm \\ mc \end{bmatrix} \quad (1.46)$$

şeklinde yazılabilir. Burada N gravite yöntemi için gözlem nokta sayısı, R manyetik yöntem için gözlem nokta sayısı, 'göz' ve 'kur' üst indisleri ise sırası ile gözlemsel ve kuramsal verileri göstermektedir.

Manyetik ölçümlerin modellenmesi için Raju (2002) kalın dayk bağıntısı, gravite ölçümlerinin modellenmesi için Telford (1976) prizma bağıntısı kullanılmıştır. Raju (2002) kalın dayk modeli ile Telford (1976) prizma modelindeki eğim açısı tanımını birbirine ters olduğundan eğim açılarını birlikte çözdürebilmek için Raju (2002) kalın dayk modelinin açısı yerine Denklem (1.47)'deki gibi;

$$\delta = 180^\circ - \alpha \quad (1.47)$$

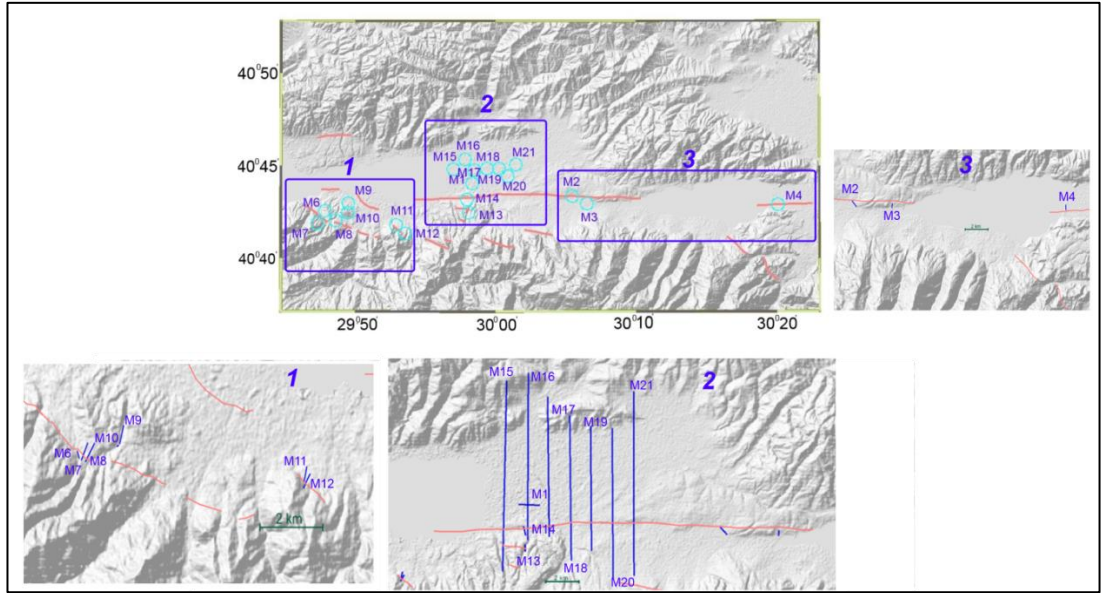
eşitliği konularak açı tanımları birbirine benzetilmiştir. Elde edilen açı sonuçları saatin tersi yönündedir.

(1.46) bağıntısında görüldüğü üzere model yapının eğim açısı ve üst derinliği her iki yöntemde de ortak parametreler olarak çözülmüştür.

2. ARAZİ ÇALIŞMASI

2.1. Genel Jeoloji

Bu proje kapsamında İzmit Körfezi – Sapanca Gölü çöküntüsünün güney ve kuzeyindeki Pliyosen'den eski jeolojik birimler, temel kayalar olarak adlandırılmıştır. Bu temel kayaları üzerleyen birimler ise Pliyosen-Holosen yaşlı olarak belirlenmiştir. Bu birimler güneyde yer almakta olup temel kayaların üzerine hem aktif faylı hem de açılı diskordansla gelir. Bu birimleri de Holosen yaşlı derelere ait çökeller açıl diskordans ile üzerlemiştir. Birimler içindeki çakıl tanelerinin tamamı, güney temel jeolojik birimleri oluşturan magmatik andezitler ve metamorfik kayaç türlerinden oluşur. İzmit Körfezi – Sapanca Gölü çöküntüsünün güney kenarında ve merkezinde bulunan dolgu niteliğindeki bu birimler gölsel-denizel (?) ve karasal ortam çökeli olan alüviyal yelpaze ortamına benzerler. Bu birimler birbirinden alt üst ilişkisine ilaveten tabakalanma şekli, litoloji farklılığı, renk değişimi ve tanelerin tutturulma derecelerine göre ayrılmıştır.



Şekil 2.1. Çalışma alanı lokasyonu

Buna göre alüviyal yelpaze çökelleri ve bu birimin altındaki fosilli ve yoğun su ortamını belirten çökel birim 1/25.000 ölçekli haritalarda İzmit Körfezi-Sapanca Gölü

güney yükseliminin kenarında işaretlenmiş faylar, hem yüzey hem de kabuğun belirli derinliğinde yapılan manyetik ve gravite çalışmalarda izlenmektedir. Çalışma alanı ve alınan ölçü profilleri Şekil 2.1'de verilmiştir.

Bölgede yapılan ve aktif deformasyonunun türü ve dağılımının belirlenmesine dönük bu çalışmada özellikle İzmit-Sapanca Gölü arası çöküntü alanının ana fay dışında özellikle güney kesimde bulunan ve havza dolgusu birimler yer yer sınırlayan segment şeklindeki faylardan oluştuğu belirlenmiştir. Yukarıda belirtilen Pliyosen-Holosen dönem havza stratigrafisine göre bölgede alüviyal yelpaze çökelinin dışında, güney temel kayaları oluşturan volkanik andezitler içinde, fay dokanaklı, kollüviyal seviyelerin varlığı, ve yukarıda belirtilen bol fosilli sedimenter nitelikli birimleri varlığı Pliyo-Kuvaterner stratigrafisinin bölgedeki yayılımının ve kalınlığının ne kadar fazla olduğunu gösterir. Bu anlamda bu kalınlığa ve bu yayılıma aktif faylanmanın sadece Kuzey Anadolu Fayı ana kolu değil, bununla birlikte havza güneyindeki diğer fayların katıldığı belirlenmiştir.

Doğrultu atımlı faylarda ve bu faylara bağlı gelişen ikincil faylanmalarda, fayın nasıl değiştiğini göstermesi açısından fay düzlemi eğim açısının derinlere doğru değişiminin tespiti önemlidir. Fay geometrisinin derindeki durumu havzanın oluşum evrimini açıklar. İnceleme alanında fay geometrisinin derinlerdeki durumunu açıklamak amacıyla ve ikinci faylanmalar üzerinde manyetik yöntem ile ölçümler yapılmıştır. Bu çalışmalardan ayrı olarak İzmit Büyükşehir Belediyesi'nin 2011 yılında yaptırmış olduğu aynı alan için gravite çalışması dataları elde edilerek tekrar yorumlanmıştır. Buna göre havzanın temel birimlerinin durumu manyetik ve gravite verileriyle ortaya konmuştur.

