



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**DALGACIK YÖNTEMİ KULLANILARAK GELİBOLU
BÖLGESİNİN GRAVİTE VE MANYETİK ANOMALİ
HARİTALARININ YORUMU**

Jeofizik Mühendisi

Ebru KIZILYEL

Danışman

Doç.Dr. A.Muhittin ALBORA

Haziran, 2005

İSTANBUL

ÖNSÖZ

Lisans ve yüksek lisans öğrenimim sırasında ve tez çalışmalarım boyunca gösterdiği her türlü destek ve yardımdan dolayı çok değerli hocam Doç.Dr.A.Muhittin ALBORA'ya en içten dileklerle teşekkür ederim.

Gelibolu Yarımadası'nda yapmış olduğum bu çalışmada gravite, manyetik ve sismik verileri temin ettiğim TPAO çalışanlarına teşekkür ederim.

Ayrıca tüm öğrenim hayatım boyunca bana destek olan annem Süheyla Kızılyel, babam Refik Halit Kızılyel, kardeşim Emre Kızılyel'e ve tez çalışmalarım boyunca yapmış olduğu yardımlarından dolayı eşim Murat Menekşe'ye teşekkür ederim.

Bu çalışma boyunca yardımlarını esirgemeyen çalışma arkadaşlarıma ve çalışmamın uygulama kısmını destekleyen İstanbul Üniversitesi'ne teşekkürü borç bilirim.

Haziran, 2005

Ebru KIZILYEL

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİL LİSTESİ.....	iv
TABLO LİSTESİ	vii
SEMBOL LİSTESİ	viii
ÖZET	ix
SUMMARY	x
1.GİRİŞ	1
2.GENELKISIMLAR	6
2.1.FİLTRE TEKNİKLERİ	6
2.2. JEOFİZİK YÖNTEMLERDE MODELLEME	12
2.2.1. Üç Boyutlu Prizmatik Kütlelerin Manyetik Anomalilerinin Hesaplanması.....	14
2.2.2. Manyetik Dipol	17
2.2.3. İnce Dayk	18
2.2.3.1. Parametrelerin Hesaplanması	21
2.2.4. Düşey Fay.....	22
2.2.5. Ters Çözüm	25
2.2.5.1. Model Parametrelerinin Hesaplanması.....	28
3. MALZEME VE YÖNTEM	33
3.1. KISA ZAMANLI FOURIER DÖNÜŞÜMÜ	33
3.1.1. Kısa-Zamanlı Fourier Dönüşümü'nün(KZFD), Hızlı Fourier Dönüşümü (HFD) Kullanılarak Uygulanması.....	35
3.1.2. Kısa Zamanlı Fourier Dönüşümünün Genliği (KZFDG)	37
3.2. DALGACIK DÖNÜŞÜMÜ	38
4. BULGULAR.....	54

4.1. DALGACIK YÖNTEMİNİN SENTETİK DATAYA UYGULANMASI	54
4.2. YÖNTEMİN ARAZİ VERİLERİNE UYGULANMASI.....	64
4.2.1 Bölgenin Jeolojisi.....	64
4.2.1.1. Formasyonlar.....	65
4.2.2. Bölgenin Stratigrafisi	74
4.2.3. Bölgenin Tektoniği.....	74
4.2.4. Gelibolu Bölgesinin Jeofizik Verilerinin Değerlendirilmesi.....	78
4.2.4.1. Manyetik Anomali Haritalarının Yorumu	78
4.2.4.2. Gravite Anomali Haritalarının Yorumu.....	83
5. TARTIŞMA VE SONUÇ.....	88
KAYNAKLAR	91
ÖZGEÇMİŞ.....	102

