KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İZMİT KÖRFEZİ KUZEYİNDEKİ MANYETİK ANOMALİ VERİLERİNDEN TİLT AÇISI VE AYRIK DALGACIK DÖNÜŞÜMÜ KULLANILARAK ÇİZGİSELLİKLERİN BELİRLENMESİ

YÜKSEK LİSANS

Rafia ENSARİ

Anabilim Dalı: Jeofizik Mühendisliği

Danışman : Doç. Dr. Bülent ORUÇ

KOCAELİ, 2012

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İZMİT KÖRFEZİ KUZEYİNDEKİ MANYETİK ANOMALİ VERİLERİNDEN TİLT AÇISI VE AYRIK DALGACIK DÖNÜŞÜMÜ KULLANILARAK ÇİZGİSELLİKLERİN BELİRLENMESİ

YÜKSEK LİSANS

Rafia ENSARİ

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 19 Ocak 2012

Tezin Savunulduğu Tarih: 9 Şubat 2012

Tez Danışmanı

(Doç. Dr. Bülent ORUÇ

(.....)

Üye

Prof. Dr. İbrahim KARA

(.....)

Üye

Prof. Dr. Cengiz KURTULUŞ

(.....)

KOCAELİ, 2012

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

Manyetik yöntem, madenler gibi ekonomik değeri olan yapıların aranmasından başka, gömülü jeolojik süreksizliklerin ortaya çıkartılmasında da kullanılmaktadır. Çeşitli süreksizliklere karşılık gelen çizgisel yapılar, çoğu defa uzun dalga boylu anomaliler tarafından maskelenebilir. Bu durumda geleneksel yöntemlerin dışında özel görüntüleme tekniklerine ihtiyaç duyulur. Bu tekniklerde tilt açısı ve ayrık dalgacık dönüşümleri bu sorunun üstesinden gelmek için kullanılmaktadır.

Tilt açılarının sıfır değerleri gömülü çizgisel kaynakları izler. $\pm\pi/4$ değerleri arasındaki uzaklığın yarısı ise derinlikleri verir. Bu açıdan tilt açısı ile sayısal yorumlama hızlı ve etkilidir. Ayrık dalgacık dönüşümleri ile manyetik anomali haritalarında gözlenemeyen tüm ayrıntılar çeşitli ayrıntı katsayılarıyla ortaya çıkarılır. Böylece her iki yöntemin korelasyonundan, çalışma alanı içindeki jeolojik sınırlar etkili bir şekilde görüntülenebilir. Bu iki yöntemin etkinliği kuramsal uygulamalarla analiz edilmiştir. İzmit körfez kuzeyinin manyetik anomali haritasına uygulanarak, bölgenin daha önce bilinmeyen gömülü jeolojik sınırları görüntülenmiştir

Yüksek lisans aşamam süresince çalışmalarımı yönlendirmesinde, araştırmalarımın her aşamasında bilgi, öneri ve yardımlarını esirgemeyerek akademik ortamda olduğu kadar insani ilişkilerde de sonsuz desteğiyle gelişmeme katkıda bulunan danışman hocam Sayın Doç.Dr. Bülent ORUÇ'a teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca bugüne kadar bana hem maddi hem manevi katkıda bulunan ve bulunmaya devam eden biricik aileme de teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ i
İÇİNDEKİLER ii
ŞEKİLLER DİZİNİ iii
TABLOLAR DİZİNİ v
SİMGELER vi
ÖZET vii
İNGİLİZCE ÖZET viii
1. GİRİŞ 1
2. GENEL KISIMLAR 3
3. MALZEME VE YÖNTEM 5
3.1. Kayaçların Mıknatıslanması 5
3.2. Manyetik Kuvvet 6
3.3. Mıknatıslanma Şiddeti 7
3.4. Manyetik Süseptibilite ve Permeabilite 8
3.5. Yer Manyetik Alanı 11
3.5.1. Manyetik alanı oluşturan kaynaklar 13
3.5.1.1. Asıl manyetik alan veya iç alan 13
3.5.1.2. Dış manyetik alan 14
3.5.1.3. Anomali alanı 15
3.5.1.4. Dipol alan 15
3.6. Jeomanyetik Haritalar 17
3.7. Manyetik Değişimler 19
3.7.1. Günlük Değişim 19
3.7.2. Manyetik fırtına 20
3.7.3. Seküler değişim 20
3.8. Manyetik Arama Yöntemi 21
3.8.1. Manyetik anomali kavramı 22
3.8.2. Manyetik anomali verilerinin kutba indirgenmesi 24
3.8.3. Jeolojik sınırların görüntülenmesi 27
3.8.3.1. Manyetik anomalilerin tilt açıları ve model uygulamalar 27
3.8.3.2. Ayrık dalgacık dönüşümü ve model uygulamalar 38
4. İZMİT KÖRFEZİ KUZEYİNİN MANYETİK VERİLERİNE UYGULAMA 44
4.1. Bölgenin Genel Jeolojisi 46
4.2. Manyetik Anomali Verilerinin Yoruma Hazırlanması 50
4.2.1. Tilt açıları ile derin jeolojik sınırların görüntülenmesi 53
4.2.2. Ayrık dalgacık dönüşümü ile derin jeolojik sınırların görüntülenmesi 57
SONUÇLAR VE ÖNERİLER 60
KAYNAKLAR 62
ÖZGEÇMİŞ 65

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 3.1: Bir mıknatısın kuvvet çizgilerinin oluşturduğu desen 6
Şekil 3.2: K ve G kutuplarına sahip elemanter dipollerden oluşan bir mıknatıs çubuk 8
Şekil 3.3: Manyetik süseptibilite ve manyetit (Fe_3O_4) içeriği arasındaki ilişki 9
Şekil 3.4: Bir dipol alanı olarak yer manyetik alanının alan çizgileri, coğrafi ve manyetik kutuplar 12
Şekil 3.5: Yer manyetik alanının yeryüzünde bir P noktasındaki elemanları 12
Şekil 3.6: Yeryüzünde bir P noktasında manyetik alan vektörlerinin, dipol (mıknatıs çubuk) yaklaşımıyla tanımlanması 17
Şekil 3.7: 2000 yılına ait yerin toplam alan haritası (nT). 18
Şekil 3.8: 2000 yılına ait yer manyetik alanının eğim açısı (inklinasyon) haritası. ... 18
Sekil 3.9: 2000 yılına ait yer manyetik alanının sapma açısı (deklinasyon) haritası . 19
Sekil 3.10: Kanada-Toronto'da 160 yıl boyunca gözlenen toplam alan şiddetindeki değişimin grafiği 21
Şekil 3.11: Gömülü ve mıknatıslanabilen bozucu bir kütle üzerinde manyetik anomalinin oluşması. a)Manyetik anomali b) Profil boyunca ölçü noktalarında tanımlanan vektörel bileşenler c) Bozucu kütle ve mıknatıslanma alanı içerisindeki manyetik indüksiyon çizgileri..... 23
Şekil 3.12: a) Kaynak model sınırları b) İnklinasyon açısının 60^0 olması durumunda ölçülen dipolar özellikli manyetik anomali haritası c) Kutba indirgeme işlemi ile hesaplanan manyetik anomali haritası 24
Şekil 3.13 : Yarı sonsuz levha modeli üzerinde gravite anomalisi (Δg), gravite anomalisinin birinci düşey türevi (Δg_z) ve birinci düşey türevden hesaplanan kutba indirgenmiş manyetik anomali verisi (ΔT_{kut})..... 26
Şekil 3.14: Tilt açısının geometrik gösterimi 28
Şekil 3.15: Yarı sonsuz kontakt modeli ve parametreleri 29
Şekil 3.16: z =0.5 km derinliğinde yarı sonsuz düşey kontakt modeli üzerinde manyetik tilt açısı uygulaması 31
Şekil 3.17: z =0.25 km derinliğinde yarı sonsuz düşey kontakt modeli üzerinde manyetik tilt açısı uygulaması 32
Şekil 3.18: Üst derinliği 0.5 km, alt derinliği 10 km, mıknatıslanma doğrultusunun eğim açısı 90^0, sapma açısı 0^0 ve mıknatıslanma şiddeti 46 A/m olan prizmatik modelin toplam alan anomalisi haritası..... 34
Şekil 3.19: Şekil 3.21' den hesaplanan birinci düşey türev ve yatay türev genlik haritası 35
Şekil 3.20: Prizmatik modelin tilt açısı haritası 35
Şekil 3.21: Üst derinliği 1 km, alt derinliği 10 km, mıknatıslanma doğrultusunun eğim açısı 90^0, sapma açısı 0^0 ve mıknatıslanma şiddeti 46 A/m olan prizmatik modelin toplam alan anomalisi haritası..... 36
Şekil 3.22: Şekil 3.24'den hesaplanan birinci düşey türev ve yatay türev genlik haritası 37
Şekil 3.23: Prizmatik modelin tilt açısı haritası 37
Şekil 3.24: Dalgacık dönüşümünde kullanılan bazı ana dalgacık fonksiyonları 39

Şekil 3.25: Ayrık dalgacık dönüşümünün şematik gösterimi. a) Birinci seviye dalgacık dönüşümü. b) İkinci seviye dalgacık dönüşümü. c) İki boyutlu dalgacık dönüşümü ile j. seviyedeki yaklaşık katsayıların, j+1. seviyedeki dört bileşene (yatay, düşey, köşegen ve yaklaşık katsayılar) ayrıştırılması 40
Şekil 3.26: Şekil 3.18'deki anomalinin ayrıştırılmasıyla hesaplanan ikinci seviye ayrık dalgacık dönüşüm bileşenleri ve (3.38)'den hesaplanan genlik görüntüsü 42
Şekil 3.27: Şekil 3.21'deki anomalinin ayrıştırılmasıyla hesaplanan ikinci seviye ayrık dalgacık dönüşüm bileşenleri ve (3.38)'den hesaplanan genlik görüntüsü 43
Şekil 4.1: Çalışma alanının yer bulduru ve manyetik toplam alan anomali haritası 45
Şekil 4.2: İzmit Körfezi kuzeyinin genel jeoloji haritası (Çakır, 2000) ve manyetik yöntemin uygulandığı çalışma alanı..... 49
Şekil 4.3: Üç boyutlu veri çakıştırma problemi olarak, saçılmış g verilerine birinci derece trend yüzeyinin çakıştırılması 50
Şekil 4.4: a) Birinci derece trend etkisi. b) Rezidüel manyetik anomali haritası c) Rezidüel anomali haritasından kutba indirgenmiş veri..... 52
Şekil 4.5: Şekil 4.4 c'den hesaplanan düşey türev haritası b) YTG haritası..... 56
Şekil 4.6: İzmit Körfezi kuzeyinin manyetik tilt açısı haritası..... 56
Şekil 4.7: Şekil 4.4 c'deki kutba indirgenmiş verinin ayrık dalgacık dönüşümü ile bulunan, ikinci seviyedeki dalgacık dönüşüm bileşenleri 58
Şekil 4.8: Şekil 4.7'deki yatay (H) ve düşey (V) bileşenlerden hesaplanan genlik haritası..... 59
Şekil 4.9: Yatay ve düşey bileşen dalgacık katsayılarının genlikleri ile tilt açısının sıfır konturlarının karşılaştırılması 59

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 3.1: Çeşitli kayaç ve minerallerin süseptibilite değerleri..... 10
Tablo 3.2: Manyetik büyüklükler ve birim dönüşümleri. 11
Tablo 3.3: Yer manyetik alan elemanları ve aralarındaki ilişkiler..... 12
Tablo 3.4: Kutuplarda ve ekvatordaki yer manyetik elemanların değerleri..... 13

SİMGELER

∇V : Manyetik potansiyel fark
M : Manyetik moment
θ : Kutup açısı
m : Kutup şiddeti
s : Birim alan (m^2)
J : Mıknatıslanma şiddeti (A/m)
k : Süseptibilite (k)
H : Manyetik alan şiddeti
B : Toplam manyetik indüksiyon
M : Mutlak permeabilite
W : Manyetik potansiyel
U : Gravite potansiyeli
ρ : Yoğunluk
z : Derinlik

Alt ve üst indisler

r : Radyal doğrultu
x : x yönlü yatay doğrultu
y : y yönlü yatay doğrultu
z : Düşey yönlü doğrultu
i : İndükleme

Kısaltmalar

YTG : Yatay türev genliği

İZMİT KÖRFEZİ KUZEYİNDEKİ MANYETİK ANOMALİ VERİLERİNDEN TİLT AÇISI VE AYRIK DALGACIK DÖNÜŞÜMÜ KULLANILARAK ÇİZGİSELLİKLERİN BELİRLENMESİ

Rafia ENSARİ

Anahtar Kelimeler: Manyetik anomaliler, Tilt açısı, Ayrık dalgacık dönüşümü, Manyetik çizgisellikler

Özet: Manyetik anomaliler, derinlikleri, boyutları ve manyetik özellikleri farklı olan kayaçların manyetik etkilerinden ortaya çıkar. Böylece, anomali haritalarında çeşitli dalga uzunlukları ve genliklere sahip sinyaller birlikte yer alır. Kontakt ve fay gibi jeolojik süreksizliklerin çoğu, kısa dalga boylu sinyallere neden oldukları için, sık sık uzun dalga boylu sinyaller tarafından maskelenirler. Bu nedenle, farklı dalga uzunluklarındaki sinyallerin birbirinden ayrılması, gözlemsel yorumlama için önemli bir işlem olmaktadır. Manyetik anomalilerden hesaplanan tilt açılarına dayalı olan teknik, kısa dalga boylu anomalileri ortaya çıkaran bir yöntemdir. Kaynak sınırları, tilt açısının sıfır değerlerinden belirlenir. Ayrıca, $\pm\pi/4$ değerleri arasındaki uzaklığın yarısından veya sıfır ile $+\pi/4$ veya $-\pi/4$ değerleri arasındaki uzaklıktan sınır derinlikleri kestirilebilir. Tilt açısı tekniği iki adet yarı sonsuz düşey kontakt modeli üzerinde analiz edilmiştir. İki boyutlu ayrık dalgacık dönüşümleri ise anomali haritasındaki tüm dalga boylarındaki verileri ortaya çıkarır. Yatay ayrıntı katsayıları, düşey ayrıntı katsayıları ve köşegen ayrıntı katsayıları, manyetik anomali verilerinin yatay, düşey ve köşegen bileşenlerini içerir. Tilt Açısı ve ayrık dalgacık dönüşümü teknikleri, dikdörtgen prizmatik kütlelerden hesaplanan manyetik anomali haritalarına uygulanmıştır.
Tilt açısının sıfır değerleri ve ayrık dalgacık dönüşümü ile bulunan yatay ve düşey ayrıntı katsayılarından hesaplanan genliklerin maksimumları, yapı üst sınırlarının görüntülenmesinde başarılı sonuçlar vermiştir.

Her iki teknik, İzmit körfezi kuzeyinde ölçülen toplam alan manyetik anomali verilerine uygulanmıştır. Bulunan sonuçlara göre, çalışma alanında genel olarak, sedimentlerin altında temel kaya karmaşığı içerisinde KD-GB doğrultulu yapısal sınırlar izlenmektedir. Tilt açısı çözümlerinden sınır derinlikleri 0.5-3 km arasında bulunmuştur. Böylece, temel kayanın gömülü fayların veya litolojik kontakların etkisiyle ondülasyonlu bir yapıya sahip olduğu sonucu ortaya çıkmaktadır.

DETECTION OF LINEAMENTS FROM MAGNETIC ANOMALY DATA IN THE NORTH OF İZMİT BAY USING TILT ANGLE AND DISCRETE WAVELET TRANSFORM

Rafia ENSARİ

Key Words: Magnetic anomalies, Tilt angle, Discrete wavelet transform, Magnetic lineaments

Abstract: Magnetic anomalies have been obtained from magnetically different rocks at the different depths and sizes. Thus, the signals with various wavelengths and strengths are greatly enhanced. Since most of geological discontinuous, such as contact and fault causes short wavelength signals, they are often masked by long wavelengths. For this reason, the fact that the signals with different wavelengths are separated from each other is an important process for qualitative interpretation. The technique, based on the tilt angle map computed from the magnetic anomaly has enhanced short wavelengths to the intensity of anomalies. The source boundaries are determined from the zero values of tilt angle. In addition, the depths are estimated from the half distance between $\pm\pi/4$ values or the distance between zero and $+\pi/4$ or $-\pi/4$ value of tilt angle. The method has been analyzed on two semi-infinite vertical contact models. Two dimensional wavelet transform enhances the details of all wavelengths. The horizontal detail coefficients, vertical detail coefficients and diagonal detail coefficients contain the horizontal, vertical and diagonal components of magnetic anomaly data. The tilt angle and discrete wavelet transform techniques have been applied to grid data caused by rectangular prismatic bodies. The zero values of tilt angle and the maxima of amplitudes obtained from horizontal and vertical detail coefficients have good correlations in imaging the edges to the top of the prisms.

Both techniques have been applied to total field magnetic anomaly data in the northern part of İzmit bay. According to the results, in general, The NE-SW trending structural features in the basement complex beneath the sediments of the central portion of the study area have been traced. The depths of edges have been ranged between 0.5-3 km from tilt angle solutions. Thus, one can be concluded that the basement became ondulated from place to place by effect of buried faults or lithologic contacts.

1. GİRİŞ

Manyetik anomaliler, mıknatıslanabilme özelliğine sahip kayaçların, yer manyetik toplam alanında oluşturdukları değişimlerin ölçülmesi ve düzeltilmesiyle elde edilirler. Anomaliler, farklı derinliklerde ve boyutlardaki manyetik kütlelerin dağılımları ile ilgili bilgiler taşır. Yeraltındaki jeolojik ortamın karmaşık olması nedeniyle, anomali kaynaklarının konumlarının belirlenmesinde gözlemsel ve sayısal yorumlamaya katkılar sağlayabilecek çeşitli veri işlem ve görüntüleme tekniklerine ihtiyaç duyulmaktadır. Manyetik anomali haritalarının gözlemsel ve sayısal yorumunda çözünürlüğün arttırılması önemli bir konudur. Gömülü jeolojik süreksizliklerin sınırlarının belirlenmesi, manyetik yöntem için temel konulardan birisidir. Özellikle yapısal süreksizlikleri temsil eden yanal süseptibilite değişimlerinin olduğu bölgeler, aynı zamanda litolojik değişimleri yansıtmaktadırlar. Bunların manyetik etkileri bazı durumlarda manyetik anomali haritalarında yeterince gözlenemeyebilir. Bu durumda bu tür etkileri büyüten bazı görüntüleme teknikleri kullanılmalıdır. Günümüzde kullanılan bu tekniklerin en önemlileri 'tilt açıları' ve 'ayrık dalgacık dönüşümleri' olarak karşımıza çıkmaktadır.

Tilt açıları tekniği bir jeolojik sınır belirleme tekniğidir. Bu tekniğin amacı farklı boyutlarda ve derinliklerdeki jeolojik süreksizliklerin ayrımlarını yapmaktır. Teknik, türev verilerini de kullandığından anomali kaynaklarının görünebilirliklerini artmaktadır.

Dalgacık dönüşümleri gerek sismik uygulamalarda ve gerekse gravite ve manyetik gibi potansiyel alanlarda yaygın bir şekilde kullanılan tekniktir. Bu dönüşüm potansiyel alanlara uygulandığında gömülü kaynakların sınır görüntüleri ile ilgili bilgiler elde edilmektedir. Bu amaçla bir potansiyel alan haritası çeşitli seviyelerde yatay, düşey ve köşegen bileşenlerine ayrıştırılmaktadır. Bu dalgacık ayrışımları çeşitli doğrultulardaki gömülü süreksizliklerin yatay konumlarına duyarlı çözümler sunmaktadır.

Bu çalışmada, tilt açısı ve ayrık dalgacık dönüşümü tekniklerinin uygulanabilirliği, çeşitli model çalışmalarıyla analiz edilmiştir. Bu teknikler, Kocaeli Üniversitesi bilimsel araştırma proje fonuyla desteklenen, 99/47 no'lu proje kapsamında elde edilen İzmit Körfezinin kuzeyindeki manyetik anomali haritasına uygulanmıştır.

2. GENEL KISIMLAR

Manyetik anomaliler içerisindeki yüksek gradyentli ve kısa dalga boylu bileşenler, çoğu defa çeşitli jeolojik süreksizliklerden kaynaklanır. Çizgisellik genel anlamıyla, yanal fiziksel kontrastların olduğu yeraltı ortamlarını tanımlar. Faylar, graben ve horstların kenar kıvrımları ve jeolojik kontaktlar bu çizgisellik tanımına örnek olarak verilebilir. Bu tür yapılardan kaynaklanan anomaliler, daha uzun dalga boylu ve daha büyük genlikli sinyaller tarafından maskelenebilir. Son yıllarda bu zayıf ve kısa dalga boylu anomalilerin ortaya çıkarılmasında ve bu anomalilere neden olan kaynakların görüntülenmesinde, çok sayıda yöntem geliştirilmiştir. Bunlardan biri, tilt açısı tekniği, diğeri ise ayrık dalgacık dönüşümü tekniğidir.

Gravite ve manyetik anomali haritalarından tilt açısı verilerinin hesaplanması, ilk defa Verduzco ve diğ. (2004) tarafından geliştirilmiştir. 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 göstermişlerdir. Salem ve diğ. (2008) manyetik anomali haritalarının yorumunda tilt açılarını kaynak tipinden bağımsız olarak kullanmışlardır. Oruç ve Keskinsezer (2008) gravite gradyent tensör verilerinin yorumunda, ilk defa tilt açısı tekniğini kullanmışlardır.

Jeofizik verilere dalgacık dönüşümlerinin uygulanması ilk defa Foufoula-Georgiou ve Kumar (1994) tarafından uygulanmıştır. Dalgacık dönüşümlerine daha çok sismik uygulamalarda rastlanmakla birlikte potansiyel alanlarda da görece olarak artan bir şekilde uygulanmaktadır. Moreau ve diğ. (1997), Poisson çekirdeğinden türetilen dalgacıkları kullanarak gravite ve manyetik anomalilerin ilk defa ayrık dalgacık dönüşümlerini uygulamıştır. Fedi ve Quarta (1998) dalgacık dönüşümünü rejyonel ve rezidüel alanların ayrımında kullanmışlardır. Hornby ve diğ. (1999) jeolojik sınırların karakterize edilmesinde gravite verilerinin dalgacık dönüşümünü kullanmışlardır. Ridsdill-Smith ve Dentith (1999) aeromanyetik anomalilerin ayrımında dalgacık filtre tekniğini geliştirmişlerdir. Moreau ve diğ. (1997), potansiyel alanların dalgacık

dönüşümleriyle, anomali kaynak tiplerinin belirlenmesine yönelik etkili bir yöntem geliştirmişlerdir.

Li ve Oldenburg (2003) manyetik verilerin ters çözümünü dalgacık ortamında gerçekleştirmişlerdir. Ayrık dalgacık dönüşümü analizleri Albora ve diğ. (2004) tarafından arkeolojik alanların sınırlarının kestiriminde kullanılmıştır.

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. Kayaçların Mıknatıslanması

Manyetik yöntemler jeofiziğin en eski uygulamalarından birisidir. Mıknatıslanma kavramının ilk kez ikinci yüzyılda Çinliler tarafından ortaya atıldığı ve manyetit mineralince zengin olan kayaçları yön bulmada kullandıkları söylenmektedir. Manyetik pusula kullanımının ise on ikinci yüzyılda Avrupa'da başladığı bilinmektedir.