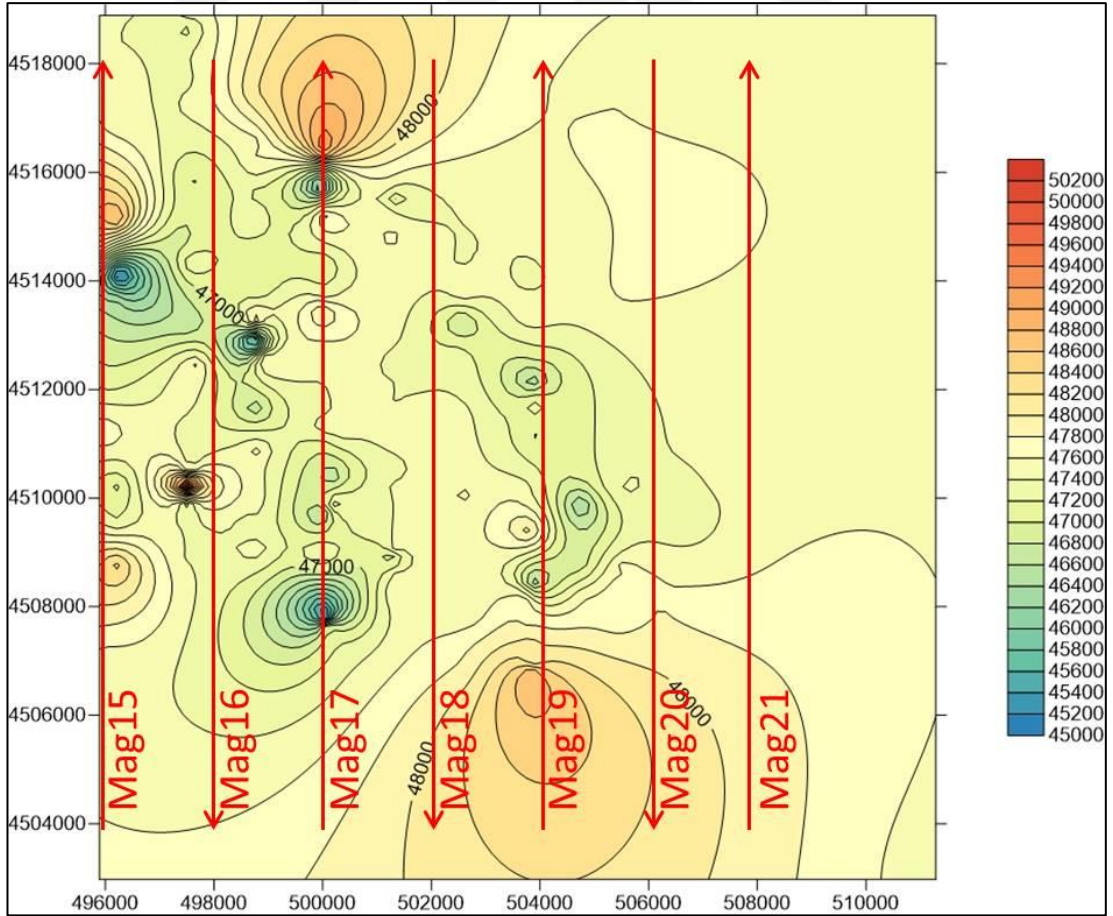
2.2. Manyetik Sonuçlar

Kabuğun daha derinlerdeki fay geometrisini bulabilmek için uygulanan yöntem manyetik yöntemdir. Manyetik yöntemi için Geometrics G-857 marka proton manyetometresi kullanılmıştır. Profil boyu kısa (örneğin 300-5000 m) olduğunda günlük değişim etkisi ölçülerden atılmamıştır. Uzun profil boylarında ise (10000 – 15000 m) günlük değişim etkisi Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi'nden alınan günlük değişim ölçümleri alınarak ölçülerden atılmıştır.

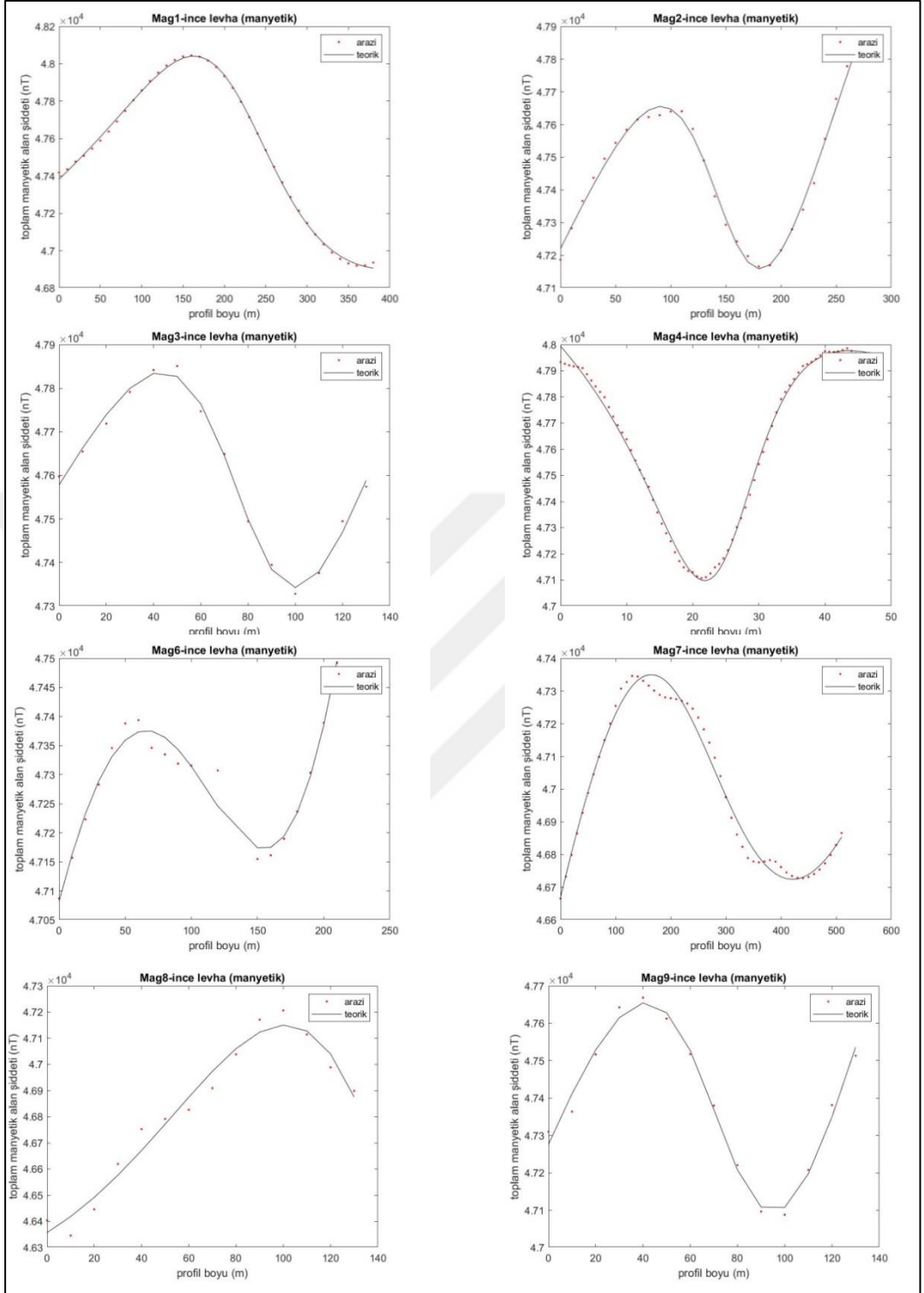
Çalışma sırasında yerin manyetik alanının inklinasyonu ve denklinasyonu sırası ile 58° ve 5.2° dir (Kandilli Rasathanesi İznik Gözlemevi).

