

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**EMAG2 MANYETİK ANOMALİLERİ İLE TUZ GÖLÜ VE
CİVARININ KABUK İÇİ ÇİZGİSELLİKLERİNİN
GÖRÜNTÜLENMESİ**

MUAMMER ÇELİK

KOCAELİ 2018

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

EMAG2 MANYETİK ANOMALİLERİ İLE TUZ GÖLÜ VE
CİVARININ KABUK İÇİ ÇİZGİSELLİKLERİNİN
GÖRÜNTÜLENMESİ

MUAMMER ÇELİK

Prof.Dr.Bülent ORUÇ
Danışman, Kocaeli Üniversitesi
Doç.Dr.İbrahim SERTÇELİK
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniversitesi
Doç.Dr.Özcan BEKTAŞ
Jüri Üyesi, Cumhuriyet Üniversitesi


.....

.....

.....

Tezin Savunulduğu Tarih: 08.10.2018

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Bu tez çalışmasında İç Anadolu'nun güneyi olan Tuz Gölü havzası ve civarının yeraltı jeolojik yapılarına yönelik EMAG2 uydu manyetik verileri ile yeni bir bakış açısı sunmak amaçlanmıştır.

Yüksek lisans eğitimimi yanında yapma fırsatını bana veren, bilgilerinden faydalandığım, insani ve ahlaki değerleri ile de örnek edindiğim, yanında çalışmaktan onur duyduğum ve ayrıca tecrübelerinden yararlanırken göstermiş olduğu hoşgörü ve sabırdan dolayı çok değerli, saygıdeğer danışman hocam Prof.Dr. Bülent ORUÇ'a, iş hayatımda yüksek lisansımı tamamlamamda gerekli tevazu, anlayış ve desteklerinden dolayı tüm şirket yöneticilerime teşekkürlerimi sunarım.

Tüm hayatım boyunca benden maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen, her zaman yanımda olan, bize hem anne hem baba olan koca yürekli Annem ve tüm aileme gönülden teşekkürlerimi sunarım.

Ekim - 2018

Muammer ÇELİK

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	iii
TABLOLAR DİZİNİ	v
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	vi
ÖZET.....	viii
ABSTRACT	ix
GİRİŞ	1
1. MALZEME VE YÖNTEM.....	2
1.1. Manyetik Kuvvet.....	2
1.2. İndüklenmiş Miknatıslanma ve Suseptibilite	4
1.3. Yer Manyetik Alanı.....	5
1.3.1. Yer manyetik alan kaynakları	7
1.3.1.1. Asıl manyetik alan veya iç alan	7
1.3.1.2. Dış manyetik alan	11
1.3.1.3. Anomali alanı.....	12
1.3.2. Manyetik alan değişimleri	12
1.3.2.1. Günlük değişim.....	12
1.3.2.2. Seküler değişim.....	12
1.3.2.3. Manyetik fırtına	13
1.4. Manyetik Arama Yöntemi.....	14
1.4.1. Etüd planlama ve veri toplama	15
1.4.2. Manyetik ölçülerin günlük değişim düzeltmesi.....	17
1.4.3. Bölgesel düzeltme veya enlem boylam düzeltmesi (IGRF düzeltmesi).....	18
1.5. Gözlemsel Yorumlamada Genel Kavramlar	20
2. EMAG2 KÜRESEL MANYETİK ANOMALİ VERİLERİ VE VERİ KAYNAKLARI	23
2.1. Tuz Gölü ve Civarının Genel Tektoniği ve EMAG2 Anomalileri.....	25
2.1.1. Kutba indirgeme	30
2.1.2. Spektral analiz ve süzgeçleme	34
3. TUZ GÖLÜ VE CİVARININ ANOMALİ KAYNAK SINIRLARININ GÖRÜNTÜLENMESİ	38
3.1. Yatay Türevlerin Genliği (YTG).....	38
3.2. Tilt Açısı (TA).....	41
3.3. Euler Dekonvolüsyonu	46
4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	54
KAYNAKLAR	56
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER	60
ÖZGEÇMİŞ	61

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1.	Bir mıknatısın kuvvet çizgilerinin oluşturduğu desen	3
Şekil 1.2.	Genel kayaç türlerine göre manyetik suseptibilitenin maksimum ve ortalama değerlerinin grafiği	5
Şekil 1.3.	Yeryüzünde herhangi bir noktada yer manyetik alanının elemanları	6
Şekil 1.4.	Bir dipol olarak yer manyetik alan çizgilerinin basitleştirilmiş gösterimi.....	6
Şekil 1.5.	a) Dış çekirdekdeki konveksiyon akımlarından kaynaklanan elektrik alanın manyetik alanı indüklemesi b) Yer küre üzerindeki herhangi bir P noktasında manyetik alan vektörlerinin, dipol (mıknatıs çubuk) yaklaşımıyla tanımlanması.	9
Şekil 1.6.	Güneş rüzgarları ile oluşan manyetik fırtına sonucu yer manyetik alan çizgilerinin değişimi	11
Şekil 1.7.	Sapma açısının uzun zaman aralıklarında seküler değişimi	13
Şekil 1.8.	9 Mart 2012’de Colorado’da Manyetik fırtınadan kaynaklanan Toplam Alan değişimleri.....	14
Şekil 1.9.	Birbirine yakın olarak konumlanan manyetik anomali kaynaklarının belirlenmesinde ölçü profillerinin veya uçuş profillerinin geniş (en solda), dar (ortada) ve daha dar (en sağda) seçilmesi durumunda kaynakların görülebilirliği.	15
Şekil 1.10.	a) Aeromanyetik etüdlere uçuş yüksekliği ve kaynak-sensör aralığının tanımı. b) Yer manyetik alanının indüklemesiyle faylı temel kayanın manyetik indüksiyon çizgileri ve uygun uçuş yüksekliğinde toplam alanın ölçülmesi.....	16
Şekil 1.11.	Havadan yapılan manyetik arama yönteminde uçuş yüksekliğine bağlı olarak manyetik anomalinin genliğinin değişimi	17
Şekil 1.12.	Örnek manyetik okumalar ve zamanlarına göre günlük değişim grafiği ve ölçü noktalarında (1,2,3,4) günlük değişim etkisinin düzeltilmesi	18
Şekil 1.13.	Gömülü bir anomali kaynağı için beş adet gözlem noktasında, (F_M) Asıl alan vektörü (İndüksiyon), (F_A) anomali kaynağının manyetizasyon vektörü ve (F_T) bileşke vektörünün anlamı.....	19
Şekil 1.14.	Vektör doğrultularına göre dipolar manyetik anomalinin gözlenmesi.....	20
Şekil 1.15.	Kaynak derinliğinin anomali dalga boyuna olan etkisi.....	20
Şekil 1.16.	Temel yüzey üzerindeki topoğrafik bir değişimin manyetik anomalilerdeki görünümü	21
Şekil 1.17.	Temel kaya içinde ve üzerinde farklı derinlik ve boyutlarda dağılım gösteren manyetik mineral zonlarından kaynaklanabilecek manyetik anomali örneği	22
Şekil 2.1.	Yer kürenin EMAG2 v3 manyetik anomali haritası	24
Şekil 2.2.	a) Anadolu levhası ve çevresinin basitleştirilmiş ana tektonik unsurları b) Tuz gölü ve civarının tektonik çizgisellikleri.	

	c) Çalışma alanının EMAG2 v3 manyetik toplam alan anomalileri.....	27
Şekil 2.3.	a) Tuz gölü ve civarının topoğrafya haritası tektonik çizgiselliklerin konumları b) MTA tarafından hazırlanan 1/250.000 ölçekli jeoloji haritası,	29
Şekil 2.4.	Kutba indirgeme işleminin manyetik anomaliyi yorumlamayı kolaylaştırması	31
Şekil 2.5.	a) Kaynak model sınırları b) İnklinasyon açısının olması durumunda ölçülen dipolar özellikli manyetik anomali haritası c) Kutba indirgeme işlemi ile hesaplanan manyetik anomali haritası. d) Orta enlemde anomali e) Kutba indirgenmiş anomali	32
Şekil 2.6.	Tuz Gölü ve civarının EMAG2 anomalilerinin kutba indirgenmiş anomali haritası	33
Şekil 2.7.	Şekil 2.6'da yer alan EMAG2 anomalilerinin radyal ortalamalı güç spektrumu (üst panel) ve her bir spektrum eğiminden yaklaşık derinliklerin kestirimi.....	35
Şekil 2.8.	a) Kritik dalga sayısının dalga sayısı ortamında çember biçiminde tanımı b) Butterworth alçak geçişli süzgecin farklı süzgeç derecelerine göre tepkisi c) Butterworth yüksek geçişli süzgecin farklı süzgeç derecelerine göre tepkisi	36
Şekil 2.9.	Tuz gölü ve civarının kutba indirgenmiş anomalisinin alçak geçişli süzgeçlenmiş anomali haritası	37
Şekil 3.1.	Yarı sonsuz kontakt modeli ve parametreleri	39
Şekil 3.2.	Tuz Gölü ve civarının kutba indirgenen ve süzgeçlenen anomaliden hesaplanan YTG haritası ve YTG üzerinde maksimum zonların belirlenmesi	41
Şekil 3.3.	Tilt açısının (TA) ve yatay türevlerin genlininin (YTG) geometrik gösterimi.....	42
Şekil 3.4.	Derinliği 5 km ve yatay konumu 10 km olan yarı sonsuz kontakt modelinin yatay ve düşey türev eğrileri ve tilt açısı eğrisi üzerinde kritik genliklerin işaretlenmesi	44
Şekil 3.5.	Tuz Gölü ve civarının kutba indirgenmiş ve süzgeçlenmiş anomalilerinin tilt açısı haritası ve sıfır konturları ile kaynak sınırlarının görüntülenmesi	46
Şekil 3.6.	İdeal bir modelin kaynak koordinatlarının basitleştirilmiş gösterimi. x_0 ve y_0 kaynağın yatay koordinatları, z_0 kaynağın yeryüzü düzleminden olan derinliği.....	48
Şekil 3.7.	a) Toplam manyetik anomali haritası b) x yönünde yatay türev c) y yönünde yatay türev d) z yönünde düşey türev.....	52
Şekil 3.8.	Euler dekonvolüsyon sonuçları.....	53

TABLÖLAR DİZİNİ

Tablo 1.1. Çeşitli kayaç ve minerallerin suseptibilite değerleri.....	5
Tablo 1.2. Yer manyetik alan elemanları ve aralarındaki ilişkiler.....	7
Tablo 1.3. Kutuplarda ve ekvatordaki yer manyetik elemanların değerleri.....	7
Tablo 3.1. Bazı basit şekilli modellerin yapısal indeks değerleri	49



SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

F_0	: Manyetik Kuvvet (N)
μ_0	: Hacimsel manyetik permeabilite (N/A^2)
μ_r	: Relatif manyetik permeabilite
r	: Kutuplar arasındaki uzaklık (m)
p_1, p_2	: Kutuplar
T	: Manyetik toplam alan şiddeti (nT)
Z	: Manyetik düşey bileşen (nT)
H	: Manyetik kuzey (yatay) bileşen (nT)
X	: T veya H'nin coğrafi doğu yönündeki bileşeni
Y	: T veya H'nin coğrafi kuzey yönündeki bileşeni
k	: Manyetik süsebtibilite
J	: İndüklenmiş mıknatıslanma şiddeti (Am)
D	: Manyetik sapma açısı (Declination) ($^\circ$)
I	: Manyetik eğim açısı (Inclination) ($^\circ$)
N'	: Coğrafi kuzey
S'	: Coğrafi güney
N	: Manyetik kuzey
S	: Manyetik güney
M	: Manyetik moment
$+m, -m$: Kutup şiddetleri
W	: Manyetik potansiyel
F_M	: Asıl alan
F_A	: Anomali alanı
F_T	: Toplam alan vektörü
V_α	: Mıknatıslanma doğrultusu α olan kaynağın manyetik potansiyeli
J	: Kaynağın mıknatıslanma şiddeti (A/m)
β	: Yer manyetik alan doğrultusu
k	: Radyal dalga sayısı
B	: Toplam manyetik indüksiyon
k_x, k_y	: x ve y doğrultularındaki dalga sayıları
P	: Güç spektrumu
$H(u, v)$: Butterworth yönteminin süzgeç tepki fonksiyonu
u, v	: İki boyutlu verinin x ve y yönlü dalga sayıları
w_0	: Kritik dalga sayısı
λ	: Kritik dalga boyu
n	: Euler homojenlik derecesi
N	: Euler dekonvolüsyon işleminde yapısal indeks
x	: x yönü
y	: y yönü
z	: z yönü

Kısaltmalar

DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
ED	: Euler Dekonvolüsyon
EMAG2	: Earth Magnetic version 2 (Yer Manyetik versiyon 2)
FFT	: Fast Fourier Transform (Hızlı Fourier Dönüşüm)
GB	: Güney Batı
IAGA	: International Association for Geomagnetism and Aeronomy (Uluslararası Jeomanyetizma ve Aeronomi Birliği)
IGRF	: International Geomagnetic Reference Field (Uluslararası Yer Manyetik Referans Alanı)
İEFZ	: İnönü-Eskişehir Fay Zonu
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KB	: Kuzey Batı
KVB	: Kapadokya Volkanik Bölgesi
MTA	: Maden Tetkik ve Arama
NFZ	: Niğde Fay Zonu
NGDC	: National Geophysical Data Center (Ulusal Jeofizik Veri Merkezi)
OAFZ	: Orta Anadolu Fay Zonu
OAKK	: Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı
OAVB	: Orta Anadolu Volkanik Bölgesi
TA	: Tilt Açısı
TGFZ	: Tuz Gölü Fay Zonu
YTG	: Yatay Türev Genliği
WDMAM	: World Digital Magnetic Anomaly Map (Dünyanın Dijital Manyetik Anomali Haritası)

EMAG2 MANYETİK ANOMALİLERİ İLE TUZ GÖLÜ VE CİVARININ KABUK İÇİ ÇİZGİSELLİKLERİNİN GÖRÜNTÜLENMESİ

ÖZET

Bu tez çalışmasında manyetik anomaliler içinde farklı derinliklerde gömülü jeolojik süreksizliklerin izlenmesi ve görüntülenmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla Tuz gölü ve civarı için derlenen küresel toplam alan manyetik anomali veri seti (EMAG2) kullanılmıştır. Çalışmaların aşamaları genel olarak spektral analiz, kutba indirgeme, Butterworth süzgeçleme ve jeolojik kaynakların sınırlarının görüntülenmesi ve yorumlamadır. Sınır görüntüleme teknikleri olarak yatay türevlerin genliği (YTG), Tilt Açıları (TA) ve Euler dekonvolüsyonu (ED) yöntemleri kullanılmıştır. Tüm sınır görüntüleme teknikleri süzgeçlenen kutba indirgenmiş verilerine uygulanmıştır. YTG, grid verilerinin yatay doğrultularda (x ve y) hesaplanan birinci türevlerinin karelerinin toplamının karekökü olarak ifade edilir ve maksimumların değişimleri kaynak sınırlarını izler. TA tekniğinde ise açının sıfır konturları sınırlar üzerinde yer alır. Ayrıca kaynak derinliklerinin hesaplanmasına da olanak sağlar. ED tekniğinde ise TA yönteminde olduğu gibi sınırların hem yatay konumları hem de derinlikleri kestirilir. Bu tekniklerle Tuz gölü ve civarında görüntülenen tüm kaynak sınırları birbiriyle uyumludur. Derinlik kestirimleri yaygın olarak (5-20 km) kabuğun üst kesimlerinden elde edilmiştir. Özellikle Tuz gölünün batısında yaklaşık KB-GD doğrultusunda uzanan şiddetli anomalinin İnönü-Eskişehir Fay zonunun (İEFZ) çalışma alanı içinden geçen kollarının üst kabukta manyetik özellikli ve derinliği yaklaşık 7 km civarında olan temel kayanın şekillenmesinde etkin olduğu gözlenmiştir. Çalışma alanında Orta Anadolu volkanik bölgesinin farklı miktatsızlanma türleri ve suseptibilitelerinden kaynaklandığı düşünülen karmaşık bir yapı belirlenmiştir. Bu bölgede volkanik dağ kütlelerin etkilerinden başka, gömülü volkanik kütlelerin geniş bir alanda dağılım gösterdiği ve yaklaşık dairesel özellikte oldukları ortaya çıkarılmıştır. Söz konusu yerel kapanımların bölgenin cevher potansiyeli açısından da değerlendirilmesi önerilmiştir.

Anahtar Kelimeler: EMAG2, Euler Dekonvolüsyon, Manyetik, Tilt Açısı, Yatay Türevlerin Genliği.

IMAGING OF SUBSURFACE LINEAMENTS FROM EMAG2 MAGNETIC ANOMALIES OF TUZ LAKE BASIN AND SURROUNDING

ABSTRACT

In this thesis study, it is aimed to observe and visualize the geological discontinuities buried in magnetic anomalies at different depths. For this purpose, the satellite magnetic anomaly data set (EMAG2), which is compiled for salt lake and surroundings, is used. The stages of the work are spectral analysis, reduction to pole (RTP), Butterworth filtering and interpretation of the buried boundaries of geological sources. As the edge detection techniques, the horizontal gradient magnitude (HGM), tilt angles (TA) and Euler deconvolution (ED) methods are used. All techniques have been applied to the filtered RTP data. The HGM is expressed as the square root of the sum of the squares of the first derivatives of grid data calculated in the horizontal direction (x and y), and the changes of the local maxima follow the geological boundaries. In the TA technique, the zero contours of the angle are located on the boundaries. It also allows for the calculation of source depths. In the ED technique, both the horizontal locations and the depths of the boundaries are estimated, as in the TA method. With these techniques, all source boundaries displayed in and around the salt lake and surrounding are compatible with each other. Depth estimates are widely obtained from the uppermost crust (5-20 km). In particular, it was observed that the strong anomalies extending in the NW-SE direction to the west of the salt lake were active in the formation of the base rock, which is magnetic in the upper crust and has a depth of about 7 km, passing through the study area of the Inönü-Eskişehir Fault Zone (IEFZ). In the study area, a complex structure which is thought to be originated from the different magnetization types and susceptibility of the Central Anatolian volcanic region has been determined. In addition to the effects of volcanic mountain masses, buried volcanic masses have been found to be distributed over a wide area and are approximately circular in this region. It has been suggested that the local inclusions are also evaluated in terms of the potential ore of the region.

Keywords: EMAG2, Euler deconvolution, Magnetic, Tilt angle, Horizontal gradient magnitude.

GİRİŞ

Manyetik arama yöntemi arama jeofiziğinin en eski yöntemlerinden biridir. Yöntem “manyetik anomali” olarak tanımlanan normal değerlerden farklı veri setlerinden anomali kaynaklarının görüntülenmesi ve modellenmesini hedef alır. Manyetik anomaliler farklı derinliklerde ve suseptibilite özelliklerinde olan kütle dağılımlarından elde edilir. Kayaçların suseptibiliteleri geniş bir aralıkta değiştiğinden, ayrıca indüklenmiş ve kalıntı mıknatıslanma özelliklerinden dolayı farklı dalga boylarına sahip olan manyetik anomali haritalarının yorumu zor olmaktadır. Manyetik anomaliler içinde aranan hedef kütlenin etkisini ortaya çıkarmak ve kütlenin derinlerdeki sınırlarını görüntülemek yorumlamanın temelini teşkil eder. Yöntem maden aramalarından başka jeolojik ve tektonik araştırmalarda da etkin bir şekilde kullanılmaktadır. Özellikle gömülü jeolojik süreksizliklerinin ve manyetik özelliği olan çeşitli kayaç birimlerinin izlenerek detaylı haritalanması ve temel kaya ondülasyonunun modellenmesi gibi konular ilgi alanına girmektedir.

Manyetik anomali haritalarında birbirinden farklı derinlik ve boyutlarda olan ve suseptibilite değerleri de geniş aralıklarda değişen anomali kaynaklarının etkileri birlikte yer alır. Bununla birlikte “gürültü” olarak tanımlanan istenmeyen etkiler de bulunabilir. Bu durumda faydalı dalga boylarının ortaya çıkarılması, daha sonra gözlemsel ve sayısal yorumlamanın doğru bir şekilde yapılması yöntemin amacına ulaşmasında önemli işlem adımları olmaktadır. Bu tezin konusu olan Tuz gölü ve civarında derlenen toplam alan anomali haritasına bu türden işlemler uygulanarak, olası anomali kaynaklarının üst kabuktaki sınırlarının yatay konumlarının ve derinliklerinin kestirilmesi amaçlanmıştır.

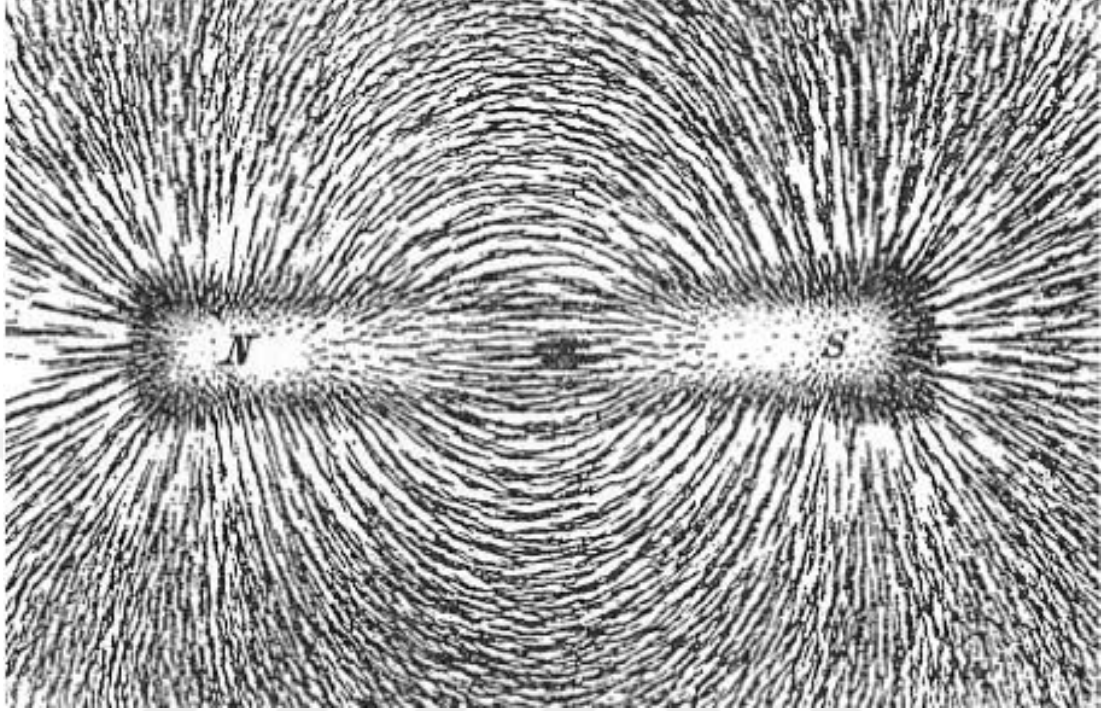
1. MALZEME VE YÖNTEM

Yer altı kaynaklarının aranmasında uygulanan manyetik yöntemle, yer manyetik alan şiddetinde meydana gelen değişimler ölçülür. Bu yöntemle yer altı kaynaklarının varlığı yeryüzünde ölçülen ve sıra dışı veriler olarak tanımlanabilen anomalilerle ortaya çıkarılabilir. Manyetik ölçüler ölçü profilleri ve ölçü noktaları üzerinde manyetometre adı verilen cihazlarla alınır. Günümüzde manyetik ölçümler yerden, havadan, denizden ve uydu teknolojileri ile ölçülebilmektedir. Özellikle kabuk araştırmalarında tektonik amaçlı çalışmalarda uydudan alınan yüksek çözünürlüklü veriler önem kazanmıştır. Anadolu levhasının diğer bölgeleri için geçerli olduğu gibi Orta Anadolu'nun Tuz gölü ve civarının da jeolojik ve tektonik özellikleri her zaman ilgi çekici olmuştur. Bu tez çalışmasıyla söz konusu güncel verilerle bölgenin tektonik çizgiselliklerinin görüntülenmesine yönelik çalışma ülkemizde ilk kez yapılmıştır. EMAG2 verilerinin yorumunu kolaylaştırmak amacıyla kutba indirgeme ve kutba indirgenmiş verilerin güç spektrumundan da süzgeçleme için gerekli olan kritik dalga sayısı belirlenmiştir. Daha sonra Butterworth yöntemiyle alçak geçişli süzgeçlenmiş anomali haritası elde edilerek bu anomaliye yatay türevlerin genliği, tilt açıları ve Euler dekonvolüsyonu gibi yöntemler uygulanmıştır. Bu türden sınır analizi yöntemleri, yaklaşık düşey atımlı fay veya jeolojik kontakt ya da düşeye yakın sınırları olan anomali kaynaklarının yeraltındaki yatay konumlarının ve yaklaşık derinliklerinin kestirilmesinde etkin bir şekilde kullanılmıştır.

1.1. Manyetik Kuvvet

Bir mıknatısın etki alanına giren mıknatıslanabilen bir cisim, manyetik itme veya çekme kuvveti etkisinde kalır. Bu durumda, o bölgede manyetik alanın varlığından söz edilir. Mıknatısın, manyetizasyon etkisine bağlı olarak alan şiddetinin büyüklüğü de aynı oranda değişir. Mıknatıslanma alanını basit bir deneyle gözlemlemek mümkündür. Şöyle ki, bir miktar demir tozu sert beyaz bir kâğıdın üzerine düzgün bir şekilde yayılır ve sonra kâğıt, mıknatısa doğru yavaşça indirildiğinde demir tozları hızla hareket ederek mıknatıs kuvvetinin etkisiyle simetrik bir desen oluşturur. Oluşan desen aynı zamanda kuvvet çizgilerinin akışını gösterir (Şekil 1.1). Yani manyetik kuvvet,

demir tozlarının bu şekilde bir desen kazanmasını sağlayan kuvvet olarak tanımlanabilir. Alan ise kuvvetin hissedildiği bölgedir.