ŞEKİL LİSTESİ

<u>Şekil 2.1: Bir filtrede giriş ve çıkışın gösterimi.....</u>	<u>6</u>
<u>Şekil 2.2: Çeşitli filtrelerin teorik olarak elde edilen genlik yanıtı a-Alçak geçişli filtre, b-Yüksek geçişli filtre, c-Band geçişli filtre, d-Band reddedici filtre.....</u>	<u>9</u>
<u>Şekil 2.3: Jeofizikte düz problem çözümü (Canitez, 1997). 13</u>	
<u>Şekil 2.4: Ters çözüm probleminin işleyişi (Canitez, 1997).....</u>	<u>14</u>
<u>Şekil 2.5:Üç boyutlu dikdörtgen prizma modeli (Rao and Babu, 1991)</u>	<u>16</u>
<u>Şekil2.6: Manyetik dipol.....</u>	<u>18</u>
<u>Şekil 2.7: Manyetiklenmiş bir daykın görünümü (Hood, 1964).....</u>	<u>19</u>
<u>Şekil 2.8: Manyetizasyon vektörlerinin XZ düzlemindeki görünümü (Hood, 1964)....</u>	<u>19</u>
<u>Şekil 2.9: Daykın geometrisi (Venkata Raju, 2003)</u>	<u>20</u>
<u>Şekil 2.10: Manyetik kuzeyin gösterimi.....</u>	<u>23</u>
<u>Şekil 2.11:Fayın düşey kesitinin görünüşü (Murthy ve diğ., 2001)</u>	<u>23</u>
<u>Şekil 3.1: x(m) fonksiyonu üzerinde pencerelerin L aralıklarla kaydırılması.....</u>	<u>35</u>
<u>Şekil 3.2: KZFD için zaman-frekans düzleminin çözünürlüğü (Bal, 2002)</u>	<u>37</u>
<u>Şekil 3.3: Sabit Q'lu filtre bankasının zaman frekans çözünürlüğü (Bal, 2002)</u>	<u>37</u>
<u>Şekil 3.4: Üçlü dalgacık dekompozisyonu (Albora ve diğ., 2004).....</u>	<u>46</u>
<u>Şekil 3.5: Dalgacık dönüşümünün detay katsayıları (Albora ve diğ., 2004).....</u>	<u>46</u>
<u>Şekil 3.6: Üç aşamalı dalgacık dekompozisyonu, AWD analizi ağacı (Roose and Bultheel, 1999)</u>	<u>47</u>
<u>Şekil 3.7: Faklı AWD dizilerinin arasındaki frekans bandının logaritmik olarak bölünmesi (Engin, 1998)</u>	<u>48</u>
<u>Şekil 3.8: Üç aşamalı dalgacık tümleştirimi AWD sentez ağacı (Roose and Bultheel, 1999)</u>	<u>49</u>
<u>Şekil 3.9: İki boyutlu dalgacık analizi, a) siyah ve beyazdan oluşan görüntü b)Bu görüntünün iki boyutlu dalgacık dekompozisyonu (Albora ve diğ., 2004)...</u>	<u>50</u>
<u>Şekil 4.1: Sentetik olarak üretilen prizmatik yapı, (a)- Prizmatik yapının manyetik anomali haritası, (b)- Bu yapının psedogravitesi, (c)- Dalgacık çıktısı,</u>	