Ölçümler iki ana grupta toplanabilir. Bunların 7 adedi ana fay zonu üzerinde, diğer 14 profil ise tali faylar üzerindedir. Toplamda 21 profilden oluşan 72806 m boyunda manyetik ölçüm alınmıştır. Ana fay zonu üzerinde ve ona dik olarak alınan ölçümlerin aralıkları 500 m, tali fay üzerinde alınan ölçümler 10 m aralıktır. Ana fay zonu üzerindeki 7 profil ölçünün 4 profili, tali faylar üzerinde alınan 14 adet profil ölçülerinden 9 adet profil ölçümleri modellenmiştir. Diğerleri içerdiği kentsel gürültü nedeniyle modellenememiştir. Çalışma alanında (Şekil 2.1.) ince levha model çalışması sonuçları Tablo 2.1'de, kalın dayk model çalışması sonuçları Tablo 2.2'de verilmiştir.

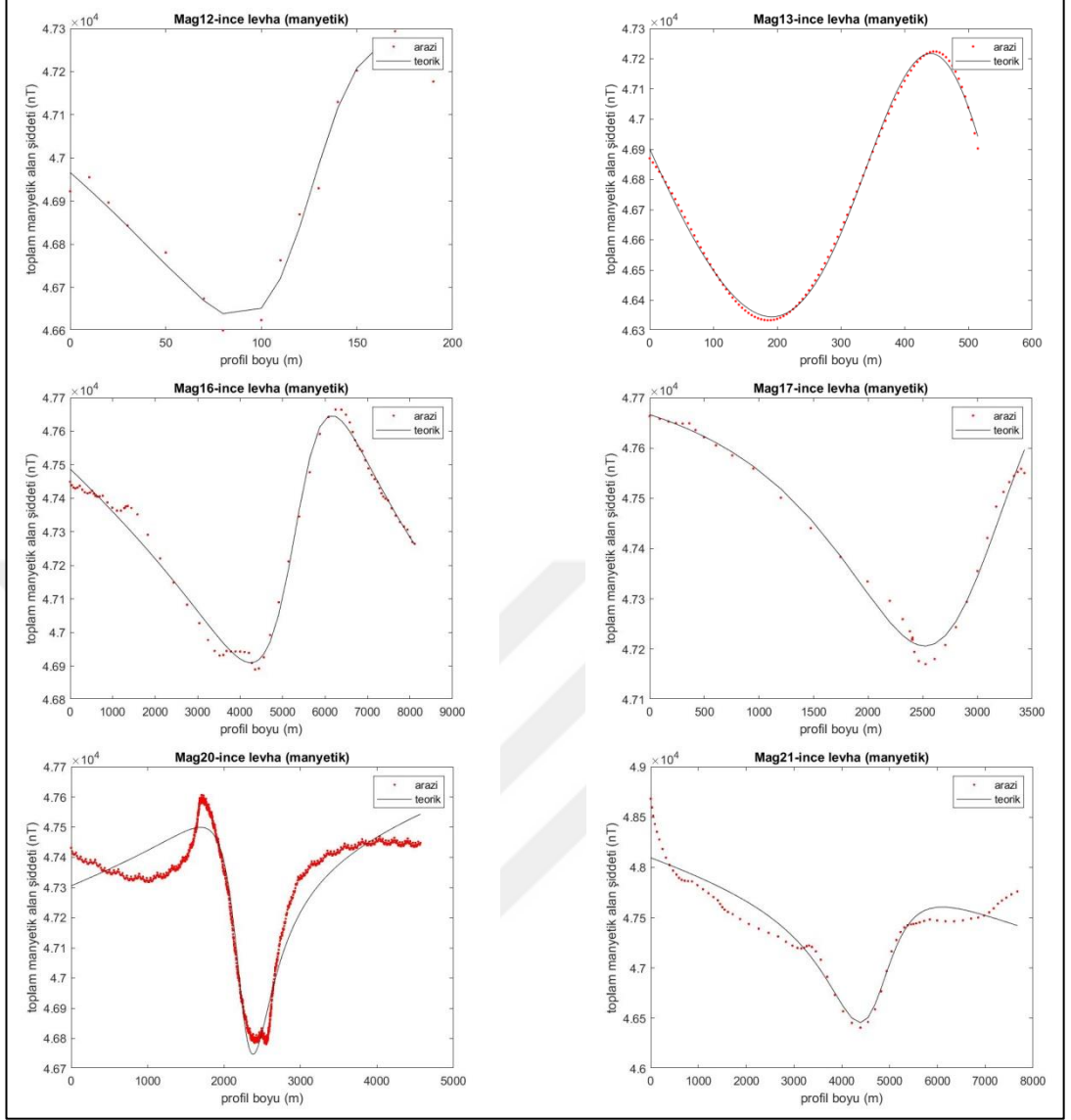
Alınan ölçümlerden elde edilen kesitler modellenmiş olup Şekil 2.2 ve Şekil 2.3'te verilmiştir. Modelleme işlemi sırasında ince levha ve iki boyutlu dayk toplam alan bağıntıları kullanılmıştır (Raju, 2002). Manyetik anomalilerin üst derinlikleri ve eğim açıları önemli olduğundan düşey yönde sonsuza uzanan yapılar olarak modellenmiştir. Anomalilerin modellenmesinde sönümlü en küçük kareler tekniği olan Marquardt (1963) algoritması kullanılmıştır.