Şekil 1.1. Bir mıknatısın kuvvet çizgilerinin oluşturduğu desen (Winkel ve Naylor, 2009)

Charles Augustin de Coulomb, 1785’de ilk kez elektriksel olarak yüklü kütleler arasında ve manyetik kutuplar arasında itme veya çekme kuvvetinin Newton’un çekim kanununda olduğu gibi bunların aralarındaki uzaklığın karesiyle ters orantılı olduğunu bulmuştur. Buna göre iki manyetik tek kutup arasında oluşan manyetik kuvvet,

$$F_0 = \frac{\mu_0}{4\pi \mu_r} \frac{p_1 p_2}{r^2} \quad (1.1)$$

olarak verilir. Burada r , p_1 ve p_2 kutupları arasındaki uzaklıktır ve birimi metredir. F_0 ’ın birimi Newtondur ve kısaca N olarak gösterilir. $1 \text{ N} = 1 \text{ kg m/s}^2$ dir. μ_0 ortamın hacimsel manyetik permeabilitesi (manyetik geçirgenlik) olup, SI biriminde $4\pi \times 10^{-7}$ değerindedir. μ_r ise ortamın relatif (göreceli) manyetik permeabilitesi olup, daha sonra anlatılacağı üzere boyutsuz bir büyüklüktür. IAGA (International Association for Geomagnetism and Aeronomy) kuruluşunun 1973’de jeomanyetizmada uluslararası birim sistemlerinin belirlenmesine yönelik toplantısında, manyetik kutup şiddetinin

birimi amper×metre (A×m) olarak kabul edilmiştir. Bu durumda (1.1) bağıntısından μ_0 'ın birimi Newton/Amper² veya kısaltılmış olarak (N/A²) olacaktır.

1.2. İndüklenmiş Mıknatıslanma ve Suseptibilite

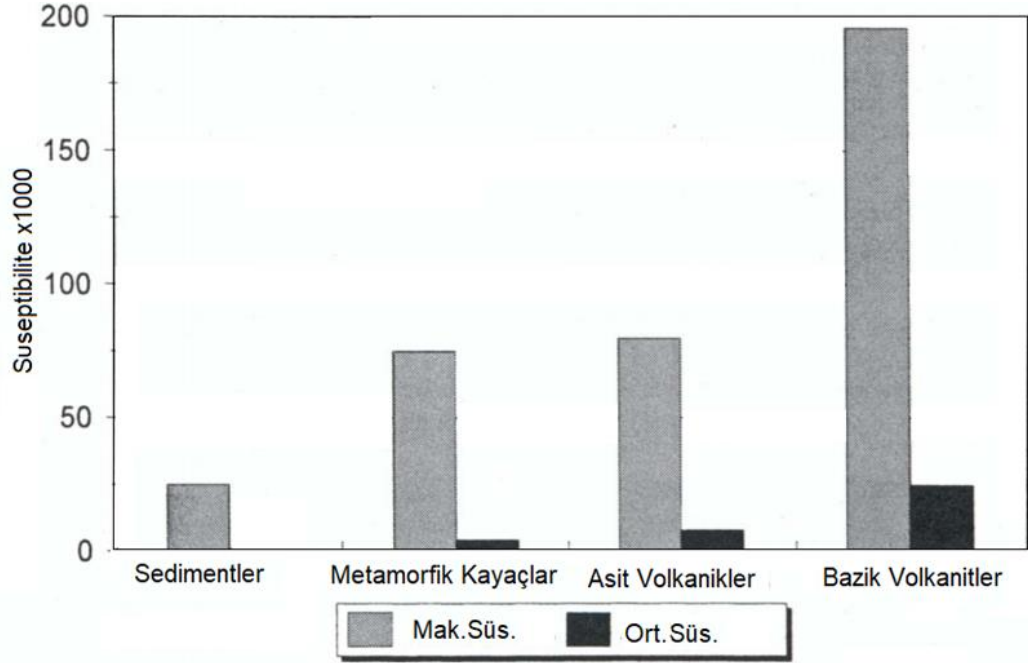
Manyetik anomaliler iki farklı mıknatıslanma türüne bağlı olarak ortaya çıkar. Bunlar indüklenmiş ve kalıntı mıknatıslanmadır. İndüklenmiş mıknatıslanmada, yer manyetik alanı içerisinde mıknatıslanabilen bir cisim bu alan doğrultusunda mıknatıslanır. Dolayısıyla bir mıknatıs gibi davranarak mıknatıslanma alanının parametreleri (manyetik eğim açısı ve sapma açısı gibi), yer manyetik alanının parametreleri ile aynı olur. Bu tür kaynakların mıknatıslanmaları doğrudan yer manyetik alanının şiddeti ve cismin mıknatıslanma suseptibilitesi ile ortantılıdır. Yer manyetik alan şiddeti T ve suseptibilite k olmak üzere indüklenmiş mıknatıslanma şiddeti,

$$J = kT \quad (1.2)$$

olarak verilir. Bu bağıntı indüklenme ile kazanılmış mıknatıslanmanın şiddetini vermektedir. J nin birimi Am ve k ise iki alan şiddetinin oranından elde edildiğinden boyutsuzdur. k faktörü manyetik suseptibilite olarak bilinir ve mıknatıslanabilen her cisim için karakteristik bir değer taşır. (1.2)'den k çekildiğinde,

$$k = \frac{J_i}{T} \quad (\text{cgs}) \quad (1.3)$$

olarak elde edilir. Kayaçların manyetik suseptibiliteleri temel olarak manyetit içeriğine bağlıdır. Manyetit, volkanik ve metamorfik kayaçlarda yaygın olarak bulunan bir mineraldir. Sedimentlerde ve sedimanter kayaçlarda ise eser miktarda bulunmaktadır. Tipik olarak bazik volkanik kayaçlar, asidik volkanik kayaçlardan daha yüksek suseptibiliteye sahiptir. Manyetit içeren kayaçlarda, yer manyetik alanını bozulmaya uğratan ikincil bir manyetik alan oluşur. Küçük ölçekli bu bozulmalar, manyetik arama yöntemiyle anomali şeklinde yeryüzünde ölçülebilir. Şekil 1.2'de genelleştirilmiş olarak farklı kayaç türlerinin maksimum ve ortalama suseptibilite grafikleri ve Tablo1.1'de ise daha detaylı olarak litolojik birimlerin manyetik suseptibilite değerleri sınıflandırılmıştır.



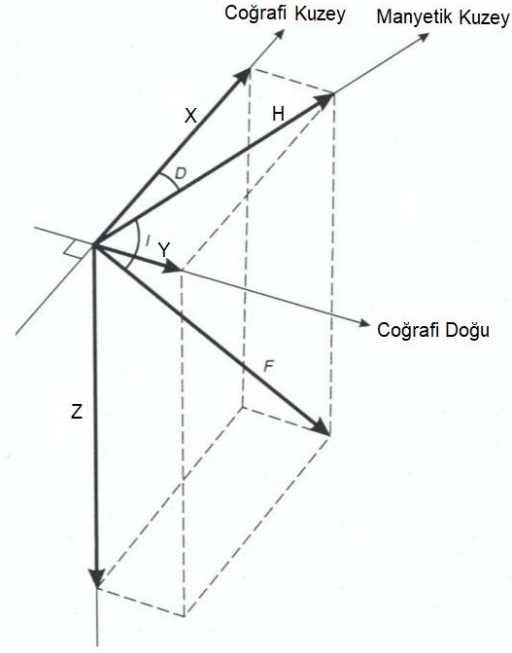
Şekil 1.2. Genel kayaç türlerine göre manyetik suseptibilitenin maksimum ve ortalama değerlerinin grafiği (URL – 1)

Tablo 1.1. Çeşitli kayaç ve minerallerin suseptibilite değerleri (Telford ve diğ., 1976)

Kayaçlar	Suseptibilite x 10 ⁶ (emu)	Kayaçlar	Suseptibilite x 10 ⁶ (emu)
Dolomit	0-75	Riyolit	20-3000
Kireçtaşları	2-280	Dolarit	100-3000
Kumtaşları	0-0,1660	Ojit-Syenit	2700-3600
Şeyl	5-1480	Porfiri	20-16700
Şist	25-240	Gabro	80-7200
Gnays	10-2000	Bazalt	20-14500
Serpantin	250-1400	Diyorit	50-10000
Arduvaz	0-3000	Peridotit	7600-15600
Granit	0-4000		

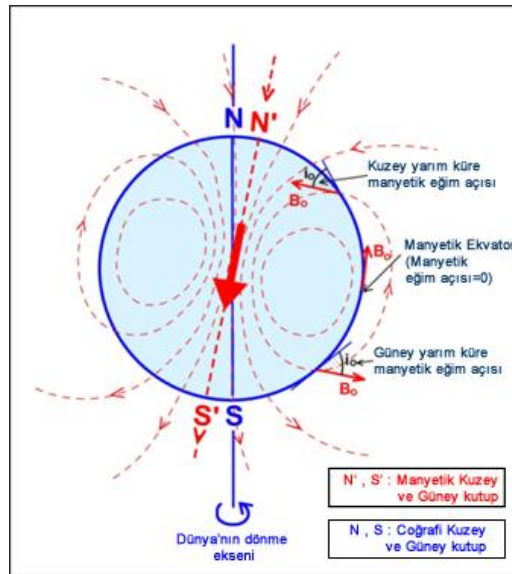
1.3. Yer Manyetik Alanı

Yerküre üzerindeki herhangi bir noktada manyetik pusulanın gösterdiği vektör “Toplam alan vektörü (T)” olarak tanımlanır. Toplam alan vektörünün bileşenleri ve aralarında oluşan belli açılara göre aynı noktada beş adet vektörel büyüklük ve iki adet açı tanımlanabilir (Şekil 1.3).



Şekil 1.3. Yeryüzünde herhangi bir noktada yer manyetik alanının elemanları

Yerin manyetik alanından ötürü yeryüzündeki herhangi bir noktada, ağırlık noktasından asılmış ve serbestçe hareket edebilen bir manyetik pusulanın yönü yer manyetik alanının yönünü gösterir. Uzaydan gözleendiğinde yer kürenin tüm manyetik alanı dipolar alan özelliği göstermektedir (Şekil 1.4). Yer manyetik alanı, bir dipolun (çift kutuplu mıknatıs) alanına benzediğinden sanki yerin merkezinde yerin dönme eksenine küçük bir açı (10 derece) yapan bir dipol varmış gibi düşünülür.



Şekil 1.4. Bir dipol olarak yer manyetik alan çizgilerinin basitleştirilmiş gösterimi

Böyle bir dipoldan kaynaklanan manyetik alan çizgilerinin yeryüzünde yaptığı açı veya yer manyetik alanının inklinasyonu (eğim açısı) manyetik kuzey ve güney kutbunda ± 90 dereceden manyetik ekvatorda 0 dereceye değişir. Manyetik kuzey ve güney kutupların (N' ve S') ve coğrafi kuzey ve güney kutupların (N ve S) konumları aynı değildir. Manyetik kuzey ve coğrafi kuzey arasındaki açı manyetik sapma açısı veya deklinasyon olarak bilinir. Manyetik eğim açısı kuzey yarımkürede pozitif ve güney yarımkürede (Yeni Zelanda, Avustralya ve Afrika) negatiftir.

T, Z, H, X, Y, D ve I yer manyetik alan elemanlarıdır. Tablo 1.2'de manyetik elemanların tanımları ve aralarındaki ilişkiler gösterilmiştir. Tablo 1.3'de ise bu elemanlardan bazılarının, kutuplardaki ve ekvatordaki değerleri yer almaktadır.

Tablo 1.2. Yer manyetik alan elemanları ve aralarındaki ilişkiler

T	Toplam alan	$T = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$
Z	Düşey bileşen (T'nin düşey doğrultudaki bileşeni)	$Z = T \sin I$
H	Yatay bileşen (T'nin manyetik kuzey yönündeki bileşeni)	$H = T \cos I$
X	T veya H'nin coğrafi kuzey yönündeki bileşeni	$X = H \cos D$
Y	T veya H'nin coğrafi doğu yönündeki bileşeni	$Y = H \sin D$
D	H ve Y arasındaki açı (sapma veya deklinasyon)	$\tan D = Y/X$
I	T ve H arasındaki açı (eğim veya inklinasyon)	$\tan I = Z/H$

Tablo 1.3. Kutuplarda ve ekvatordaki yer manyetik elemanların değerleri

Manyetik Eleman	Jeomanyetik kuzey kutupta	Manyetik ekvatorda
İnklinasyon (I)	90°	0°
Yatay bileşen (H)	0 nT	25000-40000 nT
Düşey bileşen şiddeti (Z)	60000-70000 nT	0 nT
Toplam alan şiddeti (T)	60000-70000 nT	25000-40000 nT

1.3.1. Yer manyetik alan kaynakları

Yer manyetik alanı asıl manyetik alan, dış manyetik alan ve anomali alanının etkilerinden meydana gelir.

1.3.1.1. Asıl manyetik alan veya iç alan

Yerin asıl manyetik alanı, merkezinde bulunduğu varsayılan bir mıknatısın veya uniform olarak mıknatıslanmış bir kürenin alanına benzer. Yeryüzündeki bir noktada manyetik alan şiddetinin büyüklüğü, bu noktadaki akım çizgilerinin yoğunluğuna

bağlıdır. Örneğin kutup bölgelerinde yaklaşık 60000 nT civarındadır. Ekvatorial bölgelerde ise yaklaşık 30000 nT 'ya düşmektedir.

Manyetik alan çizgileri tam olarak simetrik değildir. Kuzey manyetik kutup, coğrafi kutuptan 1000 mil 'den daha fazla uzaklıkta ve Kanada'nın kuzeyinde yer almaktadır. Yer çekirdeğinde henüz tam olarak açıklanamayan mekanizmadan ve çok geniş alanlara yayılan kabuk içerisindeki anomali kaynaklarından ve güneş patlamalarından dolayı, yer manyetik alanı simetrik değildir. Bu nedenle aslında tam olarak küçük bir mıknatısın alanıyla temsil edilemez. Ancak bu varsayım çeşitli hesaplamalar için gereklidir.

Şekil 1.5'de yerin merkezinde olduğu varsayılan ve kutup şiddetleri +m ve -m, boyu l ve momentü M olan bir dipolun, merkezinden r kadar uzaklıktaki bir P noktasında manyetik potansiyel (W), dipolun pozitif ve negatif kutuplarının dağılımlarının toplamı olacaktır. Buna göre,

$$W = \frac{\mu_0}{4\pi} \left(\frac{m}{r_1} - \frac{m}{r_2} \right) = \frac{\mu_0}{4\pi} M \frac{\partial(1/r)}{l} \quad (1.4)$$

eşitliği yazılır. Burada $\partial(1/r)$ terimi, $(1/r_1 - 1/r_2)$ küçük farkları temsil eder. Bununla beraber, l sonsuz küçükse, $\partial(1/r)/l$ terimi $1/r$ nin l doğrultusundaki türevi olacaktır. l düşey (z) doğrultusunda olduğundan, (1.4) eşitliğinden dipolun manyetik potansiyeli,

$$W = -\frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M}{r^2} \cos\theta \quad (1.5)$$

olarak elde edilir. Bu durumda, r doğrultusundaki manyetik alan H_r ile r'nin normali olan düşey bileşen H_θ sırasıyla,

$$H_\theta = \frac{1}{r} \frac{\partial W}{\partial \theta} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M}{r^3} \sin\theta \quad (1.6)$$

ve

$$H_r = \frac{\partial W}{\partial r} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2M}{r^3} \cos\theta \quad (1.7)$$

olarak elde edilir. Burada θ , r uzaklığı ile dipol eksenini arasındaki açıdır. H_r yerine Z_0 ve H_θ yerine, H_0 yazılırsa, dipolun alan şiddeti için,

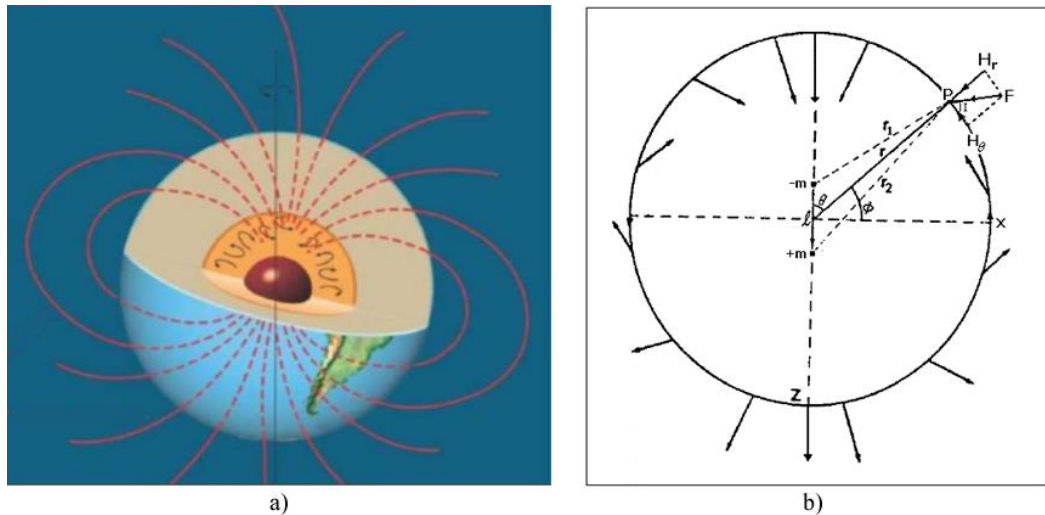
$$T = \sqrt{Z_0^2 + H_0^2} \quad (1.8)$$

eşitliği yazılır. Eğim açısı ise T ve H arasındaki açı olduğundan,

$$\tan I = Z_0 / H_0 = 2 \cot \theta = 2 \tan \phi \quad (1.9)$$

olarak bulunur.

Yerin asıl manyetik alanının kökeni hakkında bilgiler tam olarak açıklanmamıştır. Yer manyetik alanının kaynağının, yer kürenin dış çekirdek katmanı olduğu düşünülmektedir. Ergimiş halde demir-nikel karışımından oluşan yerin dış çekirdeği elektrik akımı için iyi bir iletken durumundadır. Dış çekirdek içindeki konveksiyon hareketleri, zaman içinde dinamo etkisi oluşturarak manyetik alanı meydana getirmektedir. Dinamo teorisi olarak tanımlanan bu teoriye göre radyoaktif ısınma ve kimyasal farklılaşma, dış çekirdekte güçlü konveksiyon akımları oluşturarak bu katmanı doğal bir elektrik jeneratör özelliği kazandırmaktadır. Elektrik alan ise manyetik alanı indüklemektedir (Şekil 1.5a).



Şekil 1.5. a) Dış çekirdeklerdeki konveksiyon akımlarından kaynaklanan elektrik alanının manyetik alanı indüklemesi b) Yer küre üzerindeki herhangi bir P noktasında manyetik alan vektörlerinin, dipol (mıknatıs çubuk) yaklaşımıyla tanımlanması.

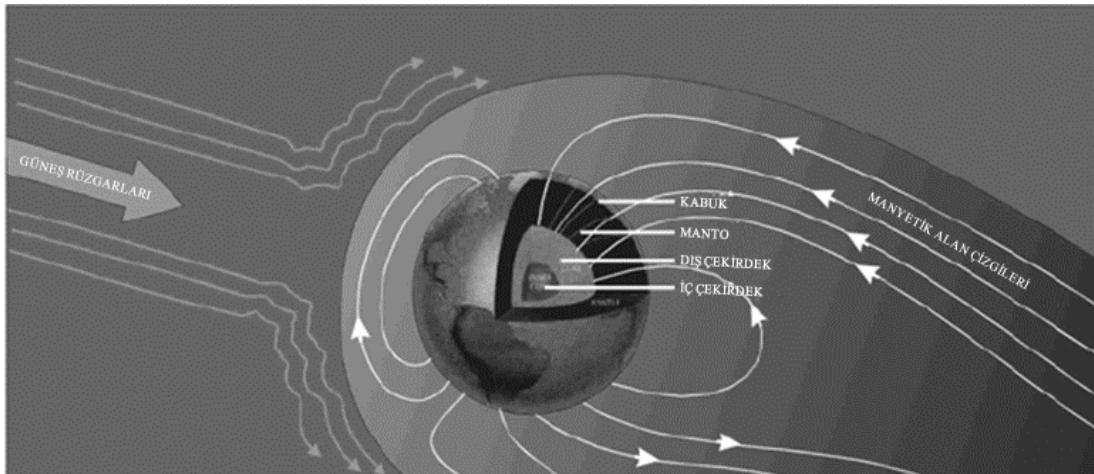
Son birkaç yüzyılda gözlem evlerindeki sürekli kayıtlarından manyetik alanın değişim içerisinde olduğu bilinmektedir. Seküler değişimdeki zaman ölçüsüne dikkat edildiğinde, bu değişimin binlerce hatta milyonlarca yıllık bir zaman ölçeğine sahip olan kabuk veya mantoyla ilgisi olmadığını ispatlar. Bu durumda asıl manyetik alanın kaynağının, kendini etkileyen kuvvetlere hızlı bir şekilde tepki verebilen (sıvı özellikte) dış çekirdekte olduğu anlaşılır. Buna göre manyetik alanın kaynağı da çekirdek içerisindeki elektrik akımları ile ilişkili olmalıdır. Bundan sonra şöyle bir soru sorulabilir: Yer manyetik alanın şiddeti için gerekli olan 10^9 amperlik elektrik akımları çekirdekte nasıl devamlı olarak üretilmektedir? Bullard ve Gubbins (1971), bu problemi çözmek için basit bir kavram ortaya atmışlardır. Buna göre yerin dönmesi ve manyetik olmayan ancak elektrik olarak iletken olan çekirdek içerisinde bir takım sıvı hareketleri, kendi kendini işleten bir dinamo mekanizması için yeterlidir. Yani bu teori, yerin metalik ve sıvı olan dış çekirdeğinin kendi kendini işleten bir dinamo gibi davrandığı düşüncesine dayanır. Teorinin fiziksel yönü ise, manyeto-hidrokinematik bir olay olarak açıklanmaktadır. Böylece dinamo içinde dönen disk rolünü, çekirdekteki sıvı hareketleri oynamaktadır. Dinamoyu sürdüren kuvvetlerin gerçek doğası ve ayrıntıları hala tam olarak bilinmemektedir. Burada, bir tür mekanizmanın çekirdeği uyardığı; dönmesine neden olduğu ve çekirdekteki sıvı hareketlerinin de dönen disk rolünü oynayacak alan oluşturduğu düşünülmektedir. Bu şekilde kendi kendini besleyen dinamo hareketini sürekli olarak sağlayan enerji kaynağı aşağıdakilerden herhangi birisi olabilir:

- Yerin katı iç çekirdeği hala genişliyor olabilir ve sıvıdan katıya geçiş sırasında yayılan ısı, dış çekirdekteki sıvı hareketlerini sürdüren enerjiyi verebilir.
- Çekirdeğin sıvı materyali, yerin kendi yörüngesindeki presesyon hareketini takip etmeyebilir ve bu geri kalmanın sonucunda manto ve dış çekirdek arasındaki sürtünmeyle beraber bir uyarı etkisi oluşabilir.
- Muhtemelen sıvı çekirdek içerisine sokulan katı manto parçalarıyla üretilen radyoaktif ısınma veya daha muhtemel olmak üzere katı iç çekirdeğin radyoaktivitesi, ilgili enerji kaynağı olabilir.

1.3.1.2. Dış manyetik alan

Dış yer manyetik alanı, iyonosfer ve manyetosferde oluşan elektrik akımları tarafından üretilir. Yer kürenin manyetik alanı güneş yönünde güneş rüzgarlarının etkisiyle bastırılmakta ve diğer yönde ise gezegenler arası ortama doğru uzanmaktadır. Yer manyetik alanın uzaydaki bu özelliği manyetosfer olarak tanımlanır. Güneş rüzgarları, manyetosfere taşıdığı enerjiyle buradaki iyon ve elektronları güçlendirmektedir. Böylece hızlanan parçacıklar kutup bölgelerine yakın yerlerden atmosfere girmektedir. Bu parçacıklar atmosferin ince ve yüksek katmanında atom ve moleküllerle çarpışmakta ve buradaki gazların farklı renklerde parlamasına neden olmaktadır. Genel olarak 60° ile 80° arasındaki kutup bölgelerinde gerçekleşen bu türden parlamalar kutup ışıkları olarak adlandırılmaktadır. Böyle dönemlerde yer kürenin manyetik alanında şiddetli değişimler meydana gelmekte ve bu değişimler manyetik fırtına olarak tanımlanmaktadır.

Yer kürenin çevresinde ve yerküre yüzeyinde yaklaşık 11000 km uzakta yüksek enerjili elektronlar ve protonlardan oluşan iç içe halka şeklinde ikirdasyon bölgesi bulunmaktadır. Bu bölgelere Van Allen Radyasyon Kuşakları adı verilir. İç kısımdaki radyasyon bölgesi yüksek enerjili protonlardan, dış kuşak ise yüksek enerjili elektronlardan oluşur. Her iki katmanda güneşten gelen zararlı ışınlar karşı kalkan görevi görür.



Şekil 1.6. Güneş rüzgarları ile oluşan manyetik fırtına sonucu yer manyetik alan çizgilerinin değişimi

1.3.1.3. Anomali alanı

Bu alan, yerin dış kabuğundaki manyetik bozucu kütlelerden kaynaklanır. Eğer bu kabuk üniform bir özellikte olsaydı, anomali alanı olmayacaktı. Bunların asıl manyetik alan içerisindeki etkileri oldukça küçüktür ve manyetik arama yönteminde amaç, bu tür anomalilerin ölçülüp değerlendirilmesidir. Böylece derinde Curie sıcaklığının üzerinde yer alan manyetik kaynakların etkileri anomali alanında gözlenir. Bu türden anomalilerle yeraltı kaynaklarının yer kabuğu içindeki dağılımları bulunabilir.

1.3.2. Manyetik alan değişimleri

Herhangi bir gözleminde alınan kayıtlardan, yer manyetik alanının sabit olmadığı bilinmektedir. Zaman içerisinde şiddet ve doğrultusunda değişimler olmaktadır. Bu değişimler, düzenli ve düzensiz olarak meydana gelmekte ve birkaç saniye ile yüzlerce yıllık bir süre içerisinde gerçekleşmektedir.