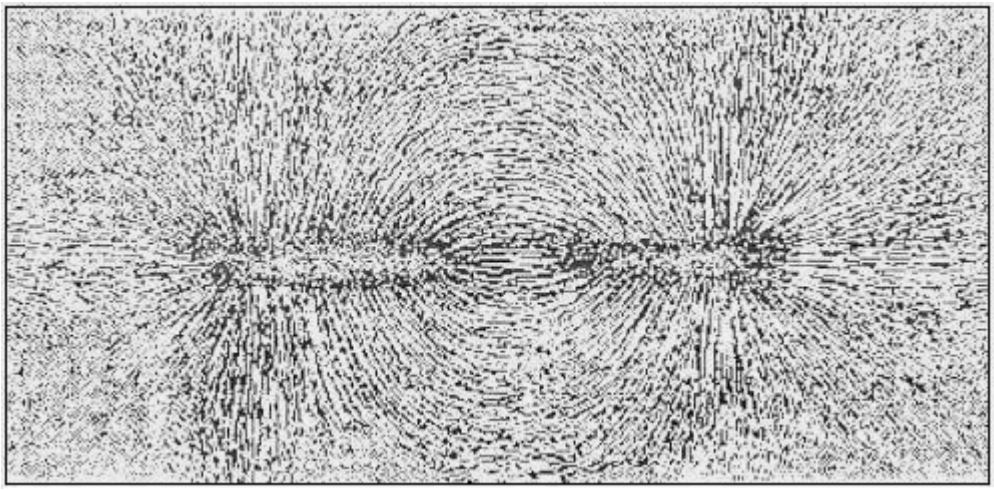
Yer manyetik alanının sistematik olarak gözlenmesi yaklaşık 500 yıldan beri yapılmaktadır. Yer manyetik alanı ile ilgili ilk bilimsel çalışma 1600 yılında William Gilbert tarafından "De Magnete" ismiyle yayınlanmıştır. Bu çalışmada Gilbert, pusula ibresinin yerin kuzey kutbuna doğru yönlenmesi nedeniyle, yerin kendisinin büyük bir mıknatıs gibi davrandığı fikrini ortaya atmıştır. Gilbert ayrıca yerin manyetik alanının, yerin merkezinde ve dönme ekseni boyunca yer alan bir mıknatıs çubuğun alanına kabaca eşdeğer olduğunu göstermiştir. On dokuzuncu yüzyılın ortalarında Karl Frederick Gauss, Gilbert'in gözlemlerini doğrulamıştır. Bununla beraber yeryüzünde gözlenen manyetik alanın yer dışındaki kaynaklardan değil, daha çok yer içindeki nedenlerden oluştuğunu ileri sürmüştür.

Manyetik alan içerisinde lokal anomalilere neden olan yeraltı yapılarının aranmasına yönelik olarak, manyetik arama yönteminin ilk kez 1640 yılında İsveç'teki bir demir cevheri alanında uygulandığı iddia edilmektedir. Von Werde 1843'de manyetik alan içerisindeki lokal değişimleri haritalayarak, cevher yataklarının yerini bulmuştur. 1879'da, Thalen "Manyetik Yöntemle Demir Cevheri Yataklarının Aranması" konulu ilk jeofizik çalışmayı yayınlamıştır.

Bugün manyetik yöntem jeofiziğin en yaygın bir şekilde kullanılan yöntemlerinden biridir. Bu yöntemin en önemli avantajı ucuz olması ve alınan ölçümlere yalnızca birkaç düzeltmenin yapılmasıdır. En önemli dezavantajı ise ölçülerin yorumlanmasında karşılaşılan güçlüklerdir.

3.2. Manyetik Kuvvet

Bir mıknatısın çevresindeki bölgeye giren bir cisim, manyetik çekme veya itme kuvveti etkisinde kalırlar. Bu, o bölgede bir manyetik alan olduğu anlamına gelir. Mıknatıs ne kadar güçlüyse alan o kadar büyüktür. Alanın kendisi görünmese de neye benzediğini bulmanın yolları her zaman vardır. Bunun için güçlü bir mıknatıs, bir yaprak sert beyaz bir kağıt ve bir miktar demir tozu kullanılabilir. Demir tozları kağıdın üzerine düzgün bir şekilde yayılır ve kağıt, bir masa üzerinde duran bir mıknatısın 3-6 cm üzerinde tutulur. Sonra kağıt masanın üzerine yavaşça indirildiğinde demir tozları hızla hareket ederek mıknatıs kuvvetinin etkisiyle simetrik bir desen oluşturur. Oluşan desen, kuvvet çizgilerini gösterir (Şekil 3.1). Yani kısaca manyetik kuvvet, demir tozlarının bu şekilde bir desen kazanmasını sağlayan kuvvettir.



Şekil 3.1: Bir mıknatısın kuvvet çizgilerinin oluşturduğu desen.

Manyetik kuvvet kavramını biraz daha ayrıntılı olarak açalım. Charles Augistin 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,

$$F_0 = \frac{\mu_0}{4\pi}\frac{1}{\mu_r}\frac{p_1 p_2}{r^2} \qquad (3.1)$$

eşitliğiyle 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 *N*= 1 *kg m/s*^{2} dir. μ_0 ortamın hacimsel manyetik permeabilitesi (manyetik geçirgenlik) olup, SI biriminde $4\pi\times10^{-7}$ değerindedir. μ_r ise ortamın relatif manyetik permeabilitesi olup, daha sonra anlatılacağı üzere boyutsuz bir büyüklüktür.

IAGA (International Assocation for Geomagnetism and Aeronomy) kuruluşunun 1973'de jeomanyetizmada uluslararası birim sistemlerinin belirlenmesine yönelik toplantısında, manyetik kutup şiddeti *p*'nin birimi amper×metre (A m) olarak kabul edilmiştir. Bu durumda (3.1) bağıntısından μ_0 'ın birimi Newton/amper^2 veya kısaltılmış olarak (N/A^2) olacaktır.

3.3. Mıknatıslanma Şiddeti

Bir manyetik alan içerisinde yer alan ℓ boyunda dik kesit alanı *s* olan bir cisim (Şekil 3.2), H manyetik alanın indüklemesiyle bir mıknatıslanma kazanır. Buna indüklenmiş mıknatıslanma adı verilir. Buna göre indüklenmiş mıknatıslanma manyetik cisim içerisindeki dipollerin (elemanter mıknatıslar) bir toplamı olarak düşünülür. Bu dipollerin her biri H manyetik alanı doğrultusuna paralel olarak yönlenir. Bu durumda indükleme yolu ile kazanılan mıknatıslanma, manyetik alan doğrultusunda gelişmektedir.

Her bir elemanter mıknatısın kutuplarından dolayı oluşan kutup şiddetleri uç kısımları dışında birbirini yok eder. Böylece mıknatıs çubuğun kutup şiddeti, serbest pozitif (kuzey-K) ve negatif kutupların (güney-G) toplam şiddetini ifade eden ve *m* ile gösterilen bir yüzey konsantrasyonundan ibaret olur. Böylece bir cismin mıknatıslanma şiddeti, birim alan başına düşen kutup şiddeti olarak tanımlanır. Buna göre,

$$J = m/s \quad \text{(amper.m/m}^2\text{=A/m)} \qquad (3.2)$$

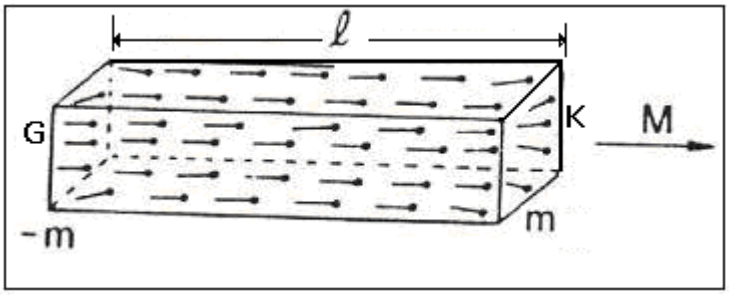
olarak verilir. *J* manyetik moment cinsinden de tanımlanabilir. Şekil 3.2'de mıknatıs çubuğun manyetik momenti,

$$M = m\ell \quad (\text{A m}^2) \tag{3.3}$$

olarak yazılır. (3.3) eşitliğinde *m* çekilip (3.2)'de yerine yazıldığında,

$$J = m\ell/V = M/V \tag{3.4}$$

elde edilir. Burada V mıknatıs çubuğun hacmidir. Buradan mıknatıslanma şiddeti, uniform olarak mıknatıslanmış bir cismin içerisinde, birim hacim başına düşen manyetik moment olarak da tanımlanabilir. Mıknatıslanma şiddeti J, cismin manyetik özelliğini tanımlayan temel büyüklüklerden birisidir.



Şekil 3.2: K ve G kutuplarına sahip elemanter dipollerden oluşan bir mıknatıs çubuk

3.4. Manyetik Süseptibilite ve Permeabilite

Bir cismin mıknatıslanma şiddeti (J_i), manyetik süseptibilite (k) olarak bilinen bir sabit ile orantılı olarak, cismi indükleyen manyetik alanın şiddetiyle ilişkilidir. Bu ilişki,

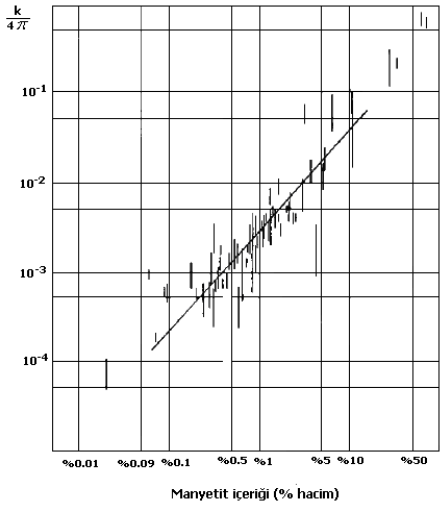
$$J_i = kH \tag{3.5}$$

olarak yazılır. Bu bağıntı indükleme ile kazanılmış mıknatıslanmanın şiddetini vermektedir. k faktörü manyetik süseptibilite olarak bilinir ve mıknatıslanabilen her cisim için karakteristik bir değer taşır. (3.5) 'den *k* çekildiğinde,

$$k = \frac{J_i}{H} \tag{3.6}$$

yazılır. Görüldüğü gibi süseptibilite, cismin mıknatıslanma şiddetinin, cisme uygulanan manyetik alan şiddetine oranıdır. Burada J_i ve H'nın her ikisi de aynı birimde olduklarından k boyutsuzdur. Elektromanyetik cgs sisteminde boyutsuz versiyonunda, J_i cm başına mutlak amper olarak ölçülürken, H ise cm başına mutlak amperin $1/4\pi$ katı olarak verilir. Bu durumda SI birimine dönüştürmek için, cgs birimindeki k'nın değeri 4π ile çarpılmalıdır.

Kayaçların manyetik süseptibiliteleri temel olarak manyetit içeriğine bağlıdır. Manyetit, volkanik ve metamorfik kayaçlarda yaygın olarak bulunan bir mineraldir. Sedimentlerde ve sedimanter kayaçlarda ise eser miktarda bulunmaktadır. Manyetit içeriği %1 den daha fazla olan kayaçların süseptibilitesi doğrudan manyetit içeriğiyle ilişkili olmaktadır. Manyetik süseptibilite ve manyetit içeriği arasında istatistiksel bir karşılaştırma Şekil 3.3'de verilmektedir. Tipik olarak bazik volkanik kayaçlar, asidik volkanik kayaçlardan daha yüksek süseptibiliteye 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. Tablo 3.1'de çeşitli kayaç ve minerallerin manyetik süseptibilite değerleri görülmektedir.



Şekil 3.3: Manyetik süseptibilite ve manyetit (Fe_3O_4) içeriği arasındaki ilişki (Parasnis, 1993).

Tablo 3.1: Çeşitli kayaç ve minerallerin süseptibilite değerleri (Telford ve diğ., 1990)

Litoloji	Süseptibilite (×10 SI)	
	Sınır değer	Ortalama
Kumtaşı	0-20	0.4
Şeyl	0.01-15	0.6
Kireçtaşı	0-3	0.3
Asidik volkanik kayaç	0-80	8.0
Bazik volkanik kayaç	0.5-100	25.0
Metamorfik kayaçlar	0-70	4.2

Belli bir hacim veya hava içerisindeki H manyetik alanının manyetik indüksiyonu veya manyetik akı yoğunluğu,

$$B_0 = \mu_0 H \tag{3.7}$$

olarak verilir. Burada μ_0 ortamın manyetik permeabilitesidir. Mıknatıslanabilen bir kütle indüklenmiş manyetizasyonun olduğu bu bölge içerisinde yer aldığında, kütle tarafından üretilen ilave bir indüksiyon oluşur. Bu durumda toplam manyetik indüksiyon,

$$B = \mu_0 H + \mu_0 4\pi k H = (1 + 4\pi k)\mu_0 H = \mu_r \mu_0 H \tag{3.8}$$

olarak yazılır. μ_r ile gösterilen $(1 + 4\pi k)$ faktörü bağıl permeabilite, $\mu_0 \mu_r$ çarpımı ise mutlak permeabilite olarak tanımlanır. (3.8) eşitliğinden,

$$\mu = \mu_r \mu_0 = \frac{B}{H} \tag{3.9}$$

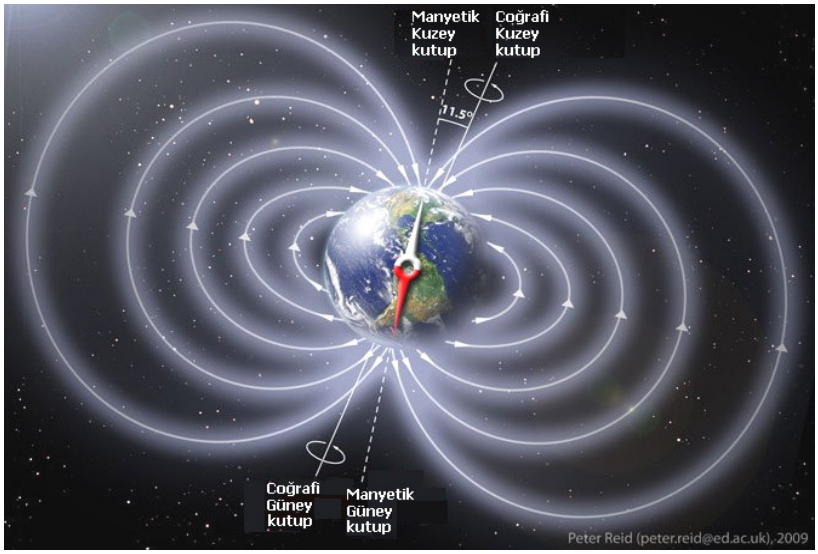
elde edilir. Buraya kadar geçen konularda yer alan *H, B, J, k* ve μ terimlerinin birimleri özet olarak Tablo 3.2'de verilmektedir.

Tablo 3.2: Manyetik büyüklükler ve birim dönüşümleri (Parasnis, 1993).

Manyetik terim	Sembol	SI birimi	cgs birimi	Dönüşüm faktörü
Manyetik alan	H	A/m	Oersted (Oe)	1 A/m=$4\pi\times10^{-3}$
Manyetik indüksiyon	B	Tesla	Gauss (G)	1 T=10^4 G veya 10^3nT
Mıknatıslanma şiddeti	J	A/m	emu/cm^3	1 A/m=10^{-3} emu/cm^3
Manyetik moment	M	A m^2	emu=nT.cm^3	1 A m^2=10^3 emu
Süseptibilite	k	Boyutsuz	Boyutsuz	1 k (SI)= 4π k (cgs)
Manyetik permeabilite	μ_0	Henry/m	Boyutsuz	$4\pi\times10^{-7}$ Henry/m=1 (cgs)

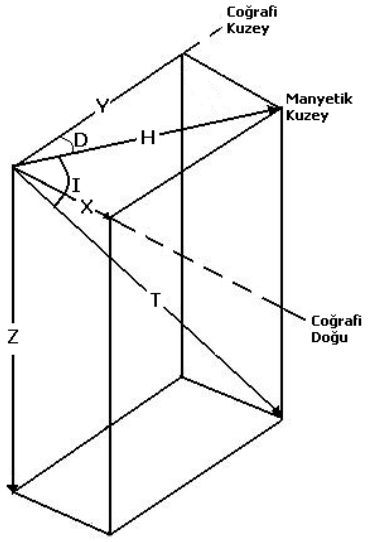
3.5. Yer Manyetik Alanı

Yerin bir manyetik alanı vardır. Bu manyetik alanın varlığı, yeryüzündeki herhangi bir noktada, ağırlık noktasından asılmış ve serbestçe hareket edebilen bir manyetik pusulanın hareketiyle tanımlanabilir. Buna göre manyetik pusulanın yönü doğrudan doğruya yer manyetik alanının yönünü gösterir. Uzaydan gözlendiğinde yer kürenin tüm manyetik alanı dipolar alan özelliği göstermektedir (Şekil 3.4).



Şekil 3.4: Bir dipol alanı olarak yer manyetik alanının alan çizgileri, coğrafi ve manyetik kutuplar.

Manyetik pusulanın gösterdiği yöndeki alan vektörü "toplam alan vektörü" olarak tanımlanır. Toplam alan vektörü en az üç yer manyetik elemanı veya bileşeni tarafından, büyüklük ve yön açısından tam olarak belirlenir (Şekil 3.6).



Şekil 3.5: Yer manyetik alanının yeryüzünde bir P noktasındaki elemanları (Militzer ve Weber, 1984).

T, Z, H, X, Y, Z, D ve I yer manyetik alan elemanlarıdır. Tablo 3.3 `de manyetik elemanların tanımları ve aralarındaki ilişkiler gösterilmiştir. Tablo 3.4'de ise bu elemanlardan bazılarının, kutuplardaki ve ekvatordaki değerleri yer almaktadır.

Tablo 3.3: 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)	$H = T \cos I$
Y	T veya H`nın coğrafi kuzey yönündeki bileşeni	$X = H \cos D$
X	T veya H`nın 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 3.4: Kutuplarda ve ekvatordaki yer manyetik elemanların değerleri (Militzer ve Weber, 1984)

Manyetik Eleman	Jeomanyetik kuzey kutupta	Manyetik ekvatorda
İnklinasyon (I)	90^o	0^o
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

3.5.1. Manyetik alanı oluşturan kaynaklar

Yeryüzünde ve uzaydan yapılan gözlemlerden yerin manyetik alanının bir iç, bir de dış bileşeninin olduğu anlaşılmaktadır. Manyetik alanın % 99'u yer içinden, % 1'i ise dış kaynaklardan ileri gelmektedir. Buna göre yerin manyetik alanı, asıl manyetik alan, dış manyetik alan ve anomali alanı olarak üç kısma ayrılmaktadır.

3.5.1.1. Asıl manyetik alan veya iç alan

Yerin asıl manyetik alanının kökeni hakkında bilgiler tam olarak açıklanmamıştır. Ancak yerin manyetik alanı dünyanın sürekli manyetizmasına bağlanamaz. Çünkü yerin 20-50 km derinliğinde manyetizasyon olası değildir. Çünkü manto ve çekirdeğin sıcaklığı, materyalin manyetik özelliğini kaybetmesine yol açacak kadar çok yüksektir. Manyetik alanın doğrultusunda (eğim açısı), birkaç yüz yıl içerisinde önemli değişimler olduğu gözlenmektedir. 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 etkiyen 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 devamlı olarak üretilmektedir. Bullard ve Gubbins (1971), bunu açıklamak için basit bir teori ileri sürmüşlerdir. Buna göre yerin dönmesi ve

manyetik olmayan ancak elektrik olarak iletken olan çekirdek içerisinde bir takım sıvı hareketleri, kendi kendini işleten bir dinamo mekanizmasını meydana getirir. Bu durumda, yerin metalik ve sıvı olan dış çekirdeği kendi kendini işleten bir dinamo gibi davranır. Böylece teorinin fiziksel yönü manyeto-hidrodinamik bir olaydır ve dinamo içerisinde dönen disk rolünü, çekirdekteki sıvı hareketleri oynar. 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 birisi olabilir:

1) Yerin katı iç çekirdeği hala genişliyor olabilir ve sıvıdan katıya geçiş sırasında yayılan ısı, dış çekirdekteki sıvı hareketlerini sürdüren enerjiyi verebilir.
2) 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.

3) Muhtemelen sıvı çekirdek içerisine sokulan katı manto parçalarıyla üretilen radyoaktif ısınma veya daha muhtemel olmak üzere katı iç çekirdeğin radyoaktivitesi, ilgili enerji kaynağı olabilir.

3.5.1.2. Dış manyetik alan

Dış alan muhtemelen atmosferdeki yüksek elektrik akımlarından kaynaklanmaktadır. Radyo dalgalarının iletilmesinde önemli rol oynayan üst atmosferin iyonlaşmış olduğu iyi bilinmektedir. Bu iyonlaşma, güneşten gelen ultraviyole radyasyonu ve muhtemelen güneşten kopan elektronlardan kaynaklanmaktadır. İyon sayısında veya bunların hareket hızlarında herhangi bir değişim de dış alan etkisi olarak yeryüzündeki manyetik alana eklenebilir. Bunlar günlük değişimler olarak gözlenir.

3.5.1.3. 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, örneğin madenler ve çeşitli jeolojik yapıların aranması mümkün olmaktadır.

3.5.1.4. Dipol alan

Yerin asıl manyetik alanı, merkezinde bulunduğu varsayılan bir mıknatısın veya uniform olarak mıknatıslanmış bir kürenin alanına benzer. Şekil 3.4'de görüldüğü gibi manyetik alan çizgileri de bu mıknatısın alan çizgilerine eşdeğer olacaktır. Yeryüzündeki bir noktada manyetik alan şiddetinin büyüklüğü, bu noktadaki akım çizgilerinin yoğunluğuna bağlıdır. Örneğin kutup bölgelerinde yaklaşık 60000 nT civarındadır. Ekvatoral 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 3.6'da yerin merkezinde olduğu varsayılan ve kutup şiddetleri +m ve –m, boyu ℓ ve momenti M olan bir dipolun, merkezinden r kadar uzaklıktaki bir P noktasında manyetik potansiyel (W), dipolun pozitif ve negatif kutuplarının dağılımlarının toplamı olacaktır. Buna göre,

$$W = \frac{\mu_0}{4\pi}\left(\frac{m}{r_1} - \frac{m}{r_2}\right) = \frac{\mu_0}{4\pi} M \frac{\partial(1/r)}{\ell} \qquad (3.10)$$

eşitliği yazılır. Burada $\partial(1/r)$ terimi, $(1/r_1 - 1/r_2)$ küçük farkları temsil eder. Bununla beraber, ℓ sonsuz küçükse, $\partial(1/r)/\ell$ terimi $1/r$ nin ℓ doğrultusundaki türevi olacaktır. ℓ düşey (z) doğrultuda olduğundan, (3.10) eşitliğinden dipolun manyetik potansiyeli,

$$W = -\frac{\mu_0}{4\pi}\frac{M}{r^2}\cos\theta \qquad (3.11)$$

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

$$H_\theta = \frac{1}{r}\frac{\partial W}{\partial \theta} = \frac{\mu_0}{4\pi}\frac{M}{r^3}\sin\theta \qquad (3.12)$$

ve

$$H_r = \frac{\partial M}{\partial r} = \frac{\mu_0}{4\pi}\frac{2M}{r^3}\cos\theta \qquad (3.13)$$

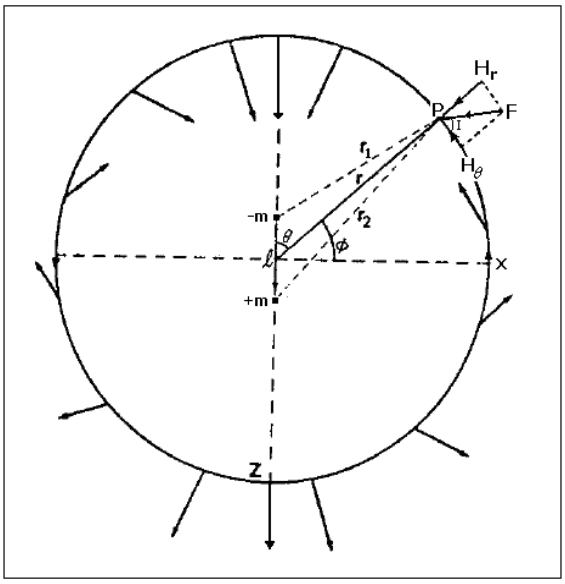
olarak elde edilir. Burada θ, r uzaklığı ile dipol ekseni arasındaki açıdır. H_r yerine, Z_0 ve H_θ yerine, H_0 yazılırsa, dipolun alan şiddeti için,

$$T = \sqrt{Z_0^2 + H_0^2} \qquad (3.14)$$

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

$$\tan I = Z_0/H_0 = 2\cot\theta = 2\tan\phi \qquad (3.15)$$

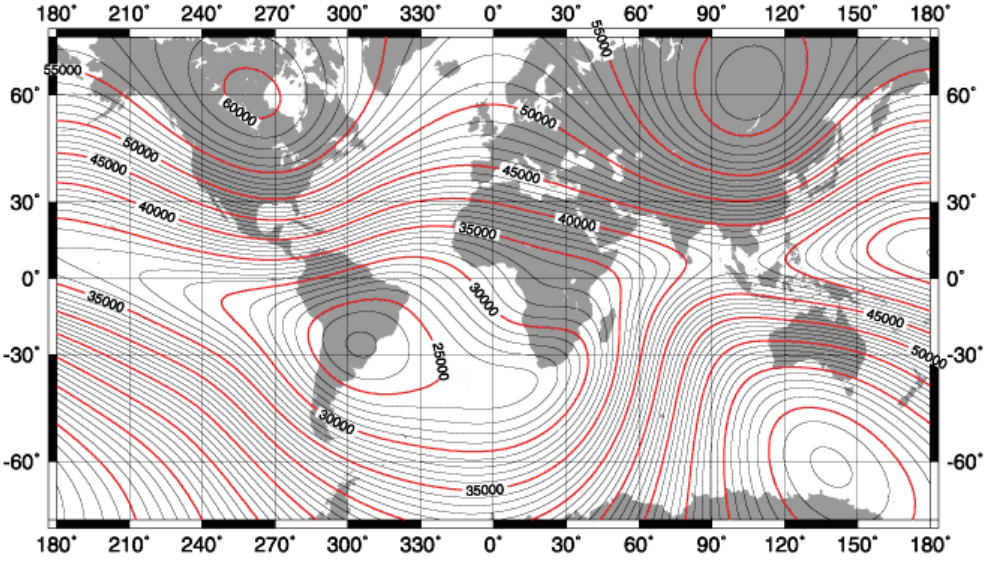
bulunur.