Şekil 2.2. Ana fay zonu üzerindeki manyetik ölçü profilleri



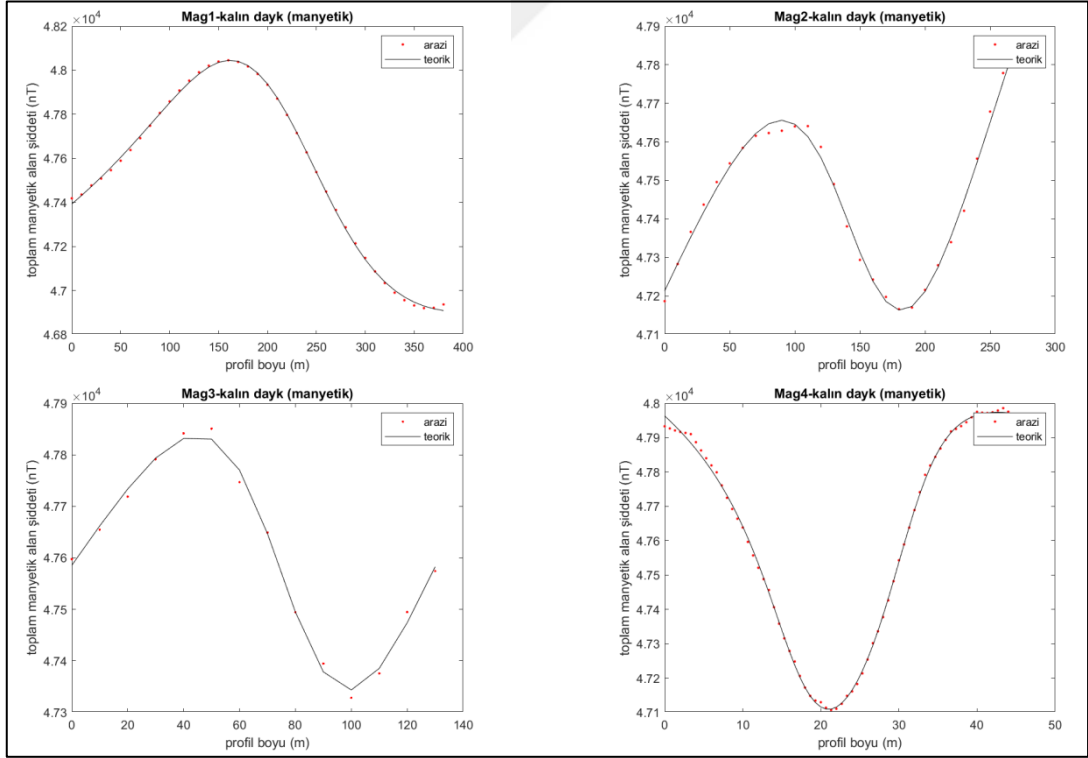
Şekil 2.3. Alınan ölçülerin ince levha bağıntısı ile modellenmesi



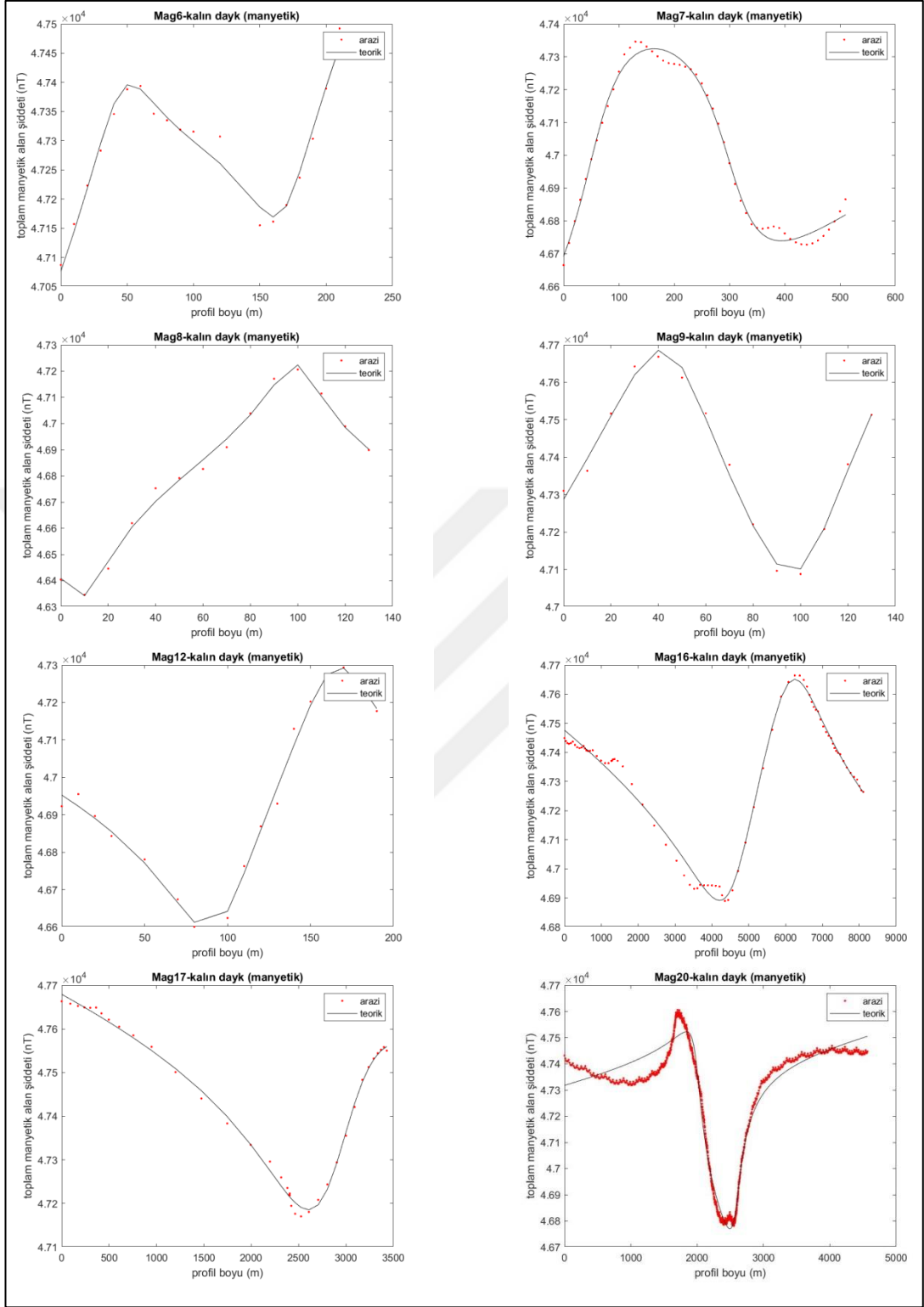
Şekil 2.3.(Devam) Alınan ölçülerin ince levha bağıntısı ile modellenmesi