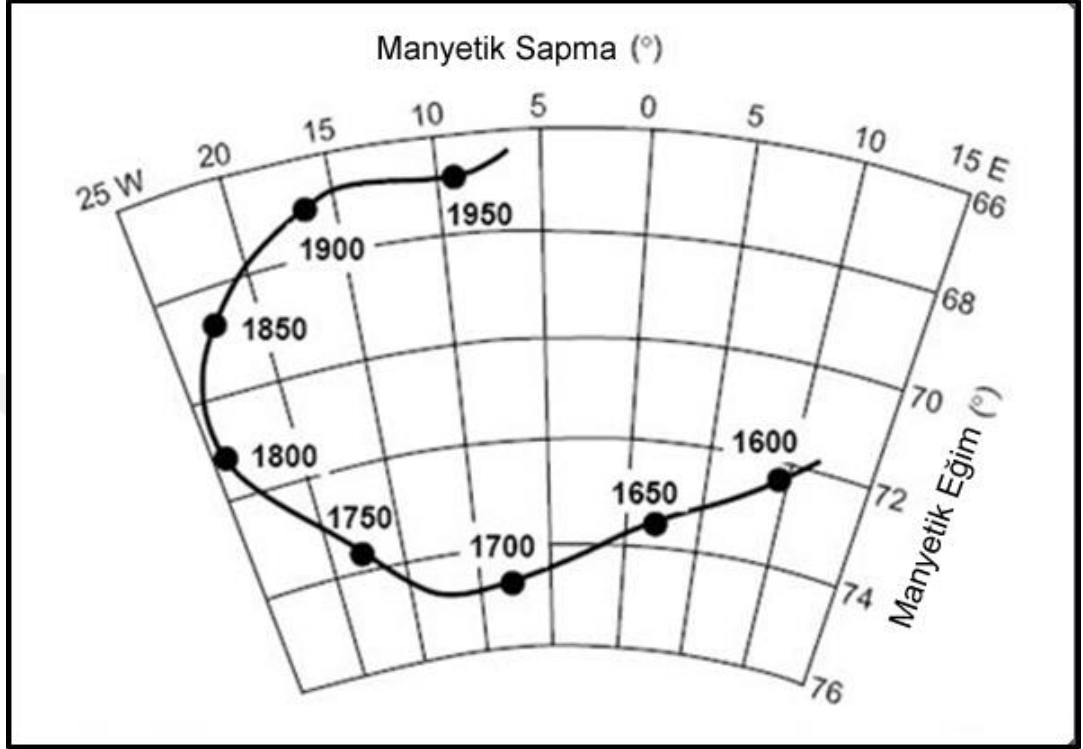
1.3.2.1. Günlük değişim

Yer manyetik alan elemanlarında, manyetik alanın günlük değişimleri manyetik alan şiddetinde her gün meydana gelen küçük değişimlerdir ve her güne ait değişimleri temsil eder. Günlük değişimlerin kaynağının üst atmosfer veya iyonosferdeki elektrik akımları olduğu düşünülmektedir. Düzgün değişim görülen günlere “sakin gün” ve düzgün olmayan değişimlere ise “sakin olmayan gün” adı verilir. Sakin günlerdeki değişimler dengeli, düzgün ve düşük genliklidir ve genel olarak 10-40 nT aralığında değişir. Sakin olmayan ve büyük genlikte meydana gelen değişimler ise manyetik fırtınalarla ilişkilidir ve birkaç gün sürebilir. Günlük değişimlerin daha kısa periyotlu olanlarına mikropulsasyonlar adı verilir. Mikropulsasyonlar günün herhangi bir anında ve 0.01 sn ile birkaç on dakika arasında geniş bir zaman aralığında oluşabilir.

1.3.2.2. Seküler değişim

Yerin merkezinde varsayılan dipolun presasyonu yerin dönmesi eksenini etrafında daha yavaş olduğundan yer manyetik alanının küçük ölçekli; ancak uzun periyotlarda seküler değişimlerine neden olur. Yeryüzünün değişik yerlerinde 400 yıldan uzun süredir yapılan manyetik gözlemler, yer manyetik alan elemanlarının yıllık ortalama değerlerinin zamanla değiştiğini göstermiştir. Uzun süreli ve düzenli olan bu değişime “Seküler Değişim” adı verilir. Bu değişimler dünyanın her tarafındaki gözlem

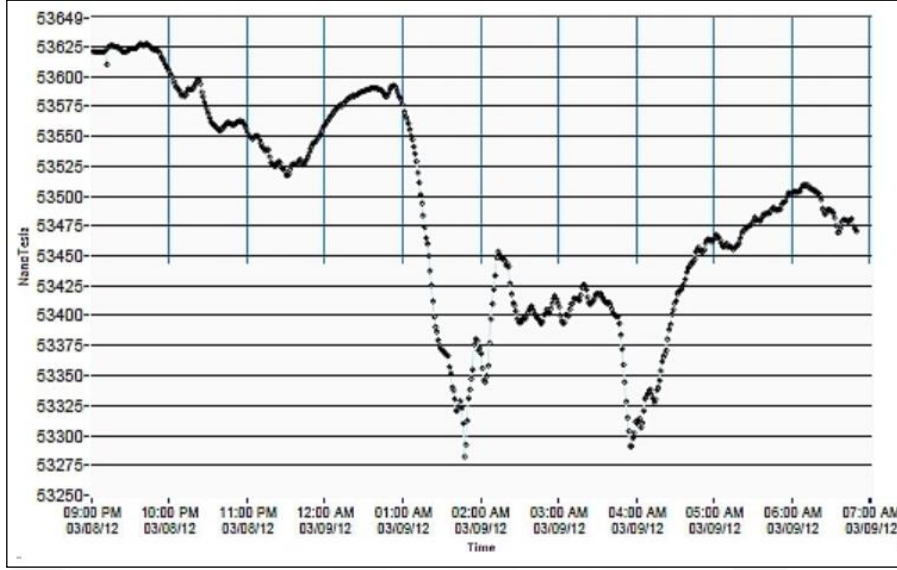
evlerinde kaydedilen yer manyetik elemanların yıllık ortalama değerlerinden gözlenebilir. Şekil 1.7’de manyetik sapma açısının 1600 yılından 1950 yılına kadar olan değişimleri görülmektedir.



Şekil 1.7. Sapma açısının uzun zaman aralıklarında seküler değişimi (Butler, 1992)

1.3.2.3. Manyetik fırtına

Manyetik fırtınalar, düzensiz olan gürültülü gün değişimleridir. Bir saatlik bir zaman dilimi içerisinde birkaç yüz nT hatta birkaç bin nT büyüklüğüne ulaşabilirler. Bunlar güneş patlamaları boyunca artan güneş aktiviteleriyle ilişkilidir. Güneş patlamalarıyla uzaya yayılan yüklü partiküller, iyonosferde elektrostatik alanların kaynağında bir harekete neden olurlar. Manyetosferde ise kozmik plazma (serbest elektronlar, pozitif iyonlar, nötron parçacıkları) ve güneş rüzgârı etkisini gösterir. Böylece yer manyetik alanında bozulmalar meydana gelir. Manyetik fırtınalar önceden öngörülemmez; ancak bunların ortaya çıkma eğilimleri ortalama 27 günlük aralıklardadır. Kutup bölgelerinde, özellikle kutup ışıklarının olduğu dönemler boyunca manyetik fırtınalar çok daha büyük genliklere ulaşabilir. Daha şiddetli fırtınalar ise aniden başlayan fırtınalardır ve dünyanın her tarafında gözlenebilir. Bunlar genellikle birkaç gün sürebilir. Genlikleri ise güneş aktivitesinin derecesine bağlı olarak değişir.



Şekil 1.8. 9 Mart 2012’de Colorado’da Manyetik fırtınadan kaynaklanan Toplam Alan değişimleri (URL – 2)

1.4. Manyetik Arama Yöntemi

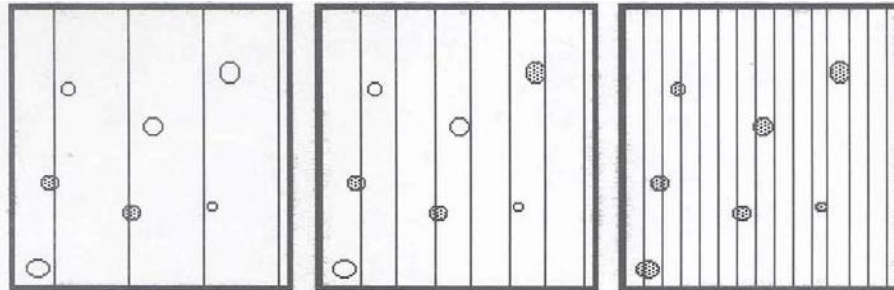
Manyetik arama yöntemi yeraltında mıknatıslanabilen yapıların aranmasında kullanılan temel jeofizik yöntemlerden birisidir. Yöntem fosil yakıtların ve metalik cevher zonlarının aranmasında, temel kaya ve tektonik araştırmalarda, volkanik bölgelerin belirlenmesinde, gömülü arkeolojik kalıntıların aranmasında ve patlamamış mayın ve gömülü iletken cisimlerin (kablolar ve atık variller gibi) yerlerinin tespitinde kullanılmaktadır.

Yöntemin amacı yer manyetik alanda meydana gelen değişimlerin ölçülmesidir. Arama amaçlı çalışmalarda, yer manyetik alanının elemanlarından düşey bileşen veya toplam alan şiddetindeki değişimler ölçülmektedir. Günümüzde yaygın bir şekilde toplam alan ölçümlerine dayalı arama projeleri geliştirilmektedir. Önceki bölümlerde bahsedildiği gibi yeraltında gömülü olan bir anomali kaynağının manyetik anomali verebilmesi için kaynağın suseptibilitesi ile etrafındaki kayaların ortalama suseptibilitesinin birbirlerinden farklı olması gerekir. Örneğin manyetit, pirotin, ilmenit ve hematit gibi manyetik minerallerin suseptibiliteleri çevre kayaların suseptibilitelerinden her zaman farklı olduğundan bu şekildeki mineralizasyon zonlarının ortaya çıkarılmasında manyetik yöntem etkin bir şekilde kullanılır. Sedimanter kayaların suseptibiliteleri çok düşük olmakla birlikte sedimanter basenlerin alt derinliğini temsil eden taban veya temel kayacı oluşturan volkanik veya

metamorfik kayaların yüksek mıknatıslanma özellikleri nedeniyle anomalilerini elde etmek mümkündür. Bu anomalilerden hareketle temel kayaç ondülasyonu modellenebilir. İkinci dünya savaşından sonra diğer jeofizik yöntemlerde olduğu gibi manyetik arama yönteminde de hızlı gelişmeler meydana gelmiştir. Günümüzde kara etütlerinden başka hava araçlarıyla ve uydularla manyetik alan ölçümleri yapılmaktadır. Bu türden özel ölçümlerle engebeli ve geniş ölçekli arazilerin kısa zamanda ve yüksek çözünürlükte manyetik etüdün yapılması amaçlanmaktadır.

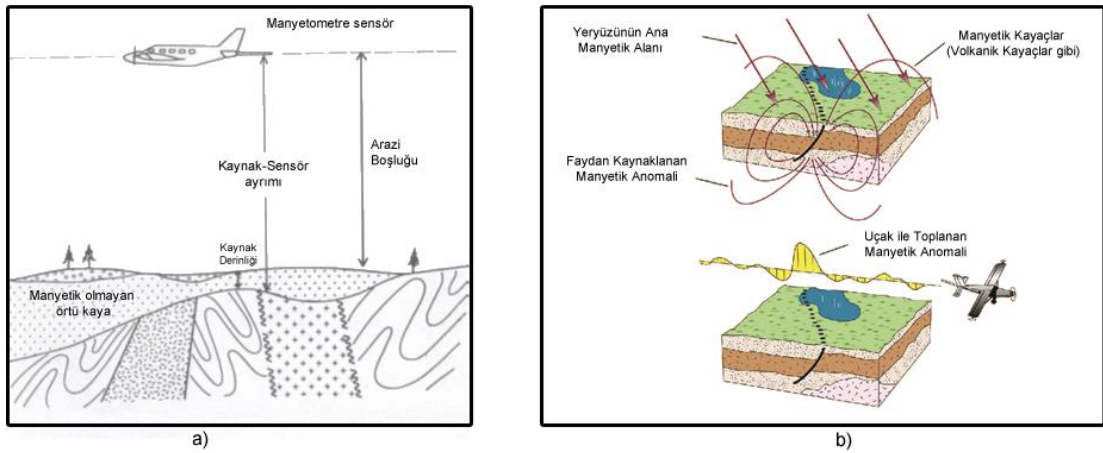
1.4.1. Etüd planlama ve veri toplama

Yöntem havadan, karadan ve denizden uygulanabilir. Karada yapılan manyetik ölçmeler, havadan ölçmelere kıyasla çok küçük sayılabilecek alanlarda yapılır. Manyetik ölçümler çoğunlukla ölçü profilleri (travers) üzerindeki gözlem noktalarında ve manyetometre okumaları şeklinde yapılır. Test okumaları alınarak ve bunlar tekrarlanarak gürültü kaynakları olarak otomobillerden, güç hatlarından, yer altı boru hatları, kablolardan ve demiryollarından mümkün olduğunca uzakta olabilecek bir etüt alanı saptanmalıdır. Havadan yapılan etütlerde uçuş yüksekliğinin ve ölçü profillerinin seçimi faydalı dalga boylarını kapsayacak şekilde seçilmez. Uçuş profil aralıklarının gereğinden fazla geniş seçilmesi durumunda bazı kaynakların anomalileri gözlenemeyebilir (Şekil 1.9). Profil aralıklarının farklı konumlarda ve derinliklerde bulunan anomali kaynaklarının anomali detaylarını belirleyecek şekilde optimize edilmesi (Şekil 1.9) ve sensörün kaynağa yakın olması önemlidir. Şekil 1.9’da içi dolu olan daireler “görülebilir” kaynakları ve boş olanlar “görülemeyen” kaynakları temsil eder. Kaynak-sensör uzaklığının örtü katmanının kalınlığından küçük seçilmesi kaynağın manyetik etkisinin optimum ölçülebilmesini sağlar. Aksi durumda kaynağı karşılayan dalga boyu bulunamaz.



Şekil 1.9. Birbirine yakın olarak konumlanan manyetik anomali kaynaklarının belirlenmesinde ölçü profillerinin veya uçuş profillerinin geniş (en solda), dar (ortada) ve daha dar (en sağda) seçilmesi durumunda kaynakların görülebilirliği.

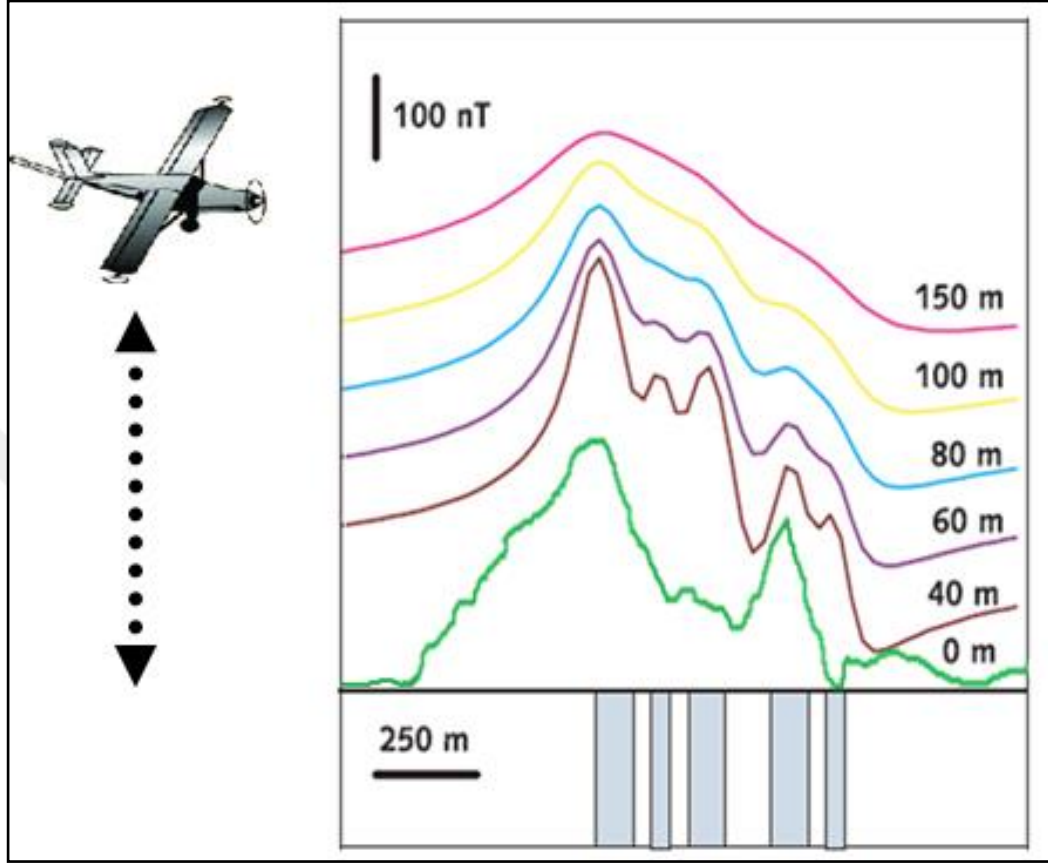
Uçuş hatları veya ölçü profilleri doğrultusu bilinen jeolojik yapıya dik olarak atılmaktadır. Eğer bu diklik sağlanmazsa anomalilerin yorumu oldukça karmaşık ve zor olabilir. Çünkü manyetik anomalilerin karakteristiği kütlelerin geometrisine bağlı olduğu kadar, kütlelerin manyetizasyon doğrultusuna ve kütle uzanımına da bağlıdır. Sonuç olarak ölçü profil doğrultuları, profil uzunlukları, profil aralıkları ve kaynak-sensör uzaklığı etüd planlamada önemli parametrelerdir. Kaynak-sensör uzaklığı manyetik özelliği olmayan veya çok az olan sedimentler gibi örtü katmanının kalınlığına bağlı olarak seçilmelidir. Kaynak sensör aralığı; anomali kaynağı (hedef kütle) ve manyetometre sensörü arasındaki düşey uzaklığı, uçuş yüksekliği ise sensörün yeryüzünden olan yüksekliğini temsil eder ve kaynak-sensör uzaklığı aynı zamanda ölçü profilinin kaynağa olan derinliğine karşılık geldiğinden (Şekil 1.10a), daha sonra yapılacak olan sayısal yorumlama işleminde bulunan derinlik kestirimleri bu profile göre esas alınacaktır (Reeves, 2005). Şekil 1.10b’de görüldüğü gibi jeolojik uzanımına dik yönde alınan ölçü profiline göre uçuş yüksekliğinin optimum alınması durumunda faylı temel kayanın anomalisinin “görülebilirliğine” yönelik örnek yer almaktadır.



Şekil 1.10. a) Aeromanyetik etüdlere uçuş yüksekliği ve kaynak-sensör aralığının tanımı (Reeves, 2005). b) Yer manyetik alanının indüklemesiyle faylı temel kayanın manyetik indüksiyon çizgileri ve uygun uçuş yüksekliğinde toplam alanın ölçülmesi.

Bu durumda uçuş yüksekliğinin manyetik anomalilerin elde edilmesinde önemli bir uçuş parametresi olduğu anlaşılmaktadır. Örneğin Şekil 1.11’de görüldüğü gibi birbirinden ayrı konumlarda yer alan gömülü kaynakların anomalileri, kaynak seviyesinin üzerindeki uçuş hattının yüksekliğine bağlı olarak kaynaktan uzaklaştıkça manyetik etkinin de azaldığı gözlenmektedir. Kaynaktan uzaklaştıkça birbirine yakın

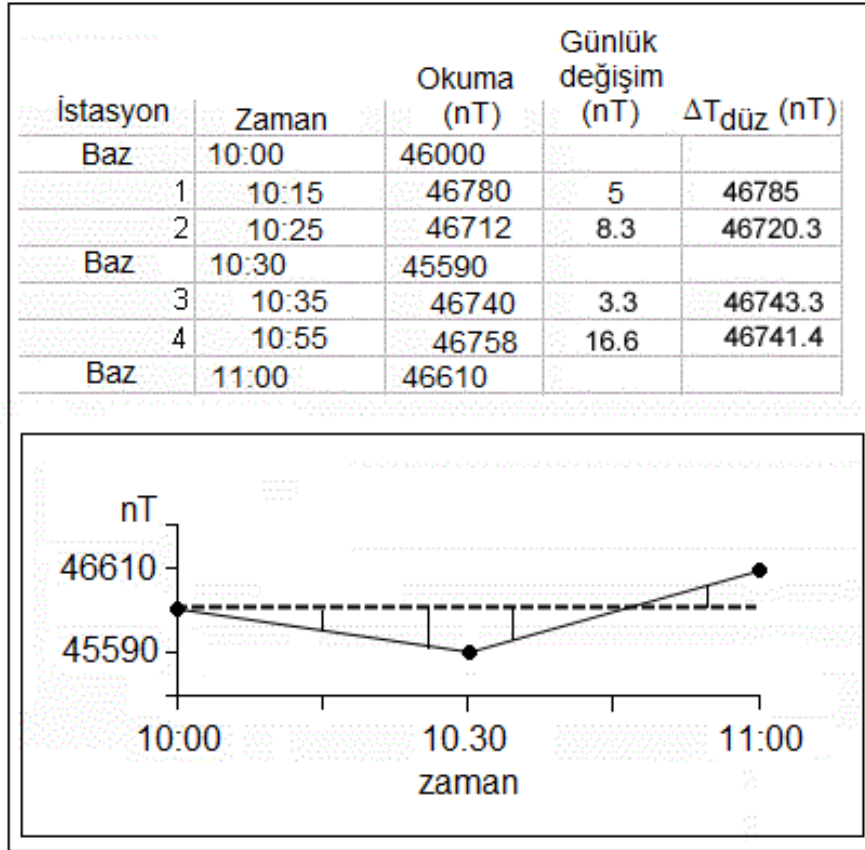
kütlelerin manyetik anomalileri uzun dalga boylu veri şeklinde gözlenir (Şekil 1.11). Buna göre tüm kaynaklar tek bir kütle gibi davranır.



Şekil 1.11. Havadan yapılan manyetik arama yönteminde uçuş yüksekliğine bağlı olarak manyetik anomalinin genliğinin değişimi (Reeves ve diğ., 1997'den değiştirilmiştir)

1.4.2. Manyetik ölçülerin günlük değişim düzeltmesi

Manyetik arama yönteminde aranan hedef kütlelerin anomalisinden başka yer manyetik alan içerisinde doğal olarak oluşan günlük ve bölgesel değişimlerin de etkisi bulunur. Günlük değişimi belirlemenin en iyi yolu bir manyetometre ile etüde devam ederken baz noktasında ikinci manyetometre ile belli zaman aralıklarında ölçüler almaktır. Bununla birlikte ikinci manyetometrenin olmaması durumunda tek manyetometre ile ölçüler alınırken belli zaman aralıklarında baz noktasına dönülerek ölçüler almaktır. Bazda alınan ölçülere göre günlük değişim grafiği çizilerek, ölçü noktalarının ölçü zamanlarından, grafik yardımıyla ve hesap yoluyla günlük değişim etkileri hesaplanıp düzeltmeleri yapılabilir. Şekil 1.12'de az sayıda ve basitleştirilmiş örnek veriler için günlük değişim grafiği ve düzeltmesi görülmektedir.



Şekil 1.12. Örnek manyetik okumalar ve zamanlarına göre günlük değişim grafiği ve ölçü noktalarında (1,2,3,4) günlük değişim etkisinin düzeltilmesi

1.4.3. Bölgesel düzeltme veya enlem boylam düzetmesi (IGRF düzeltmesi)

Bölgesel düzeltme büyük ölçekli sahalarda uygulanır. Doğal olarak meydana gelen; ancak istenmeyen bu değişim büyük ölçekli etüdlere ölçülen verilerin içinde kaçınılmaz olarak bulunmaktadır. Toplam alan değeri kuzeye (Enlem) ve doğuya (Boylam) gidildikçe artmaktadır. Büyük saha etüdlерinde bu olağan değişimler ölçülerin içine gireceğinden ölçülerden atılması gerekir. Bu işleme bölgesel düzeltme veya Enlem-Boylam düzeltmesi adı verilir. Bu düzeltmenin yapılmasıyla birlikte aynı zamanda ölçü noktalarının anomali değerleri de bulunmuş olmaktadır. Konuyla ilişkili olarak, asıl alanın (F_M) ve anomali alanı (F_A) arasındaki ilişkinin iyi bilinmesi gerekir. Bu amaçla Şekil 1.13’de görülen gömülü dipol şeklinde anomali kaynağını ele alalım. Buna göre toplam alan vektörü (F_T), F_M ve F_A arasındaki bileşke vektör,

$$F_T = F_M + F_A \quad (1.10)$$

olarak ifade edilir.