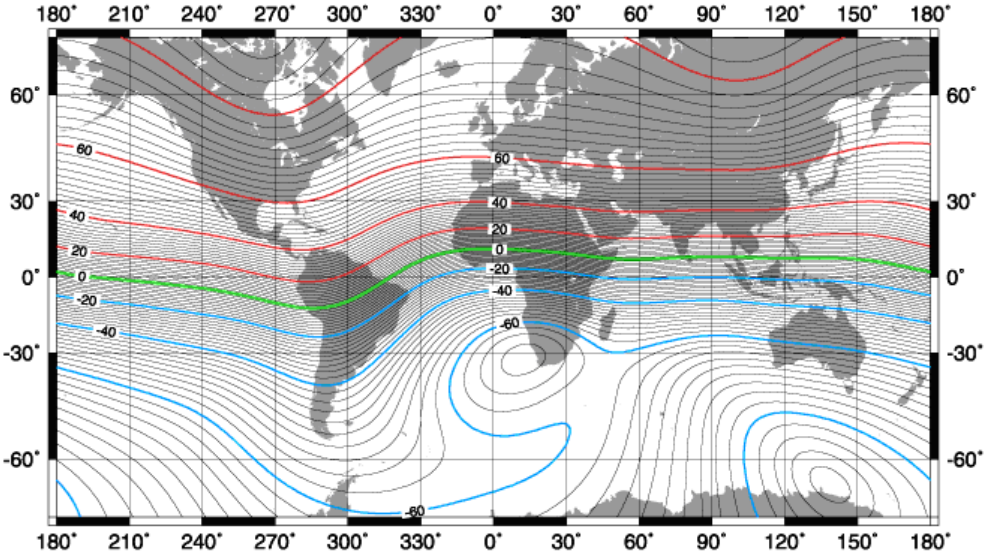
Şekil 3.6: P noktasında manyetik alan vektörlerinin, dipol (mıknatıs çubuk) yaklaşımıyla tanımlanması

3.6. Jeomanyetik Haritalar

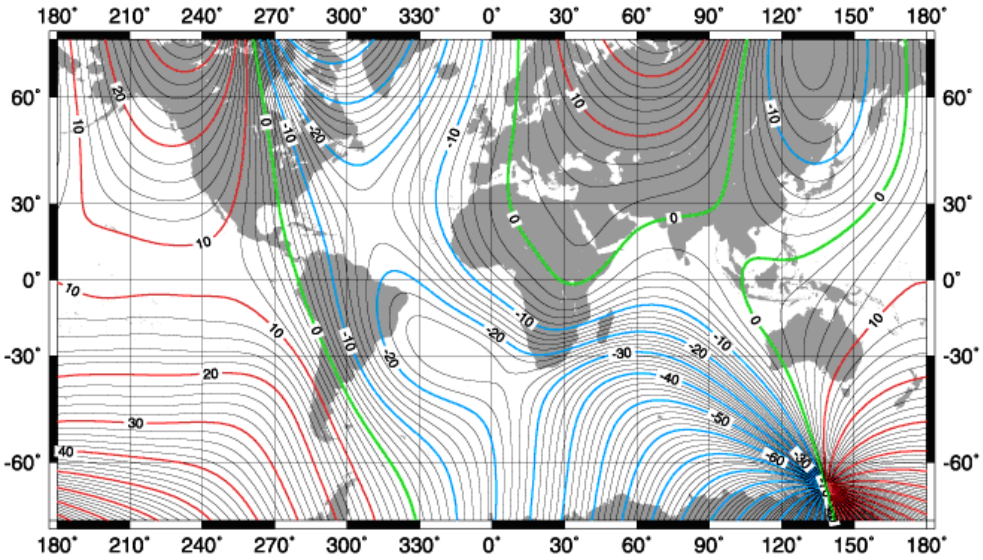
İzomanyetik haritalarda eş manyetik alanlara sahip bölgeler, manyetik çizgilerle (konturlar) birbirine bağlanır. IGRF (International Geomagnetic Reference Field) tarafından, sonu 0 ve 5 ile biten yıllarda, yer manyetik alan elemanlarının güncel haritaları internet ortamında yayınlanmaktadır. Şekil 3.7, Şekil 3.8 ve Şekil 3.9'da sırasıyla, toplam alan şiddeti (T), eğim açısı (I) ve sapma açısı (D) haritaları görülmektedir.



Şekil 3.7: 2000 yılına ait yerin toplam alan haritası (nT). Kontur aralığı 1000 nT dır (www.ngdc.noaa.gov).



Şekil 3.8: 2000 yılına ait yer manyetik alanının eğim açısı (inklinasyon) haritası. Kontur aralığı 2 derecedir (www.ngdc.noaa.gov).



Şekil 3.9: 2000 yılına ait yer manyetik alanının sapma açısı (deklinasyon) haritası. Kontur aralığı 2 derecedir (www.ngdc.noaa.gov).

3.7. Manyetik Değişimler

Herhangi bir gözlemevinde 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.

3.7.1. Günlük değişim

Günlük değişim, manyetik alan şiddetindeki kısa peryotlu değişimlerdir ve bir günlük dönemi takip eder. Bu tür değişimler ilk defa 1722'de İngiltere'de keşfedilmiştir. Ayrıca bu değişimlerin genliklerinin, yazın kışa göre daha fazla olduğu gözlenmiştir. Genel olarak günlük değişimin genlikleri ortalama 25 nT civarında kabul edilir. Günlük değişimler adından da anlaşılacağı gibi, manyetik gözlemevlerinde her gün kaydedilmektedir. Bu kayıtlar genel olarak iki tip değişimleri göstermişlerdir. Bunlar; sessiz gün ve gürültülü gün değişimleridir. Sessiz gün değişimi düzgün, düzenli ve küçük genliklidir. Gürültülü gün değişimi ise daha düzensizdir ve manyetik fırtınalarla ilişkilidir.

Günlük değişimlerin daha kısa peryotlu olanlarına mikropulsasyonlar adı verilir. Mikropulsasyonlar günün herhangi bir anında, 0.01 sn ile birkaç on dakika arasında geniş bir zaman aralığında oluşabilir. Günlük değişimlerin kaynağını üst atmosfer veya iyonosferdeki elektrik akımları olduğu düşünülmektedir.

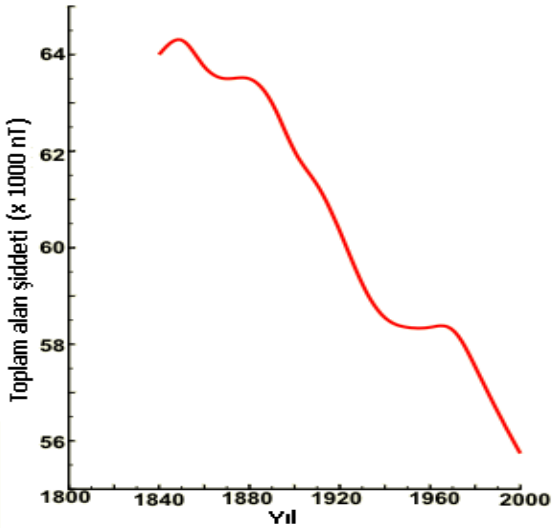
3.7.2. Manyetik fırtına

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 rüzgarı etkisini gösterir. Böylece yer manyetik alanında bozulmalar meydana gelir. Manyetik fırtınalar önceden öngörülemez; 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.

3.7.3. Seküler değişim

Yeryüzünün değişik yerlerinde 400 yıldan uzun süredir yapılan manyetik gözlemler, yer manyetik alan elemanlarının yıllık ortalama değerlerinin zamanla değiştiğini göstermiştir. Bu değişim uzun süreli ve düzenli bir değişimdir. Buna "Seküler Değişim" adı verilir. Bu değişimler dünyanın her tarafındaki gözlemevlerinde kaydedilen yer manyetik elemanların yıllık ortalama değerlerinden gözlenebilir.. Şekil 3.10'da Kanada-Toronto'da toplam alan şiddetinin 2000 yılına kadar olan değişimi grafiksel olarak gösterilmiştir. Son 160 yıl boyunca toplam alan şiddeti

yaklaşık 64000 nT'dan 55000 nT'ya düşmüştür. Bu değer %14'lük bir azalmaya karşılık gelir.



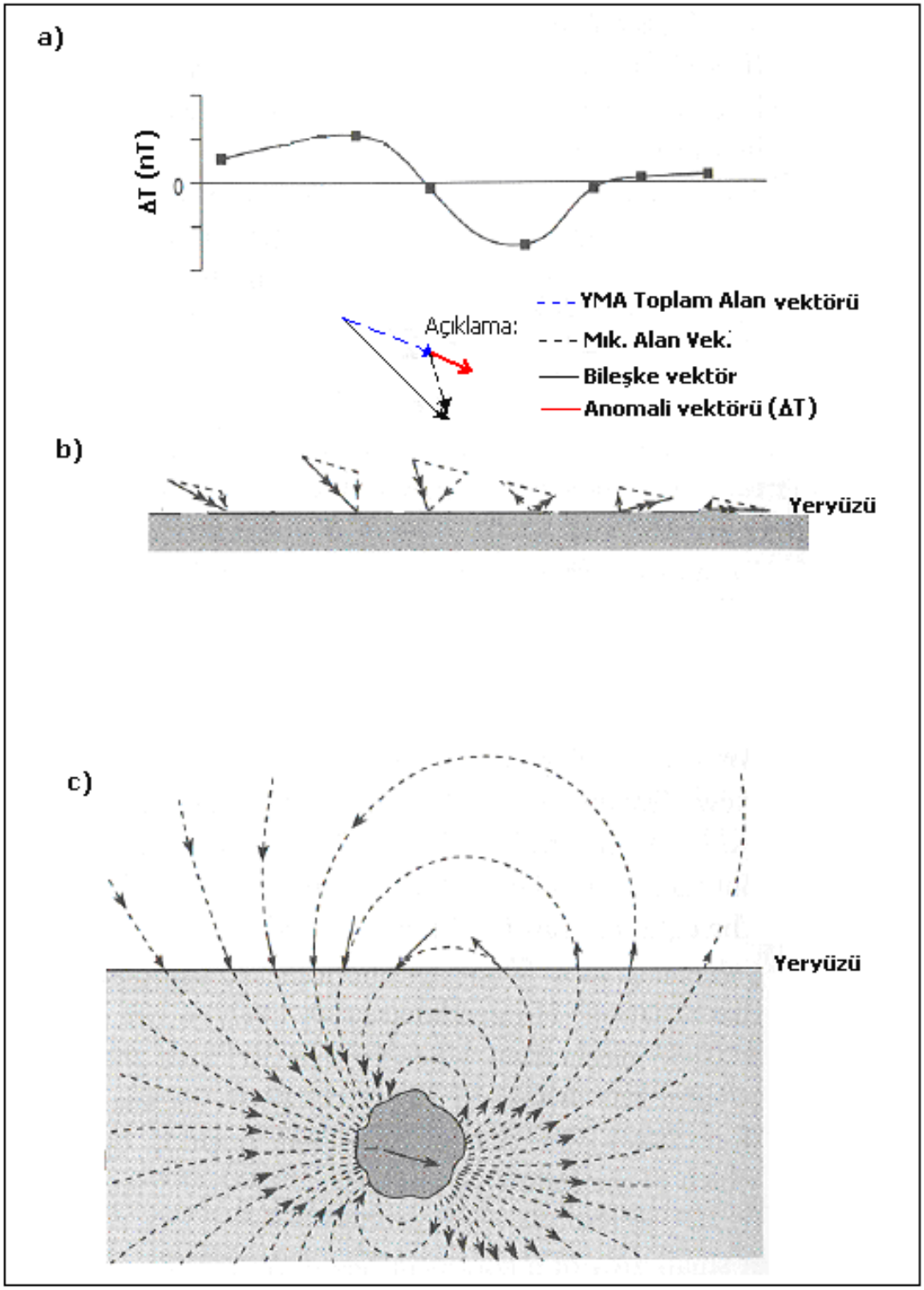
Şekil 3.10: Kanada-Toronto'da 160 yıl boyunca gözlenen toplam alan şiddetindeki değişimin grafiği (http://geomag.nrcan.gc.ca/mag_fld/sec-eng.php).

3.8. Manyetik Arama Yöntemi

Manyetik arama yöntemi yeraltında mıknatıslanabilen yapıların aranmasında kullanılan temel jeofizik yöntemlerden birisidir. Havadan, karadan ve denizden uygulanabilir. Karada yapılan manyetik ölçmeler, havadan ölçmeler için çok küçük sayılabilecek alanlarda yapılır. Manyetik ölçümler, gravite yönteminde olduğu gibi çoğunlukla ölçü profilleri (travers) üzerindeki gözlem noktalarında ve manyetometre okumaları şeklinde alınır. Okumalar alınırken, gözlemcinin üzerinde metalik cisim bulunmamalıdır. Bu cisimler okumaları saptırabilir. Ayrıca test okumalarıyla, otomobillerden, güç hatlarından, yer altı boru hatları ve kablolardan ve demiryollarından mümkün olduğunca uzakta olabilecek bir etüt alanı saptanmalıdır. Arzu edilen ölçüm duyarlılığına bağlı olarak, manyetometre bu tip cisimlerden uzak tutulmalıdır. Sözü edilen metal cisimlerin bulunduğu kentsel bölgelerde ve oto yollarda güvenilir bir ölçü almak zordur. Bu nedenle manyetometre ile geçerli okumalar almak için en iyi yol, bir gözlem noktasında ilk ölçü pozisyonunu bozmadan tekrarlı okumalar almaktır. Tekrarlı okumalarda hata, 0.25-1 nT aralığında kalmalıdır.

3.8.1. Manyetik anomali kavramı

Yer kabuğunun sığ derinliklerinde boyutları sınırlı bozucu kütlelerden kaynaklanan mıknatıslanma alanının asıl manyetik alan içerisindeki etkileri oldukça küçüktür. Bu tür küçük etkilere anomali adı verilir ve manyetik arama yönteminin amacı bu tür anomalilerin ölçülerek yorumlanmasıdır. Bir profil boyunca manyetik anomaliyi tanımlayan vektörleri Şekil 3.11'de çizilerek gösterilmiştir. Şekil 3.11 a'da, Şekil 3.11 c' deki bozucu kütleden elde edilen tipik bir manyetik anomali görülmektedir. Manyetik anomali vektörel olarak Şekil 3.11 b' deki büyüklüklerden ortaya çıkmaktadır. Buna göre bir ölçü noktasında dört adet vektör tanımlanabilir. Bunlardan yer manyetik alanının toplam alan vektörü, kütleyi indükleme yoluyla mıknatıslayan vektördür. Her bir ölçü noktasında bu vektörün doğrultusunun değişmediği varsayılırsa, kütlenin mıknatıslanma vektörü ile toplam alan vektörü arasındaki bileşke vektör, yer manyetik alanının toplam alan vektörüyle, anomalinin toplamından oluşacaktır. Böylece manyetik arama yöntemi uygulamalarında ölçülen büyüklük anomaliyi temsil eden vektörün büyüklüğü olmaktadır.

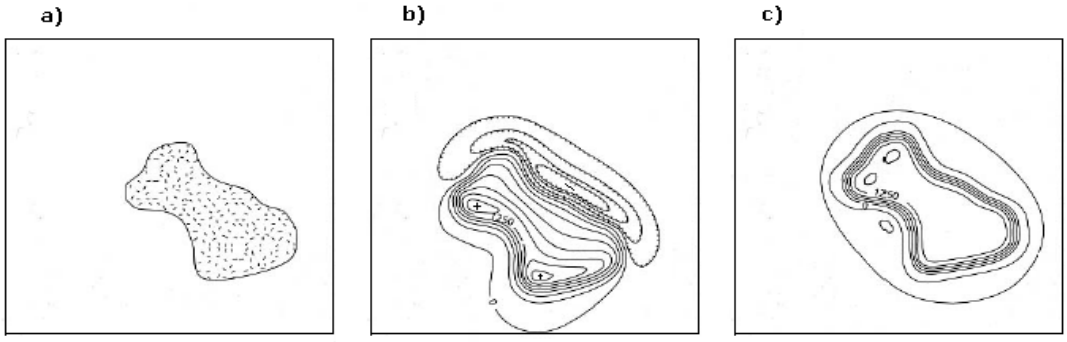


Şekil 3.11: Gömülü ve mıknatıslanabilen bozucu bir kütle üzerinde manyetik anomalinin oluşması. a) Manyetik anomali b) Profil boyunca ölçü noktalarında tanımlanan vektörel bileşenler c) Bozucu kütle ve mıknatıslanma alanı içerisindeki manyetik indüksiyon çizgileri.

3.8.2. Manyetik anomali verilerinin kutba indirgenmesi

Yer manyetik alanı doğrultusunda indüklenen kütleler üzerinde ölçülen anomaliler bu doğrultunun düşey olması (inklinasyon açısı 90°) olması durumunda daha basit bir şekle sahip olur. Bu durumda gözlemsel yorumlama kolaylaşır. Çünki, kaynağın geometrik özelliklerinden başka manyetik alan doğrultusu; yani inklinasyon açısı anomaliyi etkilemektedir. İnklinasyon açısının 90° den farklı olması durumunda anomali ile kaynak arasında faz kayması meydana gelir. Bu durumda ölçülen anomalinin, inklinasyon açısının 90° olması durumundaki değişiminin hesaplanması gerekir. Bu işleme 'kutba indirgeme' adı verilir.

Şekil 3.12 deki örnekte inklinasyon açısının 60° ve 90° (kutba indirgenmiş) olması durumunda anomali haritasının nasıl değiştiği görülmektedir. Kutba indirgeme işlemi ile anomali ve kaynak arasındaki faz kayması giderilmiş olmaktadır. Başka bir deyişle kutba indirgenmiş anomali, kaynağa odaklanarak elde edilmiştir.



Şekil 3.12: a) Kaynak model sınırları b) İnklinasyon açısının 60° olması durumunda ölçülen dipolar özellikli manyetik anomali haritası c) Kutba indirgeme işlemi ile hesaplanan manyetik anomali haritası (Kearey ve Brooks, 2002'den değiştirilerek çizilmiştir).

Kutba indirgeme işlemi için Poisson ilişkisinden yararlanılabilir. Poisson ilişkisi gravite potansiyeli ile manyetik potansiyel ve manyetik alan şiddeti arasındaki ilişkiyi tanımlar. Manyetik potansiyel V ve gravite potansiyeli U olmak üzere Poisson ilişkisi

$$V = -\frac{I}{G\rho}\frac{\partial U}{\partial t} \tag{3.16}$$

olarak tanımlanır. Burada G gravite sabiti, ρ yoğunluk, t mıknatıslanma doğrultusudur. Manyetik alan şiddeti ise manyetik potansiyelin türevinden bulunur. Bu durumda,

$$\Delta T = -\frac{\partial V}{\partial s} = \frac{I}{G\rho}\frac{\partial^2 U}{\partial s \partial t} \tag{3.17}$$

yazılır. Burada s, yer manyetik alan doğrultusudur. Örneğin, yer manyetik alan doğrultusu ve mıknatıslanma doğrultusu, düşey doğrultuda olduğunda manyetik alanın düşey bileşeni

$$T_z = \frac{I}{G\rho}\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \tag{3.18}$$

olarak elde edilir.

ΔT manyetik anomali haritasından kutba indirgenmiş verilerin hesaplanması için, öncelikle ΔT anomali haritasının iki boyutlu Fourier dönüşümü alınır. Bu işlem

$$S^T(m,n) = \sum_{k=0}^{N-1}\sum_{l=0}^{N-1}\Delta T(k,l)e^{-\frac{2\pi i}{N}(km+\ln)} \tag{3.19}$$

eşitliğiyle verilir. Burada N veri sayısıdır. Kutba indirgenmiş veriler ise

$$\Delta T_{kut}(k,l) = \frac{1}{N^2}\sum_{m=o}^{N-1}\sum_{n=0}^{N-1}S_{kut}^T(m,n)e^{\frac{2\pi i}{N}(km+\ln)} \tag{3.20}$$

eşitliğinden bulunur. Burada S_{kut}^T ,

$$S_{kut}^T = S^T(m,n)\frac{m^2+n^2}{[i(a_0 m+b_0 n)+c_0\sqrt{m^2+n^2}][i(a_m m+b_m n)+c_m\sqrt{m^2+n^2}]} \tag{3.21}$$

eşitliğiyle verilir (Militzer ve Weber, 1984). Son bağıntıda geçen a,b ve c terimleri doğrultu kosinüsleri olup,

$$a_{0,m} = \cos I_{0,m} \cos D_{0,m} \tag{3.22}$$

$$b_{0,m} = \cos I_{0,m} \sin D_{0,m} \tag{3.23}$$

ve

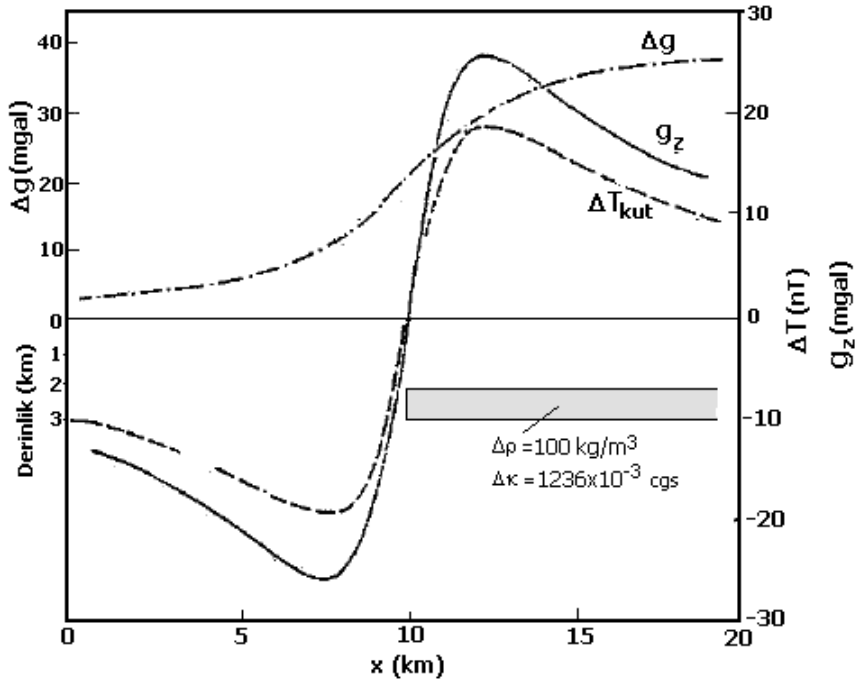
$$c_{0,m} = \sin I_{0,m} \tag{3.24}$$

eşitlikleriyle verilir.