Tablo 2.1. İnce levha model sonuçları

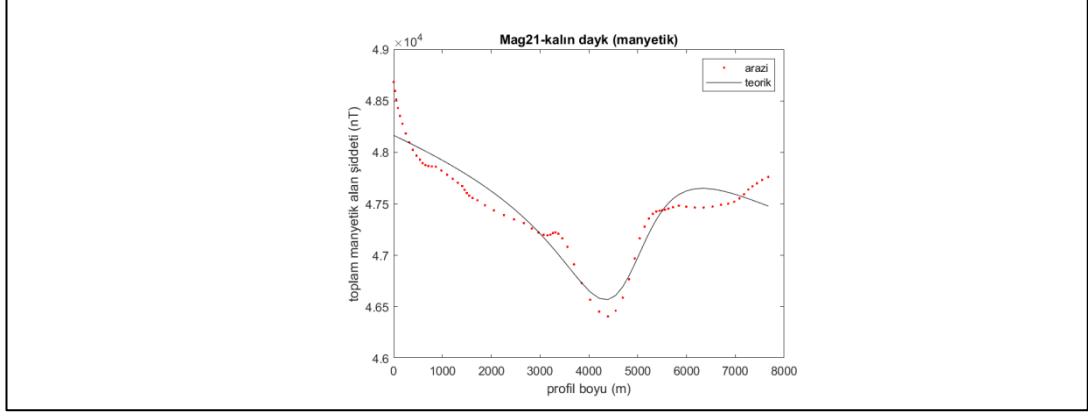
	δ	md	h	m_m	C_m	e	Profil doğrultusu
Mag1	122,44	215,18	132,21	1,33	46598,3	1,89	B-D
Mag2	148,90	153,65	79,19	6,23	46871,6	3,45	KB-GD
Mag3	138,89	81,06	46,25	7,93	47247,6	3,94	K-G
Mag4	117,31	24,79	11,11	-11,57	48418,8	2,10	G-K
Mag6	160,69	153,66	181,28	19,12	46920,7	4,79	GD-KB
Mag7	92,33	226,44	287,81	5,28	44629,5	3,92	KB-GD
Mag8	137,03	198,79	70,60	-3,12	43155,7	3,77	KB-GD
Mag9	137,99	76,60	50,38	13,67	46758,7	6,11	G-K
Mag12	60,26	126,27	48,65	-2,20	47248	7,10	KD-GB
Mag13	110,63	413,69	244,38	-6,04	47168,8	1,20	K-G
Mag16	52,83	5379,53	1149,09	-0,09	47665,8	3,14	K-G
Mag17	123,75	2827,19	1060,85	0,01	47873,8	3,28	G-K
Mag20	161,53	2264,27	289,84	0,08	47242,0	1,82	K-G
Mag21	113,51	4649,63	828,73	-0,13	48290,3	19,20	G-K



Şekil 2.4. Alınan ölçülerin kalın dayk bağıntısı ile modellenmesi



Şekil 2.4.(Devam) Alınan ölçülerin kalın dayk bağıntısı ile modellenmesi



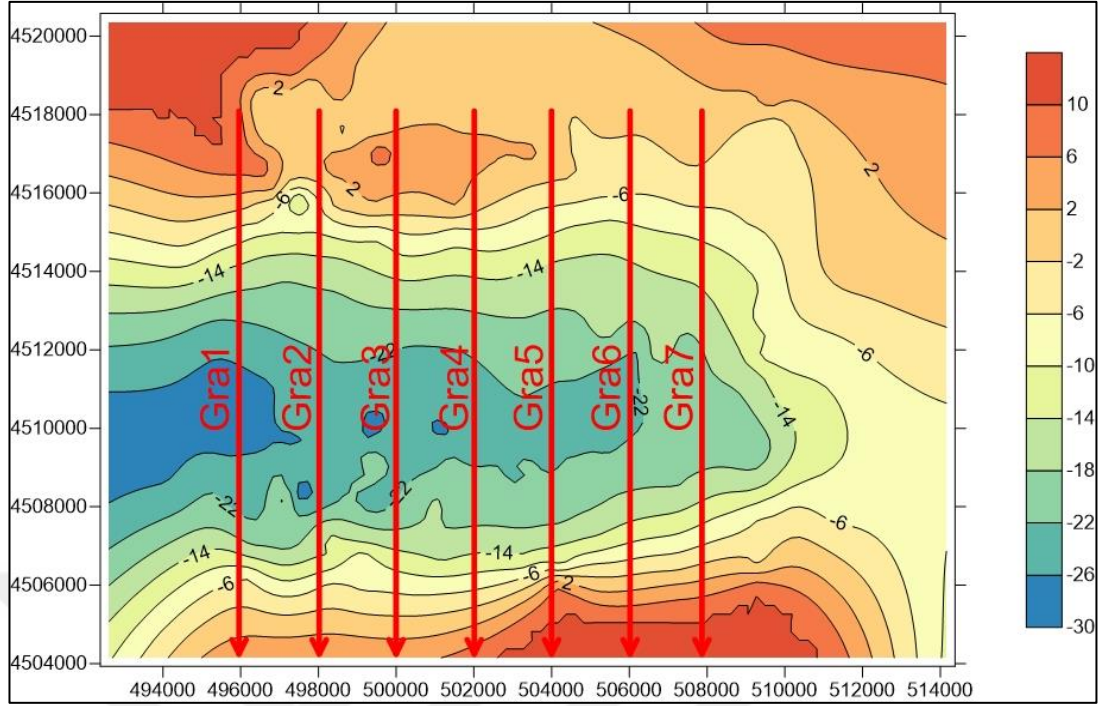
Şekil 2.4.(Devam) Alınan ölçülerin kalın dayk bağıntısı ile modellenmesi