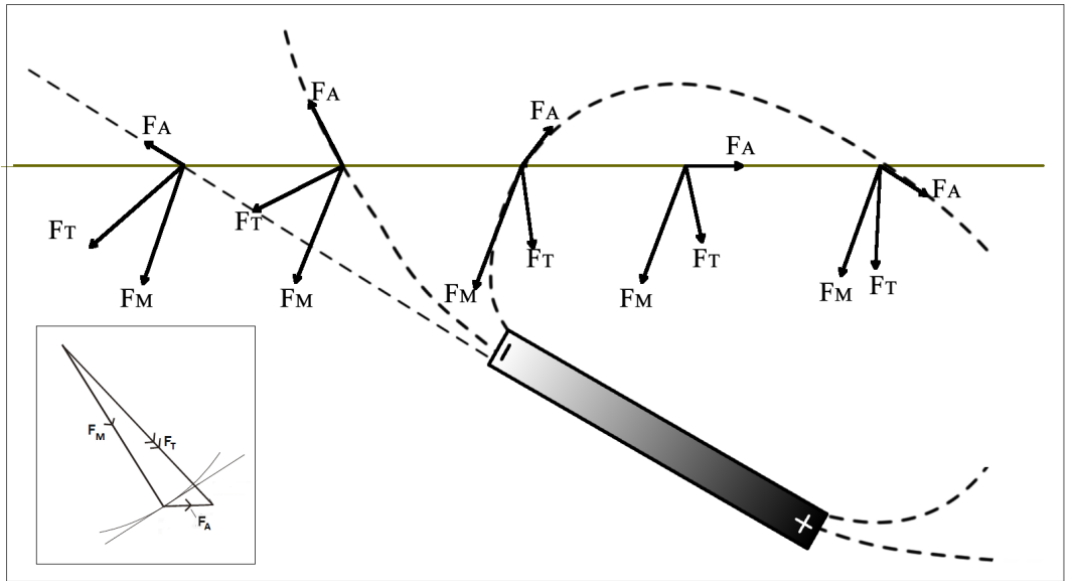
Manyetik arama etüplerinde kullanılan ve toplam alan ölçen manyetometreler F_T vektörünün büyüklüğünü ölçmektedirler. Anomali değerleri (F_A) ise F_T ölçülerinden bölgesel etkinin (F_M) çıkarılmasıyla,

$$F_A = F_T - F_M \quad (1.11)$$

eşitliğinden hesaplanır. F_M bölgesel etkiyi temsil ettiğinden bu etkinin giderilmesiyle, aynı zamanda bölgesel düzeltme işlemi yapılmış olmaktadır. Çalışma alanı içinde yer alan her bir ölçü noktasının belli bir referans noktasından olan enlem (x) ve boylam (y) uzaklıklarına göre bölgesel alan değeri,

$$F_M = F_0 + \frac{\Delta f}{\Delta x} x + \frac{\Delta f}{\Delta y} y \quad (1.12)$$

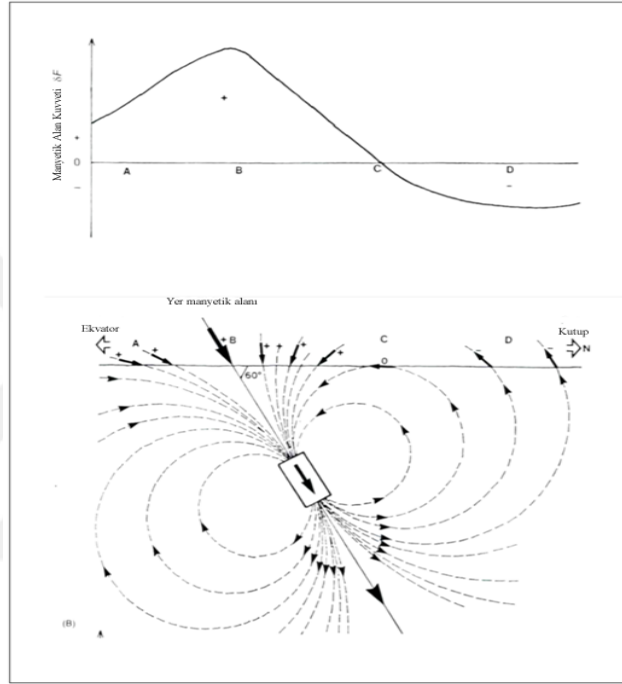
eşitliğinden hesaplanır (Çoruh ve Robinson, 1988). Burada $\Delta f/\Delta x$ ve $\Delta f/\Delta y$ belli bir referans noktasından itibaren çalışma alanını kapsayan sınırlarından belirlenen, toplam alanın kilometre veya dakika başına değişimlerini temsil eder. Şekil 1.13'de geniş ölçekli bir çalışmada örnek bir etüd sahası ve örnek manyetik veriler için bölgesel etki (F_M) düzeltilmesiyle birlikte aynı zamanda manyetik anomali değerinin nasıl hesaplandığı açıklanmaktadır.



Şekil 1.13. Gömülü bir anomali kaynağı için beş adet gözlem noktasında, (F_M) Asıl alan vektörü (İndüksiyon), (F_A) anomali kaynağının manyetizasyon vektörü ve (F_T) bileşke vektörünün anlamı

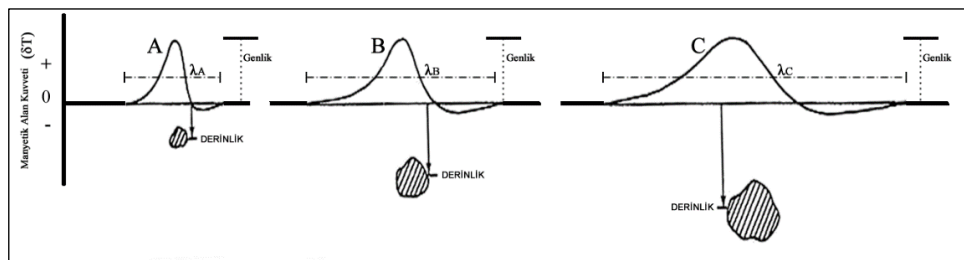
1.5. Gözlemsel Yorumlamada Genel Kavramlar

Kütle manyetizasyonu düşey doğrultuda ise yer manyetik alanı güçlendirici bir etki yapacağından pozitif anomali elde edilir. Aksi durumda negatif anomali gözlenir. F manyetik alanının etkisiyle mıknatıslanan eğimli dipol kaynağın indüksiyon çizgilerinin akışına göre Şekil 1.14’de A, B, C ve D noktalarında anomali vektörünün değişimleri ve dipol üzerinde elde edilebilecek tipik manyetik anomali görülmektedir.



Şekil 1.14. Vektör doğrultularına göre dipolar manyetik anomalinin gözlenmesi

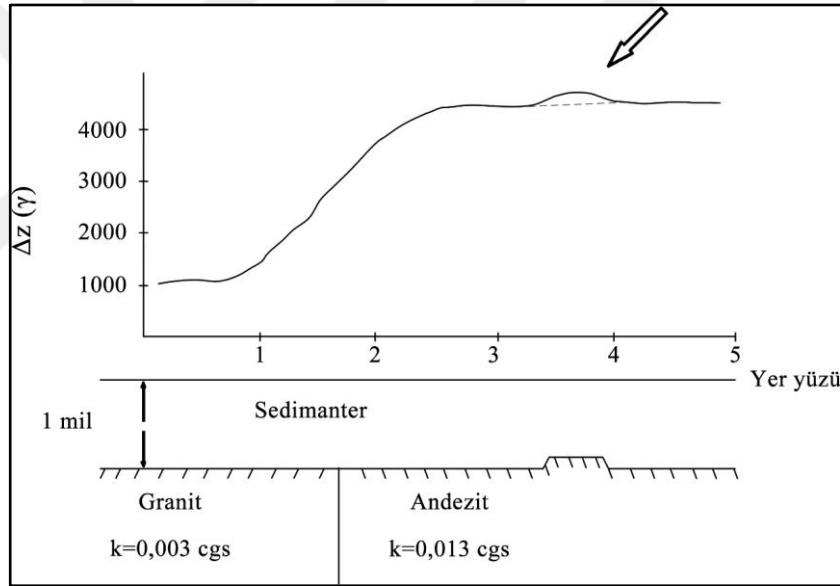
Kaynak derinliğinin manyetik anomaliye etkisi önemlidir. Şekil 1.15’te de görüldüğü gibi daha derin bir kaynak daha geniş bir anomaliye neden olur. Bu durum kaynak derinliği hakkında gözlemsel bir yaklaşım da sunabilir. Aynı zamanda değişken derinliklerden kaynaklanan ve çok sayıda anomali pikinin yer aldığı bir toplam alan anomali profilinin hızlı ve kolay gözlemsel yorumunda derinlikle ilgili bilgi verir.



Şekil 1.15. Kaynak derinliğinin anomali dalga boyuna olan etkisi

Sedimentler gibi manyetik olmayan veya çok az manyetik olan ortamlarla örtülü olan ve manyetik özelliği yüksek temel kaya olarak tanımlanan volkanik ve metamorfik kayaç anomalilerinin gözlemsel ve sayısal yorumu önemli bir aşamadır. Bölgesel jeoloji bilgilerinin yanında manyetik konturların derin jeolojik kaynaklar için anlamlandırılması gözlemsel yorumlamanın konusudur. Sayısal yorumlama ise bu tür kaynakların suseptibilite, derinlik, dalım, konum ve geometrik parametrelerinin hesaplanmasına dayanır.

Sedimanter basen sahalarında gözlenen manyetik rölyef, basenin topoğrafyasından çok basenin litolojisi ile kontrol edilir. Suseptibilitenin yanal olarak yüksek değer aldığı litolojilerde temel yüzey üzerindeki topoğrafik bir değişim manyetik anomalilerde kendini gösterir (Şekil 1.16).



Şekil 1.16. Temel yüzey üzerindeki topoğrafik bir değişimin manyetik anomalilerdeki görünümü

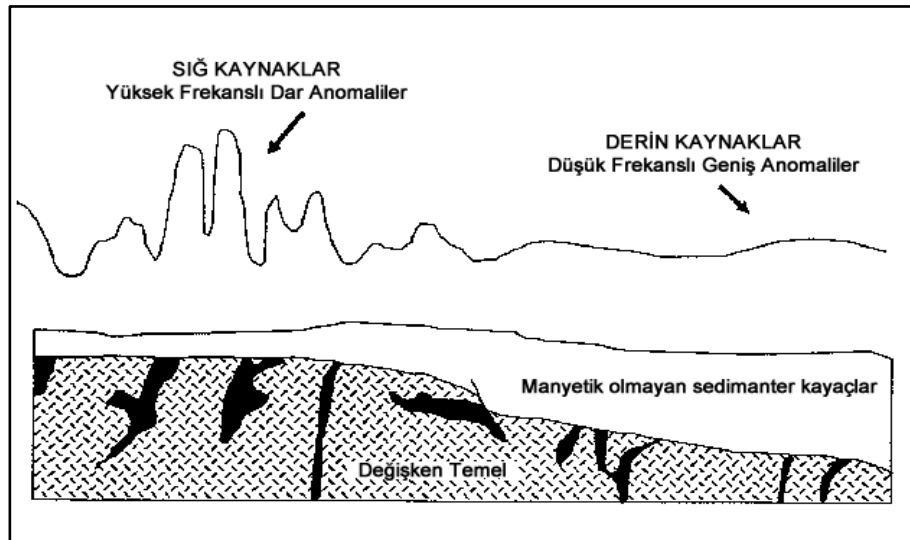
Bir manyetik haritadan belli gözlemsel sonuçlar çıkarılabilir. Bu durumda yeraltındaki yapı, örneğin bir merkeze doğru artan veya azalan anomali değerleri şeklinde art arda kapalı konturlarla gösterilir. Burada kapalı konturların uzanım doğrultusu anomaliye sebep olan kütlelerin doğrultusu ile tanımlı olabilir.

Geniş ölçekli global çalışmalarda örneğin havadan manyetik haritalarda gözlemsel yorumlama için anomalilerin özelliklerinde bir sınıflandırma yapılabilir. Bu sınıflandırma ile gözlemsel yorumlamada ilk analiz yapılabilir. Bu özellikler;

- Dairesel veya kabaca dairesel anomali yapıları
- Uzun dar anomali yapıları
- Anomalinin bir parçasının diğer parçasına göre dislokasyonları
- Düzensiz ve yüksek şiddetli konturlar (çok değişkenli olan değerler)
- Anomali değerlerinde çok küçük değişmelerin olduğu “sessiz” olanlar

olarak sıralanabilir.

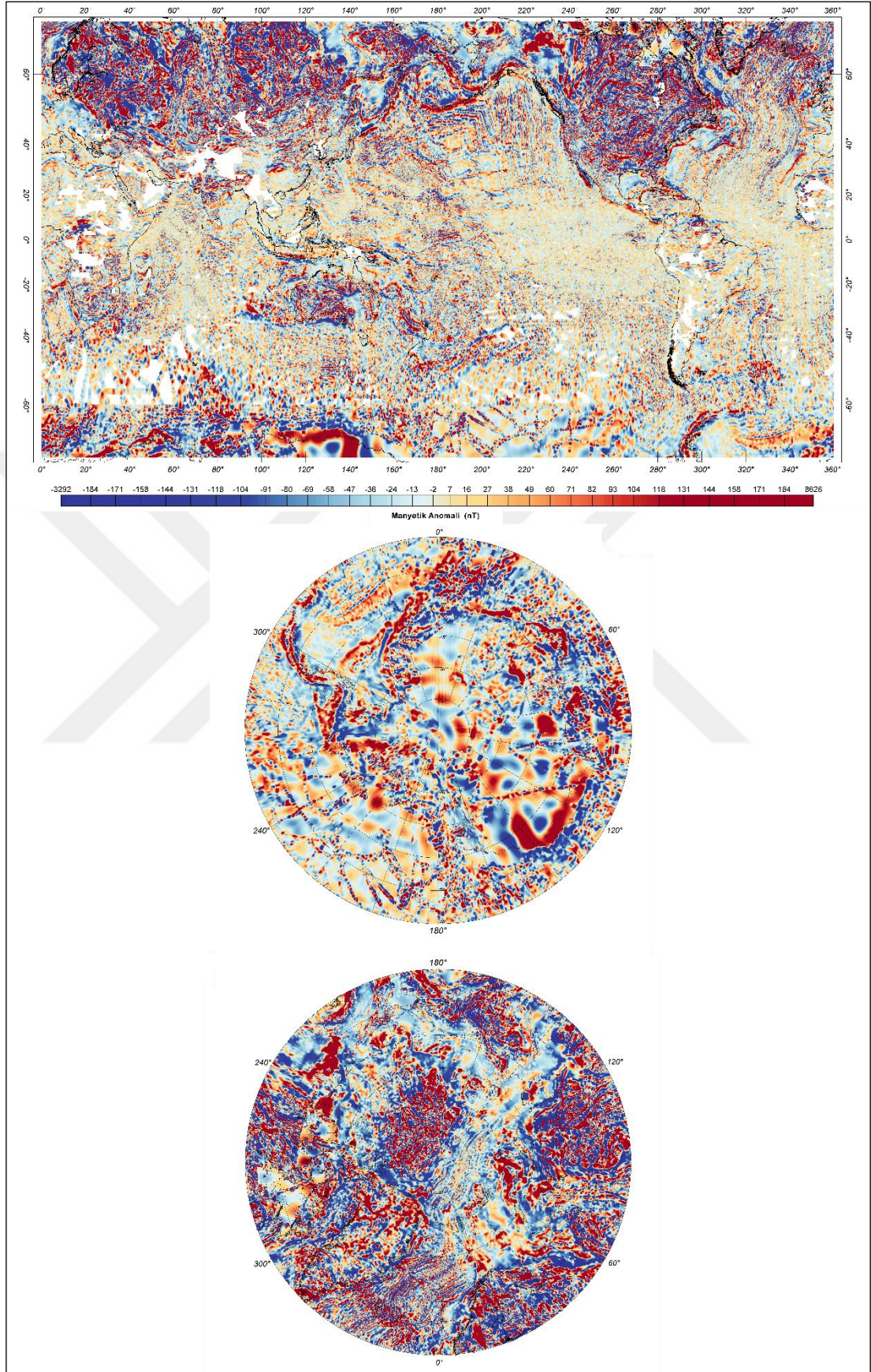
Deneyimlere göre bölgeden bölgeye farklılık gösterebilmesine rağmen genelde yukarıdaki özelliklerin herbiri farklı bir jeolojik yapıya karşılık gelir. Örneğin dairesel özellikler sık sık temel intrüzyonlar ya da granitik bir kütleyle karşılık gelir. Uzun dar anomaliler ise çoğu defa dayk, tektonik makaslanma zonları veya uzun maden yataklarını işaret edebilir. Dislokasyonlar jeolojik faylanmalara karşılık gelir. Düzensiz ve yüksek şiddetli konturlar ise tipik olarak levha tipi yapıların anomalilerini temsil eder ve bazaltik akışkanlara, geniş gabro intrüzyonlarına karşılık gelir. Kuvars içeren kayaç formasyonları, manzonit, kireç taşı vb. küçük şiddette anomali değerlerini üreten “sessiz” olanlara karşılık gelir. Ancak bu her zaman değişmez değildir. Örneğin skarn minerali kireçtaşları veya manyetik içeren kuvarsitler yüksek şiddette manyetik anomali üretebilirler. Buna göre kayaç cinsine göre bir manyetik haritanın çeşitli anomali özellikleri yorumlanırken bölgenin jeolojik gözlemleri de dikkate alınmalıdır.



Şekil 1.17. Temel kaya içinde ve üzerinde farklı derinlik ve boyutlarda dağılım gösteren manyetik mineral zonlarından kaynaklanabilecek manyetik anomali örneği (URL – 3)

2. EMAG2 KÜRESEL MANYETİK ANOMALİ VERİLERİ VE VERİ KAYNAKLARI

Manyetik anomali haritaları jeolojik problemlerin çözümünde ve yeraltı kaynak aramalarında yaygın bir şekilde kullanılır. Küresel manyetik anomali verileri litosfer dinamikleri açısından levha tektoniği ve derin manto kaynaklı kabuk deformasyonlarına yönelik olarak önemli bilgiler sunar. Özellikle deniz açılımlarında ve dalma batma zonlarında kratonik bölgelerdeki kıtasal kabuğun oluşumu ve büyük ölçekli volkanik bölgeler ile ilgili olarak karakteristik anomaliler ortaya çıkartır. Dünyanın ilk dijital manyetik anomali haritası (WDMAM) uydudan, denizden ve havadan ölçümlerin derlenmesiyle, Ulusal jeofizik veri merkezine (NGDC) bağlı uluslararası jeomanyetizma ve aeronomi birliği (IAGA) kanalıyla 2007 yılında yayınlamıştır (Maus ve diğ., 2007). Bununla birlikte WDMAM içerisinde özellikle Pasifik, Hint ve Güney Okyanusal bölgelerde önemli veri boşlukları yer almıştır. Söz konusu boşluklar, levha tektoniği ve kabuk yaşına bağlı olarak kuramsal manyetik anomali verileri ile doldurulmuştur. Böylece WDMAM güncellenerek, WDMAM1-B olarak yeni veri setine dönüştürülmüştür. Bununla birlikte kuramsal anomalilerin gözlem verilerini iyi bir şekilde temsil etmediği ve kuramsal anomalilerin yanıltıcı yorumlara neden olacak şekilde ortaya çıktığı gözlenmiştir (Maus ve diğ., 2007). Bu sorunun üstesinden gelmek için bu sefer kabuk yaşlarına bağlı olarak doğrudan gridleme ve dış değer bulma (ekstrapolasyon) yöntemleriyle okyanusal bölgelerdeki manyetik veriler arasındaki boşluklar daha hassas bir şekilde doldurulmuştur. Ayrıca bu verilerle birlikte CHAMP uydusundan referans elipsoidine göre 5 km yüksekliğinden alınan uzun dalga boylu veriler de (dalga boyu 330 km den büyük) değerlendirilerek EMAG2 (Earth Magnetic) adıyla yayınlanmıştır (Maus ve diğ., 2008). 2009 yılında bu yükseklik seviyesi 4 km 'ye çekilerek EMAG2'nin yüksek çözünürlüklü üçüncü versiyonu yayınlanmıştır, (Maus ve diğ., 2009). EMAG2'nin bu versiyonu NGDC'nin web sitesinde araştırmacıların ve bilim insanlarının kullanımına açılarak (<http://geomag.org/models/EMAG2>) istenilen bölgenin koordinatlarına göre veriler serbestçe indirilebilmektedir.



Şekil 2.1. Yer kürenin EMAG2 v3 manyetik anomali haritası (URL – 4)

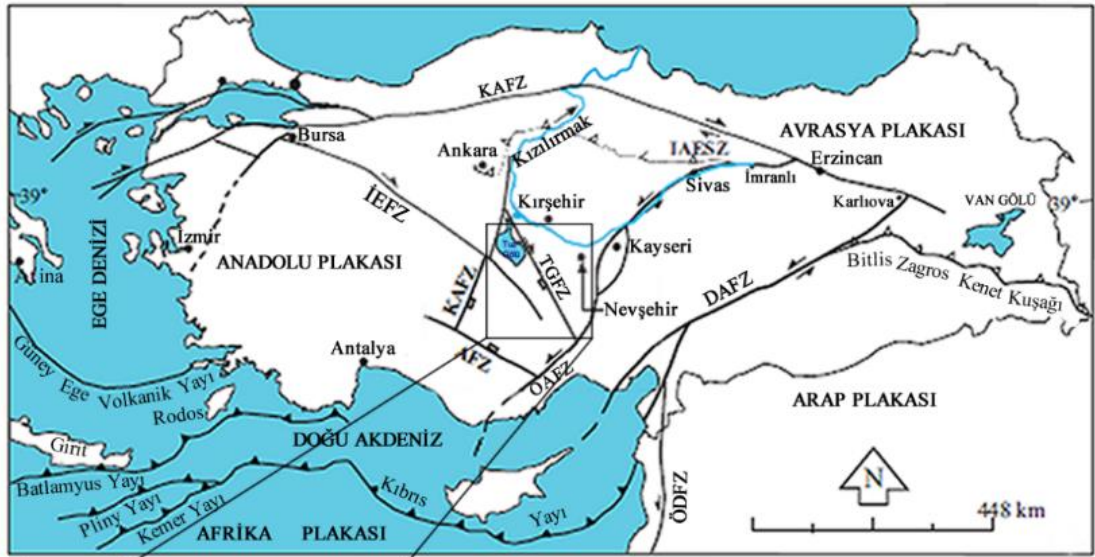
2.1. Tuz Gölü ve Civarının Genel Tektoniği ve EMAG2 Anomalileri

Afrika-Arabistan levhasının kuzeye doğru hareketiyle Anadolu levhası arasındaki kıtasal çarpışmanın sonucu olarak dört büyük neotektonik olay meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bunlardan ilki Afrika levhasının Anadolu levhasının altına daldığı yerde gelişen Ege-Kıbrıs yayı, ikincisi Afrika ve Arap levhaları arasında gelişen Ölüdeniz transform fay ve diğerleri ise Anadolu'nun batıya doğru kaçışıyla ilişkili olarak ortaya çıkan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonudur (DAFZ) (Şekil 2.2a). Çalışma sahasının da içinde bulunduğu Orta Anadolu bölgesi içinde ikinci derece tektonik yapılar gelişmiştir ve bunlar küçük bloklar içinde yer alır. Bunlardan Orta Anadolu Fay Zonu (OAFZ), Tuz Gölü Fay Zonu (TGFZ) ve İnönü-Eskişehir Fay Zonu (İEFZ) en dikkat çekenleridir (Şekil 2.2b). TGFZ Tuz gölü havzasının doğu kesimini sınırlar (Dirik ve Erol, 2000). TGFZ aynı zamanda Niğde'nin güneyinde OAFZ ile kesilmektedir. Çalışma sahasının içinden de geçen İEFZ yaklaşık 450 km uzunluğunda ve Bursa-Uludağ'dan Tuz Gölünün güney batısında Sultanhanı'ya kadar uzanır. Sultanhanı fay zonu olarak da adlandırılan bu güney batı segmenti Tuz gölü havzası açılma rejiminin batı kesimini sınırlar (Özsayın ve Dirik, 2011). Tuz gölü havzasını içine alan Orta Anadolu bölgesinde (Şekil 2.2a) iki farklı neotektonik rejim hakimdir. Bunlardan biri çekme-ayırma tipine bağlı olarak normal faylanma sistemi ve diğeri sıkışma-açılma tipine bağlı olarak doğrultu atım faylanma sistemidir. KB-GD doğrultusunda uzanan Tuz gölü havzası, Orta Anadolu'nun kıta içi havzaları içinde en büyük olanıdır. Havza genel olarak KB-GD doğrultulu faylarla sınırlanır. Daha önce belirtildiği gibi havzanın batı kenarını İEFZ'nin uzantısı, doğu kenarını TGFZ ve güney kenarını ise Niğde Fay Zonu (NFZ) denetler (Koçyiğit ve Doğan, 2016).

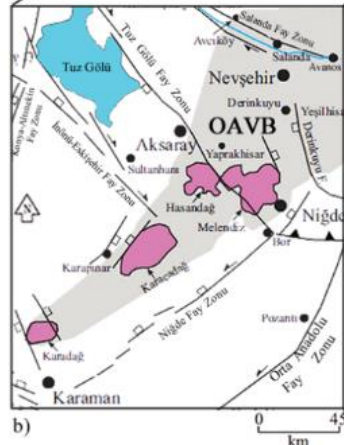
Tuz gölü ve civarının EMAG2 toplam alan manyetik anomali haritası Şekil 2.2c'de görülmektedir. Çalışma alanının kuzey doğusunda yer yer büyük genlikli ve kısa dalga boylu anomaliler dikkat çekmektedir. Bu bölge Nevşehir ve Kapadokya volkanik bölgesine karşılık gelmektedir. Bölgede aynı zamanda kuvaterner volkanizmasının sona erdiği ve volkanik aktivitenin bazaltik, andezitik, dasidik lav akıntılarının ve piroklastiklerin dağılım gösterdiği bölgedir (Pasquare vd., 1988). Bu jeolojik yapıların en önemli özellikleri büyük genlikli; ancak kısa dalga boylu anomaliler üretmesidir. Bu durumda söz konusu bölgede manyetik anomalilerin volkanizmanın yüzey

belirtileri ile iyi korele olduğu sonucuna ulaşılabilir. Büyüksaraç (2005) Kapadokya bölgesinin havadan manyetik anomalilerinin yorumuna yönelik yaptığı çalışmada manyetik anomalilerin oldukça karmaşık özelliklere sahip olduğunu göstermiştir. Büyüksaraç (2005) lav akışı ve manyetik anomaliler arasındaki ilişkilere bağlı olarak paleomanyetik verilerin analizlerinden havadan manyetik anomalilerin ağırlıklı olarak kalıntı mıknatıslanma etkisiyle oluştuğunu ileri sürmüştür. Bu bağlamda bazaltik ve andezitik kayaların üzerinde yüksek genlikler ve ignimbiritik seriler üzerinde düşük genlikli anomaliler gözlemiştir. Şekil 2.2c’de gözlenen başka bir özellik Hasandağ, Melendiz dağı, Karacadağ ve Karadağ üzerinde manyetik anomali yığılmasıdır. Bu bölgelerde EMAG2 anomalilerinin bu şekilde volkanizma kökenli topoğrafyadan da etkilendiği anlaşılmaktadır.