Şekil 3.13' de yatay yarı sonsuz tabaka modeli için, modelin Δg gravite anomalisi, birinci düşey türev eğrisi ($\partial g / \partial z$) ve kutba indirgenmiş manyetik anomalisi (ΔT_{kut}) karşılaştırılmaktadır. Profil için kutba indirgenmiş veriler Poisson ilişkisine göre,

$$\Delta T_{kut} = \frac{xT_0}{G\rho} \frac{\partial g}{\partial z} \tag{3.25}$$

eşitliğinden hesaplanır. Gravitenin birinci düşey türevi ile kutba indirgenmiş manyetik anomalinin beklendiği gibi birbirine benzediği gözlenmektedir.



Şekil 3.13: Yarı sonsuz levha modeli üzerinde gravite anomalisi (Δg), gravite anomalisinin birinci düşey türevi (Δg_z) ve birinci düşey türevden hesaplanan kutba indirgenmiş manyetik anomali verisi (ΔT_{kut}) (Militzer ve Weber, 1984).

3.8.3. Jeolojik sınırların görüntülenmesi

Manyetik anomali haritaları, geometrileri, derinlikleri ve süseptibiliteleri 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 dalga boylu anomalilerin, sığ yapıların anomalilerini maskelemesi, sığ kaynak araştırmalarında önemli bir sorun olmaktadır. Bu amaçla geleneksel olarak rejyonel-rezidüel ayrım teknikleri uygulanabildiği gibi günümüzde yaygın olarak kullanılan bazı güncel görüntüleme teknikleri de kullanılmaktadır. Bunlardan tilt açıları ve ayrık dalgacık dönüşümleri özellikle kontakt veya fay gibi önemli jeolojik süreksizliklerin görüntülenmesinde kullanılmaktadır. Bu tip yapılar anomali haritalarında kısa dalga boylu bileşenler içerirler. Söz konusu yöntemlerle bu bileşenlerin etkin bir şekilde ortaya çıkarılması amaçlanır.

3.8.3.1. Manyetik anomalilerin tilt açıları ve model uygulamalar

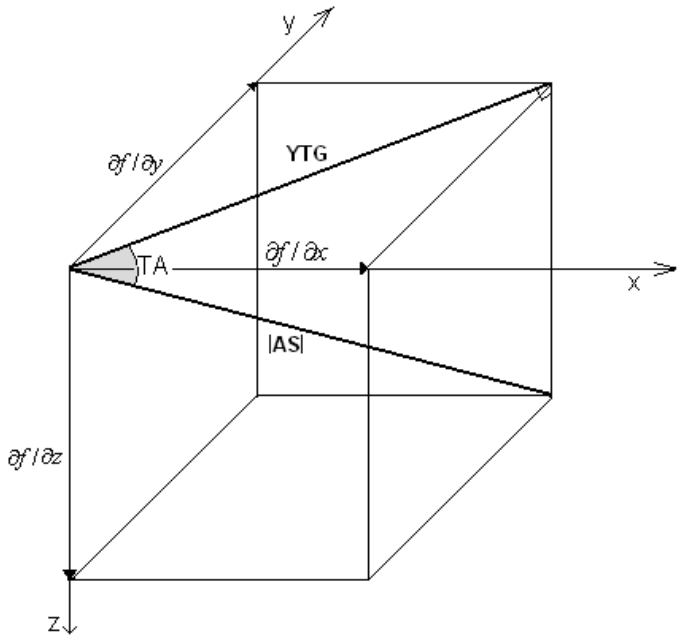
Tilt açıları veya tilt türevleri bir faz filtresi olarak da tanımlanabilir (Miller ve Singh, 1994). Verduzco ve diğ. (2004) harita verileri için tilt açısını,

$$\text{Tilt Açısı} = \tan^{-1}\left(\frac{\partial f / \partial z}{YTG}\right) \tag{3.26}$$

olarak vermiştir. Burada YTG,

$$YTG = \sqrt{(\partial f/\partial x)^2 + (\partial f/\partial y)^2} \tag{3.27}$$

olarak yatay türevlerin genliği şeklinde ifade edilir. f alanı manyetik verileri temsil ettiğinde $\partial f / \partial z$ manyetik anomalinin birinci düşey türevini, $\partial f / \partial x$ ve $\partial f / \partial y$ ise x ve y doğrultulu yatay türevleri gösterir. (3.26) 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 3.14: Tilt açısının (TA) geometrik gösterimi. $\partial f / \partial z$ düşey türev, $\partial f / \partial x$ ve $\partial f / \partial y$ ise x ve y doğrultulu yatay türevlerdir. YTG, yatay türev genliği ve AS, analitik sinyaldir .

Tilt açıları ile çizgisel anomali kaynaklarının sınırlarının görüntülenmesi ve derinlikleri hesaplanabilmektedir. Bu amaçla Salem ve diğ. (2007), yarı sonsuz kontakt modeline dayalı bir yöntem geliştirmiştir. Derinliği z_0 , yatay konumu x_0 olmak üzere (Şekil 3.15) yarı sonsuz kontağın manyetik yatay ve düşey türev bağıntıları Nabighian (1972) tarafından sırasıyla,

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 2kTc \sin d \frac{z_0 \cos(2I - d - 90) + (x - x_0)\sin(2I - d - 90)}{(x - x_0)^2 + z_0^2} \tag{3.28}$$

ve

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 2kTc \sin d \frac{(x - x_0)\cos(2I - d - 90) - z_0 \sin(2I - d - 90)}{(x - x_0)^2 + z_0^2} \tag{3.29}$$

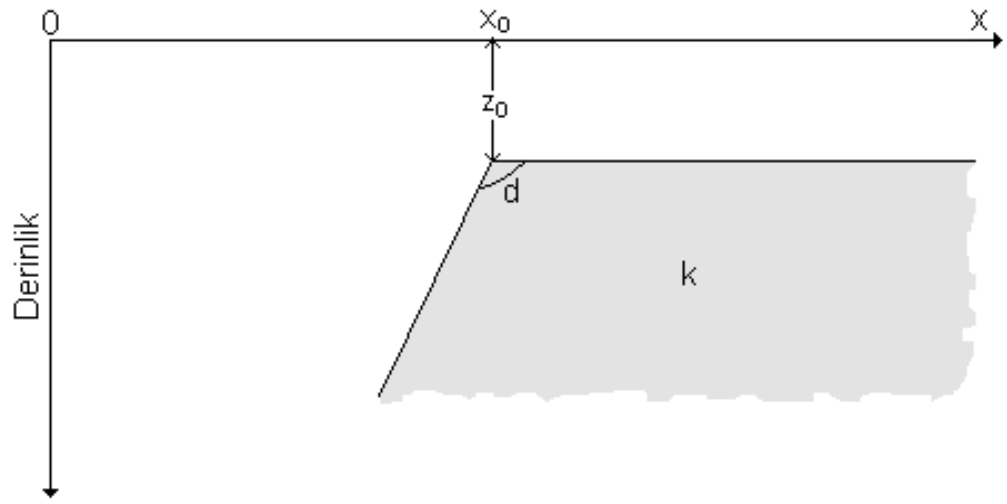
olarak verilmiştir. Burada k, kontağın süseptibilite kontrastı, d kontağın eğim açısı, T yer manyetik alan şiddetidir. c terimi ise

$$c = 1 - \cos^2 i \sin^2 D \tag{3.30}$$

olarak tanımlanır. D açısı manyetik sapma açısı, i ise yer manyetik alanının inklinasyon açısıdır. (3.28) ve (3.29) no'lu bağıntılarda yer alan I terimi ise etkin inklinasyon açısıdır ve

$$\tan I = \tan i / \cos D \tag{3.31}$$

eşitliğinden bulunur.



Şekil 3.15: Yarı sonsuz kontakt modeli ve parametreleri

Yarı sonsuz kontakt modelinin düşey atımlı ve efektif inklinasyon açısının da düşey olması durumunda (3.28) ve (3.29) no'lu bağıntılar basitçe,

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 2kFc\frac{z_0}{(x-x_0)^2 + z_0^2} \tag{3.32}$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 2kFc\frac{(x-x_0)}{(x-x_0)^2 + z_0^2} \tag{3.33}$$

eşitliklerine dönüşür. İki boyutlu yapılar için $\partial f/\partial y = 0$ olacağından (3.26) nolu tilt açısı bağıntısı,

$$\text{Tilt Açısı} = \tan^{-1}\left(\frac{\partial f/\partial z}{\partial f/\partial x}\right) \tag{3.34}$$

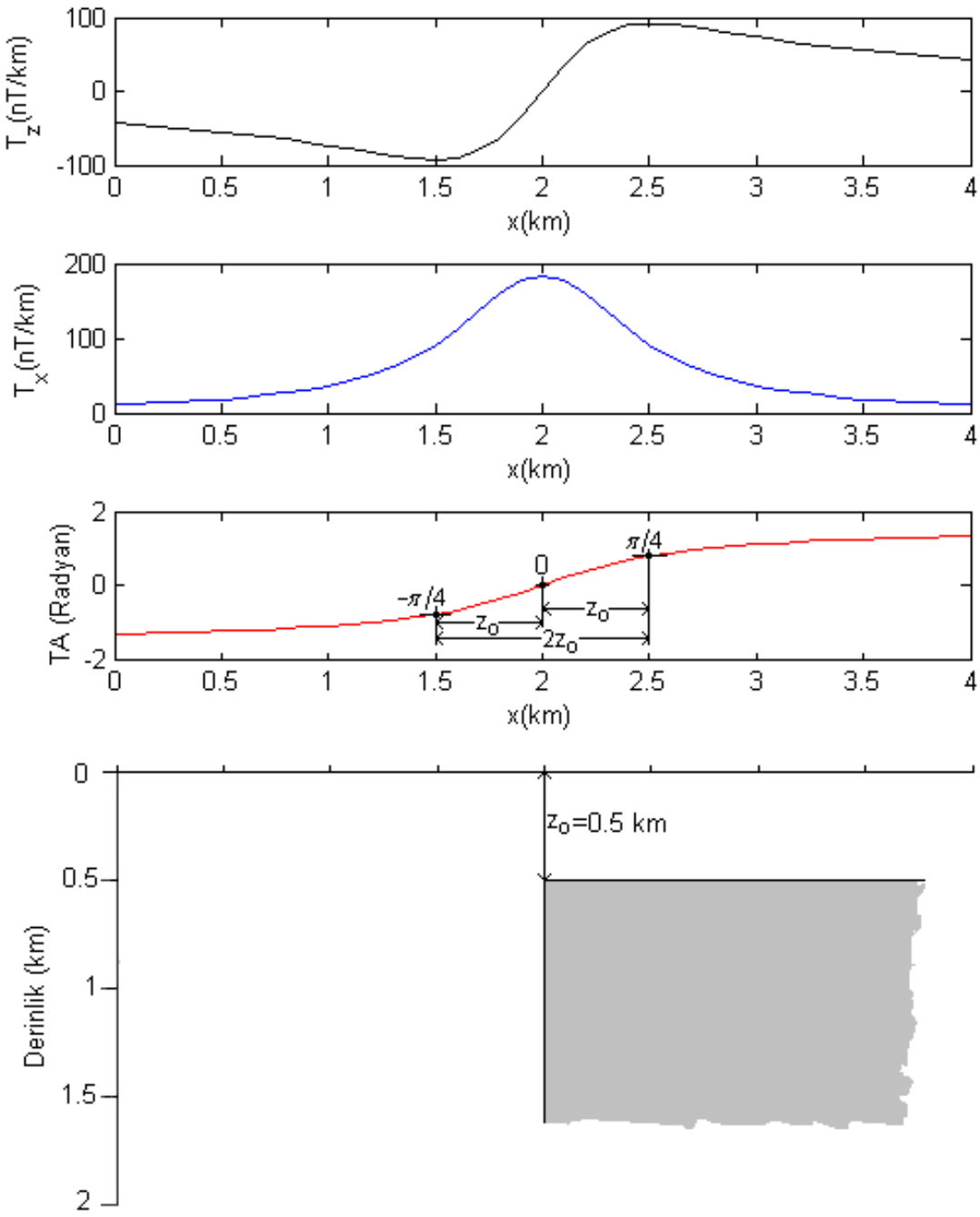
eşitliğine indirgenir. (3.32) ve (3.33) no'lu bağıntılar (3.34)'de yerine yazılırsa,

$$\text{Tilt Açısı} = \tan^{-1}\left(\frac{x - x_0}{z_0}\right) \tag{3.35}$$

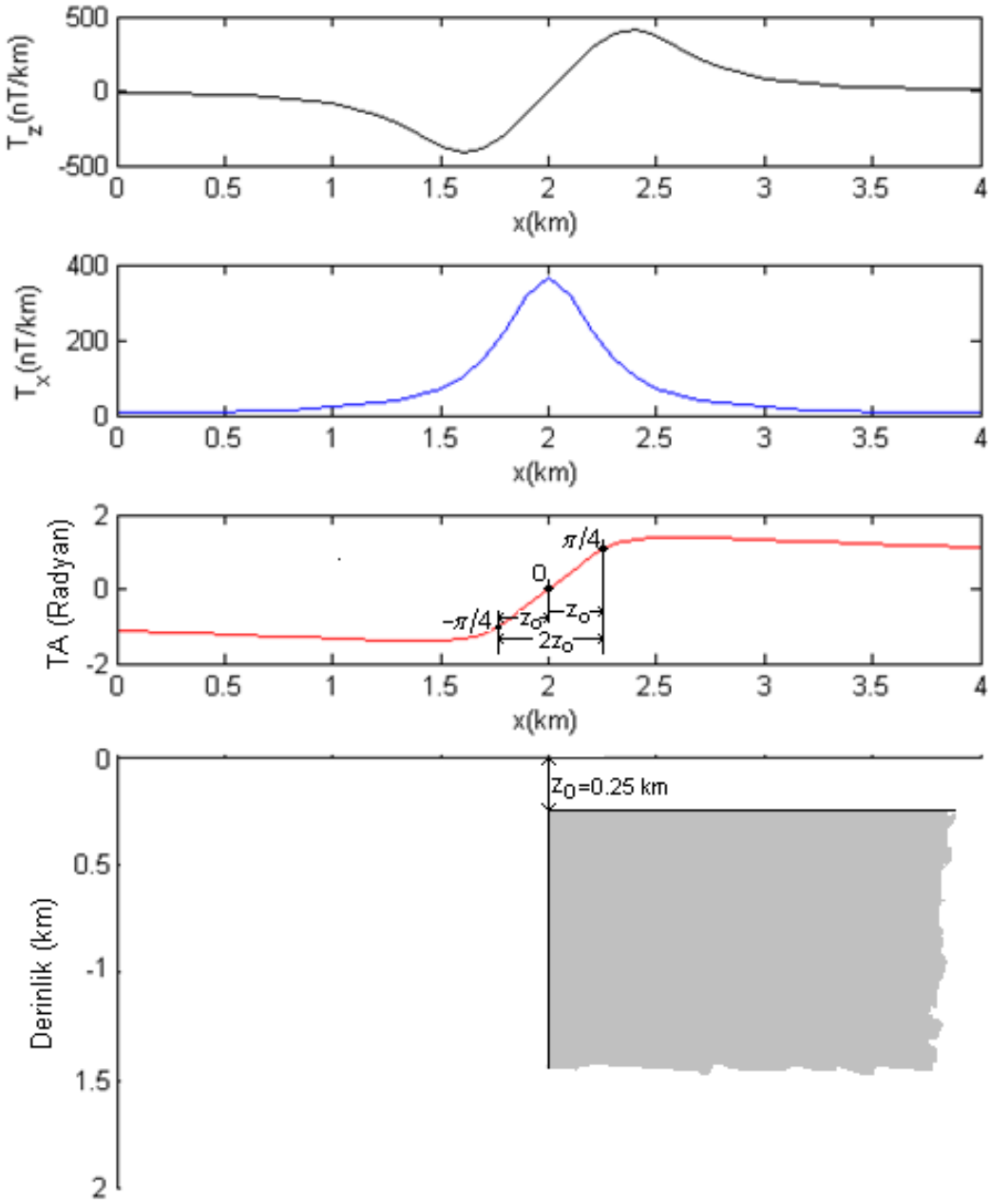
elde edilir (Salem ve diğ. 2007). Bu bağıntı yarı sonsuz düşey kontakt modeli için, modelin yatay konumu (x_0) ve derinlik (z_0) parametrelerinin hesaplanmasında bir yöntem sunar. Bu yönteme göre, (3.35) bağıntısının bir özelliği olarak, tilt açısının 0 değeri $x = x_0$ gözlem noktasında elde edilir. 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. (3.35) bağıntısında $x - x_0 = z_0$ için, tilt açısı $= +\pi/4$ ve $x - x_0 = -z_0$ olması durumunda tilt açısı $= -\pi/4$ 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 kontağın yatay konumunu ve derinliğini belirlemedeki etkinliği model çalışmalarıyla ile test edilmiştir.

Birinci model çalışmasında yapının yatay konumu $x_0 = 2\,\text{km}$ ve derinliği $z_0 = 0.5\,\text{km}$ olarak kabul edilmiştir. (3.32) ve (3.33) nolu bağıntılardan yatay ve düşey türev eğrileri, (3.34)'den tilt açısı eğrisi hesaplanarak çizilmiştir (Şekil 3.16). 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 0.5 km olarak kaynak derinliğini vermiştir. Aynı değer $+\pi/4$ veya $-\pi/4$ değerlerinin 0 değerine olan uzaklığından da belirlenmiştir.

İkinci model çalışmasında yapının yatay konumu $x_0 = 2\,\text{km}$ ve derinliği $z_0 = 0.25\,\text{km}$ olarak kabul edilmiştir. Düşey ve yatay türev eğrileri ve tilt açısı eğrisi hesaplanarak Şekil 3.17'de çizilmiştir. Birinci model çalışmasında yapıldığı gibi, bu modelde de kritik genlikler ve uzaklıklar tilt açısı eğrisi üzerinde gösterilmiştir. Bu uzaklıklardan kaynak derinliği tam olarak ($z_0 = 0.25\,\text{km}$) bulunmuştur.



Şekil 3.16: z_0=0.5 km derinliğinde yarı sonsuz düşey kontakt modeli üzerinde manyetik tilt açısı uygulaması. T_z düşey türev, T_x yatay türev ve tilt açısı eğrisidir. Tilt açısı eğrisinin sıfır değeri tam kontakt sınırı üzerindedir. $-\pi/4$ ve $+\pi/4$ genlikleri arasındaki uzaklığın yarısı veya 0 ile $\pm\pi/4$ genlikleri arasındaki uzaklığın kaynak derinliğini (z_0=0.5 km) vermiştir.

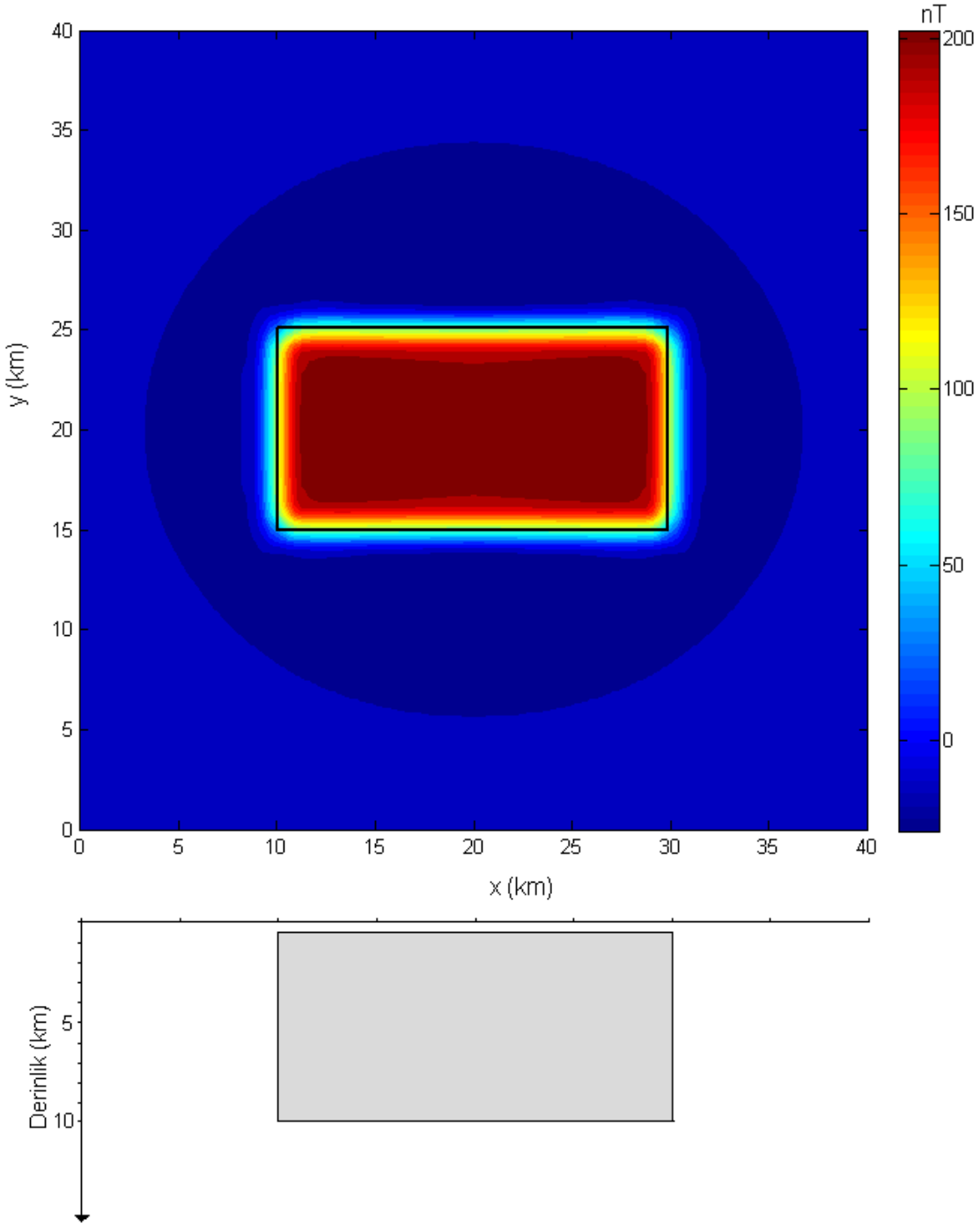


Şekil 3.17: z_0=0.25 km derinliğinde yarı sonsuz düşey kontakt modeli üzerinde manyetik tilt açısı uygulaması. T_z düşey türev, T_x yatay türev ve TA tilt açısı eğrisidir. Tilt açısı eğrisinin sıfır değeri tam kontakt sınırı üzerindedir. $-\pi/4$ ve $+\pi/4$ genlikleri arasındaki uzaklığın yarısı veya 0 ile $\pm\pi/4$ genlikleri arasındaki uzaklığın kaynak derinliğini (z_0=0.25 km) vermiştir.