(d)-Yatay bileşen çıktısı, (e)- Düşey bileşeni çıktısı, (f)-Çapraz bileşeni çıktısı.....	55
<u>Şekil 4.2:</u> Tablo 4.1’de parametreleri verilen sentetik datanın psedogravitesi ve dalgacık adımları(A_0 sentetik modelin psedogravitesi; 1., 2., 3. e 4. adımlar için A_1, \dots, A_4 dalgacık çıktısı; H_1, \dots, H_4 yatay; V_1, \dots, V_4 düşey ve D_1, \dots, D_4 çapraz detay katsayıları), (Albora ve diğ., 2004)	57
<u>Şekil 4.3:</u> %3’lük Gauss gürültüsü eklenmiş sentetik modelin dalgacık çıktısı ve psedogravitesi; A_0 sentetik datanın psedogravitesi (1.,2.,3. ve 4. adımlar için); A_1, \dots, A_4 dalgacık çıktısı; H_1, \dots, H_4 yatay; V_1, \dots, V_4 düşey ve D_1, \dots, D_4 çapraz bileşenlerin çıktıları(Albora ve diğ., 2004)	59
<u>Şekil 4.4:</u> Tablo 4.2’ de parametreleri verilen 4 dipolden oluşmuş sentetik yapının dalgacık çıktıları; a- Düşey manyetik anomali haritası (giriş datası); a_1, a_2, a_3, a_4 dalgacık çıktıları; h_1, h_2, h_3, h_4 yatay bileşen çıktıları; v_1, v_2, v_3, v_4 düşey bileşen çıktıları; d_1, d_2, d_3, d_4 çapraz bileşen çıktıları...	61
<u>Şekil 4. 5:</u> Birbirine dik iki adet dikdörtgen prizmanın gravite anomalilerinin dalgacık dönüşümü kullanılarak sınırlarının belirlenmesi (a_1, a_2, a_3, a_4 dalgacık çıktıları; h_1, h_2, h_3, h_4 yatay bileşen çıktıları; v_1, v_2, v_3, v_4 düşey bileşen çıktıları; d_1, d_2, d_3, d_4 çapraz bileşen çıktıları).....	63
<u>Şekil 4.6:</u> Gelibolu Yarımadasının Jeoloji Haritası (Yaltırak, 1995a ve Yaltırak ve diğ., 1998).....	73
<u>Şekil 4.7:</u> Gelibolu bölgesinin toplam manyetik anomali haritası (Orjinal veriler TPAO’ dan alınmıştır).....	79
<u>Şekil 4.8:</u> Manyetik anomali haritasından elde edilen AB kesiti ve yer modeli.....	80
<u>Şekil 4.9:</u> Manyetik anomali haritasından elde edilen CD kesiti ve yer modeli.....	81
<u>Şekil 4.10:</u> Manyetik anomali haritasının dalgacık çıktısı (1., 2. ve 3. adımlar için; A_1, A_2, A_3 dalgacık çıktısının kabartma görüntüsü; H_1, H_2, H_3 yatay bileşen kabartma görüntüsü; V_1, V_2, V_3 düşey bileşen kabartma görüntüsü; D_1, D_2, D_3 çapraz bileşen kabartma görüntüsü).....	82
<u>Şekil 4.11:</u> Gelibolu bölgesinin Bouguer anomali haritası (Orjinal veriler TPAO’ dan alınmıştır)	84
<u>Şekil 4.12:</u> Gravite anomali haritasının AB kesitinden elde edilen yer modeli.....	85

<u>Şekil 4.13:</u> Gravite anomali haritasının dalgacık çıktısı (giriş datası kabatrma görüntüsü <u>A_0, A_1 ve A_2 1. ve 2.adımlar için gravite anomali haritasının dalgacık çıktısı, H_1 ve H_2 yatay bileşen, V_1 ve V_2 düşey bileşen, D_1 ve D_2 çapraz bileşenler).....</u>	86
<u>Şekil 4.14:</u> TPAO tarafından alınmış sismik kesitler (DG-158 ve DG-159).....	87
<u>Şekil 5.1 :</u> Gelibolu Yarımadası için oluşturulan yeni tektonik model (Kesikli çizgiler Dalgacık yönteminin gravite ve manyetik haritalarına uygulanması sonucunda elde edilen hattır ve K-G doğrultulu faylar Yaltırak ve diğ. (1998)'dan alınmıştır).....	90

TABLO LİSTESİ

<u>Tablo 2.1 : Amplitüt katsayısı ve İndeks parametresinin eşdeğerleri.....</u>	21
<u>Tablo 2.2 : ϕ açısının kadran seçimi.....</u>	31
<u>Tablo 4.1 : Sentetik olarak verilen manyetik özeliğe sahip prizmatik yapının parametreleri.....</u>	54
<u>Tablo 4.2 : Sentetik olarak üretilen dipollerin parametreleri.....</u>	61