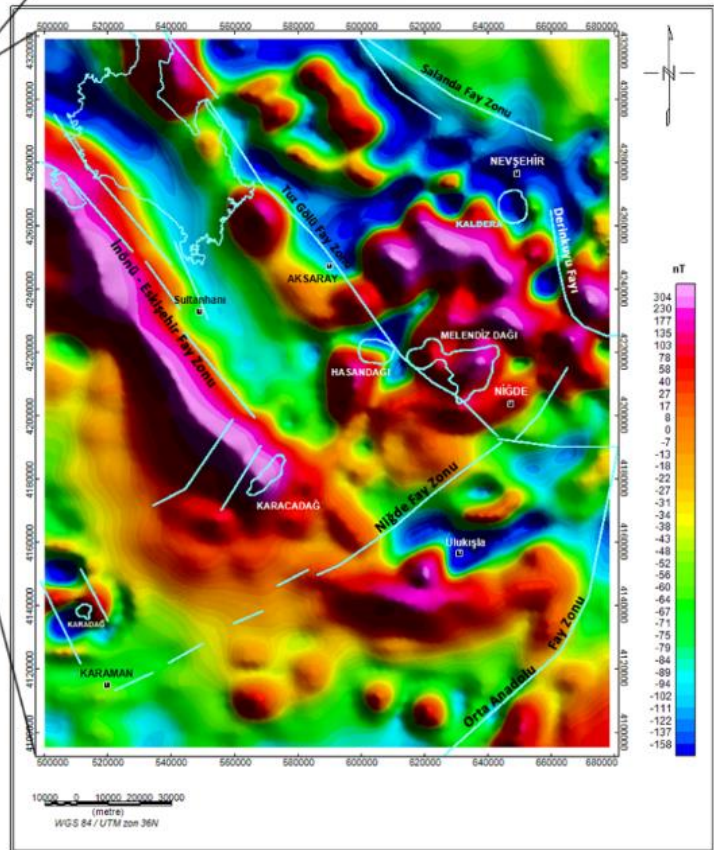
Bölgenin en belirgin anomalisi Tuz Gölünün hemen batısında KB-GD doğrultulu doğrusal özellikteki şiddetli anomalidir. Bu anomalinin Şekil 2.2b’deki İEFZ ‘nin bulunduğu kesimde gelişmesi, anomali kaynağının şekillenmesinde İEFZ’nin de katkı gösterdiği sonucunu ortaya çıkarmaktadır. Çalışma alanında önemli bir yer kaplayan bu manyetik anomali Aydemir (2005) tarafından yapılan çalışmada havadan manyetik veriler içerisinde bu ölçüde uzun dalga boylu olmasa da gözlenmiştir. Aydemir (2005) tarafından bu anomali Sülüklü–Cihanbeyli-Göleren anomalisi olarak isimlendirilmiştir. Bu ilginç ve şiddetli anomali tuz gölü havzasının batı kesimini sınırlayan İEFZ’yi büyük ölçüde izlemektedir. Bu durumda İEFZ’nin bu şiddetli anomaliye neden olan taban kaya modelinin geometrik yapısının şekillenmesinde önemli bir etken olduğu anlaşılmaktadır. Bir başka önemli anomali, güney doğu kesiminde D-B ve K-G yönlü lokal ve doğrusal pozitif anomalidir. Bu bağlamda tüm önemli anomaliler ve olası kaynaklarına yönelik gözlemsel ve sayısal yorumlama işlemleri kutba indirgeme ve görüntüleme teknikleri uygulandıktan sonra elde edilen çizgisellik haritaları üzerinde yapılacaktır.



a)



b)



c)

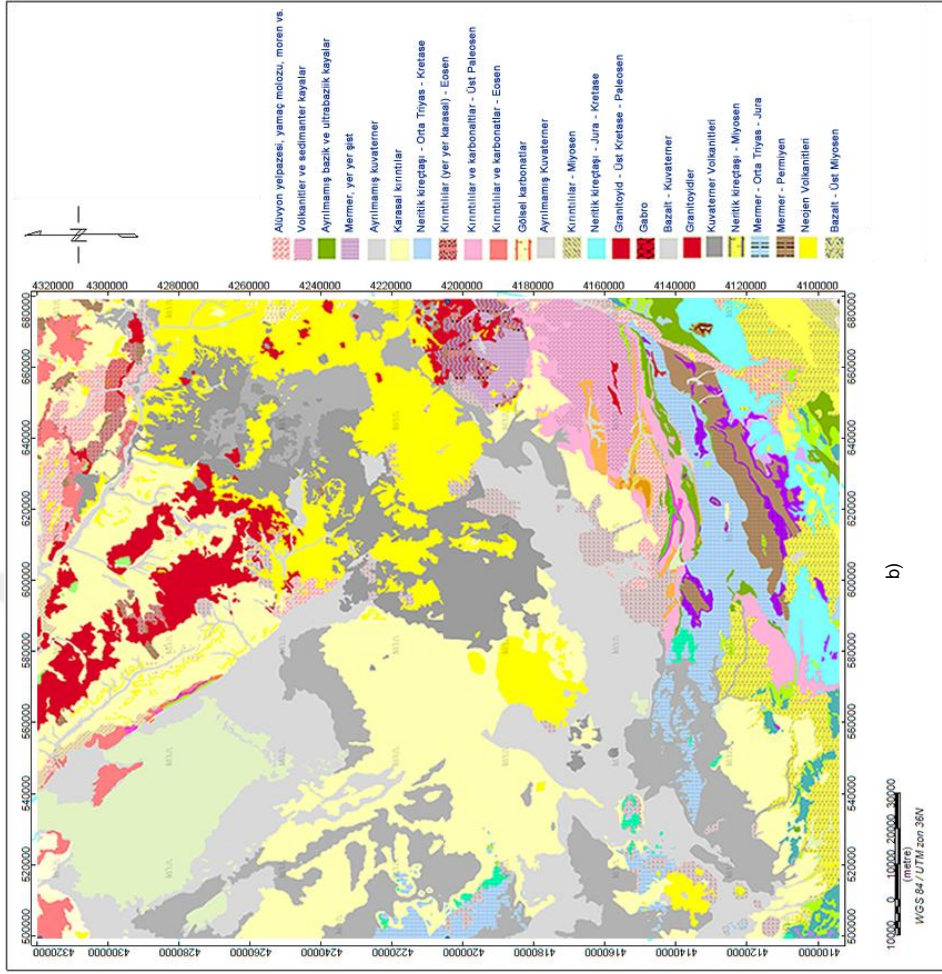
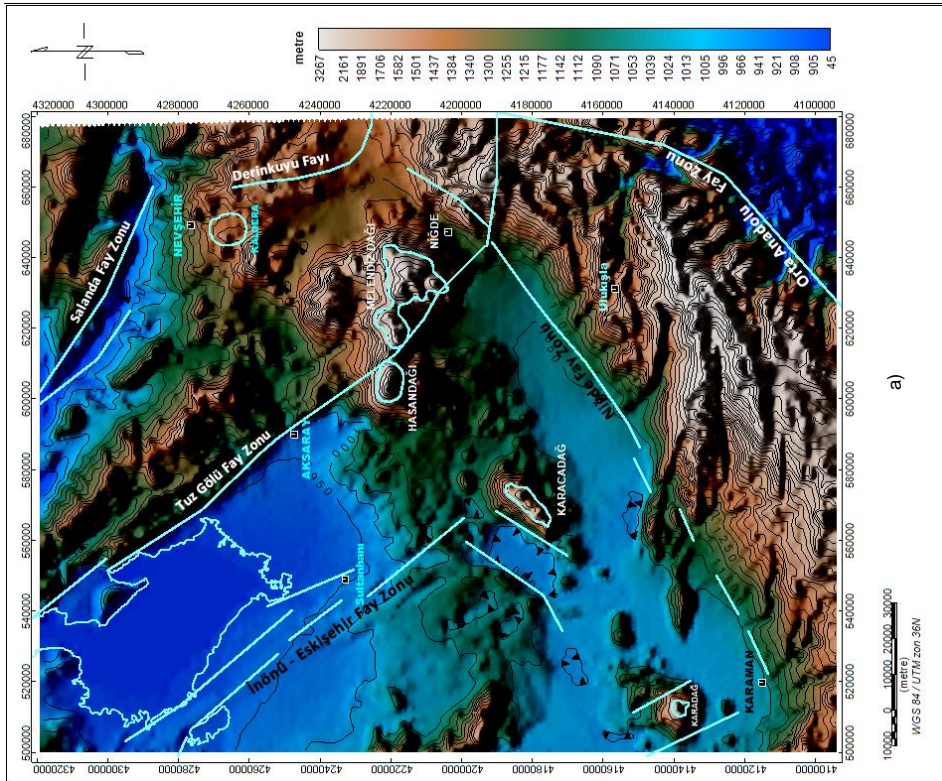
Şekil 2.2. a) Anadolu levhası ve çevresinin basitleştirilmiş ana tektonik unsurları (Özsayın ve Dirik, 2011). b) Tuz gölü ve civarının tektonik çizgisellikleri. c) Çalışma alanının EMAG2 v3 manyetik toplam alan anomalileri

Orta Anadolu bölgesinin genel topoğrafik yapısı ova olarak tanımlanabilen düzlük şeklindedir. Bununla birlikte çalışma alanında Toros dağlarının orta kesimi ve OAVB’de ise volkanik kökenli dağlar yer alır (Şekil 2.3). Bu dağlar sırasıyla Melendiz dağı, Hasan dağı, Karacadağ ve Karadağdır. Toroslar batıda Teke yarımadasından

başlayarak Irak'a kadar uzanan ve çalışma alanındaki yükseklikleri ortalama 2500 m yüksekliğe kadar ulaşabilen önemli dağ sıralarına sahiptir. Çalışma alanında Toroslari, kuzeyde NFZ ve güneyde OAFZ sınırlar. Çalışma alanının batı ve kuzey batı kesimindeki düzlük alanlar TGFZ ve NFZ ile sınırlanmaktadır (Şekil 2.3).

Bölgesel ölçekte Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı (OAKK) yaklaşık üçgen şekilli olup (Şekil 2.2a); TGFZ, OAFZ ve İzmir-Ankara-Erzincan yitim zonu ile sınırlanır (Koçyiğit ve Beyhan, 1998). OAKK genel anlamda litolojik olarak beş birime ayrılır. Bunlar metamorfik kayalar (Kırşehir, Niğde ve Akdağ masifleri), ofiyolitik melanj, granitoyit ve siyenit intrüzyonları, Volkanik seriler ve okyanusal ve kıtasal örtü birimleridir (Koçyiğit ve Deveci, 2008). Bu birimler, uzun ve kısa jeolojik zamanlar boyunca birbirlerinden yüksek ve düşük açılı faylarla uyumsuz olarak ayrılmışlardır (Koçyiğit ve Doğan, 2016). Havza içinde yüzeyleyen kayalar temel kaya birimleri ve örtü kayaç birimleri olmak üzere iki gruba ayrılabilir. Havzanın doğusunda OAKK, güneyinde Ulukışla volkanikleri ve kuzeyde yığışım prizması birimleri temel kaya birimleri olarak gözlenir (Dirik ve Erol, 2000). Metamorfik temel kaya esas olarak marn, mika şist ve kuvarsitten oluşur. Eosen ve Oligosen yaşlı kayalar bu paleozoyik temel kaya birimlerini uyumsuz bir şekilde örter. Bu örtü birimleri Üst kretase yaşlı gabro, diyabaz, andezit, dasit, granit ve granodioritlerden oluşur. Bu kayaları Üst Miyosen yaşlı Ürgüp İgnimbiritleri bunun da üzerinde Acıgöl Kuaterner volkanikleri, Kuaterner travertenleri ve alüvyal istifler en genç formasyonlar olarak üste doğru sıralanır (Türkecan vd., 2004).

Türkecan vd. (2004) Miyosen volkanizmasının Neotetis okyanusunun Anadolu levhası altına dalması ile beraber başladığını ileri sürmüştür. Buna göre çalışma alanında volkanik aktivite Miyosenden günümüze kadar devam etmiştir. Örneğin çalışma alanında yer alan Hasandağı Kuaterner volkanizmasının ürünü olarak asidik ve alkalın volkanik ürünler içerir (Kıyak vd., 2015). Bu tür volkanik aktiviteler bazaltik, andezitik, dasitik lav akışları ve piroklastikleri meydana getirmiştir (Pasquare vd., 1988).



Şekil 2.3. a) Tuz gölü ve civarının topoğrafya haritası tektonik çizgiselliklerin konuları b) MTA tarafından hazırlanan 1/250.000 ölçekli jeoloji haritası (Akbaş vd., 2002), MTA harita görüntüleyici ve çizim editörü internet portalında (URL – 5) derlenerek hazırlanmıştır

2.1.1. Kutba indirgeme

Manyetik anomali haritalarını karakterize eden esas olarak kaynak derinlikleri, uzanımları, suseptibiliteleri ve mıknatıslanma doğrultularıdır (manyetik eğim açısı veya inklınasyon). Mıknatıslanma doğrultusunun düşeyden farklı olması durumunda anomali ile kaynak arasında konum kayması oluşur. Bu problemin üstesinden gelmek için anomali haritasına kutba indirgeme işlemi uygulanır. Böylece mıknatıslanma doğrultusu düşey doğrultuya çekilerek anomali ve kaynak arasında istenen odaklanma sağlanmış olur. Küre veya nokta kutup şekilli bir kaynağın genel manyetik anomali bağıntısından hareketle kutba indirgemenin kuramsal anlamını değerlendirelim. Buna göre kaynaktan r uzaklıktaki bir noktada toplam alan anomali bağıntısı,

$$\Delta T(r) = -\frac{\partial}{\partial \beta} \Delta V_{\alpha}(r) = \Delta J \frac{\partial^2}{\partial \beta \partial \alpha} \frac{1}{r} \quad (2.1)$$

olarak verilir (Ravat, 2007). Burada ΔV_{α} , mıknatıslanma doğrultusu α olan kaynağın manyetik potansiyelidir. ΔJ kaynağın mıknatıslanma şiddeti ve β ise yer manyetik alan doğrultusudur. Kaynak fonksiyonunu $(\Delta J/r)$ türetmek için bağıntının β 'ya göre ve α 'ya göre birer kez olmak üzere iki kez integralinin alınması gerekir (Ravat, 2007). Kaynağın mıknatıslanma doğrultusu genellikle bilinmediğinden mıknatıslanmanın yer manyetik alanının indüklemesiyle kazanıldığı kabul edilir ve bu durumda mıknatıslanma doğrultusu yer manyetik alanının doğrultusunda kabul edildiğinden $\alpha=\beta$ eşitliği dikkate alınır. Bu durumda kutba indirgenmiş anomali veya diğer bir deyişle düşey mıknatıslanma dönüşümünden elde edildiği için düşey bileşen anomalisi,

$$\Delta T_z(r) = \Delta Z(r) = \frac{\partial^2}{\partial z^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta T(r) \partial \alpha \partial \beta \quad (2.2)$$

eşitliği olarak yazılabilir (Ravat, 2007). Uygulamada bu tür hesaplamalar dalga sayısı ortamında daha kolay yapılabilir. Dalga sayısı ortamında kutba indirgenmiş anomali bağıntısı,

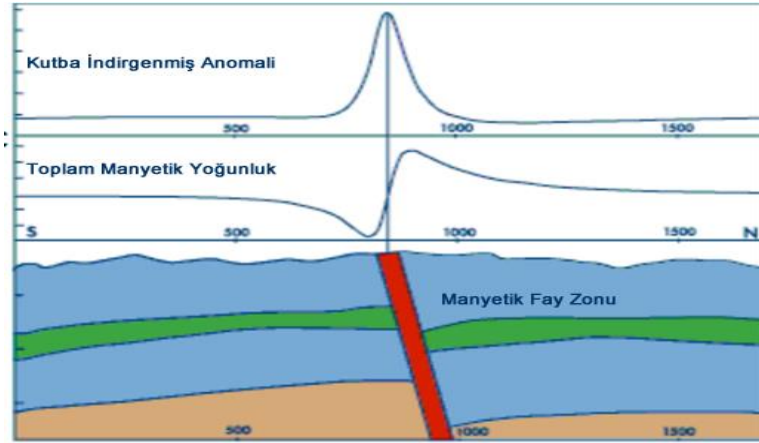
$$\Delta T_z(k)^* = |k|^2 \frac{\Delta T(k)^*}{B^2} \quad (2.3)$$

olarak verilir (Ravat, 2007). Burada k_x ve k_y doğrultularındaki dalga sayılarının (k_x ve k_y) genliğinden (karelerinin toplamının karekökü) hesaplanan radyal dalga sayısıdır. B ise,

$$B = \frac{1}{(ik_x \cos I \cos D + ik_y \cos I \sin D + k \sin I)} \quad (2.4)$$

olarak tanımlanır (Baranov, 1964). I ve D sırasıyla yer manyetik alanının inklinasyon ve deklinasyon açısıdır. Trigonometrik terimler ise kuzey, doğu ve düşey doğrultularda doğrultu kosinüsleridir.

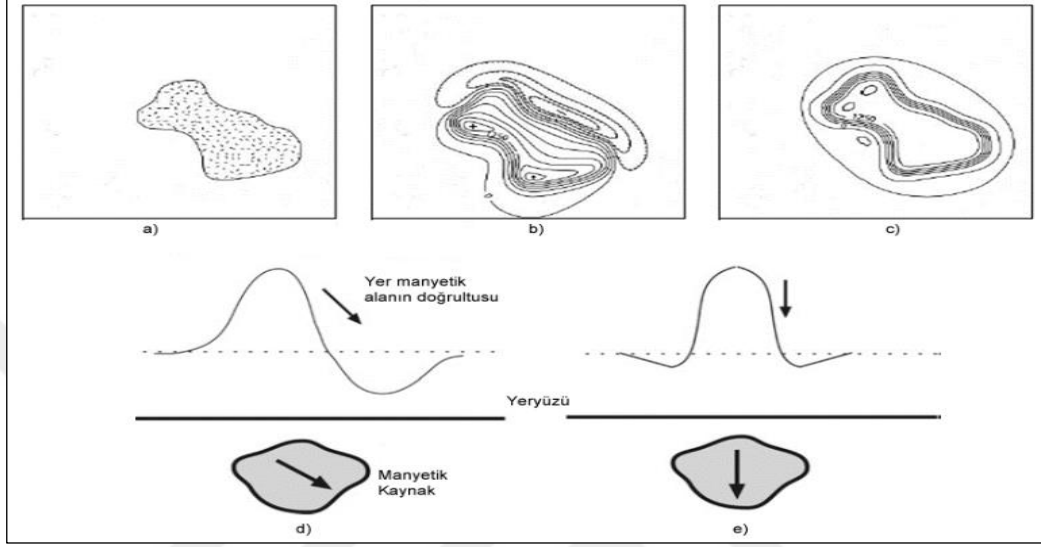
Şekil 2.4'de görülen model örneğinde fay ile kesilmiş ve manyetik özellik gösteren temel kaya katman sınırlarından kaynaklanan anomali, fayın her iki tarafındaki yer değiştirmelerden ötürü ortam farklı suseptibilite özellikleri göstereceğinden ve manyetik alan çizgilerinin eğimli (manyetik eğim açısı) olmasından ötürü dipolar karakterde anomali gözlenir. Bununla birlikte kutba indirgeme işlemiyle yorumu zorlaştıran dipolar özellik yerine kaynağı odaklayan anomali profili elde edilmiş olur. Şekil 2.4'de kutba indirgeme işlemiyle birlikte pozitif yönde gelişen anomali genliğinin fay zonunu odaklayacak şekilde elde edildiğine dikkat edilmelidir.



Şekil 2.4. Kutba indirgeme işleminin manyetik anomaliyi yorumlamayı kolaylaştırması

Buna göre manyetik eğim açısının 60° ve 90° (kutba indirgenmiş) olması durumunda anomali haritasının nasıl değiştiği açıkça görülmektedir. Kutba indirgeme işlemi ile anomali ve kaynak arasındaki faz kayması giderilmiş olmaktadır. Böylece kompakt kütlelerin şeklini karakterize eden ve yorumu kolaylaştıran anomali kapanımı elde

edilmektedir. Şekil 2.5’de ise profil verisi için yer manyetik alanının eğimli ve düşey olması durumunda anomali genliğinin değişim karakteristikleri verilmektedir. Şekil 2.4’e benzer şekilde kutba indirgeme işlemi ile anomali ve kaynak arasındaki faz kayması giderilmekte ve kaynağa odaklanan bir çözüm bulunmuş olmaktadır.

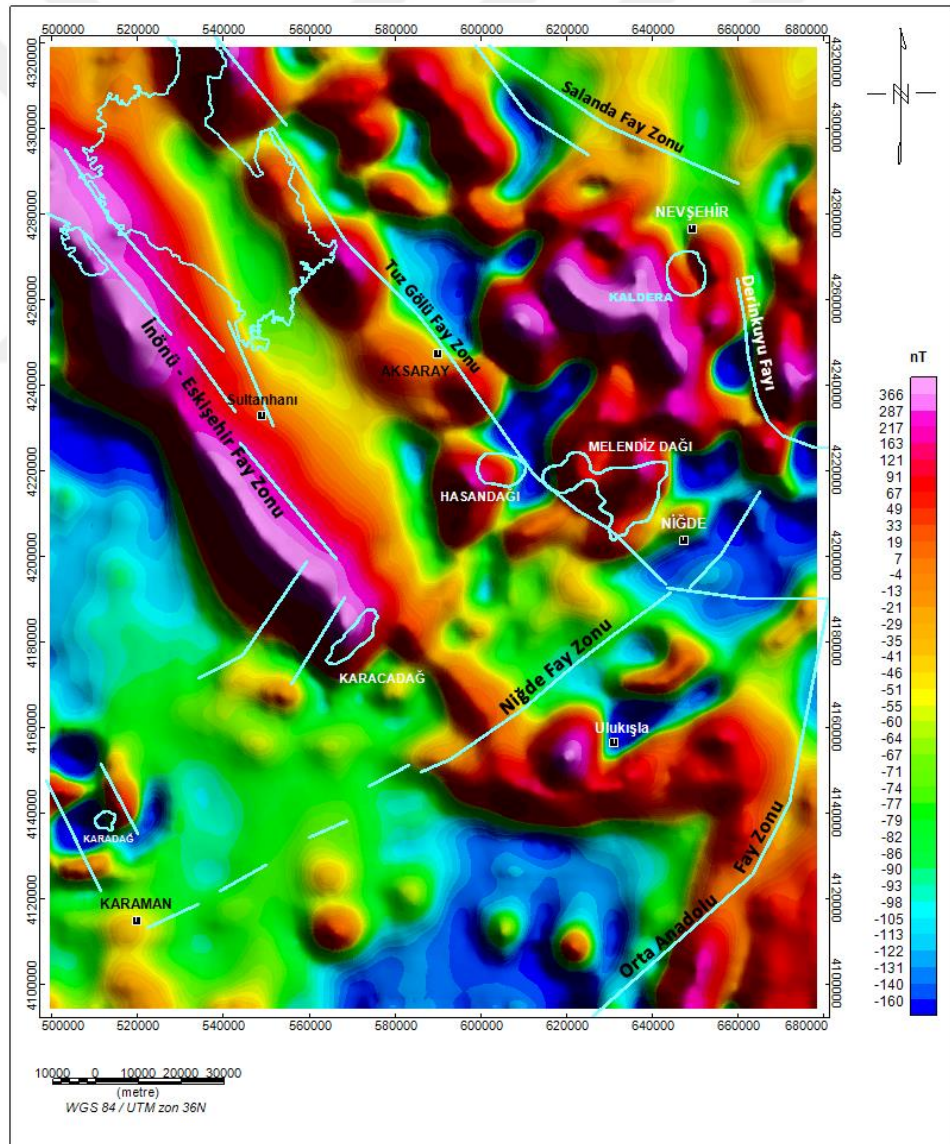


Şekil 2.5. a) Kaynak model sınırları b) İnklinasyon açısının olması durumunda ölçülen dipolar özellikli manyetik anomali haritası c) Kutba indirgeme işlemi ile hesaplanan manyetik anomali haritası (Kearey ve Brooks, 2002’den değiştirilerek çizilmiştir). d) Orta enlemde anomali e) Kutba indirgenmiş anomali

Tuz gölü ve civarının manyetik parametrelerinden; manyetik eğim açısı 55.7° ve sapma açısı 5.18° ’e göre elde edilen kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası Şekil 2.6’da gösterilmiştir. Şekil 2.6’da yaklaşık dairesel kapanımlar yaygın olarak OAVB boyunca izlenmektedir.

Bilindiği gibi düşey uzanımlı kaynaklarda düşey mıknatıslanma doğrultusunun doğal bir sonucu olarak kaynak üzerinde pozitif anomaliler elde edilir. Kutba indirgenmiş anomali haritasında bölgenin her kesiminde anomalilerin dipolar özelliğinin çoğunlukla korunduğu ve bu durumda anomali kaynaklarının belli bir dalımla uzandıkları anlaşılmaktadır. Tuz gölünün batısında KB-GD doğrultusunda uzanan şiddetli anomalinin dipolar yapısı büyük ölçüde korunmuştur. Bilindiği gibi potansiyel alanlarda doğrusal anomaliler genel olarak dayk tipi yapılar veya kırık zonları ile temsil edilir. Belli bir doğrultuda uzanmayan yaklaşık dairesel kapanımlar ise lokal yapısal rölyef biçiminde jeolojik yapılara karşılık gelir. Buna göre söz konusu şiddetli anomali ile Şekil 2.2b’de Koçyiğit ve Doğan (2016) tarafından verilen tektonik

çizgisellik haritasında yer alan İEFZ yaklaşık olarak korele edilebilmektedir. Blanco vd. (2013) Cihanbeyli formasyonunun birimleri olarak Tuz gölünün batısında zayıf konsolide olmuş kireçtaşları, marn ve kilttaşlarının yer aldığını göstermiştir. Buna göre zayıf manyetik özellikli sedimanter basen içinde uzanan bu ölçüde şiddetli doğrusal anomalinin (~300 nT) varlığı, İEFZ'nin derinde yüksek manyetik özellikli (yüksek suseptibilite ve mıknatıslanma şiddeti) ve doğal olarak manyetit içeriği yüksek volkanik veya metamorfik kayaçları kesmesiyle açıklanabilir. Bununla birlikte Şekil 2.2b'de verilen NFZ üzerinde, kutba indirgenmiş anomalinin bu ölçüde şiddetli doğrusal anomali ile gözlenememesi fay zonunun derinde izlenememesi veya bu zon üzerinde kalın genç sedimentlerle örtülü olmasından kaynaklanabilir.