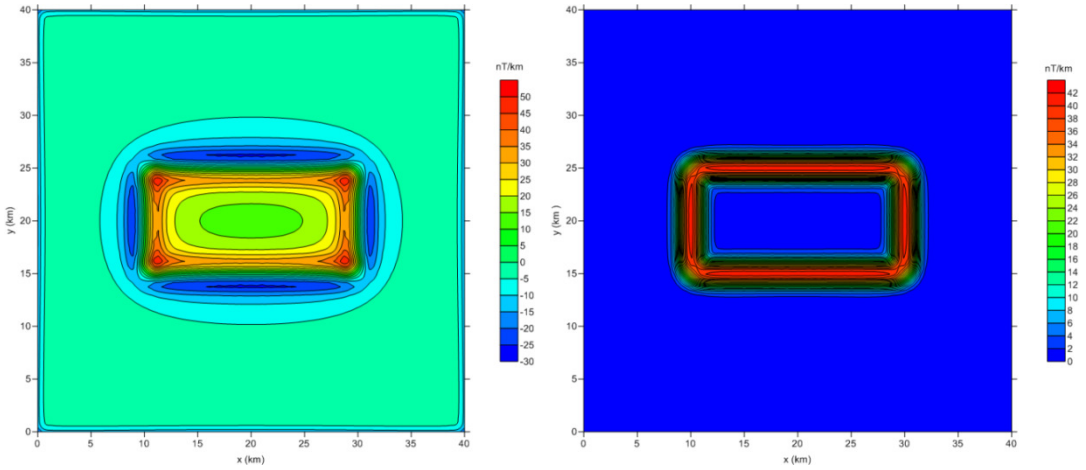
Bilindiği gibi yarı sonsuz kontakt modeli iki boyutludur ve bu nedenle teorik olarak anomali haritası hesaplanamaz. Tilt açısı tekniğinin harita verilerindeki etkinliğini test etmek için düşey prizma modelleri kullanılabilir. Prizmatik kütlelerin manyetik anomalileri Rao ve Babu (1993) tarafından verilen bir algoritma kullanılarak hesaplanabilir. Yarı sonsuz kontakt sınırlarını yaklaştırmak için düşey prizmaların alt yüzey derinlikleri çok derinde (10 km gibi) alınmalıdır. Bu durumda prizmanın üst yüzey sınırları kontakt sınırları gibi davranmaktadır. Daha önce anlatıldığı gibi tilt açısı tekniği yarı sonsuz kontakt modelinin düşey atımlı olması, mıknatıslanmanın düşey doğrultuda olması ve kalıntı mıknatıslanmanın ihmal edilmesi durumunda geliştirilmiştir. Düşey doğrultuda prizma modelleri için bu koşulları sağlamak amacıyla mıknatıslanmanın inklinasyon açısı 90° alınmıştır.

Birinci model çalışmasında prizma üst yüzey derinliği 0.5 km' dir. Prizmanın üst ve dik kesit görünümü Şekil 3.18'de verilmektedir. Toplam alan manyetik anomalisi haritası beklendiği gibi simetrik özelliktedir. Şekil 3.19'da, anomali haritasından sayısal yolla hesaplanan birinci düşey türev ve YTG haritaları görülmektedir. YTG hesaplamalarında gerekli olan sayısal birinci yatay türevler, Blakely (1995) tarafından verilen FFT yöntemiyle bulunmuştur.

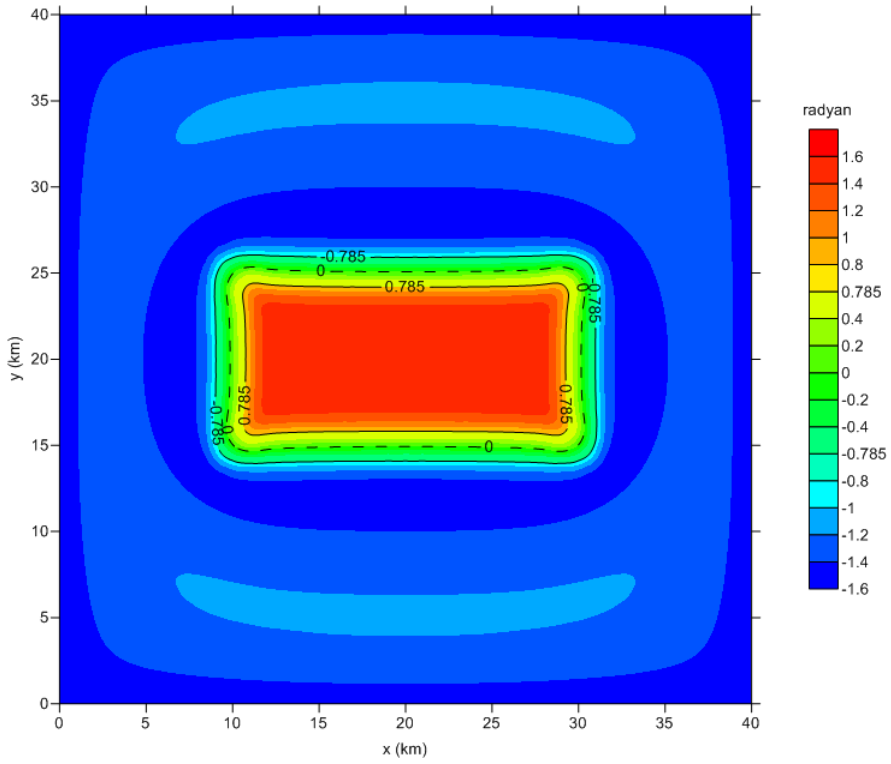
YTG haritasının maksimumlarının kaynak sınırlarını görüntülediği gözlenmektedir. Şekil 3.20'deki tilt açısı haritasında sıfır konturu prizma üst yüzey sınırlarını başarılı bir şekilde görüntülemiştir. Üst sınır derinliğinin kestiriminde $+\pi/4$ ve $-\pi/4$ konturları arasındaki uzaklığın yarısı veya 0 ile $+\pi/4$ ya da $-\pi/4$ konturları arasındaki uzaklık üst sınır derinliğini 0.5 km olarak vermiştir.



Şekil 3.18: Üst derinliği 0.5 km, alt derinliği 10 km, mıknatıslanma doğrultusunun eğim açısı 90°, sapma açısı 0° ve mıknatıslanma şiddeti 46 A/m olan prizmatik modelin toplam alan anomalisi haritası. Düz çizgiler prizmanın sınırlarıdır (üst şekil). Prizmanın dik kesit görünümü (alt şekil).

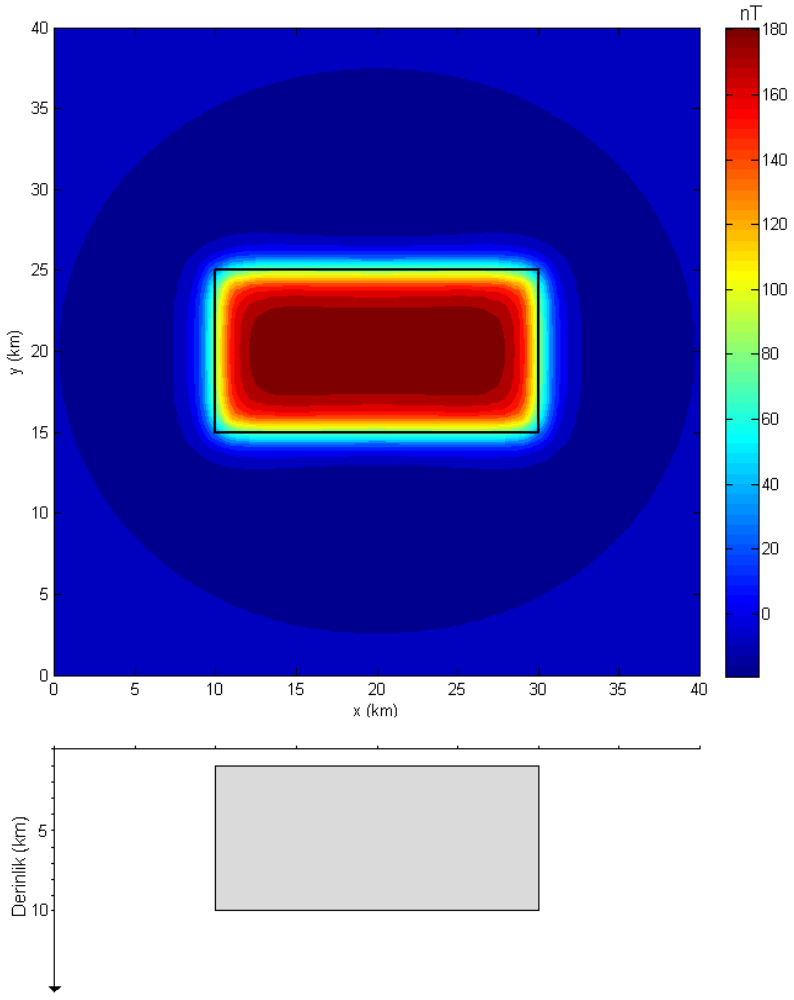


Şekil 3.19: Şekil 3.21'den hesaplanan birinci düşey türev (solda) ve yatay türev genlik haritası (sağda)

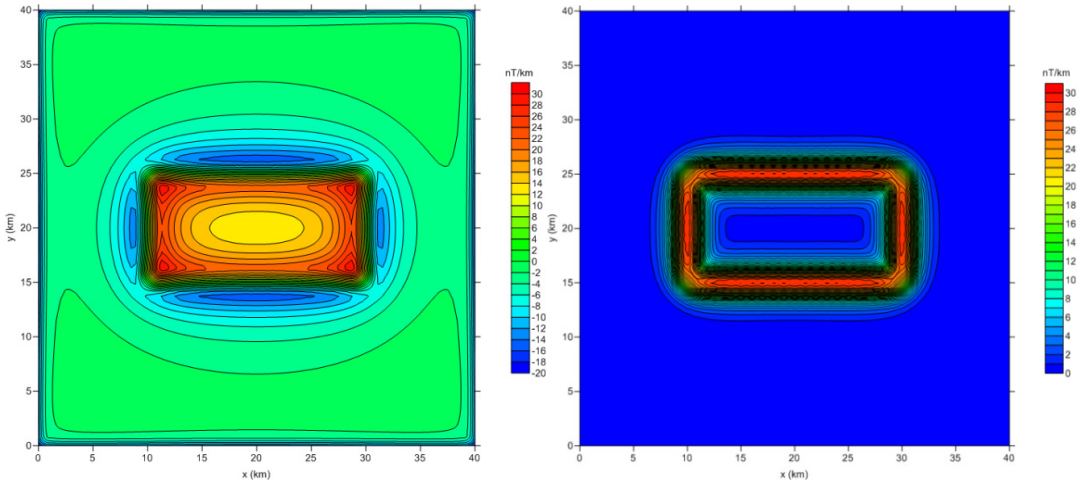


Şekil 3.20: Prizmatik modelin tilt açısı haritası. Kesikli çizgiler 0 radyan değerleridir. Tilt açısının 0 konturları prizmanın üst sınırlarını görüntüle $-\pi/4$ ve $+\pi/4$ konturları arasındaki uzaklığın yarısı veya 0 ve $+\pi/4$ veya $-\pi/4$ konturları arasındaki uzaklık kaynak derinliğini (0.5 km) vermektedir.

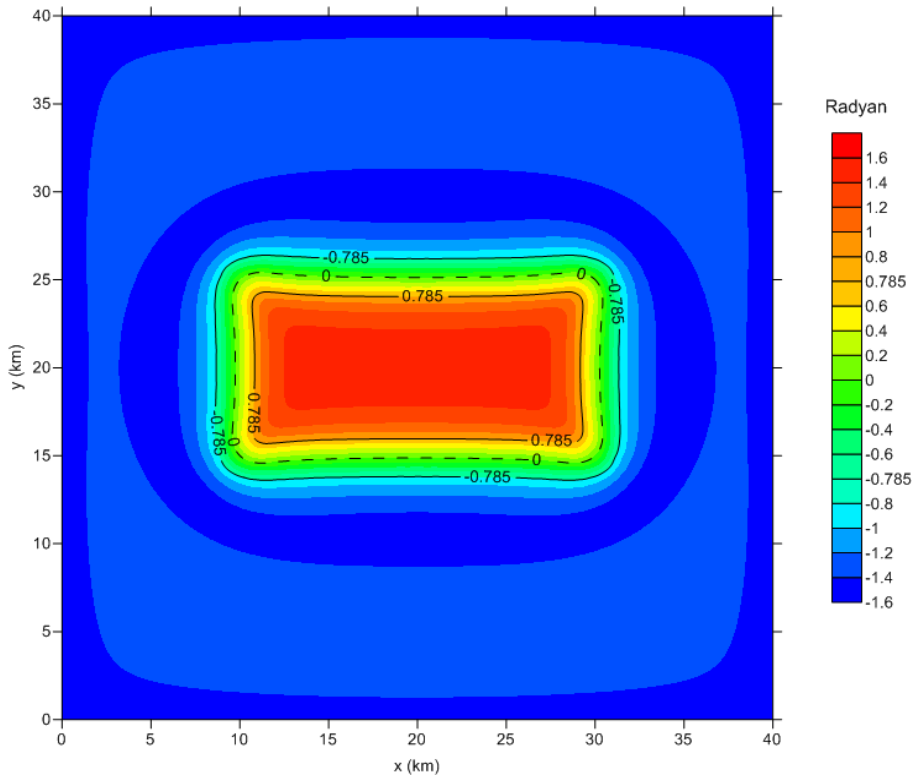
İkinci prizma modelinde ise prizmanın üst yüzey derinliği 1 km olarak alınmıştır. Birinci modelde olduğu gibi mıknatıslanma doğrultusu düşeydir (inklinasyon=90°). Modelin toplam alan manyetik anomali haritası Şekil 3.21'de çizilmiştir. Düşey türev ve YTG haritaları ise Şekil 3.22'de çizilerek gösterilmiştir. YTG'nin maksimumlarının kaynak sınırlarını görüntülediğine dikkat edilmelidir. Şekil 3.23'deki tilt açısı haritasında ve sıfır konturu kaynak sınırlarının tam üzerinde yer almaktadır. $+\pi/4$ ve $-\pi/4$ konturları arasındaki uzaklığın yarısı üst derinliğini (1 km) başarılı bir şekilde vermektedir. Ayrıca aynı derinlik bilgisi 0 ve $+\pi/4$ veya $-\pi/4$ konturları arasındaki uzaklıktan da bulunabilmektedir.



Şekil 3.21: Üst derinliği 1 km, alt derinliği 10 km, mıknatıslanma doğrultusunun eğim açısı 90°, sapma açısı 0° ve mıknatıslanma şiddeti 46 A/m olan prizmatik modelin toplam alan anomalisi haritası. Düz çizgiler prizmanın sınırlarıdır (üst şekil). Prizmanın dik kesit görünümü (alt şekil).



Şekil 3.22: Şekil 3.24'den hesaplanan birinci düşey türev (solda) ve yatay türev genlik haritası (sağda).



Şekil 3.23: Prizmatik modelin tilt açısı haritası. Kesikli çizgiler 0 radyan değerleridir.tilt açısının 0 konturları prizmanın üst sınırlarını görüntüler. $-\pi/4$ ve $+\pi/4$ konturları arasındaki uzaklığın yarısı veya 0 ve $+\pi/4$ veya $-\pi/4$ konturları arasındaki uzaklık kaynak derinliğini (1 km) vermektedir.

3.8.3.2. Ayrık dalgacık dönüşümü ve model uygulamalar

Dalgacık dönüşümü, durağan olmayan sinyallerin analizinde kullanılan ve sinyali farklı ölçeklerdeki çözünürlük seviyelerinde tek bir fonksiyona genişleterek ayrıştıran, önemli bir yöntemdir. Dalgacık dönüşümünde bir sinyalin aynı anda hem uzunluk hem de dalga sayısı bilgisi elde edilmektedir. Bunun sonucu olarak sinyal özellikleri ayrıntılı olarak ortaya çıkartılmakta ve sistem analizleri hassas bir şekilde yapılabilmektedir.

Ayrık dalgacık dönüşümü tekniğinde bir $f(x)$ sinyalinin dalgacık dönüşümü ortogonal özellikli ana dalgacık fonksiyonları kullanılarak, ölçek-uzunluk ortamında farklı ölçeklerde gerçekleştirilir (Mallat, 1989).

$$w(a,b) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x)\psi_{a,b}(x)dx \tag{3.36}$$

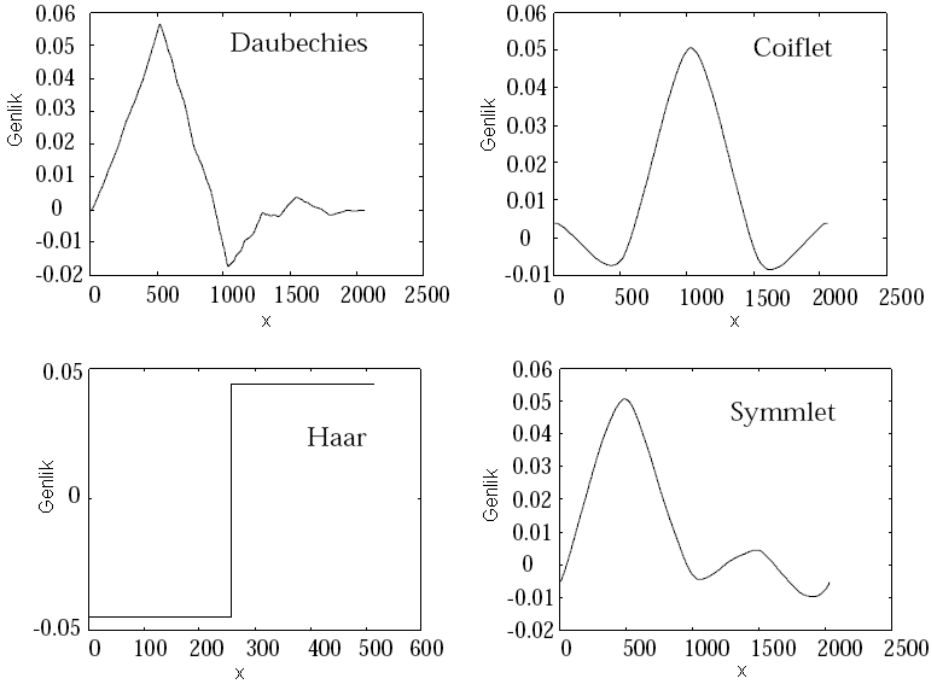
Burada $\psi_{a,b}$ dalgacığı,

$$\psi_{a,b}(x) = \frac{1}{\sqrt{a}}\psi\left(\frac{x-b}{a}\right) \tag{3.37}$$

olarak tanımlanır. Bu dalgacık aynı zamanda, ana dalgacık fonksiyonu veya analiz eden dalgacık olarak bilinir. Dalgacığın a ve b parametreleri, sırasıyla ölçekleme ve konum (kayma) parametreleridir. (3.36) eşitliğinde, farklı ölçeklerde ana dalgacık fonksiyonu ile $f(x)$ sinyalinin konvolüsyonundan bu sinyalin ölçek-konum (uzunluk) ortamına dönüşümü yapılabilir. Eğer *a* ve *b* parametreleri ayrık değerler almışsa, bu dönüşüm ayrık dalgacık dönüşümü; aksi takdirde sürekli dalgacık dönüşümü olarak tanımlanır.

Bir sinyalin dalgacık dönüşümü yapılırken, dönüşüm için seçilen ana dalgacık fonksiyonunun, sinyalin karakteristik özelliklerini ortaya çıkarması gerekir. Özellikle sinyalin hızlı değişimlerinin olduğu kesimlerinde bu özelliğin uzunluk-ölçek ortamında ayrıntılı bir şekilde görüntülenmesi gerekir. Dalgacık dönüşümünde ana dalgacık fonksiyonunun seçimi için standart bir yöntem yoktur. Sinyalin ayrıntılarına odaklayacak şekilde çözümler sunan dalgacık fonksiyonu ana dalgacık fonksiyonu

olarak seçilebilir. Çok sayıda ana dalgacık fonksiyon grubu bulunmaktadır. Bunlardan en sık kullanılanları Şekil 3.24'de gösterilmiştir.



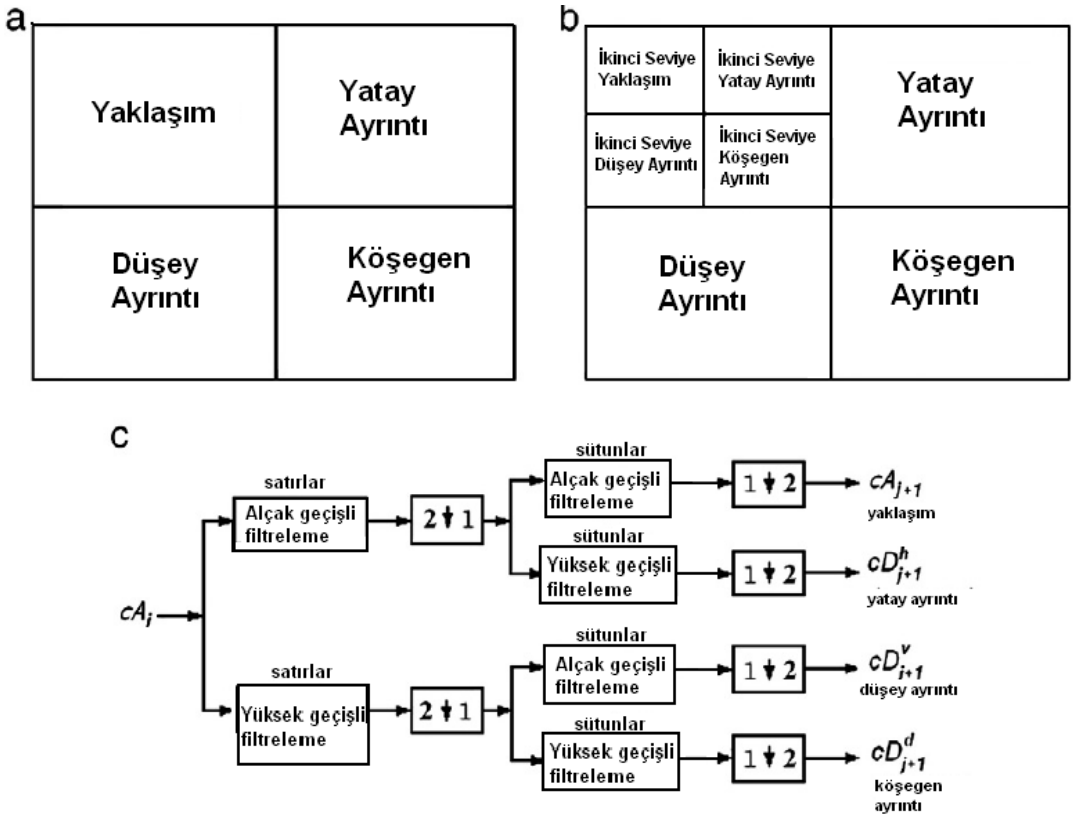
Şekil 3.24: Dalgacık dönüşümünde kullanılan bazı ana dalgacık fonksiyonları (Pan ve diğ., 2008)

Bir anomali haritasının iki boyutlu ayrık dalgacık dönüşümü işlemi şu şekilde yapılır: Öncelikle haritanın satırları ve sütunları boyunca (x ve y profilleri), (3.36) eşitliği kullanılarak bir boyutlu ayrık dalgacık dönüşümleri art arda uygulanır. Bu uygulama çeşitli seviyelerde gerçekleştirilir.