Tablo 2.2. Kalın dayk model sonuçları

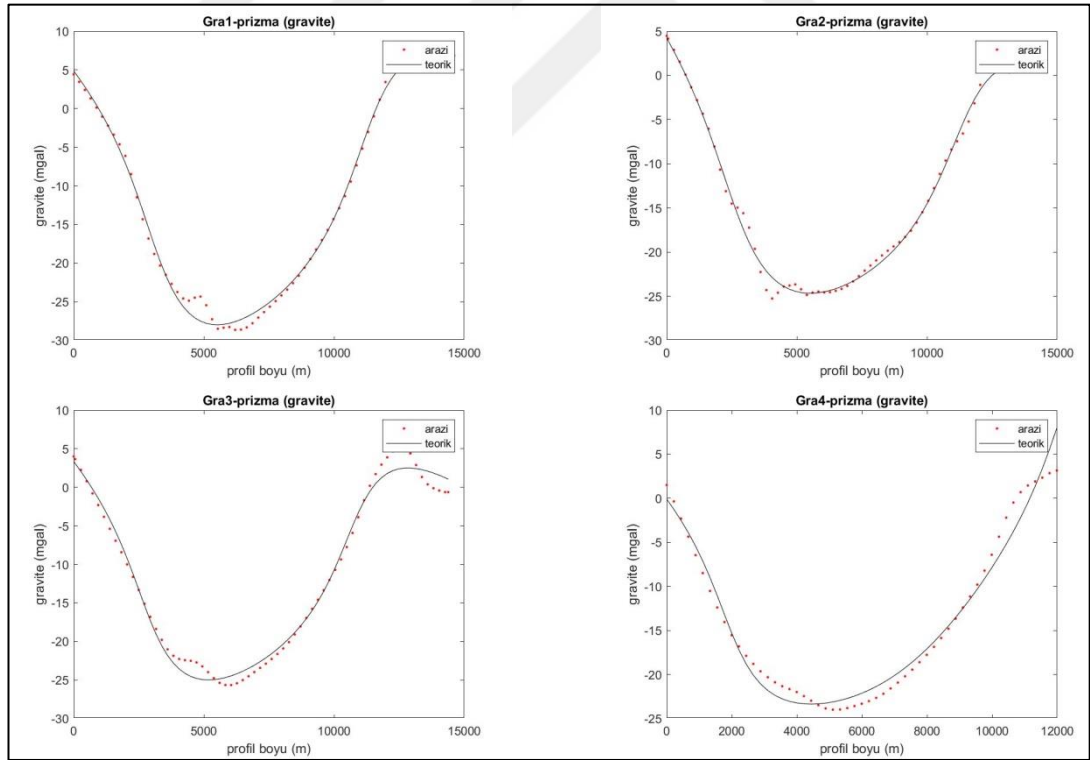
	δ	md	h	b	m_m	C_m	e	Profil doğrultusu
Mag1	119,20	212,06	110,64	50,90	0,95	46728,1	1,53	B-D
Mag2	148,39	153,62	83,05	10,41	6,66	46832,7	3,36	KB-GD
Mag3	136,40	79,68	39,64	9,33	6,42	47296,3	3,61	K-G
Mag4	55,60	24,02	6,68	7,40	-7,25	48224,9	1,07	G-K
Mag6	58,50	105,97	20,73	59,86	4,14	46834,1	4,07	GD-KB
Mag7	51,76	182,66	55,06	124,71	1,03	46331,9	2,99	KB-GD
Mag8	50,96	54,92	8,48	44,99	-1,90	46842,9	5,90	KB-GD
Mag9	48,62	72,50	18,48	27,47	7,23	46994,3	4,99	G-K
Mag12	124,16	129,04	20,16	36,38	-1,58	47124,2	5,49	KD-GB
Mag16	53,47	5340,01	775,65	823,36	-0,08	47624,9	2,83	K-G
Mag17	89,03	2901,91	552,40	361,36	-0,09	47766,3	1,82	G-K
Mag20	101,01	2288,50	1011,37	296,28	0,05	47278,0	1,26	K-G
Mag21	70,11	4695,25	1111,91	34,75	-0,15	48444,7	18,44	G-K

2.3 Gravite Sonuçları

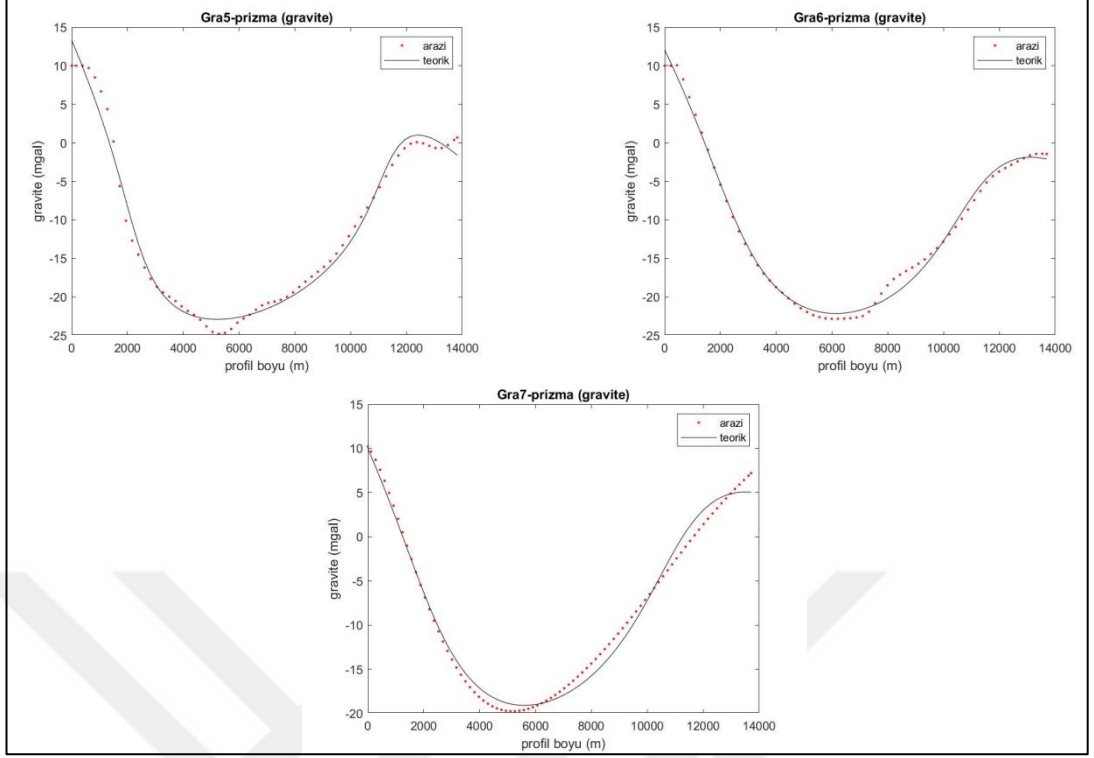
İzmit Belediyesi'nden alınan gravite ölçümleri Telford (1976) prizma bağıntısı ile modellenmiştir. Anomalilerin modellenmesinde sönümlü en küçük kareler tekniği olan Marquardt (1963) algoritması kullanılmıştır. Prizma model çalışmaları Şekil 2.4'te, model çalışma sonuçları ise Tablo 2.3'te verilmiştir. Şekil 2.5'te elde edilen gravite haritasında manyetik profillere eş çizilmiş gravite profilleri görülmektedir. Bu profillerden üretilen gravite dataları modellenmiş ve Şekil 2.6'da gösterilmiştir. Elde edilen sonuçlar Tablo 2.3'te verilmiştir.