Şekil 2.6. Tuz Gölü ve civarının EMAG2 anomalilerinin kutba indirgenmiş anomali haritası

2.1.2. Spektral analiz ve süzgeçleme

Manyetik anomaliler içerisinde suseptibiliteleri, derinlikleri ve boyutları birbirinden farklı kütlelerin etkileri birlikte bulunur. Yorumlamayı güçleştiren bu durum istenilen dalga boylarının ortaya çıkarılmasıyla giderilmeye çalışılır. Amaca uygun olarak faydalı sinyalleri belirgin hale getiren ve gürültüleri bastıran süzgeçleme işlemi ile anomali haritaları yorumlamaya hazırlanır. Süzgeçleme işlemi uzunluk ortamında yapılabildiği gibi dalga sayısı ortamında da yapılabilir. Jeofizik veri işleminde süzgeçleme genel olarak alçak geçişli, yüksek geçişli, band geçişli ve band geçirimsiz olmak üzere dört farklı biçimde ele alınır. Dalga sayısı ortamında herhangi bir süzgeçleme işlemi uygulanmadan önce faydalı sinyali ortaya çıkarabilecek kritik dalga sayısının belirlenmesi önem kazanır. Kritik dalga sayısı aynı zamanda anomali haritası içerisinde hangi dalga boylarının faydalı sinyal olarak tanımlanabileceğini belirgin hale getirir. Kritik dalga sayısının bulunabilmesi için yaygın olarak radyal ortalama güç spektrum tekniği kullanılır. Güç spektrumu aynı zamanda veri içerisinde etkileri olan kaynakların yaklaşık derinlik dağılımı ile ilgili bilgiler de sunar (Spector ve Grant, 1970). Bu çalışmada kutba indirgenmiş anomali haritasında kısa dalga boylarını bastırarak ve derin temel kaya veya üst kabuk derinliklerine ait dalga boylarını ortaya çıkarma amacıyla alçak geçişli süzgeçleme işlemi yapılmalıdır. Bununla birlikte süzgeçleme için gerekli olan kritik dalga sayısı Grant ve West (1965) tarafından verilen radyal ortalama güç spektrumu analizi dikkate alınmıştır. Anomalilerin derin arayüzey sınırlarının "ortalama" derinliklerinin kestirimi dalga sayısının bir fonksiyonu olarak radyal ortalama doğal logaritmik güç spektrumuyla yapılabilir (Spector ve Grant 1970; Blakely, 1996).

Jeofizikte potansiyel alanların (M) spektral analizi verinin uzunluk ortamından dalga sayısı ortamına hızlı Fourier dönüşümü ile yapılır. Boyutları N×M olan Δx ve Δy aralıklarla ayrıklaştırılmış manyetik verilerinin iki boyutlu ayrık Fourier dönüşümü,

$$B(k_x, k_y) = \frac{1}{NM} \sum_{k_x=1}^N \sum_{k_y=1}^M M(x,y) e^{-2\pi i \left(\frac{k_x \Delta x}{N} + \frac{k_y \Delta y}{M} \right)} \quad (2.5)$$

olarak verilir. Burada k_x ve k_y sırasıyla x ve y doğrultularındaki dalga sayılarıdır. Radyal dalga sayısı ise grid noktasının etrafındaki bir çemberin yarıçapı olarak,

$$k_r = \sqrt{k_x^2 + k_y^2} \quad (2.6)$$

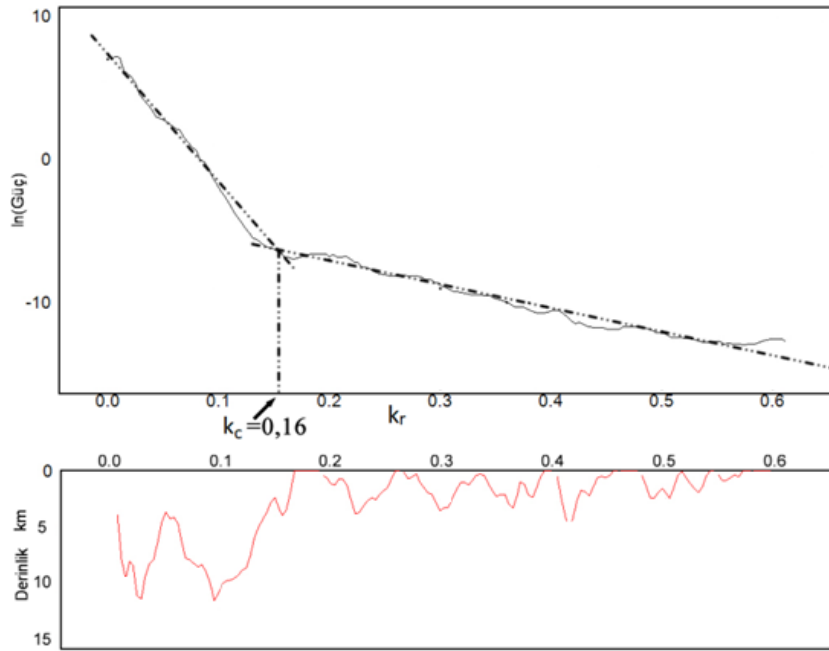
eşitliği ile ifade edilir. FFT dönüşümleri kompleks özellikte olduğundan gerçel ve sanal bileşenleri cinsinden yazılabilir. Buna göre,

$$B = \text{Re}(k_r) + \text{Im}(k_r) \quad (2.7)$$

ve buradan güç spektrumu,

$$P = \text{Re}^2 + \text{Im}^2 \quad (2.8)$$

olarak verilir. Buradan k_r dalga sayısına karşı azimutal olarak ortalama doğal logaritmik güç spektrumunun $-4\pi z_0$ eğiminde bir doğru elde edilir (Spector ve Grant, 1970). Böylece doğrunun eğiminden kaynak üst derinliği kolayca belirlenir. Radyal ortalama güç spektrumunun en önemli özelliği farklı radyal dalga sayısı (k_r) düzeninde farklı eğimlerde doğru parçaları göstermesidir. Genel olarak küçük radyal dalga sayılarına karşılık gelen doğru parçaları derin bölgesel kaynaklarla, orta büyüklükteki dalga sayıları sığ kaynaklarla ve yüksek dalga sayıları ise veri içindeki gürültüyle temsil edilir (Spector ve Grant, 1970; Pawlovski ve Hansen, 1990).

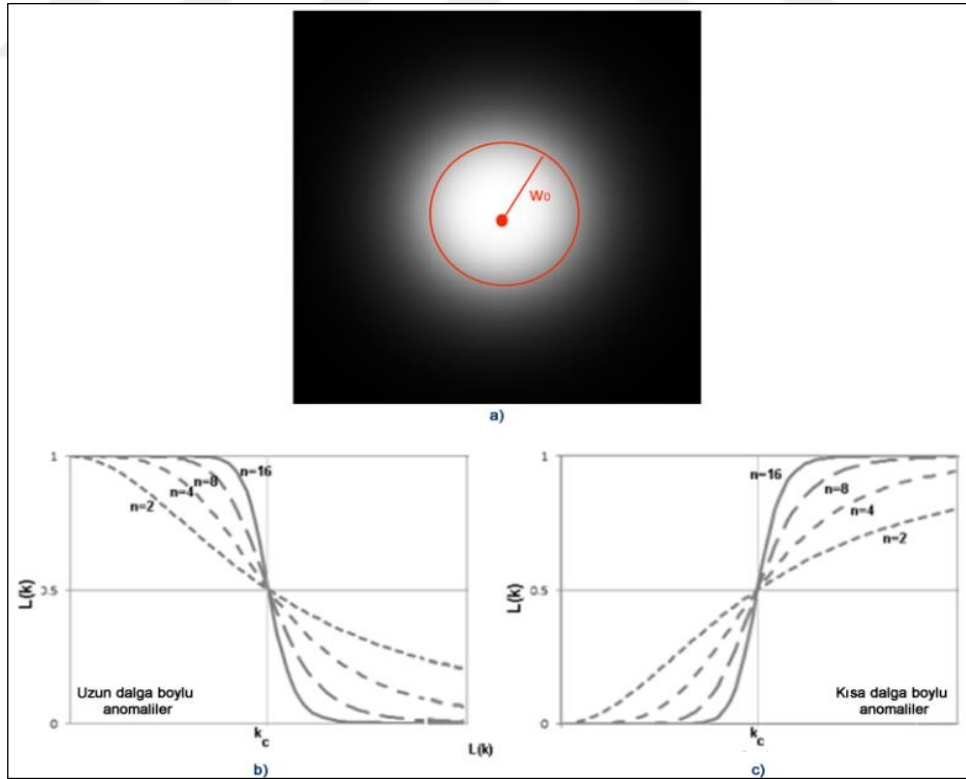


Şekil 2.7. Şekil 2.6’da yer alan EMAG2 anomalilerinin radyal ortalama güç spektrumu (üst panel) ve her bir spektrum eğiminden yaklaşık derinliklerin kestirimi

Dalga sayısı ortamında Butterworth yönteminin süzgeç tepki fonksiyonu,

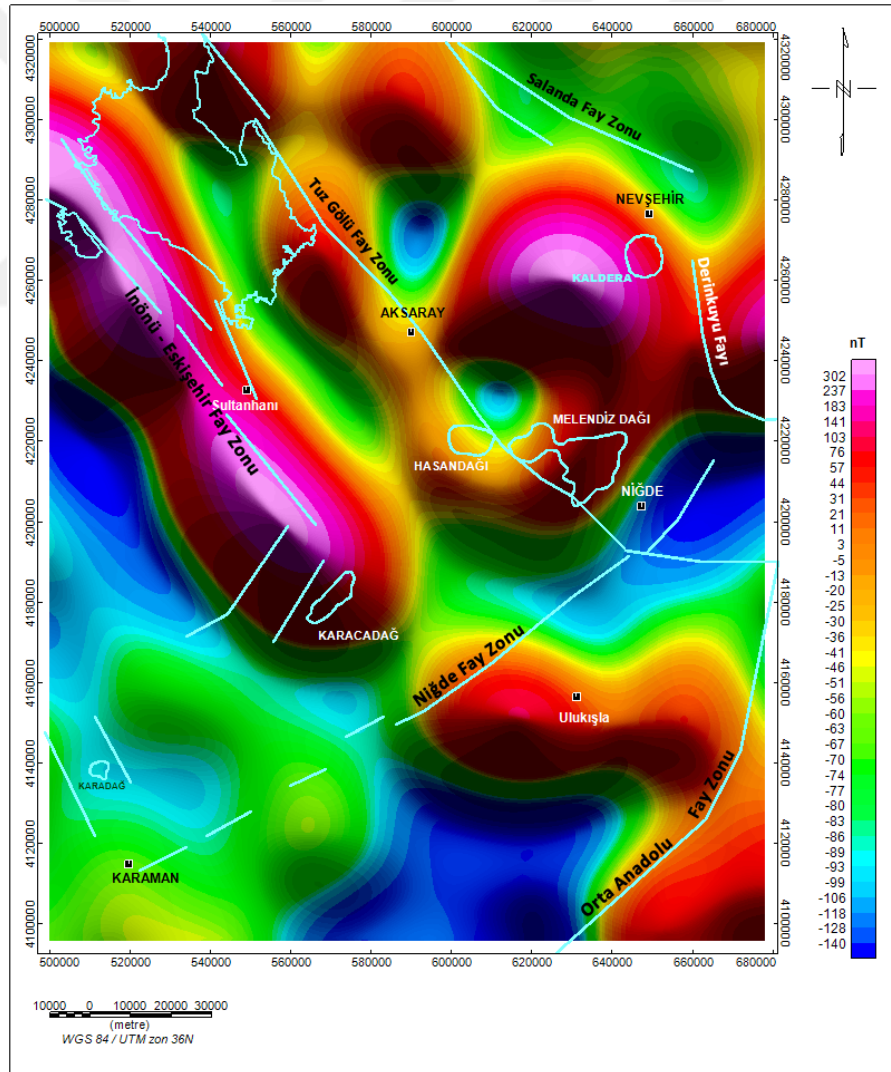
$$H(u,v) = \frac{1}{1 + \left[\frac{(u^2 + v^2)}{w_0^2} \right]^n} \quad (2.9)$$

olarak verilir. Burada u ve v iki boyutlu verinin x ve y yönlü dalga sayılarıdır. w_0 kritik dalga sayısı olarak dalga sayısı ortamından çember biçiminde tanımlı alçak geçişli süzgeç bölgesinin aynı zamanda yarıçapına karşılık gelir. Böylece çember yarıçapında aynı zamanda alçak geçişli süzgeç bölgelerini temsil eder. Yani gözlem verisinin alçak geçişli süzgeçle çıkarılacak olan uzun dalga boylarını karakterize eder (Şekil 2.8a). Bir boyutlu verilerde ise süzgeç tepki fonksiyonları Şekil 2.8b ve Şekil 2.8c'de gösterilmiştir. Süzgeç derecesi büyüdükçe süzgeç dikliği de artmakta ve buna bağlı olarak tepki fonksiyonu ideal (kutu) alçak geçişli süzgeç fonksiyonuna yaklaşmaktadır (Şekil 2.8b ve Şekil 2.8c). Kesme dalga sayısı civarında yeterince diklik sağlanması istense de gereğinden fazla yuvarlatma sorunu ile karşılaşılabilir. Bu yöntemde yaygın olarak $n=8$ değerinin kullanılması tercih edilmektedir.



Şekil 2.8. a) Kritik dalga sayısının dalga sayısı ortamında çember biçiminde tanımı b) Butterworth alçak geçişli süzgecin farklı süzgeç derecelerine göre tepkisi c) Butterworth yüksek geçişli süzgecin farklı süzgeç derecelerine göre tepkisi

Güç spektrumundan kritik dalga sayısı belirlendikten sonra örneğin alçak geçişli süzgeçleme işlemi uygulanacaksa bu durumda kritik dalga sayısından daha küçük veya başka bir deyişle kritik dalga boyundan daha büyük dalga boyları geçirilmiş olacaktır. Dalga sayısı ortamında süzgeçleme işlemi FFT, Gauss, Butterworth gibi yöntemler kullanılabilir. Butterworth süzgeçleme tekniğinin kesme dalga sayısı civarında kesme dalga sayısından küçük ve büyük bölgelerde keskin geçişlere yol açmaması ve orjinal verinin genliğini olabildiğince koruyarak söz konusu civarda yumuşak geçişler sunması gibi bazı avantajları vardır (Şekil 2.8). Güç spektrumundan bulunan kritik dalga sayısı 0.16 rad/km olarak elde edilen kritik dalga boyundan ($\lambda=2\pi/0,16=39.3\text{km}=39300\text{m}$) daha büyük dalga boylarını içeren alçak geçişli süzgeçlenmiş harita Şekil 2.9'da gösterilmiştir.



Şekil 2.9. Tuz gölü ve civarının kutba indirgenmiş anomalisinin alçak geçişli süzgeçlenmiş anomali haritası

3. TUZ GÖLÜ VE CİVARININ ANOMALİ KAYNAK SINIRLARININ GÖRÜNTÜLENMESİ

Manyetik anomaliler içerisindeki doğrusal özellikli anomaliler, doğrultusu boyunca uzanan anomali kaynaklarından elde edilir. Jeolojik anlamda çizgisellik genel anlamıyla, fiziksel kontrastların yanal olarak aniden değiştiği ortamları tanımlar. Faylar, fay zonları, makaslama zonları, graben ve horstların kenar kıvrımları, ince dayk ve jeolojik kontaktlar bu tanıma örnek olarak gösterilebilir. Bu tür yapılardan kaynaklanan anomaliler, daha uzun dalga boylu ve daha büyük genlikli sinyaller tarafından maskelenebilir. Son yıllarda bu türden faydalı sinyallerin ve çoğunlukla zayıf ve orta kısa dalga boylu anomalilerin ortaya çıkarılmasında özel yöntemler geliştirilmiştir.

Manyetik anomali haritaları, geometrileri, derinlikleri ve suseptibiliteleri farklı çeşitli anomali kaynaklarından elde edilen değişik genliklerde sinyaller içerir. Bu nedenle bu tip haritaların gözlemsel ve sayısal yorumu zor olmaktadır. Özellikle büyük genlikli ve uzun dalga boylu anomalilerin, süreksizliklerden kaynaklanan ve bu açıdan faydalı sinyal olarak tanımlanan süreksizliklerin anomalilerini maskeleyen yorumu zorlaştırmaktadır. Bu amaçla sınır analizi ve süreksizlerin görüntülenmesi olarak tanımlanan işlemlerle bu türden yapıların etkilerinin yığılması ve sınırlarının izlenmesinde etkin bir şekilde kullanılmaktadır. Bunlardan Yatay Türevlerin Genliği, Tilt Açılı ve Euler Dekonvolüsyonu özellikle kontakt veya fay gibi önemli jeolojik süreksizliklerin sınırlarının görüntülenmesinde kullanılmaktadır. Söz konusu yöntemlerle bu bileşenlerin etkin bir şekilde ortaya çıkarılması amaçlanır.

3.1. Yatay Türevlerin Genliği (YTG)

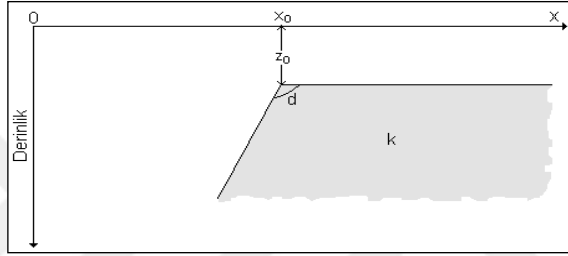
Derinliği z_0 , yatay konumu x_0 olmak üzere (Şekil 3.1) yarı sonsuz dalımlı kontakın manyetik yatay ve düşey türev bağıntıları Nabighian (1972) ve Klingele vd. (1991) tarafından sırasıyla,

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 2kT \sin d \frac{z_0 \cos(2I - d - 90) + (x - x_0) \sin(2I - d - 90)}{(x - x_0)^2 + z_0^2} \quad (3.1)$$

ve

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 2kT \sin d \frac{(x - x_0) \cos(2I - d - 90) - z_0 \sin(2I - d - 90)}{(x - x_0)^2 + z_0^2} \quad (3.2)$$

olarak verilmiştir. Burada k, kontakın suseptibilite kontrastı, d kontakın eğim açısı, T yer manyetik alan şiddetidir.



Şekil 3.1. Yarı sonsuz kontakt modeli ve parametreleri

Yarı sonsuz kontakt modelinin düşey atımlı ($d=90^\circ$) olması durumunda (3.3) ve (3.4) nolu bağıntılar basitçe,

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 2kT \frac{z_0}{(x - x_0)^2 + z_0^2} \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 2kT \frac{x - x_0}{(x - x_0)^2 + z_0^2} \quad (3.4)$$

eşitliklerine dönüşür. Potansiyel alan anomalilerinin yatay türevlerinin karelerinin toplamının karekökü (yatay türevlerin genliği veya kısaca YTG) ilk defa Cordell (1979) tarafından geliştirilmiştir. Yöntemin düşey türev hesabına gerek duymaması ve yatay türevlerin dalga sayısı ortamından başka uzunluk ortamında da kolayca hesaplanabilmeleri en önemli avantajıdır. Bu yöntem, haritanın grid verileri boyunca yalnızca YTG'nin maksimumlarının belirlenmesine dayanır. Şekil 3.2'de görüldüğü gibi YTG'nin maksimum zonları özellikle düşey veya yaklaşık olarak düşey doğrultulu fayların veya jeolojik kontakların (yanal yoğunluk değişimlerini sınırlayan) ya da kaynak sınırlarının belirlenmesinde etkilidir (Cordell ve Grauch, 1985). YTG

yöntemi birçok yazar tarafından tartışılarak farklı biçimlerde kullanılmıştır (Cordell ve Grouch, 1985; Blakely ve Simpson, 1986; Grouch ve Cordell, 1987; Sharpton ve diğ., 1987). YTG verileri,

$$YTG_T(x,y)=\sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad (3.5)$$

eşitliğinden hesaplanır. Yarı sonsuz düşey kontak modeli y doğrultusunda sonsuza uzandığından bu doğrultudaki türevi 0 olur. Bu durumda (3.5) bağıntısı,

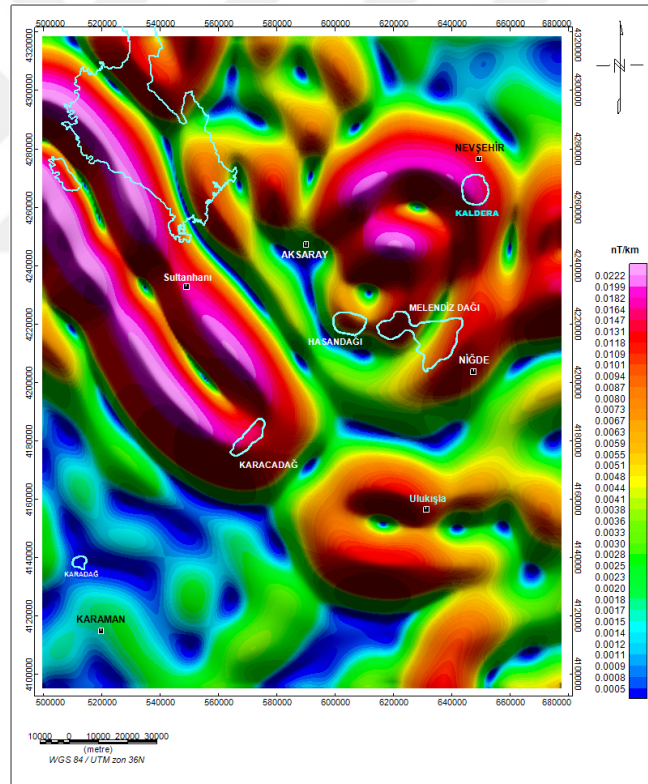
$$YTG(x,y) = \frac{\partial T}{\partial x} = 2kT \frac{z_0}{(x - x_0)^2 + z_0^2} \quad (3.6)$$

eşitliğine dönüşür. Bu eşitliğin çan şekilli rasyonel bir fonksiyon olduğu açıktır. Fonksiyon maksimum değerine yalnızca x_0 noktasında ulaşır. Buradan genel anlamda YTG'nin maksimumunun düşey veya düşeye yakın jeolojik sınırların izlenmesinde kullanılabileceği anlaşılır.

Şekil 3.2'de alçak geçişli süzgeçlenmiş veriden (3.3) eşitliğine göre hesaplanan YTG haritası görülmektedir. Daha önce bahsedildiği gibi sınır analizi için YTG'nin maksimum zonları izlenmelidir. Maksimum zonlar Tuz gölünün güney batısında ve güney doğusunda oldukça belirgindir. Ayrıca YTG karakteristikleri bu iki bölgede birbirinden farklıdır. Buna göre Tuz gölünün güney batısında ve KB-GD doğrultusunda uzanan çizgisellikler doğrusal özellikte iken, doğu ve güney doğu kesiminde yapı sınırları daireseldir. Dairesel yapı sınırları aynı zamanda Kapadokya volkanik bölgesine (KVB) karşılık gelir. Şekil 2.3b'deki jeoloji haritasına dikkat edilirse, bu bölgenin en kuzey doğusundaki alüvyon yelpazeleri ve yamaç molozlarının olduğu kesim dışında KVB'nin önemli kesiminde dairesel ve görece olarak şiddetli YTG zonları gözlenmiştir. Bu arada jeoloji haritasında aynı bölge için görülen granitoidler çizgisel dağılım gösterirken YTG haritasında güçlü dairesel maksimumların oluşması YTG'nin hesabında kullanılan manyetik anomalilerin yüzey jeolojisi ile korele edilemeyeceği anlaşılır.

Tuz gölünün güney batısında KB-GD doğrultusunda uzanan ve birbirine neredeyse paralel olan ve iki güçlü maksimum zonla temsil edilen çizgisellikleri YTG'nin en

dikkat çeken özelliğidir. Şekil 2.2b’de görüldüğü gibi bu kesimde İEFZ’nin çalışma alanı içinden geçen kolları bulunmaktadır. Şekil 2.7’de EMAG2 anomalilerine neden olan kaynakların ortalama derinlikleri (~7 km) üst kabuğun üst kesimlerini sınırlayan temel kaya ondülasyonunun ortalama derinliğine karşılık gelmektedir. Bu bağlamda bu iki güçlü maksimum zonun derin temel kaya ondülasyonuna neden olan; diğer bir deyişle temel kayanın şekillenmesinde etkin rol oynayan fayları izlediği sonucu çıkarılabilir. Çalışma alanının güney batısında, en kuzey doğusunda olduğu gibi önemli bir yapı sınırı gözlenmemiştir. Güney doğusunda ise Şekil 2.2b’deki NFZ ile çok az korele edilebilen KD-GB yönlü doğrusal maksimum zon bu kesimde görece olarak güçlü ve yine birbirine hemen hemen paralel iki maksimum zonla kesilmektedir. Tüm YTG maksimum zonları çalışma alanının yapısal trendlerine yönelik önemli bilgiler sunmaktadır.



Şekil 3.2. Tuz Gölü ve civarının kutba indirgenen ve süzgeçlenen anomaliden hesaplanan YTG haritası ve YTG üzerinde maksimum zonların belirlenmesi

3.2. Tilt Açısı (TA)

Gravite ve manyetik anomali haritalarından tilt açısı verileri, ilk defa Verduzco ve diğ. (2004) tarafından hesaplanmıştır. Bu yazarlar aynı zamanda tilt açısının yatay

türevlerinin genliğinin sınır belirleyici bir operatör olarak da kullanılabileceğini göstermiştir. Cooper ve Cowan (2006) tilt açılarını anomali kaynaklarının sınırlarının belirlenmesinde normalize edilmiş yatay türevler gibi davrandığını göstermiştir. Salem ve diğ. (2008) manyetik anomali haritalarının yorumunda tilt açılarını kaynak tipinden bağımsız olarak kullanmıştır.