Birinci seviye dönüşümde girdi olarak alınan harita verisi, dört ayrı bileşene ayrılır: Bunlar yatay ayrıntı katsayıları, düşey ayrıntı katsayıları, köşegen ayrıntı katsayıları ve yaklaşık sinyaldir. Yaklaşık sinyalin, orijinal harita verisiyle uyumlu olması, dalgacık katsayılarının güvenilirliğini gösterir. Bu arada, her bir bileşenin boyutu orijinal görüntünün boyutundan iki kat daha küçük olmaktadır (Şekil 3.25 a).

İkinci seviye ayrık dalgacık dönüşümü, bu sefer birinci seviyede bulunan yaklaşık sinyalin bu dört bileşene yeniden ayrıştırılması şeklinde yapılır (Şekil 3.25 b). Daha yüksek seviyeler için bu adımlar istenilen seviyeye ulaşılıncaya kadar sürdürülür.

Şekil 3.25 c, bu işlemin j+1. seviyedeki adımlarını gösterir. Buna göre iki boyutlu ayrık dalgacık dönüşümü j. seviyeden j+1. seviyeye kadar uygulanır. j+1. seviyede dört adet alt görüntü elde edilir. Birinci alt görüntü cA_{j+1}, art arda yatay ve düşey boyutlarda alçak geçişli filtre işlemi ile elde edilir (yaklaşık ayrıntı katsayıları). İkinci alt görüntü cD^h_{j+1}, düşey yönlü yüksek geçişli filtrelenmiş verilere yatay yönlü alçak geçişli filtre uygulandıktan sonra elde edilir (yatay ayrıntı katsayıları). Üçüncü alt görüntü cD^v_{j+1} düşey yönlü alçak geçişli filtre verisine yatay yönlü yüksek geçişli filtre uygulanarak elde edilir (düşey ayrıntı katsayıları). Son olarak cD^d_{j+1}, yatay ve düşey yönlü yüksek geçişli filtreler art arda uygulanarak belirlenir (köşegen ayrıntı katsayıları).



Şekil 3.25: Ayrık dalgacık dönüşümünün şematik gösterimi. a) Birinci seviye dalgacık dönüşümü. b) İkinci seviye dalgacık dönüşümü. c) İki boyutlu dalgacık dönüşümü ile j. Seviyedeki yaklaşık katsayıların, j+1. seviyedeki dört bileşene (yatay, düşey, köşegen ve yaklaşık katsayılar) ayrıştırılması. c, A ve D sırasıyla dalgacık katsayıları, yaklaşık katsayılar ve ayrıntı katsayılarıdır. Oklar, boyutları 2 kat küçültülmüş alt örneklemeleri temsil eder. (Oruç ve Selim, 2011)

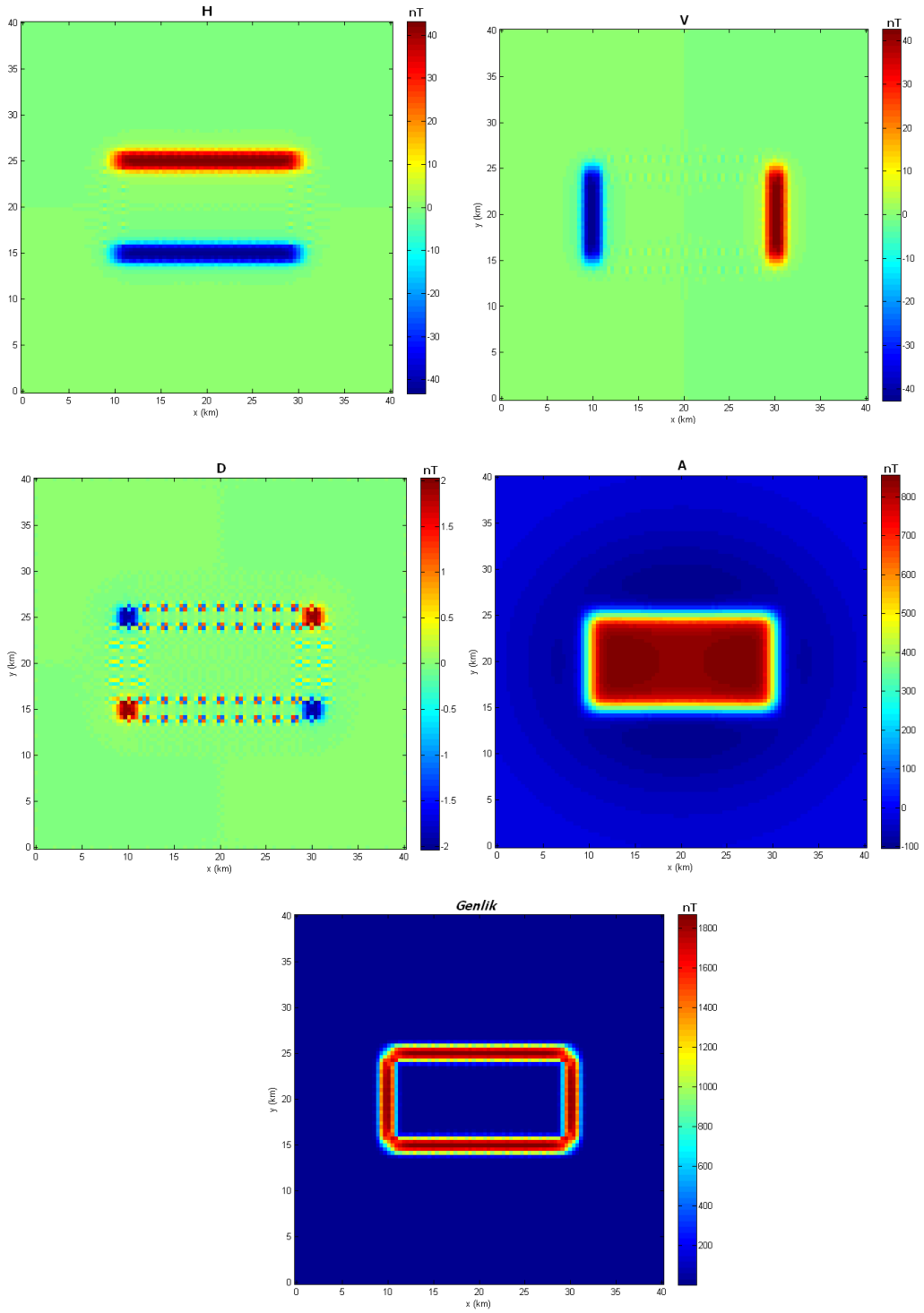
Tilt açıları uygulamasında ele alınan Şekil 3.18 ve Şekil 3.21'deki prizma anomalileri, iki boyutlu ayrık dalgacık dönüşümü tekniğinde de ele alınacaktır. Böylece tekniğin, prizma üst sınırlarını görüntülemedeki etkinliği araştırılacaktır. Prizmaların manyetik anomali haritalarının dalgacık dönüşümleri ikinci seviyede gerçekleştirilmiştir. Ana dalgacık fonksiyonu olarak Şekil 3.24'de gösterilen Haar dalgacığı kullanılmıştır.

Şekil 3.26'da, Şekil 3.18'deki manyetik anomalinin ayrık dalgacık dönüşümü ile ayrıştırılan yatay dalgacık katsayıları (H), düşey dalgacık katsayıları (V), köşegen dalgacık katsayıları (D) ve bu katsayılardan hesaplanan yaklaşık sinyalin (A) görüntüleri elde edilmiştir. Yaklaşık sinyalin Şekil 3.21'deki anomaliye benzerliği, ayrıştırma işleminin başarılı olduğunu gösterir. Yatay ve düşey dalgacık bileşenlerinin maksimum ve minimumları, prizmanın x eksenine ve y eksenine paralel sınırlarını görüntülemiştir. Köşegen bileşeninin maksimum ve minimum değerleri de beklendiği gibi, prizma köşelerini görüntülemede etkilidir. Ayrıca x ve y doğrultularındaki sınırları zayıf da olsa görüntülemiştir. Bu çalışmada, yatay ve düşey ayrıntı katsayılarının genliği de hesaplanmıştır. Bu işlem için basitçe,

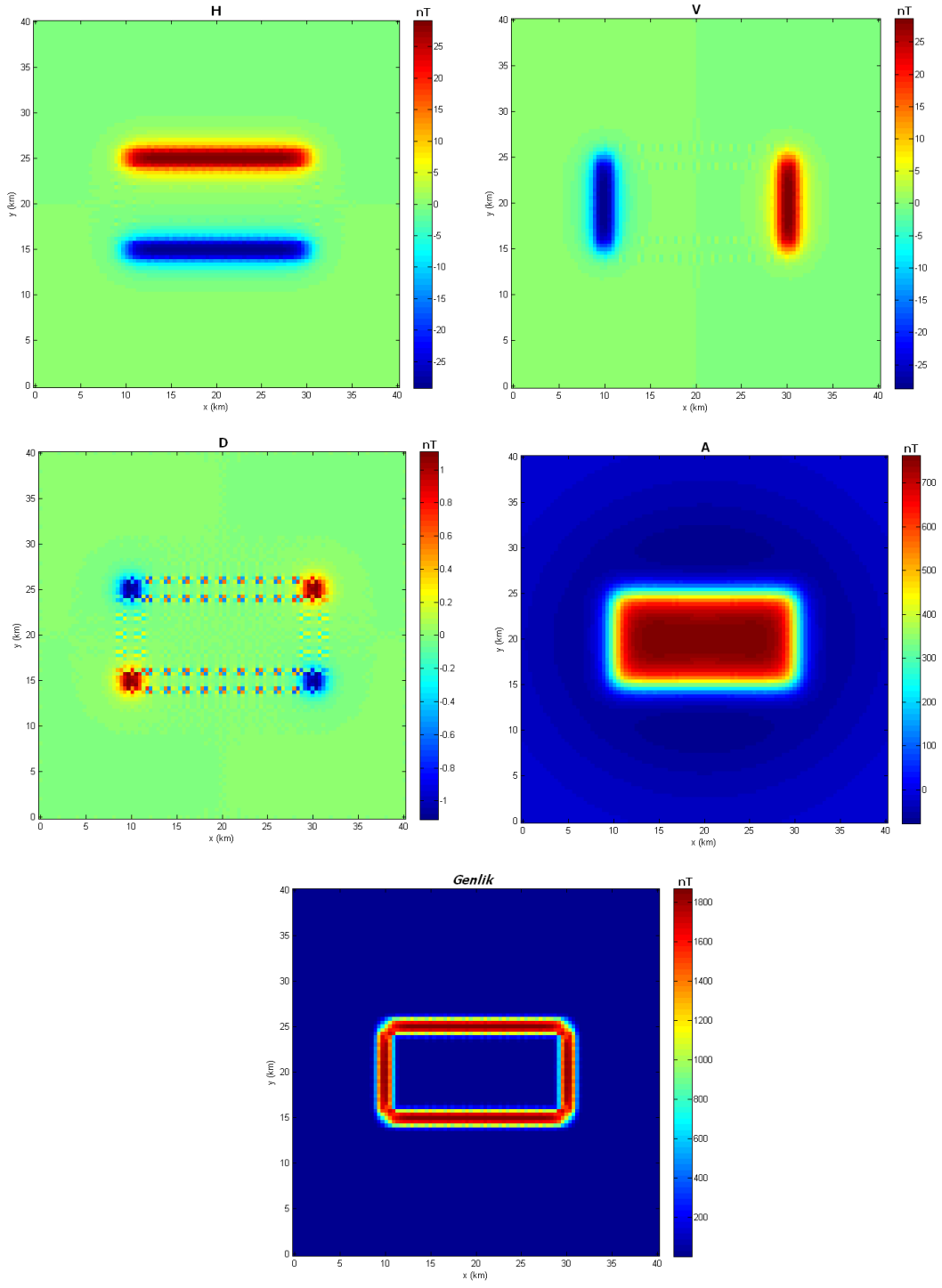
$$Genlik = \sqrt{H^2 + V^2} \tag{3.38}$$

eşitliği kullanılmıştır. Bu bağıntıda, her iki bileşenden elde edilen sınır bilgileri değerlendirildiği için, maksimum genlik değerleri prizmanın tüm sınırlarını tam olarak görüntülemiştir.

Şekil 3.27'de, Şekil 3.21'deki derin prizmanın manyetik anomalinin ayrık dalgacık dönüşümü ile ayrıştırılan yatay dalgacık katsayıları (H), düşey dalgacık katsayıları (V), köşegen dalgacık katsayıları (D) ve bu katsayılardan hesaplanan yaklaşık sinyalin (A) görüntüleri elde edilmiştir. Yaklaşık sinyalin Şekil 3.21'deki anomaliye benzerliği, ayrıştırma işleminin başarılı olduğunu gösterir. Yatay ve düşey dalgacık bileşenlerinin maksimum ve minimumları, sığ prizmada olduğu gibi bu modelde de sınır görüntülemede başarılıdır. Köşegen bileşenin de, aynı şekilde maksimum ve minimumları prizma köşelerinde tam sonuçlar vermiştir. (3.38) eşitliğinden hesaplanan genlik görüntüsünün maksimumları, sığ prizma modelinde olduğu gibi, tüm sınırları izleyen başarılı sonuçlar vermiştir.



Şekil 3.26: Şekil 3.18'deki anomalinin ayrıştırılmasıyla hesaplanan ikinci seviye ayrık dalgacık dönüşüm bileşenleri ve (3.38)'den hesaplanan genlik görüntüsü. H:Yatay bileşen, V:Düşey bileşen, D:Köşegen bileşen, A:Yaklaşık sinyal.



Şekil 3.27: Şekil 3.21'deki anomalinin ayrıştırılmasıyla hesaplanan ikinci seviye ayrık dalgacık dönüşüm bileşenleri ve (3.38)'den hesaplanan genlik görüntüsü. H:Yatay bileşen, V:Düşey bileşen, D:Köşegen bileşen, A:Yaklaşık sinyal.

4. İZMİT KÖRFEZİ KUZEYİNİN MANYETİK VERİLERİNE UYGULAMA

Bu projede İzmit Körfezinin kuzeyinde 47 km^2 lik (11.75×4 km) bir bölgede manyetik prospeksiyon çalışması yapılmıştır. Çalışmanın amacı bölge içerisindeki jeolojik süreksizliklerin lokasyonlarını ve derinliklerini saptamaktır. Böylece daha önce ayrıntılı manyetik etüt yapılmamış olan bölgenin jeolojik ve tektonik yapısına yönelik çözümler geliştirmektir.

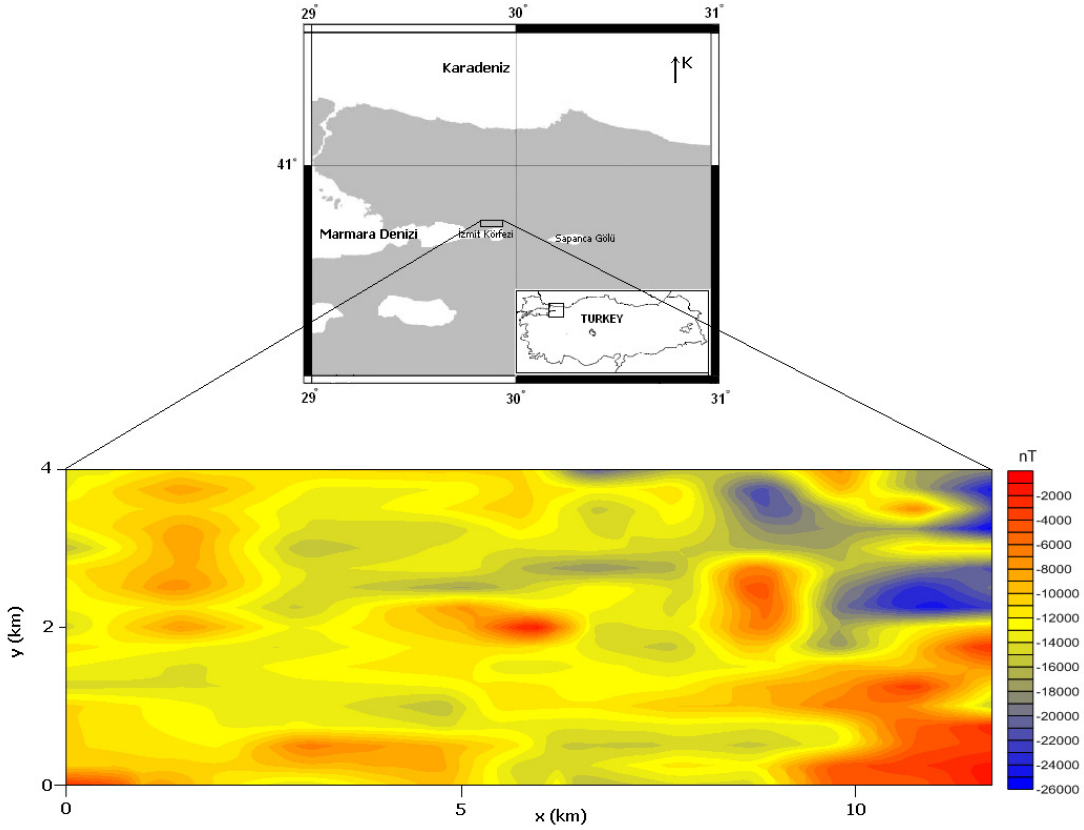
Arazi ölçümlerinde SCINTREX yapımı ENVI-MAG tipi bir toplam alan proton presesyon manyetometresi kullanılmıştır. Ölçümler toplam 147 istasyon noktasında gerçekleştirilmiştir. İstasyon koordinatlarının belirlenmesinde bir GPS aleti kullanılmıştır.

Günlük değişim düzeltmesi Kandilli Rasathanesinden alınan verilere göre yapılmıştır. Daha sonra normal (rejyonal) düzeltme işlemi de uygulanarak sahanın toplam alan anomali haritası oluşturulmuştur. Bu çalışma Kocaeli Üniversitesi araştırma fonu desteği ile 99/47 nolu proje kapsamında Oruç ve diğ., (2011) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Manyetik toplam alan ölçümlerinde bir proton presesyon manyetometresi kullanılmıştır. Manyetometrenin donanımı konsol, sensör ve sensörün ucuna takıldığı uzun bir çubuktan ibarettir. Konsol bir kemer yardımıyla taşınmış ve sensör kuzeye yönlendirilmiş olarak, çubuğu dik tutularak ölçüler alınmıştır. Sensör yüksekliği yerden itibaren 2 m dir. Ölçüm tekniği Stop-and-Go moduyla yapılmıştır. Bu modda sensör sırtta taşıma yerine, bir çubuk yardımıyla elde taşınmaktadır. Bu uygulama özellikle temel yapının ve jeolojik süreksizliklerin saptanmasında kullanılmaktadır. ENVI-MAG uygulamalarında, mineral aramaları, arkeojeofizik araştırmalar, yeraltı suyu araştırmaları vs. gibi farklı konfigürasyon seçenekleri de bulunmaktadır.

Manyetik toplam alan ölçümleri 147 adet gözlem noktası üzerinde yapılmıştır. İstasyon ve ölçü profillerinin aralığı arazi koşullarına ve anomali saptanan yerlere göre farklılıklar göstermekle birlikte, bu aralıklar yaklaşık 250 m- 1 km arasındadır.

Şekil 4.1'de İzmit körfezi kuzeyindeki çalışma alanının lokasyon haritası ve toplam alan anomali haritası görülmektedir. Manyetik anomali haritası x ve y doğrultularında 0.47 km aralıklarla, Kriging gridleme tekniği kullanılarak gridlenmiş ve çizilmiştir. Anomali haritasını karakterize eden konturlar genel olarak D-B yönlüdür. Bununla birlikte, haritanın KD, GD ve KB kesimlerinde düşük ve yüksek genlikli kapanımlar da ilgi çekicidir. Uzun dalga boylu kapanımlar, derin temel kaya ondülasyonu ile ilişkilidir. Anomali haritasının orta kesimlerinde yaklaşık DB yönlü kısa dalga boylu değişimler çalışma alanı içinde kısmen gözlenen lokal süreksizliklerle ilişkilendirilebilir.



Şekil 4.1: Çalışma alanının yer bulduru ve manyetik toplam alan anomali haritası (Oruç ve diğ. 2001).

4.1. Bölgenin Genel Jeolojisi

Şekil 4.2'de İzmit körfezi kuzeyinin genel jeoloji haritası görülmektedir. Kocaeli Yarımadası'nda Triyas çökelleri yarımadanın birçok yerinde yüzeyler. Triyas istifinin en altında çakıltaşı, kumtaşı ve şeyller bulunur. Çakır (1998) tarafından bu birim İzmit formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birim 2 üyeye ayrılmıştır. Ayvalıdere konglomera üyesi ile Dikenlitepe kumtaşı üyesi birbirine yanal ve düşey geçişlidir. İzmit formasyonu, alttaki Devoniyen yaşlı birimlerle uyumsuz olarak bulunur (Çakır, 2000).

Çalışma alanındaki en yaşlı birim meta arkozik kumtaşı, meta konglomera ve sleytlerden oluşan Sopalı formasyonudur. Birimin üzerinde uyumlu olarak Çenedağ formasyonu bulunur (Altınlı, 1968). Sopalı formasyonunun üzerine Çenedağ formasyonu uyumlu olarak gelir (Çakır, 2000). Üzerine açılı uyumsuz olarak Çınarlıdere formasyonu gelir. Alt kesimlerinde kuvars elemanlı konglomera görülür. Gelintaşı Tepe-Çenedağ Tepe ölçülü stratigrafi kesitinde 87 m. kalınlık ölçülmüştür (Çakır 2000).

Çenedağ formasyonunun üzerine açılı uyumsuz olarak Alt Devoniyen yaşlı Çınarlıdere formasyonu gelir. Birim sleyt, grovak ve kireçtaşından oluşmuştur. Çınarlıdere formasyonunun üzerine açılı uyumsuz olarak Alt Triyas yaşlı İzmit formasyonu gelir. İki ayrı üyeye ayrılan birim birbirine yanal geçişli Ayvalıdere konglomera üyesi ve Dikenlitepe kumtaşı üyesi mostra vermektedir. Birim hemen hemen tamamen kumtaşından oluşmuştur. Kumtaşlarının bileşimi sublitarenitten grovaka kadar değişir. İnce tabakalanma gösterir. Birimin kalınlığı Çınarlı Dere-Dikenlitepe arasında 873 m. ölçülmüştür (Çakır, 2000). Ayvalıdere konglomera üyesine yanal geçişlidir.

Akveren formasyonu Kampaniyen-Orta Eosen (Lütesiyen) zaman aralığında çökelmiştir. Genelde killi kireçtaşı ve marnlardan oluşur. Üst seviyelerinde ince kumtaşı düzeylerine de rastlanır. Hemen hemen tüm ince kesitlerde, biyomikritik kireçtaşı görülür. Bu formasyonun oluşumunda türbiditik akıntılar yer yer etkili olmuştur. Bunların kalınlığı İzmit batısında Ağadere'de 107 m ve Dereköy-Belen

ölçülü stratigrafi kesitinde 260 m olarak ölçülmüştür (Çakır, 1998). Akveren formasyonu yanal ve düşey geçişli olarak Atbaşı formasyonuna geçer. Birim kiltaşı, kumtaşı ardalanmalıdır. Kiltaşı çok daha kalın seviyeler halindedir.

Kuvaterner'de oluşan üst Pleyistosen (Tireniyen) yaşlı Şirintepe formasyonu (Çakır 1998), genellikle iyi boylanmış kum ve çakıllardan oluşmuştur. Birim, 140 m. kalınlığa sahiptir (Çakır 2000).