Şekil 2.5. Gravite ölçüleri profilleri



Şekil 2.6. Gravite ölçülerinin prizma bağıntısı ile modellenmesi



Şekil 2.6.(Devam) Gravite ölçülerinin prizma bağıntısı ile modellenmesi

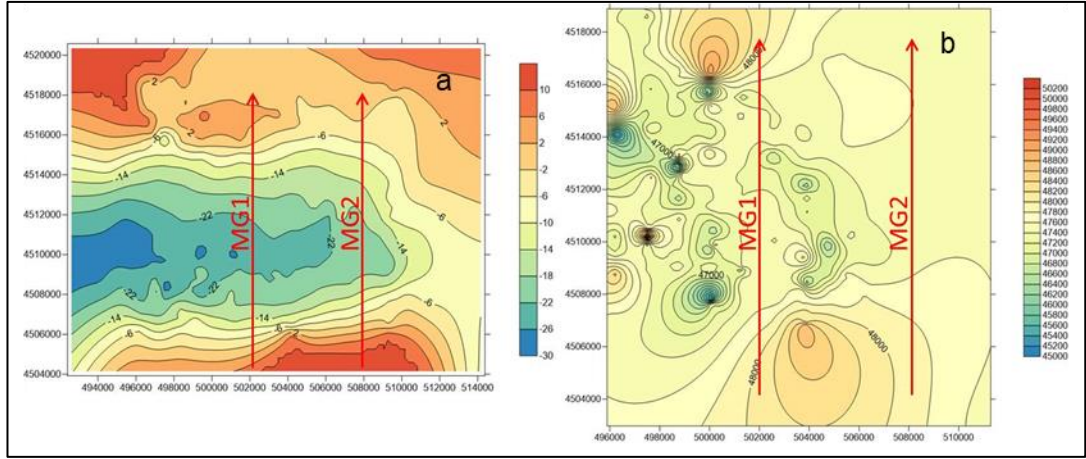
Tablo 2.3. Prizma model sonuçları

	α	h	gd	B	m_g	c_g	e
gra1	23,63	1440,11	6331,28	8168,03	-0,0027	54,42	0,11
gra2	26,98	1571,20	5551,41	8790,35	-0,0030	51,70	0,09
gra3	24,97	1312,06	5550,36	7934,92	-0,0028	47,70	0,14
gra4	25,40	1023,31	4032,87	10395,30	0,00058	19,55	0,19
gra5	43,265	930,72	3117,71	9070,69	-0,0052	82,71	0,16
gra6	53,97	1824,78	3533,34	8606,72	-0,0035	61,52	0,10
gra7	38,69	2184,63	4750,95	8922,02	-0,0033	63,90	0,10

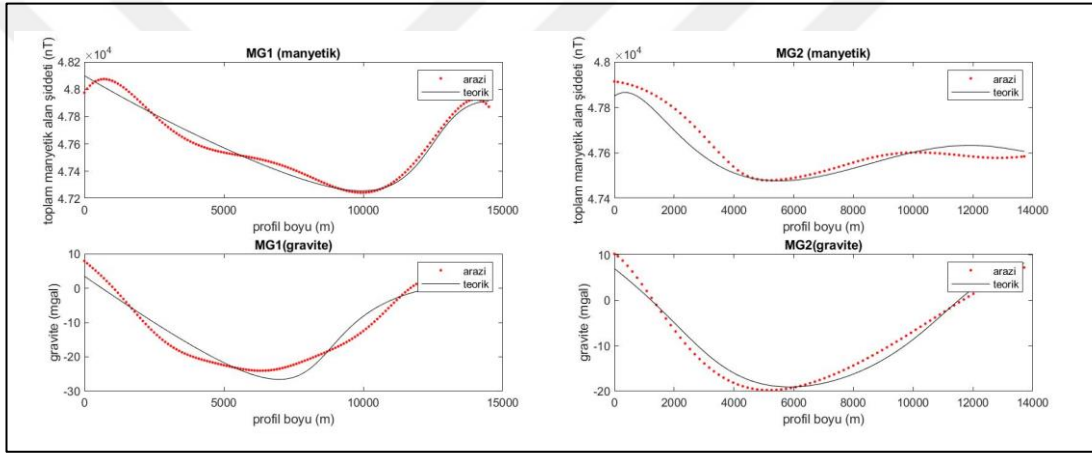
Buradaki eğim açıları (α) saatin tersi yönündedir.

2.4. Birleşik Ters Çözüm Sonuçları

Birleşik ters çözümde manyetik ve gravite ölçümleri birlikte modellenmiştir. Şekil 2.7'de ölçüler üzerinde alınan profiller gösterilmiştir. Birleşik ters çözüm model çalışmaları Şekil 2.8'te, model çalışma sonuçları ise Tablo 2.4' te verilmiştir.



Şekil 2.7. Birleşik ters çözüm için alınan a)manyetik, b)gravite ölçü profilleri



Şekil 2.8. Manyetik ve gravite ölçülerinin birleşik ters çözüm ile modellenmesi

Tablo 2.4. Birleşik ters çözüm model sonuçları

	MG1	MG2
α	146,54	120,60
h	1430,30	2221,90
gd	6555,8	3647,97
md	3951,23	7452,60
b	8648,30	8570,31
B	8723,33	8489,74
m_g	-0,0061	-0,0027
c_g	-2,81	64,21
m_m	-0,11	1,22
c_m	49771,1	39551,9
e	1,63	1,09

Burada, δ ortak parametre olup modellerin saatin tersi yönünde eğim açısı, md manyetik modelinin ve gd gravite modelinin orijinin başlangıç noktasına olan

uzaklığı, h ortak parametre olup modellerin üst derinliği, b manyetik modelinin yarı genişliğinin iki katı ve B gravite modelinin genişliği, m_m ve c_m manyetik modelinin, m_g ve c_g ise gravite modelinin rejyonel sabitleridir.

İki prizmatik modelin dört geometrik parametresi ortaktır. Bunlar, üst derinlik, eğim açısı, genişlik ve kütle merkezi parametreleridir. Ancak bu durumda kütle geometrileri tamamen ortak olacak ve ortak bir çözüm üretilemeyecektir. Çalışmanın amacı doğrultusunda üst derinlik ve eğim açıları parametreleri ortak çözülmüştür.

Bu çözüme göre, İzmit havzasının batı tarafının ortalama derinliği 1400 m dolayındadır. Havzanın derinliği doğuya doğru atmaktadır. Anomalilere bakıldığında (Şekil 2.5) havzanın güneyi KAFZ ye bağlı olarak yüksek eğimli, kuzey tarafı ise düşük eğimli temel kayalardan oluşmaktadır. Havzanın kuzeyinde ölçümlerde fay oluşumuna rastlanmamıştır.

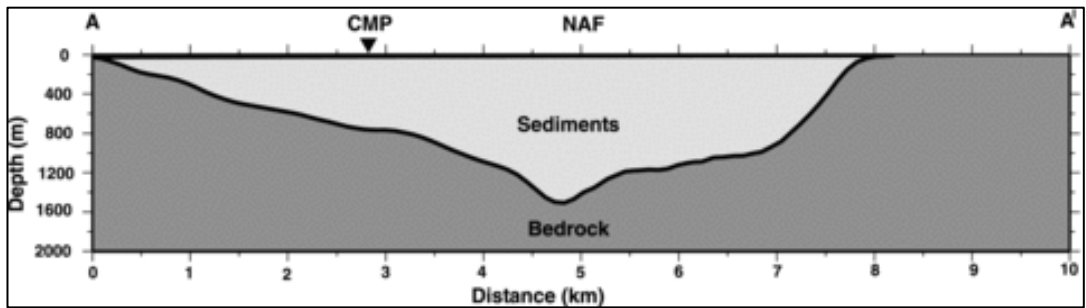
3. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Manyetik çözümlere göre, ana fay üzerinde yapılan ölçümlerden çıkan sonuçlardan ana fayın beklendiği gibi düşey yönde olmayıp kuzeye doğru eğimli olduğu ortaya çıkmıştır. Gravite profil değerlendirmelerine göre de ana fay zonunun kuzeye eğimli olduğu görülmüştür. Bu durum ana fay zonunun kuzeyinin daha az hareketli olduğuna işaret etmekte ve ana fay zonun güneye doğru hareket ettiğini göstermektedir. Tali faylar üzerinde yapılan çözümler bu faylanma türlerinin normal faylanma olduğunun gösterir. Normal faylanmanın bir yanı metamorfik birimlerden oluşurken düşen diğer tarafı üstten sediment birimlerden oluşmaktadır. Bu durum anomali genliklerinin 600-700 nT olmasını açıklamaktadır. Çözüm sonuçları tali faylanmaların da kuzey eğimli olduklarını göstermektedir.