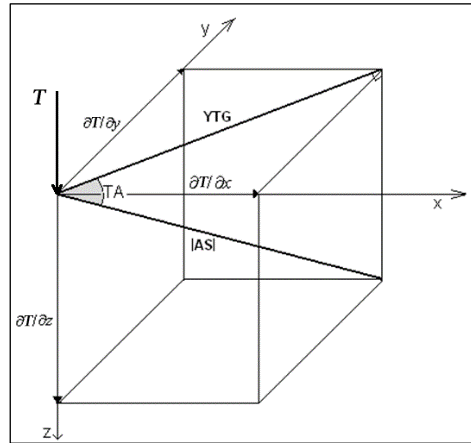
Tilt açıları veya tilt türevleri bir faz filtresi olarak da tanımlanabilir (Miller ve Singh, 1994). Verduzco ve diğ. (2004) manyetik harita verileri için tilt açısını,

$$TA = \tan^{-1} \left(\frac{\partial T / \partial z}{YTG} \right) \quad (3.7)$$

olarak vermiştir. Burada YTG,

$$YTG = \sqrt{(\partial T / \partial x)^2 + (\partial T / \partial y)^2} \quad (3.8)$$

olarak yatay türevlerin genliği şeklinde ifade edilir. T alanı manyetik verileri temsil ettiğinde $\partial T / \partial z$ manyetik anomalinin birinci düşey türevini, $\partial T / \partial x$ ve $\partial T / \partial y$ ise x ve y doğrultulu yatay türevleri gösterir (Şekil 3.3). (3.7) eşitliğindeki ters tanjant özelliğinden dolayı tilt açısı $-\pi/2$ ve $+\pi/2$ arasında değişir. Bu durumda farklı derinliklerdeki anomali kaynaklarının genlikleri bu dinamik düzen içerisinde yer alır. Şekil 3.14’de bir gözlem noktasındaki vektörlere göre, tilt açısının geometrik anlamı gösterilmiştir. Bu durumda tilt açısı, düşey türev ile yatay türev genliği arasındaki açı olmaktadır.



Şekil 3.3. Tilt açısının (TA) ve yatay türevlerin genliğinin (YTG) geometrik gösterimi

Tilt açıları ile çizgisel anomali kaynaklarının sınırlarının görüntülenmesi ve derinlikleri hesaplanabilmektedir. Bu amaçla Salem ve Williams (2007), yarı sonsuz kontakt modeline dayalı bir yöntem geliştirmiştir.

İki boyutlu yapılar için $\frac{\partial T}{\partial y} = 0$ olacağından (3.7) nolu tilt açısı bağıntısı,

$$TA = \tan^{-1} \left(\frac{\partial T / \partial z}{\partial T / \partial x} \right) \quad (3.9)$$

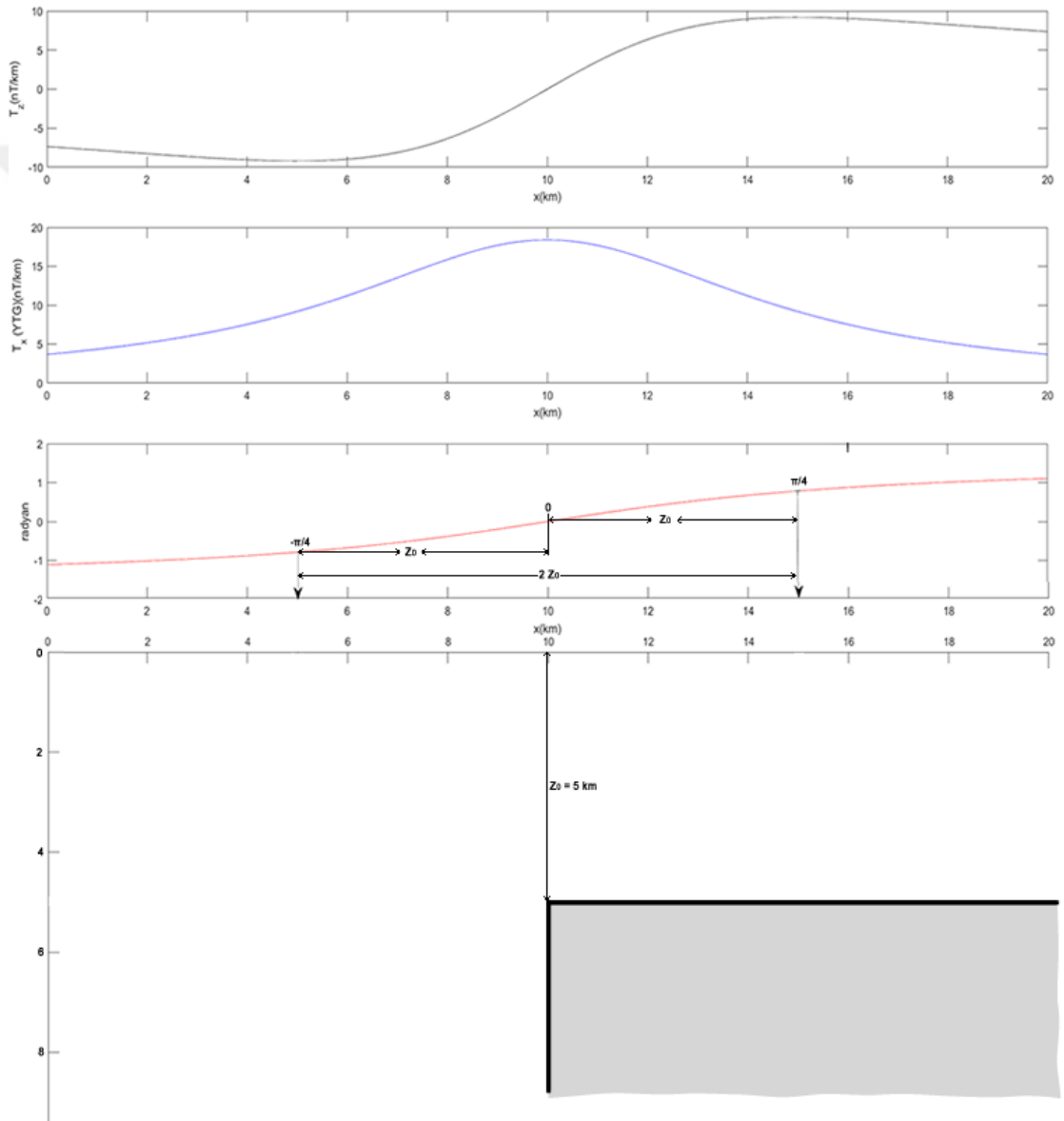
eşitliğine indirgenir. (3.3) ve (3.4) no'lu bağıntılar (3.9)'de yerine yazılırsa,

$$TA = \tan^{-1} \left(\frac{x - x_0}{z_0} \right) \quad (3.10)$$

elde edilir (Salem ve diğ. 2007). Bu bağıntı yarı sonsuz düşey kontakt modeli için, modelin yatay konumu (x_0) ve derinlik (z_0) parametrelerinin hesaplanmasında bir yöntem sunar. Bu yöntemle göre, (3.10) bağıntısının bir özelliği olarak, tilt açısının 0 değeri $x=x_0$ gözlem noktasında elde edilir. Bu durumda 0 açı değeri kaynağın tam üzerinde olacağı için x_0 kolayca bulunabilir. Ayrıca tilt açısı ve kaynak derinliği arasında da önemli ilişkiler kurulabilir. (3.10) bağıntısında $x-x_0 = z_0$ için, tilt açısı $TA = +\pi/4$ ve $x-x_0 = -z_0$ olması durumunda $TA = -\pi/4$ değerini alacağı açıktır. Buna göre tilt açılarının $\pm\pi/4$ değerleri arasındaki uzaklığın yarısı veya $+\pi/4$ ya da $-\pi/4$ değeri ile 0 değeri arasındaki uzaklık z_0 derinliğini vermektedir. Tilt açısı tekniğinin yarı sonsuz düşey kontakın yatay konumunu ve derinliğini belirlemedeki etkinliği model çalışmaları ile test edilmiştir.

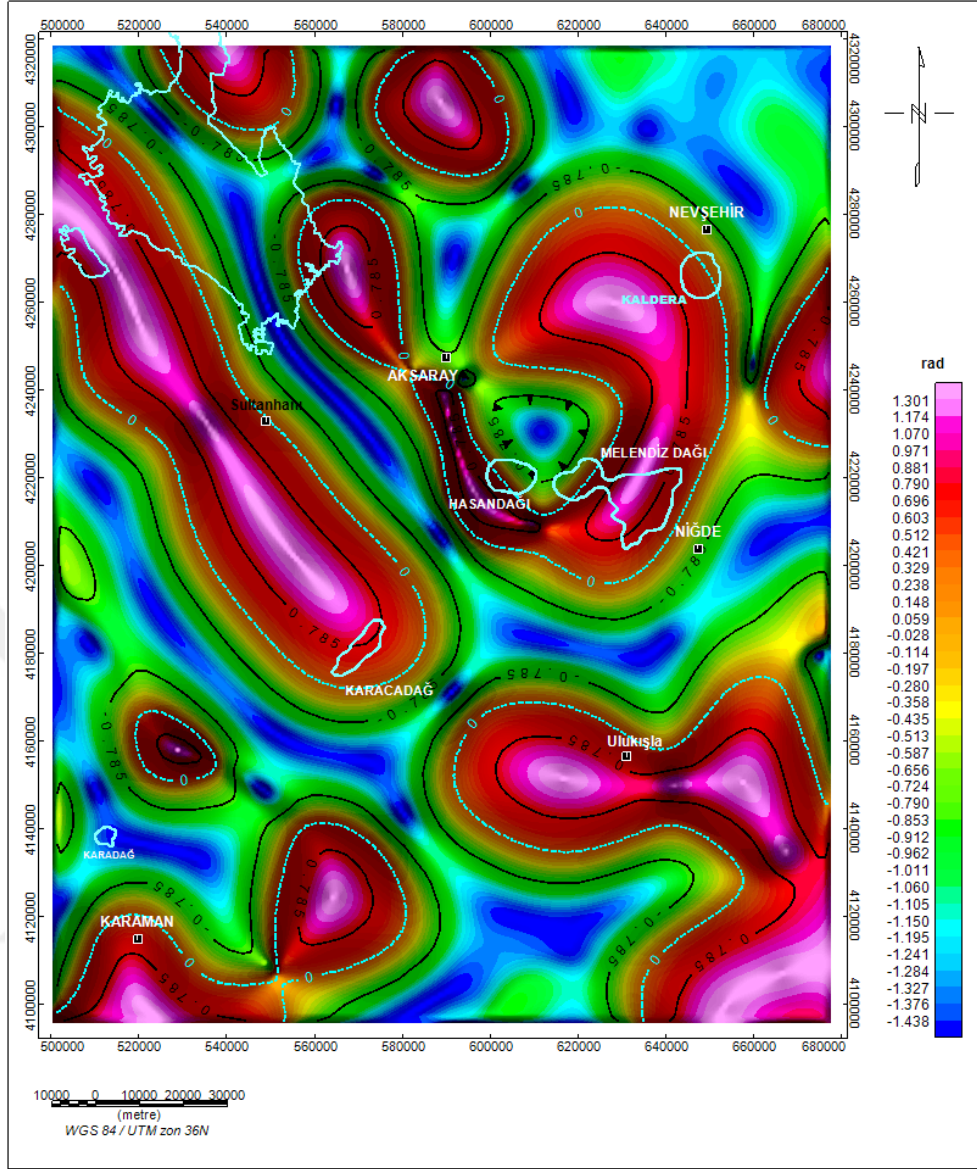
Yapılan model çalışmasında yapının yatay konumu $x_0=10$ km ve derinliği $z_0=5$ km olarak kabul edilmiştir. (3.3) ve (3.4) nolu bağıntılardan yatay ve düşey türev eğrileri, (3.10)'dan tilt açısı eğrisi hesaplanarak çizilmiştir (Şekil 3.4). Tilt açısı eğrisi üzerinde kritik $+\pi/4$, 0 ve $-\pi/4$ değerleri işaretlenmiştir. 0 radyan değeri beklendiği gibi tam kaynak üzerinde elde edilmiştir. $\pm\pi/4$ radyan değerleri arasındaki uzaklığın yarısı 5 km olarak kaynak derinliğini vermiştir. Aynı değer $+\pi/4$ veya $-\pi/4$ değerlerinin 0 değerine olan uzaklığından da belirlenmiştir. Buradan tilt açısının 0 değerinin kaynak sınırlarının izlenmesinde kullanılabileceği anlaşılmaktadır. Bununla birlikte YTG'nin

(bu modelde x yönlü yatay türev) (3.6) bağıntısından da görüleceği üzere maksimum değeri beklendiği gibi kaynağın tam üzerinde ($x=x_0$) gelişmektedir. Böylece YTG maksimumunun da kaynak sınırlarının izlenmesinde etkili olacağı görülmektedir. Bununla birlikte YTG ve TA yöntemleri kuramsal olarak yarı sonsuz düşey kontakt veya fay üzerinde ideal çözümler sunmaktadırlar. Arazi verilerinin yorumunda ise düşey veya düşeye yakın gelişen yapısal trendlerin görüntülenmesinde etkili olabilirler.



Şekil 3.4. Derinliği 5 km ve yatay konumu 10 km olan yarı sonsuz kontakt modelinin yatay ve düşey türev eğrileri ve tilt açısı eğrisi üzerinde kritik genliklerin işaretlenmesi

Kuramsal model çalışmasında da görüldüğü üzere tilt açısının sıfır konturları düzey sınırların konumlarını izler. Bu bağlamda Şekil 3.5’de Tuz Gölü ve civarının tilt açısı haritasında anomali kaynaklarını sınırlayan sıfır konturları önemli bilgiler sunmaktadır. Buna göre çalışma alanının KD’unda yer alan KVB’nde sıfır konturları yaklaşık dairesel özellikli kaynakları sınırlarken, GD kesimde ise D-B uzanımlı ve yaklaşık doğrusal özellikli kaynaklara yönelik bilgiler sunar. Bununla birlikte tuz gölünün batısındaki KB-GD yönlü uzanan belirgin güçlü lineer manyetik anomaliye (Şekil 2.9) neden olan kaynak, tilt açısı haritasının sıfır konturları ile sınırlanmıştır. Buna göre anomali kaynağı oldukça geniş bir bölgeyi kapsamaktadır. Fernandez – Blanco vd. (2013) sahanın bu kesiminde yaptığı çalışmada ağırlıklı olarak Cihanbeyli formasyonunun birimleri olarak zayıf konsolide olmuş kireç taşları, marn ve kil taşlarının yer aldığını göstermiştir. Bu durumda söz konusu şiddetli doğrusal anomalinin sedimanter havza içerisinde gelişmiş olması dikkate değer bir durumdur. Bu çalışmayla manyetit içeriği yüksek volkanik ve metamorfik temel ve kütlenin sınırları tilt açısının sıfır konturlarıyla belirlenmiş olmaktadır. Sahanın bir başka önemli anomali kaynağı olarak gözlenen GD kesimindeki yapının sınırları daha çok D-B yönlü uzanan hemen hemen lineer bir yapının karakteristik bir değişimini göstermektedir. Bununla birlikte Şekil 2.2b’de görüldüğü gibi söz konusu yapı NFZ ve OAFZ ile sınırlanan bölge içerisinde kalmaktadır. Ayrıca NFZ ve OAFZ ile ilişkili olarak Şekil 2.2c’de açık bir şekilde görüldüğü gibi bu yapıyı temsil eden anomali bu fay zonları ile kesilmektedir. Bu durumda yukarıda bahsedilen bölgenin en şiddetli ve doğrusal özellikli anomalinin devamı gibi görünse de farklı bir kaynak şeklinde özellik gösterdiği düşünülebilir. Bu bağlamda tilt açısı haritasının bu iki fay zonu arasındaki yapıyı bağımsız olarak sınırlaması bu şekilde açıklanabilir. Sahanın GB kesiminde dairesel özellikli ancak daha lokal sınır çözümleri elde edilmiştir. Şekil 2.3b’deki jeoloji haritasında bu kesimde ağırlıklı olarak sedimanter kayalardan oluşan birimler dağılım göstermektedir. Bu durumda derin anomali kaynaklarının bu kesimde de bulunduğu ve sınırlarının yaklaşık olarak dairesel olduğu belirlenmiştir.



Şekil 3.5. Tuz Gölü ve civarının kutba indirgenmiş ve süzgeçlenmiş anomalilerinin tilt açısı haritası ve sıfır konturları ile kaynak sınırlarının görüntülenmesi

3.3. Euler Dekonvolüsyonu

Potansiyel alanlarda "impuls" doğal alanın kendisi ve "impuls tepki" ise kaynağın bu alan içinde küçük de olsa değişime neden olmasıdır. Bu nedenle yeraltı kütle dağılımlarının anomalileri, aynı zamanda o kütlelerin doğal alan içerisindeki impuls tepkileri olarak düşünülebilir (Hartman ve diğ., 1971). Bu durumda impuls tepkileri olan kütlelerin yeraltındaki geometrik dağılımları $k(x,z)$ olmak üzere, potansiyel alan $T(x,z)$, impuls tepki fonksiyonu ile kütle dağılım fonksiyonlarının iki boyutlu konvolüsyonu,

$$T(x,z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} T(x-\alpha, z-\beta) k(\alpha, \beta) d\alpha d\beta \quad (3.11)$$

olarak ifade edilebilir (Hartman ve diğ., 1971). Buna göre $T(x,z)$ ölçülerinden konvolüsyon etkisi kaldırılarak; diğer bir deyişle "dekonvolüsyon" işlemiyle $k(x,z)$ kütle dağılımları kestirilebilir. Bu işlem aslında temel olarak ters çözüm işlemidir. Dekonvolüsyon işlemi Euler diferansiyel bağıntısı ile yapıldığı için yöntem Euler dekonvolüsyonu adını alır. Euler dekonvolüsyonu potansiyel alan verilerinin sayısal olarak otomatik yorumunda kullanılan oldukça popüler bir yöntemdir. İlk defa Hood (1963) tarafından dikkat çekilen yöntem, Euler diferansiyel bağıntısına bağlı olarak, kaynak yatay konum ve derinliklerinin belirlenmesinden başka kaynak tipine yönelik çözüm de üretmesi ilgi çekici olmasına neden olmuştur. Jeofizik literatürde çok sayıda yazar tarafından maden yataklarının sınırlarının belirlenmesinde ve kabuk içi süreksizliklerin izlenmesinde etkin bir şekilde kullanılmıştır (Thompson, 1982; Reid et al., 1991; Keating and Pilkington, 2004; Nabighian ve Hansen, 2001).

Homojenlik derecesi n olan bir $T(x,y,z)$ fonksiyonu,

$$T(tx,ty,tz) = t^n T(x,y,z) \quad (3.12)$$

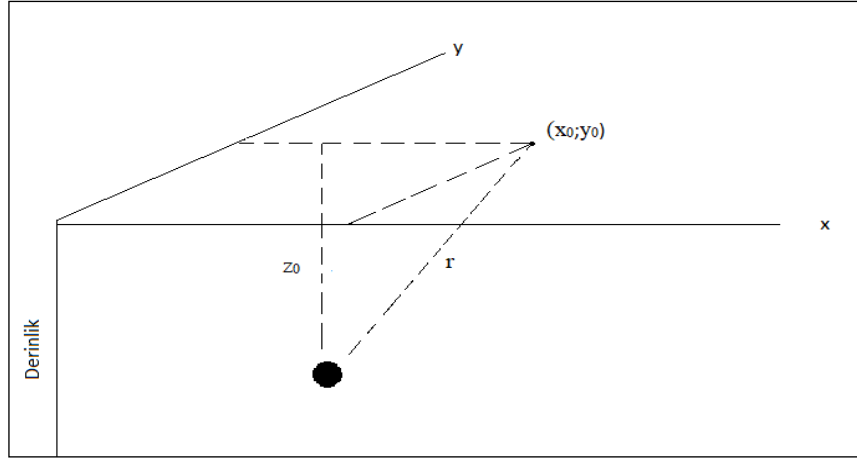
eşitliğini sağlıyorsa böyle bir fonksiyon,

$$x \frac{\partial T}{\partial x} + y \frac{\partial T}{\partial y} + z \frac{\partial T}{\partial z} = nT \quad (3.13)$$

olarak verilen Euler homojenite (homojen dağılımlı) bağıntısını da sağlar. Matematikte iyi bilinen bu ilişki, potansiyel alanların yorumunda ve modellenmesinde Euler dekonvolüsyon (ED) tekniği olarak kullanılmaktadır. Bu ilişkinin potansiyel alanlar için kullanılması fikri ilk defa Hood (1963) tarafından ortaya atılmıştır. Basit şekilli simetrik kaynakların potansiyel alanları için genel bir bağıntısı,

$$g(x,y,z) = \frac{K}{r^N} \quad (3.14)$$

olarak verilir. K kaynağa bağlı sabittir. r kaynağın merkez veya üst yüzey koordinatlarının (x_0, y_0, z_0) gözlem noktasının koordinatlarına (x, y, z) olan uzaklığıdır.



Şekil 3.6. İdeal bir modelin kaynak koordinatlarının basitleştirilmiş gösterimi. x_0 ve y_0 kaynağın yatay koordinatları, z_0 kaynağın yeryüzü düzleminde olan derinliği

Bu uzaklık,

$$r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2} \quad (3.15)$$

olarak elde edilir. (3.14) bağıntısında en dikkat çekici parametre N dir. N terimi fonksiyonun azalma derecesi olarak, aynı zamanda kaynak geometrisine bağlı bir tamsayıdır. (3.13) ve (3.14)'den kaynağın homojenlik derecesinin $n=-N$ olduğu açıktır.

Dekonvolüsyon işlemi Euler diferansiyel bağıntısı üzerinden yapıldığı için işlem aynı zamanda yaygın kullanımıyla Euler Dekonvolüsyonu (ED) olarak tanımlanır. ED potansiyel alan anomalilerinin (gravite, manyetik) hızlı yorumunda uzun yıllar boyunca kullanılmıştır. Bunun nedeni esas olarak otomatik bir yorum tekniği olarak kolayca programlanabilmesi ve daha önemlisi kaynağın manyetik özelliklerinden bağımsız olarak çözüm üretebilmesidir (Ravat, 1996). Yöntem euler diferansiyel bağıntısında gerekli olan potansiyel alanın türevlerini kullanarak ve önceden bir yapısal indeks değeri seçimini gerektirir. ED eşitliği;

$$(x-x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y-y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z-z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = -N(B-T) \quad (3.16)$$

olarak yazılır (Thompson, 1982; Reid, 1990). Burada B , f potansiyel alan verileri içerisinde olabilecek baz değerini temsil eder. Yöntemin amacı kaynak yatay konum (x_0, y_0) ve derinlik (z_0) parametrelerinin hesaplanarak bir düzlem üzerindeki dağılımını belirlemektir. ED yönteminin başarısını etkileyen unsurlar; yapısal indeks (N)

parametresinin seçimi ve Euler diferansiyel bağıntısında gerekli olan türevlerin hassas bir şekilde hesaplanmasıdır. Yapısal index parametresinin öneminin nedeni ED yönteminin, kullanılan yapısal indekse karşılık gelen kaynağa yönelik çözüm üretmesidir. Bu nedenle yanlış indeks seçimi yanlış kaynağa yönelik çözümler üreteceğinden yanıltıcı yorumlara neden olacaktır. Bununla birlikte ED 'nin diğer bir avantajı türevlere bağlı olarak uygulandığından sığ kaynaklara yönelik çözüm üretmesi açısından etkili olmaktadır. Eğer veri içinde istenmeyen gürültüler varsa yüksek dereceden türevlerle bunlar daha fazla açığa çıkacağından yöntemin başarısını önemli ölçüde engeller.

ED yönteminde kaynak konumlarının ve derinliklerinin çözümlerinin kabul edilebilir olması için çözümlerin kararlı bir şekilde kümelenmiş olması gerekir. Eğer euler çözümlerinde saçılmalar olmuşsa bunun nedeni grid verileri boyunca uygulanan ED yönteminde pencere boyunun hedef kütlelerin dalga boyunu içermemesi, yanlış indeks seçimi veya veri içerisindeki gürültü seviyesinin fazla olmasıdır. Reid ve diğ. (1990) yapısal indeksin optimal seçiminde Euler çözümlerinin "kümelenme" özelliğine dikkat çekmiştir. Buna göre farklı N (yapısal indeks) değerleri için çözümler üretilmekte ve çözümlerin kümelenme özelliği elde edildiğinde, aynı zamanda en iyi N değeri de seçilmiş olmaktadır. Bazı yazarlar arazi uygulamalarında kümelenmeyi en iyi sağlayacak şekilde tam sayı olmayan yapısal indeks değerlerini kullanmışlardır (Gerovska ve diğ., 2010). İdeal kaynak tiplerine ait yapısal indeks değerleri Tablo 3.1'de verilmiştir.

Tablo 3.1. Bazı basit şekilli modellerin yapısal indeks değerleri (Stavrev, 1997)

Kaynak	Yapısal indeks (N)
Nokta kutup (Küre)	3
Çizgisel Dipol (Uzun yatay silindir veya uzun yatay çizgisel kütle)	2
Yarı sonsuz kontakt veya fay	0
Yarı sonsuz ince dayk	1

ED yöntemi seçilen bir pencere boyunca ve kaynak tipine (N) bağlı olarak kaynak veri (anomali veya düşey türev) ve bunun türev grid verileri boyunca her bir grid noktasından elde edilen doğrusal bağıntılar sisteminin kurulması ve bu sistemin içinden x_0, y_0, z_0 parametrelerinin çözülmesi şeklinde uygulanır. Örneğin 3×3 grid penceresi için kaynak veri ve türev haritaları boyunca pencerenin birebir karşılıklı koordinatları ve verilerinden aşağıda bulunan doğrusal bağıntılar sistemi kurulur. Dokuz adet veriden üç adet bilinmeyen çözüldüğü için sistem aşırı tanımlıdır.

$$x = 0, y = 0 \Rightarrow 0 \frac{\partial T(0,0)}{\partial x} + 0 \frac{\partial T(0,0)}{\partial y} + 2T(0,0) = x_0 \frac{\partial T(0,0)}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T(0,0)}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T(0,0)}{\partial z}$$

$$x = 1, y = 0 \Rightarrow 1 \frac{\partial T(1,0)}{\partial x} + 0 \frac{\partial T(1,0)}{\partial y} + 2T(1,0) = x_0 \frac{\partial T(1,0)}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T(1,0)}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T(1,0)}{\partial z}$$

$$x = 2, y = 0 \Rightarrow 2 \frac{\partial T(2,0)}{\partial x} + 0 \frac{\partial T(2,0)}{\partial y} + 2T(2,0) = x_0 \frac{\partial T(2,0)}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T(2,0)}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T(2,0)}{\partial z}$$

$$x = 0, y = 1 \Rightarrow 0 \frac{\partial T(0,1)}{\partial x} + 1 \frac{\partial T(0,1)}{\partial y} + 2T(0,1) = x_0 \frac{\partial T(0,1)}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T(0,1)}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T(0,1)}{\partial z}$$

$$x = 1, y = 1 \Rightarrow 1 \frac{\partial T(1,1)}{\partial x} + 1 \frac{\partial T(1,1)}{\partial y} + 2T(1,1) = x_0 \frac{\partial T(1,1)}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T(1,1)}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T(1,1)}{\partial z}$$

$$x = 2, y = 1 \Rightarrow 2 \frac{\partial T(2,1)}{\partial x} + 1 \frac{\partial T(2,1)}{\partial y} + 2T(2,1) = x_0 \frac{\partial T(2,1)}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T(2,1)}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T(2,1)}{\partial z}$$

$$x = 0, y = 2 \Rightarrow 0 \frac{\partial T(0,2)}{\partial x} + 2 \frac{\partial T(0,2)}{\partial y} + 2T(0,2) = x_0 \frac{\partial T(0,2)}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T(0,2)}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T(0,2)}{\partial z}$$

$$x = 1, y = 2 \Rightarrow 1 \frac{\partial T(1,2)}{\partial x} + 2 \frac{\partial T(1,2)}{\partial y} + 2T(1,2) = x_0 \frac{\partial T(1,2)}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T(1,2)}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T(1,2)}{\partial z}$$

$$x = 2, y = 2 \Rightarrow 2 \frac{\partial T(2,2)}{\partial x} + 2 \frac{\partial T(2,2)}{\partial y} + 2T(2,2) = x_0 \frac{\partial T(2,2)}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T(2,2)}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T(2,2)}{\partial z}$$

Doğrusal bağıntılar sistemi elde edilir.