İstifin temelini oluşturan Alt Ordovisiyen yaşlı Sopalı formasyonu ile üzerine gelen Çenedağ formasyonu birbirleriyle konkordandır. Alt Ordovisiyen yaşlı bu birimler üzerine gelen Alt Devoniyen yaşlı Çınarlıdere formasyonu açılı diskordanslıdır. Alt Ordovisiyen ile Alt Devoniyen arasında aşınma dönemi bulunmaktadır. Çınarlıdere formasyonunun üzerine açılı diskordan olarak Alt Triyas yaşlı İzmit formasyonunun iki üyesi olan Ayvalıdere konglomera üyesi ve Dikenlitepe kumtaşı üyesi gelir. İzmit formasyonunun üzerine açılı diskordan olarak Üst Kretase yaşlı birimler gelir. Üst Kretase yaşlı birimler alttan itibaren birbirleriyle konkordan olan Sarpça konglomerası, Peksimet formasyonu, Eren formasyonu, Akveren formasyonu ve Atbaşı formasyonundan oluşur.

Çalışma alanında yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan üç büyük fay vardır. Bu faylar genç faylardır ve Kuzey Anadolu Fayı ile ilgili olarak oluşmuştur.

Çalışma alanındaki en büyük fay Derince fayıdır (Çakır, 2000). Bu fay K65-70D yönünde uzanır (Şekil 4.2) ve 15-16 km. uzunluğa sahiptir. Çene Dere batısından başlayıp Hacıoğlu Köyü kuzeyinden geçerek doğuya doğru devam eder. Ancak çalışma alanının doğu sınırının dışında kalın kiltaşı seviyeli Atbaşı formasyonu içinde fayın izi takip edilememektedir. 17 Ağustos depreminde Derince'de Yenikent Mahallesi'nin kuzeyinde oluşan fay K70D doğrultuludur. Derince fayı ile aynı yönde uzanan fay izinin uzunluğu yaklaşık 500 m dir. Atım miktarı düşey ve yatay yönde 15-20 cm aralığındadır (Çakır, 2000).

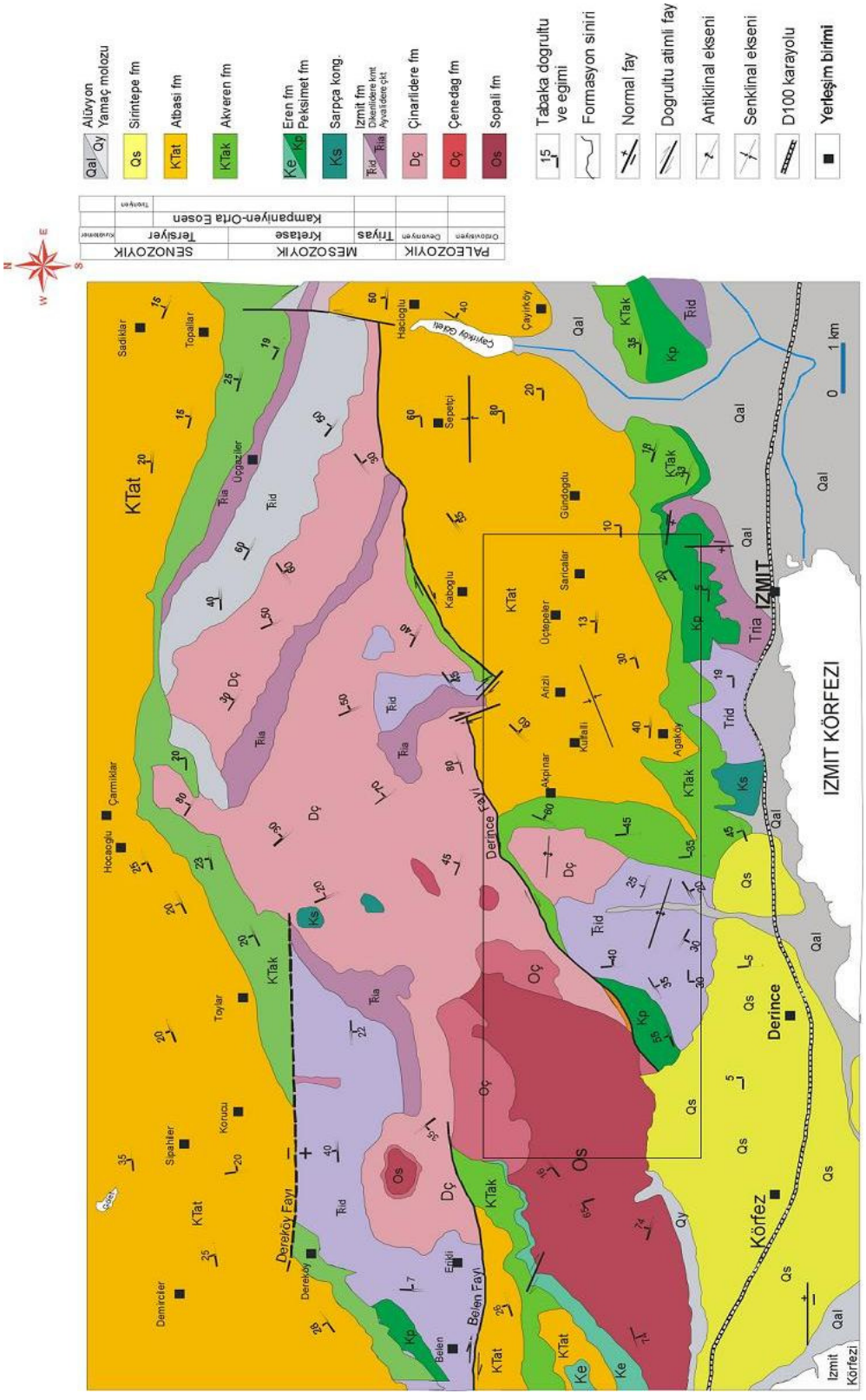
Dereköy-Toylar arasında uzanan ve bu çalışmada Dereköy fayı olarak adlandırılan muhtemel doğrultu atımlı sağ yönlü fayın aynası arazide görülmemekle beraber, fay çizgisi üzerinde topoğrafik sarplık ve kuzey-güney fay bloklarındaki aynı birimlerin

birbirlerine göre konum nedeniyle doğrultu atımlı sağ yönlü fay olarak yorumlanmıştır. Fayın uzunluğu 6-7 km. kadardır.

Belen Köyü-Çenedağ Tepe arasında izlenebilen ve bu çalışmada adlandırılan doğrultu atımlı sağ yönlü fay, 4-5 km. takip edilebilmiştir. Çalışma alanının batısında da devam ettiği için uzunluğu bu miktardan fazladır. Bu fayın kuzey bloğunda Alt Triyas yaşlı İzmit formasyonu ve Alt Devoniyen yaşlı Çınarlıdere formasyonu bulunur. Güney bloğunda ise Üst Kretase-Eosen yaşlı olan Akveren ve Atbaşı formasyonları bulunur.

Bu üç fayın yaklaşık D-B yönünde doğrultuya sahip olmaları, sağ yanal hareket göstermeleri nedeniyle bu fayların oluşması, Kuzey Anadolu Fayı ile ilgili olmalıdır.Çalışma alanında KD-GB, KB-GD doğrultulu uzanan ve doğrultu atımlı olarak gözlenen küçük faylar, Kuzey Anadolu Fayı'nın antitetik sintetik faylarıdır.

Bargu ve Sakınç (1989), İzmit Körfezi çanağının oluşumuna yol açan faylanmaların Helen yitimi ile Kafkasya-Kırım yitimi arasındaki KKD-GGB yönlü bir genişleme rejimi sonucu olduğunu belirtmişlerdir.



Şekil 4.2: İzmit Körfezi kuzeyinin genel jeoloji haritası (Çakır, 2000) ve manyetik yöntemin uygulandığı çalışma alanı (dikdörtgen bölge).

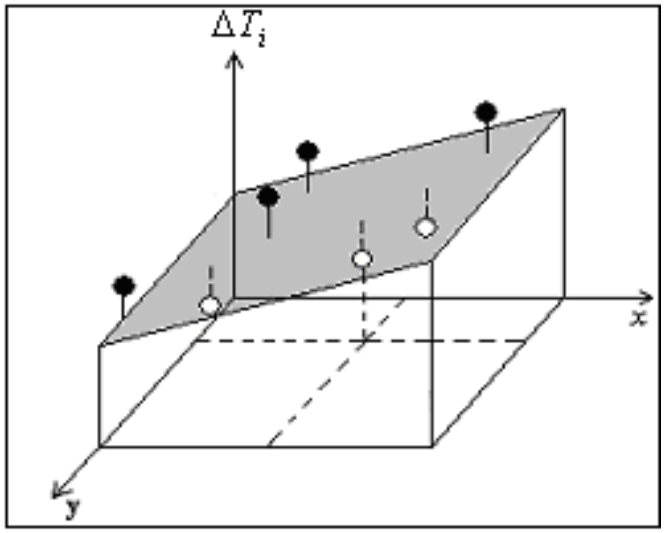
4.2. Manyetik Anomali Verilerinin Yoruma Hazırlanması

Şekil 4.1'deki toplam alan anomali haritasının yoruma hazırlanması için iki temel işlem uygulanmıştır. Bunlardan biri trend etkisinin giderilmesi, diğeri trend etkisi giderilmiş verinin (rezidüel) kutba indirgenmesidir.

Trend veya rejyonal etki olarak tanımlanan bölgesel etkilerin anomali haritasından giderilmesi için yaygın olarak kullanılan yöntemlerden biri enküçük kareler (EKK) yöntemidir. Trend yüzeylerinin hesaplanması işlemi, yerbilimciler tarafından yaygın olarak uygulanmaktadır. Şekil 4.3'de görülen x-y düzleminde saçılmış olan verilerden birinci dereceden bir trend yüzeyi çakıştırması için model denklem,

$$Z_i = Ax_i + By_i + C \qquad i=1,2,\ldots..,n \tag{4.1}$$

eşitliği ile verilir. Bu durumda model denklemden hesaplanacak olan veriler, gözlem verileri içindeki trend veya rejyonal etkiyi temsil eder.



Şekil 4.3: Üç boyutlu veri çakıştırma problemi olarak, saçılmış g verilerine birinci derece trend yüzeyinin çakıştırılması

EKK yönteminin amacı, gözlem verileri ΔT_i ile (4.1)'deki model denklemden hesaplanacak olan trend değerleri arasındaki farkların; yani rezidüellerin karelerinin toplamının en küçük olmasıdır. En küçük kareler duyarlılığında toplam karesel hata,

$$E = \sum_{i=1}^{n} (\Delta T_i - Z_i)^2 \tag{4.2}$$

olarak yazılır. (4.1) bağıntısı (4.2)'de yerine yazılıp, A , B ve C 'ye göre türevleri sıfıra eşitlenirse,

$$\begin{aligned}
\frac{\partial E}{\partial m_1} &= -2\sum_{i=1}^{n} (\Delta T_i - Ax_i - By_i - C)x_i = 0 \\
\frac{\partial E}{\partial m_2} &= -2\sum_{i=1}^{n} (\Delta T_i - Ax_i - By_i - C)y_i = 0 \\
\frac{\partial E}{\partial m_3} &= -2\sum_{i=1}^{n} (\Delta T_i - Ax_i - By_i - C) = 0
\end{aligned} \tag{4.3}$$

yazılır. Böylece bağıntılar sistemi,

$$\begin{aligned}
A\sum x_i + B\sum y_i + Cn &= \sum \Delta T_i \\
A\sum x_i^2 + B\sum x_i y_i + C\sum x_i &= \sum x_i \Delta T_i \\
A\sum x_i y_i + B\sum y_i^2 + C\sum y_i &= \sum y_i \Delta T_i
\end{aligned} \tag{4.4}$$

olarak düzenlenir. Buradan model denklemin katsayıları

$$\begin{bmatrix} \boldsymbol{A} \\ \boldsymbol{B} \\ \boldsymbol{C} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum x_i & \sum y_i & n \\ \sum x_i^2 & \sum x_i y_i & \sum x_i \\ \sum x_i y_i & \sum y_i^2 & \sum y_i \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \sum \Delta T_i \\ \sum x_i \Delta T_i \\ \sum y_i \Delta T_i \end{bmatrix} \tag{4.5}$$

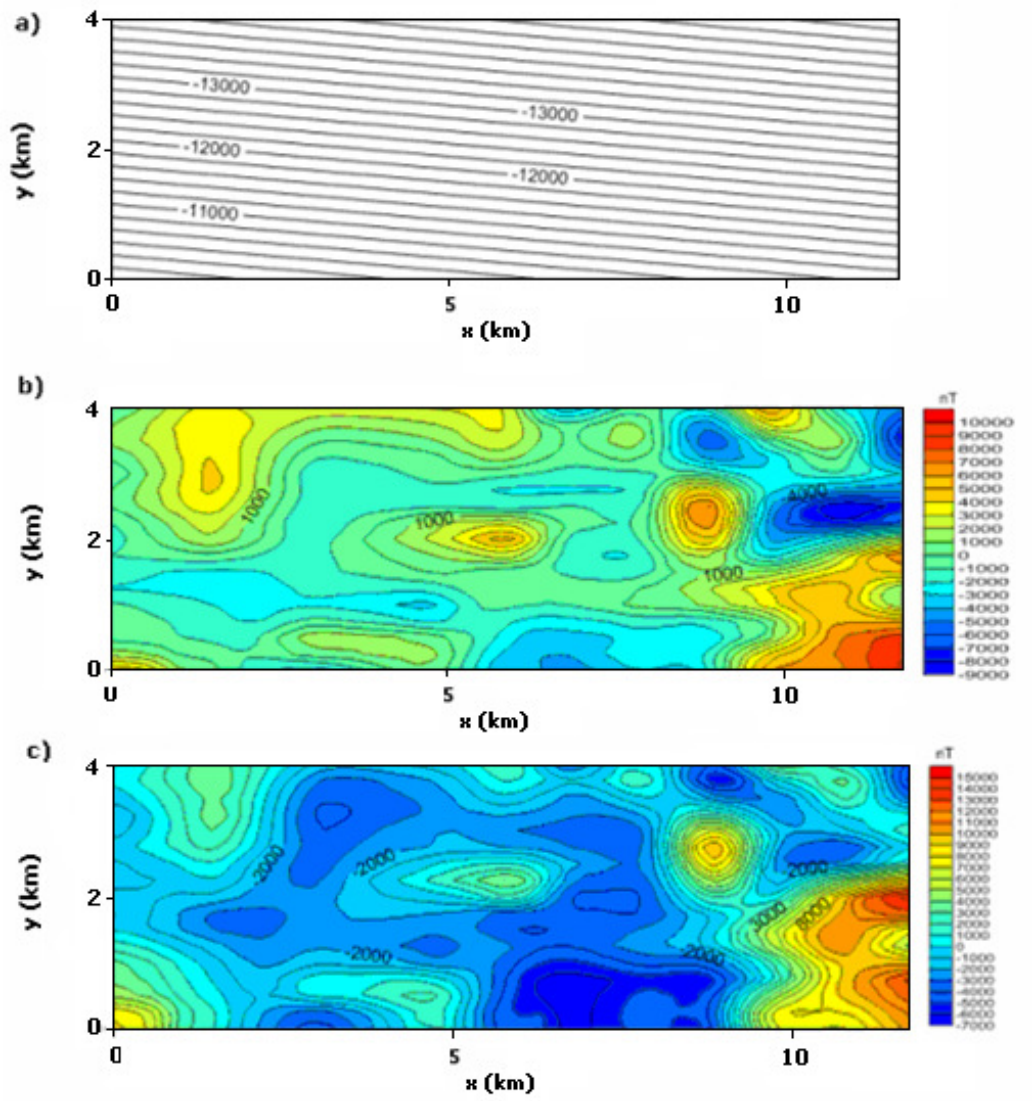
eşitliğinden bulunur. (4.6) bağıntısına göre Şekil 4.1'deki toplam alan haritasının trend denkleminin katsayıları $A = -22.307$, $B = -254.594$ ve $C = -9822.793$ olarak bulunmuştur. Bu durumda trend denklemi

$$Z_i = -22.307\, x_i - 254.594\, y_i - 9822.793 \qquad i=1,2,\ldots..,n \tag{4.6}$$

olarak elde edilir.

Şekil 4.4 a'da, (4.6) bağıntısından elde edilen trend haritası görülmektedir. Buradan çalışma alanındaki bölgesel trend Kuzeydoğu'dan Güneybatıya doğru artış eğilimdedir. Şekil 4.1'deki toplam alan haritasından trend etkisi çıkarılarak edilen rezidüel anomali haritası, Şekil 4.4 b'de gösterilmektedir. Şekil 4.4 c'de ise rezidüel anomaliden hesaplanan kutba indirgenmiş anomali haritası görülmektedir. Çalışma alanında paleomanyetik çalışma olmadığı için kalıntı mıknatıslanma ile ilgili bilgi

bulunmamaktadır. Bu nedenle kutba indirgeme işlemi kalıntı mıknatıslanma ihmal edilerek yapılmıştır. Bu işlem için gerekli olan, çalışma alanına ait yer manyetik alanının inklinasyon açısı 58°13', deklinasyon açısı 3°58' ve toplam alan şiddeti 47016 nT olarak alınmıştır. Kutba indirgenmiş verilerle rezidüel anomalinin benzerliğine dikkat edilmelidir. Bunun nedeni anomali kaynaklarının doğrultuları ile bölgesel manyetik alan çizgilerinin doğrultularının birbirine yakın olması ile açıklanabilir. Kutba indirgenmiş anomali haritası, genel olarak rezidüel anomali haritasındaki kontur karakteristiğiyle benzerlikler göstermektedir. Bununla birlikte çalışma alanının tamamında dipolar özellikli anomaliler daha belirgindir ve kolayca izlenebilmektedir.



Şekil 4.4: a) Birinci derece trend etkisi b) Rezidüel manyetik anomali haritası.
c) Rezidüel anomali haritasından hesaplanan kutba indirgenmiş anomali.

4.2.1. Tilt açıları ile derin jeolojik sınırların görüntülenmesi

Model çalışmalarından görüldüğü gibi, manyetik anomali verilerinin her bir gözlem noktasında birinci düşey türev ve YTG'nin oranlarının ters tanjantından hesaplanan tilt açılarının sıfır değerleri kaynak sınırlarının tam üzerinde toplanmaktadır. Şekil 4.4 c'deki kutba indirgenmiş verilerin tilt açılarını belirlemek için, öncelikle düşey türev ve YTG verilerinin (bu veriler içindeki yatay türevlerin) sayısal olarak hesaplanması gerekir.

Sayısal birinci yatay türevleri yaklaşık olarak hesaplamak için, ileri farklar, geri farklar veya merkezi farklar gibi yöntemler kullanılabildiği gibi, Gunn (1975) tarafından verilen FFT algoritması da kullanılabilir. Birinci düşey türev için de aynı algoritması kullanılabilir. Bilindiği gibi Fourier dönüşüm tekniğinin temel özelliklerinden biri türev özelliği ve ters dönüşümünün alınabilmesidir. Bu iki özellikten hareketle, uzunluk ortamındaki herhangi bir f(x) sinyalin frekans ortamındaki türevi bulunduğunda, ters Fourier dönüşümü ile türevin uzunluk ortamındaki karşılığı hesaplanabilir. f(x) sinyalinin Fourier dönüşümü,

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(k) e^{ikx} dx \tag{4.7}$$

olarak verilir (Blakely, 1995, s.261). Tek değişkenli bir fonksiyon yerine x ve y gibi iki değişkene bağlı olan f(x,y) harita verileri için iki boyutlu Fourier dönüşümü

$$F(k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{-i(k_x x + k_y y)} dx dy \tag{4.8}$$

ve bunun ters dönüşümü

$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(k_x, k_y) e^{i(k_x x + k_y y)} dk_x dk_y \tag{4.9}$$

olarak yazılır (Blakely, 1995, s.261). k_x ve k_y, x ve y doğrultularındaki dalga sayılarıdır ve $k_x = 2\pi/\lambda_x$ ve $k_y = 2\pi/\lambda_y$ olarak tanımlanır. λ_x ve λ_y ise sırasıyla x ve y doğrultularındaki dalga uzunluklarıdır.

Uzunluk ortamındaki bir fonksiyonun türevi, frekans ortamında dalga sayısının kuvvetiyle çarpımına karşılık gelir. $f(x)$ fonksiyonu için bu işlem

$$\frac{\partial^n}{\partial x^n} f(x) \leftrightarrow (ik)^n F(k) \tag{4.10}$$

olarak gösterilir. İki değişkenli $f(x, y)$ verileri için

$$\frac{\partial^n}{\partial x^n}\frac{\partial^m}{\partial y^m} f(x, y) \leftrightarrow (ik_x)^n (ik_y)^m F(k_x, k_y) \tag{4.11}$$

yazılır (Blakely, 1995, s.263). Burada, örneğin n=1 ve m=0 alınırsa $f(x, y)$ verilerinin x yönlü birinci yatay türev

$$\frac{\partial}{\partial x} f(x, y) \leftrightarrow (ik_x) F(k_x, k_y) \tag{4.12}$$

ve n=0 ve m=1 alınırsa y yönlü yatay türev

$$\frac{\partial}{\partial y} f(x, y) \leftrightarrow (ik_y) F(k_x, k_y) \tag{4.13}$$

elde edilir. Son iki bağıntının anlamı şudur: $f(x, y)$ fonksiyonunun Fourier dönüşümü alındıktan sonra, örneğin ik_x terimi ile çarpıldıktan sonra bulunan değerler, ters Fourier dönüşümü ile uzunluk ortamı değerlerine dönüştürülerek x yönlü birinci yatay türev değerleri bulunmuş olur.