SEMBOL LİSTESİ

i	: yermanyetik alanının eğimi
A	: sapma açısı
α	: ölçüm profili ile manyetik kuzey arasındaki açı
ω	: açısal frekans
I	: inklinasyon açısı
C	: rejyonel alan sabiti
β	: marquardt katsayısı
f	: frekanstır
Q	: indeks parametresi
ϕ	: etkin manyetizasyon vektörünün eğimi
J	: sonuç manyetizasyon
θ	: coğrafi kuzeyden sapma açısı
H	: jacobian matrisini
P	: amplütüt katsayısı
G	: gözlemsel değerler
D	: denklinasyon açısı
δ	: daykın eğim açısı
M	: eğim
B	: daykın yarı genişliği
A	: rejyonel değişim
I'	: indüklenmiş manyetizasyon (J_1) halindeki etkin eğim açısı
D_0	: manyetizasyon vektörünün denklinasyon açısı
I_0	: yer manyetik alanının eğim açısı
J_0	: sonuç manyetizasyonun eğim açısı
D_m	: ölçüm yönü
Z_1	: fayın üst yüzey derinliği
Z_2	: fayın alt yüzey derinliği
EI	: manyetizasyon şiddeti
ΔT	: manyetik anomali
ΔH	: manyetik anomalinin yatay bileşeni
ΔV	: manyetik anomalinin düşey bileşeni
Δx	: uzunluk domeninde örnekleme aralığı
Δu	: frekans domeninde örnekleme aralığı
$dT(k)$: iki anomali arasındaki fark
Δmp	: model parametrelerine uygulanacak düzeltme miktarları
J'	: kalıntı mıknatıslanma sonucunda oluşan sonuç manyetizasyonun etkin eğim açısı

ÖZET

DALGACIK YÖNTEMİ KULLANILARAK GELİBOLU BÖLGESİNİN GRAVİTE VE MANYETİK ANOMALİ HARİTALARININ YORUMU

Bu çalışmada, TPAO tarafından elde edilen gravite ve manyetik anomali haritalarına Dalgacık yöntemi uygulayarak Gelibolu Bölgesi'nin tektonik yapısı aydınlatılmaya çalışılmıştır. Bu tezde, Dalgacık yönteminin sınır saptama konusundaki başarısı ile rejyonel ve rezidüel anomali haritalarının ayrımı üzerinde durulmuştur. Dalgacık yöntemi ilk olarak sentetik örnekler üzerinde denenmiş, başarılı sonuçlar elde edildikten sonra arazi verilerine uygulanmıştır. Ayrıca gravite ve manyetik anomali haritalarından alınan kesitlerle, bu bölgede anomali oluşturan jeolojik yapılar modellenmiştir. Elde edilen sonuçlar yine TPAO tarafından bölgede alınan derin sismik kesitler ile (DG-158; DG-159) karşılaştırılmış, Gelibolu Yarımadasının tektonik yapısı ayrıntılı bir şekilde ortaya çıkartılmış ve bu bölgede ters bir fayın varlığı saptanmıştır. Gelibolu Bölgesi için yeni bir tektonik harita geliştirilmiştir. Yapılan bu çalışma ile Dalgacık yönteminin yeraltındaki jeolojik yapı sınırlarının saptanmasında önemli ölçüde yararlar sağladığı görülmektedir.

SUMMARY

Interpretation of the analysis of magnetic and gravity anomalies maps of Gelibolu Region by using wavelet method.

In this study, wavelet transform is used to identify tectonic structure of Gelibolu Region by using magnetic and gravity anomalies maps obtained by TPAO. The success of wavelet method for determining the limit border edge and distinction between regional and residual maps are discussed. First of all, the wavelet method is applied to synthetic samples, after having good results, the method is applied to field data. In addition to the geological structures creating anomaly are modelled with the cross – sections captured on magnetic and gravity anomalies maps. The results are compared with the deep seismic cross sections taken on Gelibolu by TPAO (DG-158; DG-159) and tectonic structure of Gelibolu Peninsula is determined in detail. This study also show that determination a reverse fault in this region. In addition to development a new tectonic map of Gelibolu Peninsula. We also say that the succes of wavelet transform for determining the limit border analyse.

1.GİRİŞ

Jeofizikte, herhangi bir olayın kaydının alınması sırasında, kaydı istenen olayların yanında istenmeyen bazı olayların bulunduğu da gözlenir. İstenmeyen bu olaylara, uygulamada gürültü (noise) adı verilir. Gürültüye neden olan olaylar periyodik veya rasgele olabilirler. Bazı durumlarda gürültü istenen olayın görünüşünü değiştirebilir ve bazı durumlarda ise istenen olayın güçlkle fark edilebilir hale dönüşmesine yol açar. Bu gibi durumlarda istenen olayla, istenmeyen olayın birbirinden ayrılması gerekir. Böyle bir ayırmanın yapılmasında filitre teknikleri önemli bir yer tutarlar.