Bu sistemin matris biçimi,

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial T(0,0)}{\partial x} & \frac{\partial T(0,0)}{\partial y} & \frac{\partial T(0,0)}{\partial z} \\ \frac{\partial T(1,0)}{\partial x} & \frac{\partial T(1,0)}{\partial y} & \frac{\partial T(1,0)}{\partial z} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial T(2,2)}{\partial x} & \frac{\partial T(2,2)}{\partial y} & \frac{\partial T(2,2)}{\partial z} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \frac{\partial T(0,0)}{\partial x} + 0 \frac{\partial T(0,0)}{\partial y} + 2T(0,0) \\ 1 \frac{\partial T(1,0)}{\partial x} + 0 \frac{\partial T(1,0)}{\partial y} + 2T(1,0) \\ \vdots \\ \vdots \\ 2 \frac{\partial T(1,0)}{\partial x} + 2 \frac{\partial T(1,0)}{\partial y} + 2T(1,0) \end{bmatrix} \quad (3.17)$$

ve simgesel olarak,

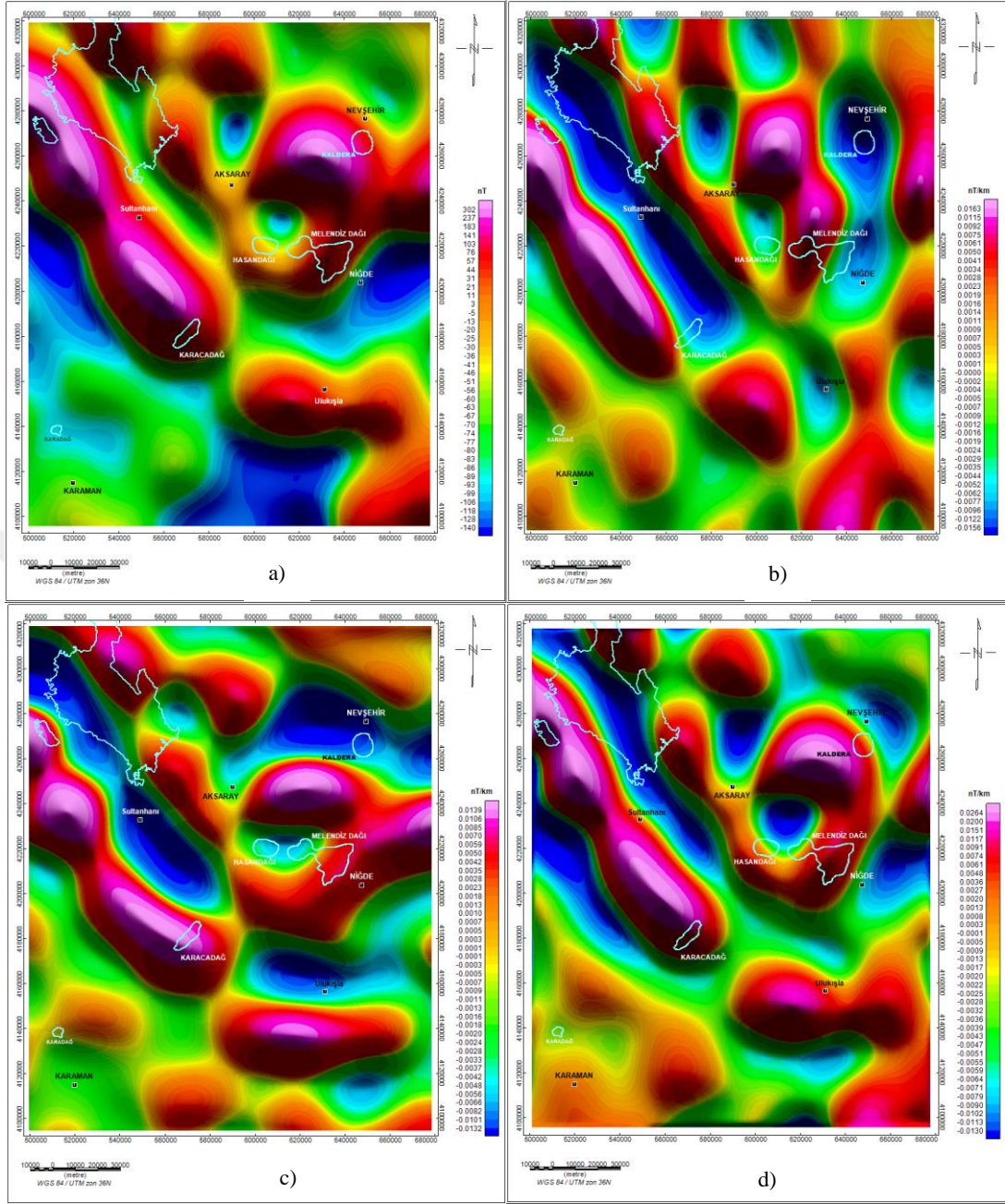
$$Ax = b \quad (3.18)$$

eşitliği şeklinde yazılır. Sistem aşırı tanımlı olduğundan en küçük kareler duyarlılığında çözüm,

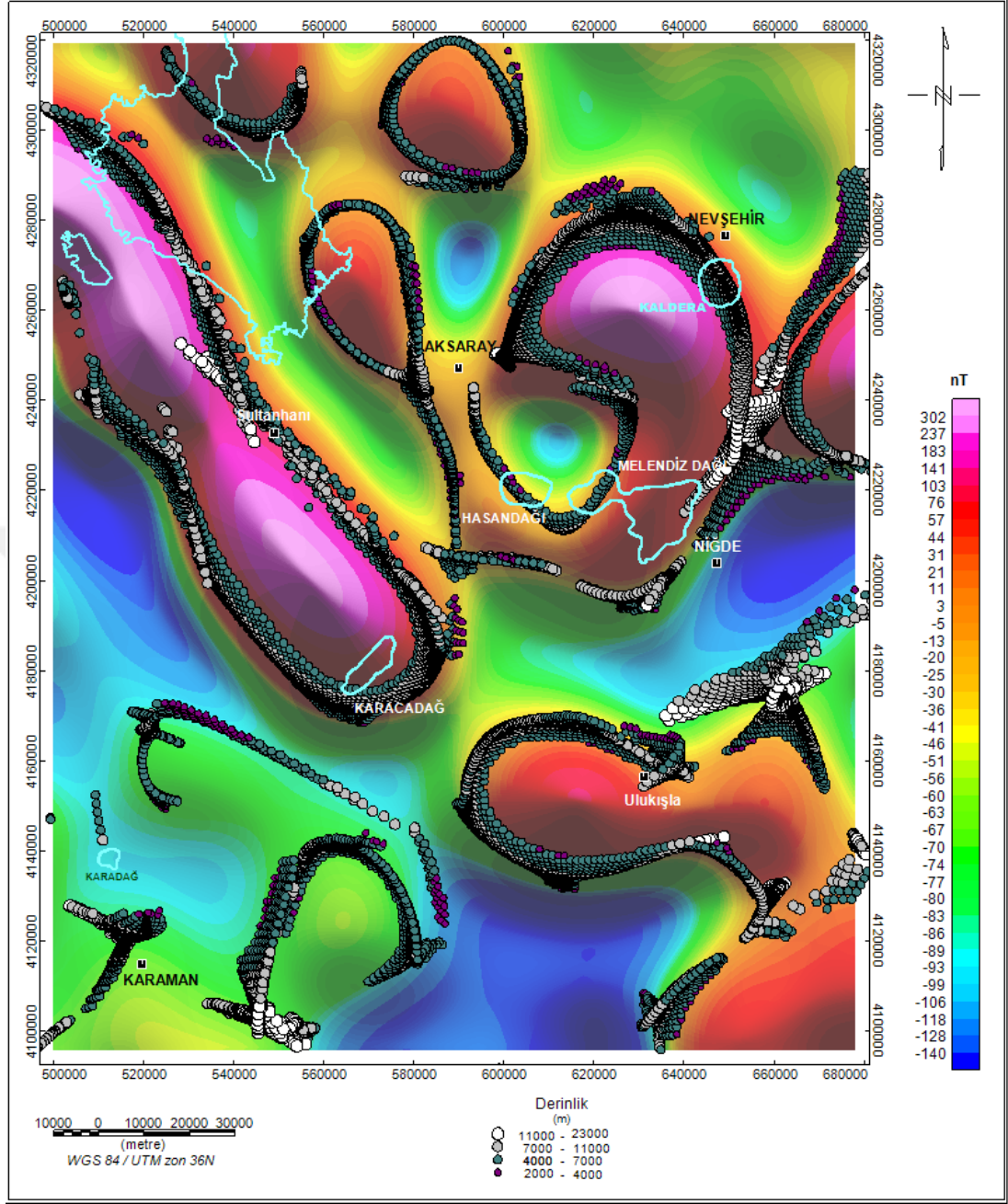
$$x = (A^T A)^{-1} A^T b \quad (3.19)$$

eşitliğinden bulunur. Aynı işlemlere pencere birer grid yana kaydırılarak ve tüm haritalar boyunca sürdürülür.

Daha önce bahsedildiği gibi ED için gerekli olan veri setleri kaynak veri ve bu veriden türetilen türevlerdir. Şekil 3.7’de çalışma sahasının süzgeçlenmiş toplam alan anomali haritası ve bunun yatay türevleri ve düşey türevi yer almaktadır. Kaynak veri olarak süzgeçlenmiş verinin kendisi dikkate alınmıştır. Türevler FFT yöntemi ile hesaplanmıştır. Kaynak verinin toplam alan verisi olması durumunda fay tipi kaynakların konum ve derinliklerinin çözümünde kullanılması gereken yapısal indeks $N=0$ olmalıdır. Hareketli pencere boyu faydalı anomali boylarını kapsayacak şekilde 7×7 veya $\sim 9 \text{ km}^2$ olarak seçilmiştir. Şekil 3.10’da ED yönteminden elde edilen kaynak sınırlarının yatay konum ve derinlikleri süzgeçlenmiş manyetik harita üzerinde gösterilmiştir. Euler çözümlerinden elde edilen kaynak konumları ile Şekil 3.2’deki yatay türev genliklerinin maksimumları ve Şekil 3.5’deki tilt açısının sıfırları birbiriyle oldukça uyumlu olduğu açıkça görülmektedir. Bundan başka euler çözümlerinin belli sınırlar boyunca kümelenmeleri ve saçılmaların fazla gelişmemesi çözümlerin yeterince duraylı olduğu sonucunu ortaya çıkarmaktadır.



Şekil 3.7. a) Toplam manyetik anomali haritası b) x yönünde yatay türev c) y yönünde yatay türev d) z yönünde düşey türev



Şekil 3.8. Euler dekonvolüsyon sonuçları

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Jeofizik yöntemlerden olan manyetik yöntem ile elde edilen anomaliler yeraltındaki farklı suseptibilitelere sahip kayaç ve tektonik ayrımlar sayesinde elde edilmektedir. EMAG2 uydu manyetik anomalileri yer bilimlerine ve yer altı kaynaklarının belirlenmesine yönelik önemli katkılar sağlamaktadır. Bu tez çalışmasının konusu olan Tuz Gölü havzası ve civarından derlenen EMAG2 anomalileri bölgesel ölçekte daha gözlenmemiş olan önemli bilgiler ortaya çıkarmıştır. Çalışma sahasının tektonizmasını kontrol eden İEFZ, TGFZ, NFZ ve OAFZ manyetik anomali haritasındaki doğrusal anomaliler ile yaklaşık olarak uyumludur. Genel olarak bölgenin manyetik anomalileri söz konusu fay zonlarının denetiminde geliştiği sonucuna ulaşılabilir. Bununla birlikte bölge içerisinde yapısal süreksizliklerin ve volkanik kütlelerin olmadığı alanlarda da manyetik anomalilerin gelişmesi kabuk içi anomali kaynaklarının dağılımına yönelik bilgiler sunar. Bu durumda derinlerdeki yapısal süreksizlikleri ve anomali kaynaklarını görüntülemek için etkin görüntüleme teknikleri kullanılmıştır. YTG, TA ve ED sonuçları birbirleri ile karşılaştırılarak hemen hemen aynı kaynakların sınırlarına yönelik çözümler elde edilmiştir. Anomalilerin hangi kaynaklardan ortaya çıktığı bilgisi kaynak sınırlarının haritalanmasıyla belirlenmiş olmaktadır. Yöntemlerin başarısını etkileyen en önemli faktör gözlem verisi içerisindeki faydalı dalga boylarının süzgeçlenerek ortaya çıkartılmasıdır. Aksi takdirde kaynağa yönelik bilgi içermeyen verilerle çalışıldığında yorumlamayı yanıltıcı sınır bilgileri üretilebilir. Bu nedenle gözlem verisinin spektral analizi ve süzgeçleme için gerekli olan kritik dalga sayılarının belirlenmesi önem kazanmaktadır. Derin kaynakların görüntülenmesinde alçak geçişli süzgeçleme işleminin dikkatli bir şekilde yapılması verilerin gereğinden fazla yuvarlatılmaması önemlidir.

Tuz gölü havzasının batısında İEFZ boyunca gelişen bununla birlikte fay zonundan daha büyük bir alanı kaplayan doğrusal özellikli şiddetli anomalinin uzandığı kesimlerde ayrıntılı derin sismik yansıma ve manyetotellürik çalışmaların yapılması yöntemlerin birbiriyle korelasyonu açısından faydalı olacaktır. Bundan başka potansiyel alanlarda kullanılan düz veya ters çözüm teknikleriyle tüm anomali

kaynaklarının ve olasılıkla bunlarla ilgili olan temel kaya ondülasyonunun modellenmesi bölgenin olası mineral zonlarına ve tektonik aktivitesine yönelik çözümler sunabilir.



KAYNAKLAR

Akbaş B., Akdeniz N., Aksay A., Altun İ., Balcı V., Bilginer E., Bilgiç T., Duru M., Ercan T., Gedik İ., Günay Y., Güven İ. H., Hakyemez H. Y., Konak N., Papak İ., Pehlivan Ş., Sevin M., Şenel M., Tarhan N., Turhan N., Türkecan A., Ulu Ü., Uğuz M. F., Yurtsever A. ve diğerleri, 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası; *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını*, 2002, Ankara Türkiye.

Aydemir A., Ateş A., Structural interpretation of the Tuzgolu and Haymana Basins, Central Anatolia, Turkey, using seismic, gravity and aeromagnetic data, *Earth Planets Space*, 2006, **58**, 951-961.

Baranov V., Naudy H., Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole, *Geophysics*, 1964, **29**, 67-79.

Blakely R. J., *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, 1st ed., Cambridge University Press, New York, 1996.

Blakely R. J., Simpson R. W., Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, *Geophysics*, 1986, **51**, 1494-1498.

Blanco D. F., Bertotti G., Çiner T. A., Cenezoic tectonics of the Tuz Gölü Basin (Central Anatolian Plateau, Turkey), *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2013, **22**, 715-738.

Bullard E., Gubbins D., Geomagnetic Dynamos in a Stable Core, *Nature*, 1971, **232**, 548-549.

Butler R. F., Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes, Department of Chemistry and Physics University of Portland, <https://websites.pmc.ucsc.edu/~njarboe/pmagresource/ButlerPaleomagnetismBook.pdf>, (Ziyaret tarihi: 12 Mart 2018).

Büyüksaraç A., Jordanova D., Ateş A., Karluokovski V., Interpretation of the gravity and magnetic anomalies of the Cappadocia Region Central Turkey, *Pure and Applied Geophysics*, 2005, **162**, 2197-2213.

Cooper G. R. J., Cowan D. R., Enhancing potential field data using filters based on the local phase, *Computers and Geosciences*, 2006, **32**, 1585-1591.

Cordell L., Grauch V. J. S., Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico, in: Hinze, W. J., (ed.), The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps, *Society of Exploration Geophysics*, 181-197.

Dirik K., Erol O., Tuzgölü Ve Civarının Tektonomorfolojik Evrimi, Orta Anadolu-Türkiye, *Tpjd 2000*, **Özel Sayı**, 27-46.

Gerovska D., Araúzo-Bravo M. J., Stavrev P., Whaler K., MaGSoundDST-3D automatic inversion of magnetic and gravity data based on the differential similarity transform, *Geophysics*, 2010, 75(1), 25-38. Grauch V. J. S., Cordell L., Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data, *Geophysics*, 1987, **52**, 118-121.

Grant F. S., West G. F., *Interpretation theory in applied geophysics*, Cambridge University Press, New York, 1965.

Hartman D. R., Teskey D. J., Friedberg J., A system for Rapid digital aeromagnetic interpretation, *Geophysics*, 1971, **36**, 891-918.

Hood P. J., Gradient measurements in aeromagnetic surveying, *Geophysics*, 1963, **30**, 891-902.

Kearey P., Brooks M., Hill I., *An introduction to geophysical exploration*, 13rd ed., Blackwell Science, Oxford, 2002.

Keating P., Pilkington M., Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation, *Geophysical Prospecting*, 2004, **52**, 165-182.

Kıyak A., Karavul C., Gülen L., Pekşen E., Kılıç A. R., Assessment of geothermal energy potential by geophysical methods: Nevşehir Region, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2015, **295**, 55-64.

Klinge E. E., Marson I., Kahle H. G., Automatic interpretation of gravity gradiometric data in two dimensions: vertical gradient, *Geophysical Prospecting*, 1991, **39**, 407-434.

Koçyiğit A., Beyhan A., A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone Turkey, *Tectonophysics*, 1998, **284**, 317-336.

Koçyiğit A., Deveci Ş., Ankara Orogenic Phase, Its Age and Transition From Thrusting-dominated Palaeotectonic Period to the Strike-slip Neotectonic Period, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2008, **17**, 433-459.

Koçyiğit A., Doğan U., Strike-slip neotectonic regime and related structures in the Cappadocia region: a case study in the Salanda basin, Central Anatolia, Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2016, **25**, 393-417.

Maus S., Sazonova T., Hemant K., Fairhead J. D., Ravat D., National Geophysical Data Center candidate for the World Digital Magnetic Anomaly Map, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, DOI:10.1029/2007GC001643.

Maus S., Yin F., Luhr H., Manoj C., Rother M., Rauberg J., Michaelis I., Stolle C., Müller R. D., Resolution of direction of oceanic magnetic lineations by the sixth-generation lithospheric magnetic field model from CHAMP satellite magnetic measurements, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, DOI:10.1029/2008GC001949.

Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H., Bournas N., Brozina J., Childers V., Dostaler F., Fairhead J. D., Finn C., von Frese R. R. B., Gaina C., Golynsky S., Kucks

R., Lühr H., Milligan P., Mogren S., Müller R. D., Olesen O., Pilkington M., Saltus R., Schreckenberger B., Thébaud E., Caratori Tontini F., EMAG2: A 2 – arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, DOI:10.1029/2009GC002471

Miller H. G., Singh V., Potential field tilt-a new concept for location of potential field sources, *Journal of Applied Geophysics*, 1994, 32, 213-217.

Nabighian M.N., The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and used for automated anomaly interpretation, *Society of Exploration Geophysicist*, DOI:10.1190/1.1440276.

Nabighian M. N., Hansen R. O., Unification of Euler and Werner deconvolution in three dimensions via the generalized Hilbert transform, *Geophysics*, 2001, **66(6)**, 1805-1810.

Özsayın E., Dirik K., The role of oroclinal bending in the structural evolution of the Central Anatolian Plateau: evidence of a regional changeover from shortening to extension, *Geologica Carpathica*, 2011, **62(4)**, 345-359.

Pasquare G., Poli S., Vezzoli L., Zanchi A., 1988. Continental arc volcanism and tectonics setting in Central Anatolia Turkey, *Tectonophysics*, **146**, 217-230.

Pawlowski R. S., Hansen R. O., Gravity anomaly separation by Wiener filtering, *Society of Exploration Geophysicist*, DOI:10.1190/1.1442865.

Ravat D., Analysis of the Euler Method and Its Applicability in Environmental Magnetic Investigations, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 1996, **1(3)**, 229-238.

Ravat D., *Reduction to pole*, Gubbins and E. Herrero-Bervera (eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*, Springer, Netherlands, 856-857, 2007.

Reeves C., Aeromagnetic surveys principle, practice and interpretation, Geosoft, https://s3.amazonaws.com/academia.edu.documents/39236178/Aeromagnetic_Survey_Reeves.pdf?AWSAccessKeyId=AKIAIWOWYYGZ2Y53UL3A&Expires=1520848628&Signature=JSW2EkpBoip0DhrXYJdKF0BSeqQ%3D&response-content-disposition=inline%3B%20filename%3DAeromagnetic_Surveys_Principles_Practice.pdf, (Ziyaret tarihi: 12 Mart 2018).

Reeves C. V., Reford S. W., Milligan P. R., Airborne geophysics: old methods, new images, Proceedings of Exploration 97: *Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, Toronto, Canada, 14-18 September 1997.

Reid A. B., Allsop J. M., Granser H., Millett A. J., Somerton I. W., Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution, *Geophysics*, 1990, **55**, 80–91.

Robinson E. S., Çoruh C., *Basic Exploration Geophysics*, 99rd ed., John Wiley and sons; New York, 1988.

Salem A., Williams S., Fairhead J. D., Smith R., Ravat D. J., Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives, *Geophysics*, 2008, **73**, 1-10.

Salem A., Williams S., Fairhead J. D., Ravat D. J., Smith R., Tilt-depth method: a simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives, *The Leading Edge*, 2007, **26(12)**, 1502–1505.

Sharpton V. L., Greive R. A. F., Thomas M. D., Halpenny J. F., Horizontal gravity gradient: An aid to the definition of crustal structure in North America, *Geophysical Research Letters*, 1987, **14**, 808-811.

Spector A., Grant F. S., Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 1970, **35(2)**, 293-302.

Stavrev P. Y., Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity or magnetic anomalies, *Geophysical Prospecting*, 1997, **45**, 207-246.

Şengör A. M. C., Yılmaz Y., Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 1981, **75**, 181-241.

Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E., Keys, D. A., *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, England, 1976.

Thompson D. T., EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, *Geophysics*, 1982, **47(1)**, 31-37.

Türkecan A., Dönmez M., Akçay A. E., The Volcanic Tertiary Units of Kayseri, Niğde, Nevşehir, Kayseri, Niğde, Region, *MTA Collection*, 2004, 10575.

URL – 1 http://www.tomoquest.com/attachments/File/EEG_Magnetic_Surveying.pdf (Ziyaret tarihi: 11 Mart 2018).

URL – 2 <https://www.edn.com/Home/PrintView?contentItemId=4392193> (Ziyaret tarihi: 11 Mart 2018).

URL – 3 <http://www.gravmag.com/gmprimer.shtml> (Ziyaret tarihi: 11 Mart 2018).

URL – 4 <https://ngdc.noaa.gov/geomag/emag2.html> (Ziyaret tarihi: 11 Mart 2018).

URL – 5 <http://yerbilimleri.mta.gov.tr/anasayfa.aspx> (Ziyaret tarihi: 09 Mart 2018).

Verduzco B., Fairhead J. D., Green C. M., Mackenzie C., New insights into magnetic derivatives for structural mapping, *The Leading Edge*, 2004, **23**, 116–119.

Winkel B., Naylor M., Biangular Coordinates Redux: Discovering a New Kind of Geometry, *The College Mathematics Journal*, 2010, **41**, 29.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Oruç B., **Çelik M.**, Emag2 Manyetik Anomalilerinden Tuz Gölü Havzası ve Civarının Gömülü Çizgiselliklerinin Görüntülenmesi, *Türkiye Ulusal Jeodezi ve Jeofizik Birliği Bilimsel Kongresi*, İzmir, 30 Mayıs-2 Haziran 2018.



ÖZGEÇMİŞ

1992 yılında Balıkesir ilinin Sındırgı ilçesinde doğdu. İlk öğrenimini Yatılı Bölge Okulunda tamamladı. Orta öğrenimini Balıkesir 100. Yıl Teknik Lisesi Bilişim Teknolojileri bölümünden dereceyle mezun olduktan sonra Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünü bitirdi. Daha okulu bitirmeden mesleği ile ilgili birçok mikrobölgeleme projelerinde çalışmış, jeotermal arama sahalarında gönüllü Manyetotellürik stajı yapmıştır. Mezun olduğu yıl 2015 Ağustos'da Era Enerji, Enerji Ser. Hiz. Ve Pet. Tic. Ltd. Şti.'de Jeofizik Mühendisi olarak mesleğine başlamıştır. Burada birçok jeotermal ve maden sahalarında jeofizik yöntemlerden olan gravite ve manyetik çalışmalarında bulunmuş ve teorik anlamda eksiklerini gidermek için Kocaeli Üniversitesi'nin Jeofizik Mühendisliği bölümünde Prof. Dr. Bülent Oruç'un yanında yüksek lisans programına başlamıştır. 2017 Temmuz'da tez danışmanı olan Prof. Dr. Bülent Oruç'un referansıya MTA'nın projesi olan Havadan Jeofizik Veri Toplama ekibine alınmıştır. Halen bu projede yüklenici firma olan EMİ Grup Dayk Mühendislik Foto Havacılık Adi Ort. Tic. İşl.'nde Jeofizik Mühendisi olarak görevine devam etmektedir.