Birinci düşey türev için yukarı ve aşağı uzanım verilerinden yararlanılabilir. Buna göre z>0 olmak üzere z aşağı seviyesindeki $f(x, y, z)$ verileri ile $z - \Delta z$ seviyesindeki yukarı uzanım seviyesindeki $f(x, y, z - \Delta z)$ verilerinden, gözlem düzlemi (yeryüzü) üzerindeki (z=0) birinci düşey türev, sonlu farklar yöntemiyle

$$\frac{\partial}{\partial z} f(x, y, 0) = \lim_{\Delta z \to 0} \frac{f(x, y, z) - f(x, y, z - \Delta z)}{\Delta z} \tag{4.14}$$

eşitliğinden bulunur. Bu bağıntı, dalga sayısı ortamında

$$F\left[\frac{\partial f(x,y,0)}{\partial z}\right] = \lim_{\Delta z \to 0} \frac{F(f) - F(f)e^{-|k|\Delta z}}{\Delta z}$$

$$= \lim_{\Delta z \to 0} \frac{(1 - e^{-|k|\Delta z})}{\Delta z} F(f)$$

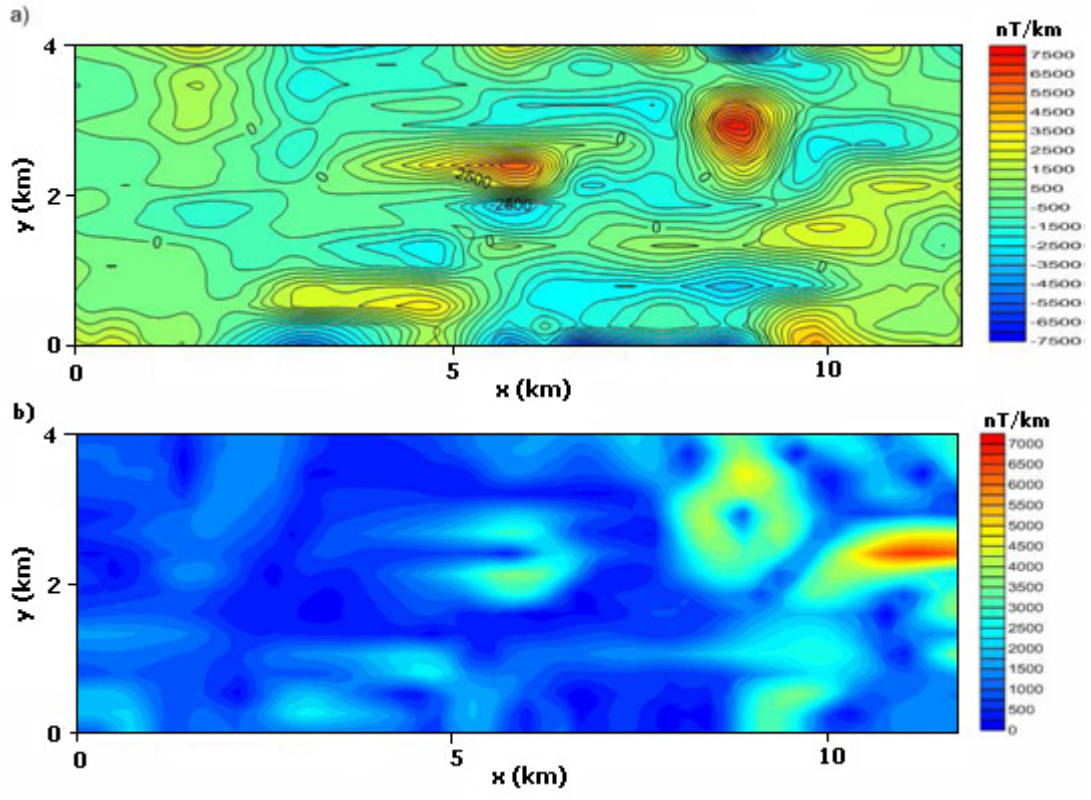
$$= |k| F(f) \tag{4.15}$$

eşitliği ile gösterilir (Blakely, 1995, s.326). Burada $F(f)$, z seviyesindeki aşağı uzanım verilerinin iki boyutlu Fourier dönüşümüdür. $F(f)e^{-|k|\Delta z}$ terimi ise - Δz seviyesindeki yukarı uzanım verilerin Fourier dönüşümüdür. $|k|$ dalga sayısı genliğidir ve

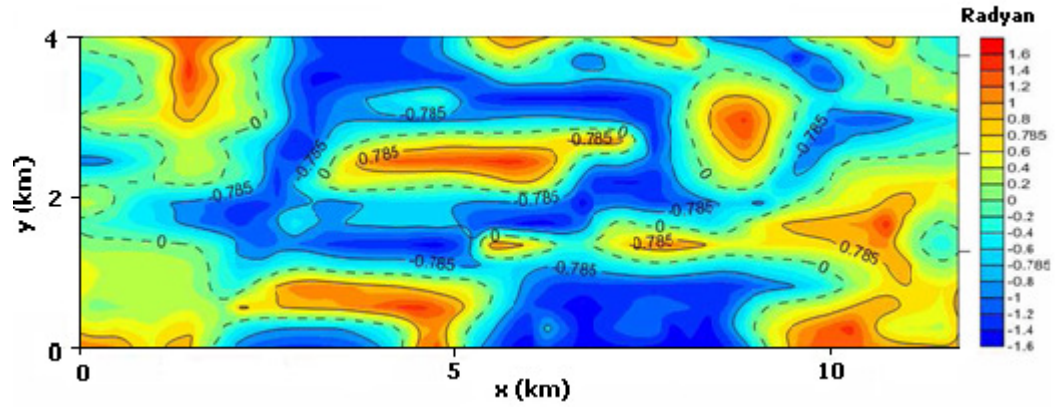
$$|k| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2} \tag{4.16}$$

olarak verilir. Böylece (4.15) eşitliğinin ters Fourier dönüşümünden uzunluk ortamında birinci düşey türev değerleri bulunmuş olacaktır.

Şekil 4.5 a ve 4.5 b'de sırasıyla, Şekil 4.4 c'deki kutba indirgenmiş haritadan FFT yöntemi kullanılarak hesaplanan birinci düşey türev ve YTG haritası görülmektedir. Gradyentin yüksek olduğu kesimlerde beklendiği gibi YTG haritası maksimum değerler vermiştir. Aslında YTG haritasındaki maksimumlarla, kaynak sınırları hakkında ilk bilgiler elde edilmiştir. Şekil 4.5a ve 4. 5 b'deki verilerle (3.30) bağıntısından İzmit Körfezi kuzeyinin manyetik tilt açısı haritası elde edilmiştir. Tilt açısı haritasının önemli ve ilginç özellikleri vardır. Haritanın KB ve KD kesimleri dışından anomali kaynaklarının, genel olarak DB yönlü uzandıkları açıkça görülmektedir. Kaynakların şekli genellikle elips ve dairesel özelliklidir. Tilt açısı haritasında, 0 radyan konturları $\pi/4$ ve $-\pi/4$ konturlarının hemen hemen ortasında izlenmektedir. Bu durumda derinlik kestirimi için $\pm\pi/4$ konturları arasındaki uzaklığın yarısı dikkate alınırsa, kaynakların derinlikleri 0.5-3 km arasında değişmektedir. Çalışma alanının özellikle, GD, GB ve KD kesimlerinde sınır derinliklerinin arttığı, orta kesimlerinde ise azaldığı gözlenmektedir.



Şekil 4.5: a) Şekil 4.4 c' den hesaplanan düşey türev haritası. b)YTG haritası.

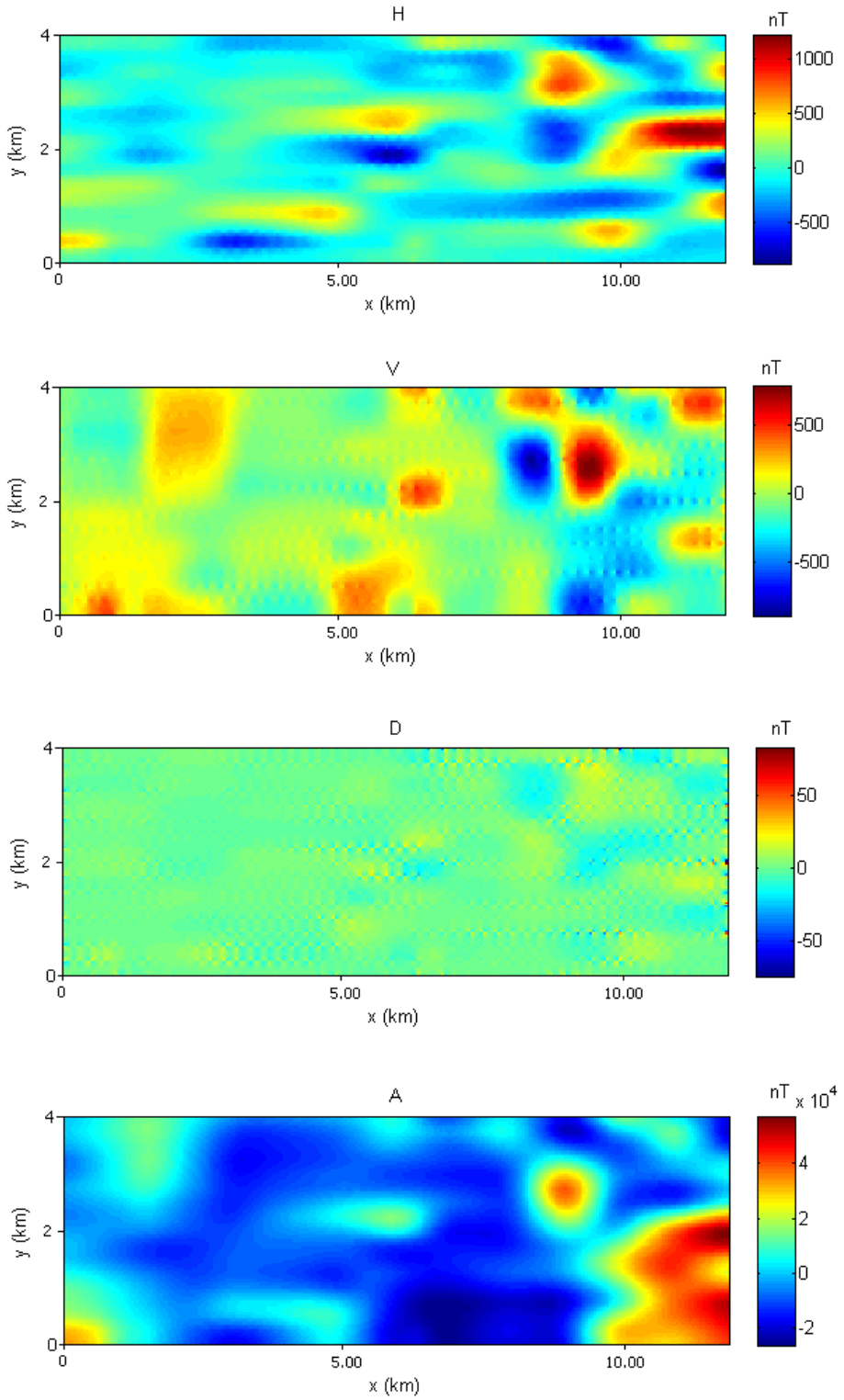


Şekil 4.6: İzmit Körfezi kuzeyinin manyetik tilt açısı haritası

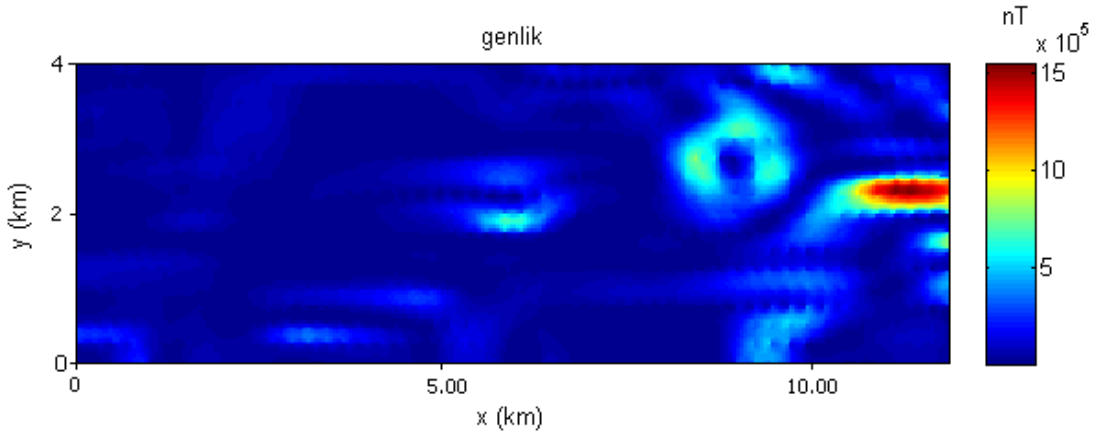
4.2.2. Ayrık dalgacık dönüşümü ile derin jeolojik sınırların görüntülenmesi

Ayrık dalgacık dönüşümü tekniğinin prizma modeli uygulamalarından görüldüğü gibi (Şekil 3.26 ve 3.27), yatay bileşenin maksimum ve minimumları kaynağın yatay sınırlarını (x'e paralel) görüntülemektedir. Düşey bileşenin maksimum ve minimumları ise düşey sınırları (y'ye paralel) ve köşegen bileşenin maksimum ve minimumları ise kaynağın köşeleri üzerinde yığılmaktadır. Şekil 4.4 c'de görülen kutba indirgenmiş rezidüel anomali haritasının ikinci seviye ayrık dalgacık dönüşümlerinin yorumları, bu özelliklerden hareketle yapılacaktır. Şekil 4.7'de yatay (H), düşey (V), Köşegen (D) ve yaklaşık sinyal (A) görüntüleri çizilmiştir. Burada, özellikle H bileşenin yorumu üzerinde durulmalıdır. Çünkü, bu bileşenin genel karakteristiği DB yönlüdür ve bu özelliği ile Şekil 4.4 c'deki anomalinin değişimi ile uyumludur. Çalışma alanında doğudan batıya doğru yerel çizgiselliklerin görüntülenmesi, bu kesimde fay veya jeolojik kontak gibi jeolojik süreksizliklerin varlığını güçlendirmektedir. Bununla birlikte yüzey jeolojik gözlemlerle görünmeyen bu tür süreksizliklerin derin kaynaklı olduğu sonucunu çıkarmak olasıdır. Benzer çözümler Genlik görüntülerinden de açıkça görülmektedir (Şekil 4.8).

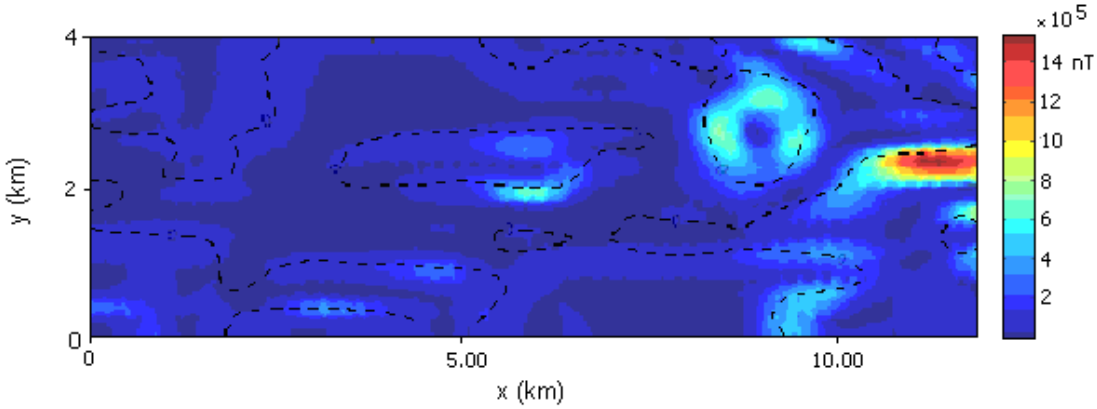
Sonuçları daha ayrıntılı irdelemek amacıyla Şekil 4.6'daki tilt açısı haritası ile Şekil 4.8'deki Genlik haritası üst üste gösterilmiştir. Genlik haritası yalnızca sınır bilgileri verdiğinden, bu özelliğe uyum sağlamak ve korelasyonu doğru bir şekilde yapabilmek için, tilt açılarının sınır bilgilerini veren sıfır konturları çizilmiştir. Şekil 4.9'da açıkça görüldüğü gibi, her iki veri birbiriyle oldukça uyumludur. Genliğin maksimumlarının hemen hemen tamamında, tilt açısının sıfır konturları yer almaktadır. H bileşeninden elde edilen sonuçlarla birlikte, Genlik maksimumları ile tilt açısı sıfır konturlarının birbirini desteklemesi, çalışma alanında gömülü jelojik süreksizliklerin bulunduğu bilgisini güçlendirmektedir.



Şekil 4.7: Şekil 4.4 c' deki kutba indirgenmiş verinin ayrık dalgacık dönüşümü ile bulunan, ikinci seviyedeki dalgacık dönüşüm bileşenleri (H, V ve D) ve yaklaşık sinyal (A).



Şekil 4.8: Şekil 4.7'deki yatay (H) ve düşey (V) bileşenlerden hesaplanan genlik haritası.



Şekil 4.9: Yatay ve düşey bileşenlerin genlikleri ile tilt açısının sıfır konturlarının karşılaştırılması.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada, manyetik anomali haritalarında orijinal veri içinde bulunmakla birlikte, gözlemsel olarak fark edilemeyen manyetik çizgisellikler, tilt açısı ve ayrık dalgacık dönüşümü teknikleri ile başarılı bir şekilde ortaya çıkarılmıştır. Tilt açılarının en avantajlı yönü yalnızca süreksizlik sınırlarının yatay konumlarını değil; aynı zamanda bunların derinliklerine yönelik çözümler de sunmasıdır.

Ayrık dalgacık dönüşümü ile orjinal veriden, biri yaklaşık sinyal olmak üzere, 4 adet dalgacık ayrıntı katsayıları veya bileşenleri ayrıştırılmaktadır. Ayrıştırılan verilerin en önemli özelliği, orijinal veri içindeki karakteristik ayrıntıları, ortaya çıkarmalarıdır. Örneğin yatay bileşen katsayılarının görüntüsü orijinal veri içindeki yatay eğilimleri ortaya çıkarmakta, düşey ve köşegen bileşen katsayıları ise aynı şekilde, düşey ve köşegen ayrıntıları belirgin hale getirmektedir. ayrık dalgacık dönüşümü tekniğinin en önemli özelliği, orijinal verinin bu tip analizlerini kaynak derinliğinden bağımsız olarak yapabilmesidir.

İzmit Körfezi kuzeyindeki çalışma alanında jeolojik gözlemlerle bilinen Derince fayı dalgacık dönüşümünün yatay ayrıntı katsayıları ile daha başarılı bir şekilde görüntülenmiştir. Bununla birlikte, tilt açısı ve Genlik görüntüleri birbirini destekleyen sınır çözümleri vermiştir. Tilt açısı tekniği ile gömülü kaynak sınırları yaklaşık olarak 0.5-3 km arasında bulunmuştur. Bu durumda, çalışma alanındaki derin temel kayanın ondülasyonlu bir yapıya sahip olduğunu göstermektedir. Bu ondülasyonlu yapının en derin kısımları çalışma alanın KB ve GB kesimlerinde sığ kısımları ise alanın orta, KD ve GD kesimlerinde belirlenmiştir. Bu çalışmada ele alınan tilt açısı ve ayrık dalgacık dönüşümü tekniği manyetik anomali haritalarının yorumunda gözlemsel ve sayısal yorumunda güvenilir bir şekilde uygulanabilir. Tilt açısının en avantajlı yönü, yorumlamanın yalnızca 0, $-\pi/4$ ve $+\pi/4$ konturları üzerinde yapılmasıdır. Ayrık dalgacık dönüşümü tekniğinde ise tüm bileşenlerin yalnızca maksimumlarının ve minimumlarının izlenmesidir. Ayrıca *Genlik* görüntüsünün de yalnızca maksimumların izlenmesi yorumlamayı kolaylaştırmaktadır. Tüm yöntemler gömülü çizgiselliklerin görüntülenmesinde

başarılıdır; ancak tilt açısının dezavantajı kaynak tipinin yalnızca yarı düşey kontakt olarak kabul edilmesidir. Bu nedenle tilt açısı sonuçlarının ayrık dalgacık dönüşümü gibi bir teknikle karşılaştırılması yorumun güvenilirliği açısından gerekli olabilir.

KAYNAKLAR

Albora, A.M., Hisarlı, Z.M., Uçan, O.N., "Application of wavelet transform to magnetic data due to ruins of the Hittite, civilization in Turkey", ***Pure and Applied Geophysics,*** **vol: 161**, 907–930, (2004)

Altınlı, İ.E., "İzmit- Hereke Kurucadağ Alanının Jeoloji İncelemesi", ***M.TA. Dergisi, cilt: 71***, 1-26, (1968)

Bargu, S., Sakınç, M., "İznik Körfezi- İznik gölü arasında kalan bölgenin jeolojisi ve yapısal özellikleri", ***İTÜ Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi Cilt:6*** , 45-76 , 1989

Blakely, R.J., "Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications ", ***Cambridge Univ. Pres, New York***. (1997)

Bullard, E., Gubbins, D., "Geomagnetic Dynamos in a Stable Core", ***Nature, vol:*** **232**, 548 – 549, (1971)

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

Çakır Ş., 1998. "İzmit- Körfez (Kocaeli) Dolayının ve Kuzeyinin Stratigrafisi", ***Fırat Üniversitesi'nde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu Bildirileri Kitabı,*** 1–9**,** (1998)

Çakır Ş., "Demirciler- Sadıklar- Gündoğdu- Tütünçiftlik (Kocaeli) Bölgesinin Jeolojisi", ***KOÜ. Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi (Yayınlanmamış),*** (2000)

Fedi, M., Quarta, T., "Wavelet analysis for the regional–residual and local separation of the potential field anomalies" ***Geophysical Prospecting, vol:*** **46**, 507–525, (1998)

Foufoula-Georgiou, E., Kumar, P. (Eds.), "Wavelets in Geophysics"***, Acad. Press, New York***. (1994)

Gunn, P.J.,"Linear transformation of gravity and magnetic fields", ***Geophysical Prospecting, vol:23,*** 300-312, (1975)

Hornby, P., Boschetti, F., Horovitz, F.G., "Analysis of potential field data in the wavelet domain", ***Geophysical Journal International, vol: 137***, 175–196, (1999)

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., "An introduction to geophysical exploration", ***Blackwell Science***, (2002)

Li, Y., Oldenburg, D.W., "Fast inversion of large scale magnetic data using wavelet transforms and a logarithmic barrier method" , ***Geophysical Journal International, vol: 152,*** 251–265, (2003)

Mallat, S., “A Theory for multi-resolution signal decomposition the wavelet representtion”, ***IEEE Trans. Pattern Anal. Mach. Intell. ,vol:31***, 679–693. (1989)

Militzer, H., Weber, F., “Angewandte Geophysik” ,***Springer Wien, New York, NY, Bd.l.*** , (1984)

Miller, H.G., Singh, V., “Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources”, ***Journal of Applied Geophysics, vol: 32***, 213–217, (1994)

Moreau, F., Gibert, D., Holschneider, M., Saracco, G., “Wavelet analysis of potential fields” ***Inverse Problems, vol:13*** , 165–178, (1999)

Nabighian, M.N., “The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with olygonal crosss-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation”, ***Geophysics, vol:37***, 507-517, 1972

Oruç, B., Selim, H.H., “İnterpretation of magnetic data in the Sinop area of Mid Black Sea, Turkey, using tilt derivative, Euler deconvolution, and discrete wavelet transform” , ***Journal of Applied Geophysics, vol:74*** , 194-204, 2011

Oruç, B., Sertçelik, İ., Çakır, Ş., “İzmit Körfezinin kuzeyindeki bir bölgenin tektonik yapısının manyetik prospeksiyon yöntemi ile araştırılması, ***Kocaeli Üniversitesi Araştırma Fonu,*** Proje no: 99/47 , (2001)

Oruç, B., Keskinsezer, A., “Structural setting of the northeastern Biga Peninsula (Turkey) from tilt derivatives of gravity gradient tensors and magnitude of horizontal gravity components***”, Pure Appl. Geophys. ,vol:165***, 1913–1927, (2008)

Pan, S.Y., Hsieh, B.Z., Lu, M.T., Lin, Z.S., “Identification of stratigraphic formation interfaces using wavelet and fourier transforms”, ***Computers&Geosciences, vol:34***, 77-92, (2008)

Parasnis, D.S., “Principles of applied geophysics” ,***Chapman and Hall***, (1993)

Rao, D.B., Babu, N.R., “A FORTRAN-77 computer program for three-dimensional inversion of magnetic anomalies resulting from multiple prismatic bodies”, ***Computers and Geosciences, vol:19***, 781–801. (1993)

Ridsdill-Smith, T.A., Dentith, M.C., “The wavelet transform in aeromagnetic Processing” ***Geophysics, vol: 64***, 1003–1013, (1999)

Salem, A., Williams, S., Fairhead, J.D., Smith, R., Ravat, D.J., “Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives”, ***Geophysics, vol: 73***, P.L1–P.L10, (2008)

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, vol:26,*** 1502–1505 ,(2007)

Telford, W.M., Gilbert, L.P., Sheriff, R.A., “Applied geophysics”, 2nd edition: ***Cambridge Univ.Press***, (1990)

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

ÖZGEÇMİŞ

1983 Yılında Kocaeli'nde doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Kocaeli'nde tamamladı. 2002 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden 2006 yılında mezun oldu. 2008 yılında Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı'nda Yüksek Lisans öğrenimine başladı. 2010-2011 yılları arasında özel sektörde 'Proje Mühendisi' olarak görev aldı.