İzmit havzasının temel kaya derinliği birleşik ters çözüm sonuçlarına göre 1400 m dolayındadır. Şekil 3.1'de Özalaybey ve diğ. (2011)'den alınan gravimetrik ana kaya derinlik kesitine göre de bu değer benzeşmektedir.

Havza doğuya doğru derinleşmekte ve genişlemektedir.

Manyetik çözümlerdeki derinliklerin gravite verilerine göre daha sığ çıkması, bu derinliklerde süseptibilitesi yüksek sediment birimlerin bulunduğunu göstermektedir.



Şekil 3.1. İnceleme alanının ana kaya derinlik kesiti (Özalaybey ve diğ., 2011)

KAYNAKLAR

Aşçı M., Doğan B., Yas T., Çaka D., Determination of the Deep Fault Geometry Along the Southern Branch of the North Anatolian Fault System by Using Resistivity and Magnetic Methods, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2016, **125**(1), 117-137.

Ateş A., Kayıran T., Sincer I., Structural Interpretation of the Marmara Region, NW Turkey, from Aeromagnetic, Seismic and Gravity Data, *Tectonophysics*, 2003, **367**(1), 41–99.

Bedrosian P.A., Unsworth M.J., Egbert G., Magnetotelluric Imaging of the Creeping Segment of the San Andreas Fault Near Hollister, *Geophysical Research Letters*, 2002, **29**(11), 1–4.

Çağlar İ., Electrical Resistivity Structure of the Northwestern Anatolia and Its Tectonic Implications for the Sakarya and Bornova Zones, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2001, **125**(1-4), 95–110.

Graybill F.A., *Introduction to Matrices with Applications in Statistics*, 2nd ed., Wadsworth Publishing Co.Inc., Belmont, 1969.

Haber E., Oldenburg D., Joint Inversion: A Structural Approach, *Inverse Problems*, 1997, **13**(1), 63-77.

Honkura Y., Işıkara A.M., Multidisciplinary Research on Fault Activity in the Western Part of the North Anatolian Fault Zone, *Tectonophysics*, 1991, **193**(4), 347-357.

Jackson D.D., Interpretation of Anaccurate, Insufficient and Inconsistend Data, *Geophysical Journal International*, 1972, **28**(2), 97-109.

Kaya T., Kasaya T., Tank S.B., Ogawa Y., Tunçer M.K., Oshiman N., Honkura Y., Matsushima M., Electrical Characterization of the North Anatolian Fault Zone Underneath the Marmara Sea, Turkey by Ocean Bottom Magnetotellurics, *Geophysical Journal International*, 2013, **193**(2), 664-677.

Keçeli D.A., Manyetik Yöntem, Uygulamalı Jeofizik, 1. Basım, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara, 251, 2009.

Marquardt D.W., An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters, *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, 1963, **11**(2), 431-441.

Lanczos C., *Linear Differential Operators*, 1st ed., Van Nostrand, Princeton, 1961.

Levenberg K., A Method for the Solution of Certain Non-linear Problems in Least Squares, *Quarterly of Applied Mathematics*, 1944, **2**(2), 164-168.

Lines L.R. and Treitel S., A Review of Least Squares Inversion and Its Application to Geophysical Problems, *Geophysical Prospecting*, 1984, **32**(2), 159-186.

Nguyen F., Garambois S., Jongmans D., Pirard E., Loke M.H., Image Processing of 2D Resistivity Data For Imaging Faults, *Journal of Applied Geophysics*, 2005, **57**(4), 260–277.

Oshiman N., Tunçer M.K., Honkura Y., Barış Ş., Yazıcı O., Işıkara A.M., A Strategy of Tectonomagnetic Observation for Monitoring Possible Precursors to Earthquakes in the Western Part of the North Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics*, 1991, **193**(4), 359-368.

Özalaybey S., Zor E., Ergintav S., Tapırdamaz M.C., Investigation of 3-D Basin Structures in the İzmit Bay Area (Turkey) by Single-Station Microtremor and Gravimetric Methods, *Geophysical Journal International*, 2011, **186**(2), 883–894.

Pedersen L.B., Interpretation of Potential Field Data a Generalized Inverse Approach, *Geophysical Prospecting*, 1977, **25**(2), 199 – 230.

Raju D.C.V., LIMAT: A Computer Program for Least-Squares Inversion of Magnetic Anomalies Over Long Tabular Bodies, *Computers & Geoscience*, 2003, **29**(1), 91-98.

Sanver M., İşseven T., Gravite Arama Yöntemi, Editörler: Görgülü H., Gravite ve Manyetik Arama Yöntemleri, 1. baskı, Nobel Yayın Dağıtım, Ankara, 15-32, 225-275, 2007.

Suzuki K., Toda S., Kusunoki K., Fujimitsu Y., Mogi T., Jomori A., Case Studies of Electrical and Electromagnetic Methods Applied to Mapping Active Faults Beneath the Thick Quaternary, *Engineering Geology*, 2000, **56**(1-2), 29–45.

Tank S.B., Honkura Y., Ogawa Y., Matsushima M., Oshiman N., Tunçer M.K., Çelik C., Tolak E., Işıkara A.M., Magnetotelluric Imaging of the Fault Rupture Area of the 1999 İzmit (Turkey) Earthquake, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2005, **150**(1-3), 213-225.

Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., Gravity Methods, Applied Geophysics, 1st ed., Cambridge University Press, U.S.A., 7-103, 1976.

Tulunay Y., Matematik Programlama ve İşletme Uygulamaları, İ.Ü, Rektörlük, 1987, 3420.

Wise, D.J., Cassidy, J., Locke, C.A., Geophysical Imaging of the Quaternary Wairoa North Fault, New Zealand: A Case Study, *Journal of Applied Geophysics*, 2003, **53**(1), 1–16.

Yas T., Doğal Kaynaklı Potansiyel Alanların Birleşik Ters Çözümü, Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli, 2006, 165874.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Aşcı M., Doğan B., **Yavuzylmaz S.**, Pekşen E., Karakaş A., Sertçelik F., Sertçelik İ., Kurtuluş C., İzmit Körfezi-Sapanca Gölü Doğusu Arasının Sığ ve Derin Jeofiziksel Yöntemlerle Kabuk Deformasyonunun Analizi, *Ömer Halisdemir Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 2018, 7(3), 1186-1191.



ÖZGEÇMİŞ

1988 yılında İstanbul'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini İstanbul'da tamamladı. 2006 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden 2011 yılında Jeofizik Mühendisi olarak mezun oldu. 2011-2015 yılları arasında, Bedirhanoğlu Zemin Yapı Müh. Hiz. İnş. Tur. San. ve Tic. Ltd. Şti.'de Jeofizik Mühendisi olarak çalıştı.