Gravite ve manyetik prospeksiyonun en önemli konularından biri, anomali haritalarının iyi bir şekilde analizinin yapılmasıdır. Bu işlem, rejyonel ve rezidüel anomalilerin birbirinden ayrılması işlemidir. Gravite ve Manyetik anomalilerin iyi bir şekilde değerlendirilmesi, bu ayırmanın iyi bir şekilde yapılmış olmasına bağlıdır. Rezidüel anomaliler yeryüzüne yakın yapıların hızlı, rejyonel anomaliler ise daha derinlerde yer alan büyük kütlelerin yavaş bir şekilde değişen gravite alanı olduğundan, anomalilerinin genişliği ile bu anomalileri oluşturan kütlelerin derinlikleri arasında sıkı bir ilişki görülür. Yeryüzüne yakın kütlelerin anomalileri dar, derindeki kütlelerin anomalileri ise daha geniş yer kaplar. Bu durumu iyi analiz edip, isteğimize uygun iyi bir ayırım yapmalıyız. Gravite ve manyetik anomali haritalarına iyi bir ayırım yöntemi uygulayarak, rejyonel ve rezidüel anomali değerlerini elde etmek için, son yıllarda birçok çalışma yapılmaktadır. Bunlardan, Dean (1958) Gravite ve Manyetik anomalilerin yorumu için frekans analizi yapmış, çeşitli durumların düşey türevlerini bulmuştur. Bhattacharyya (1965) Manyetik yorum için, iki boyutlu harmonik analiz yapmıştır. Fuller (1967) and Zurflueh (1967) hazırladıkları iki boyutlu filitreleri kare grid üzerinde enterpole edilen değerlere uygulamışlardır. Lavin and Devane (1970) Hankel dönüşüm yöntemi uygulayarak, iki boyutlu filtre elde etmişlerdir. Clement (1973) Fourier Transformunu kullanarak iki boyutlu filitreleri elde etmiştir. Özdemir (1977) Hankel dönüşüm yöntemi kullanarak alçak geçişli filitreler elde etmiş ve bunları Gönen-Manyas bölgesine uygulamıştır. Anderson (1979) Hankel Transform yöntemini

kullanarak dijital filitre elde etmiştir. Özdemir (1984) alçak geçişli filitre katsayıları elde ederek, Tuz Gölü bölgesinin Bouguer anomali haritasının temel yapı derinliğini araştırmıştır. Özdemir (1989) katsayı hesaplamalarıyla iki boyutlu dairesel simetrik filitre düzenlemiştir. Pawlowski and Hansen (1990) Wiener filitre tekniği kullanarak, gravite anomali haritalarının ayırımını yapmışlardır. Keating (1992) Walsh transformu kullanarak gravite anomali haritalarından yoğunluk dağılımını elde etmiştir. Bezvoda ve diğerleri (1992) potansiyel alanlardaki direkt problem çözümleri için lineer filitreleri kullanmışlardır. Hansen and Simmonds (1993) çeşitli kaynak yapıları Werner dekonvolüsyon algoritması kullanarak değerlendirmişlerdir. Wessel (1998) potansiyel kaynaklı alan dataların rejyonal ve rezidüel ayırımında median filtreler kullanmıştır. Uçan ve diğerleri (2000a) Markov Random Filtre tekniği kullanarak sentetik olarak üretilen gravite anomali haritalarının rejyonal ve rezidüel ayırımını yapmışlardır. Albora ve diğerleri (2001a; 2001b) Hücresel Yapay Sinir Ağları kullanarak potansiyel alan anomalilerinin rejyonal ve rezidüel ayırımını yapmışlardır. Uçan ve diğerleri (2001) Markov Random Filtre tekniği kullanarak Akdağ demir madenin gravite anomali haritasında rejyonal ve rezidüel ayırımını yapmışlardır. Uçan ve diğerleri (2002) Genetik-Hücresel Yapay Sinir Ağları kullanarak sentetik olarak üretilen Bouguer anomali haritalarının rejyonal ve rezidüel ayırımını yapmışlardır. Hackney ve diğerleri (2004) Orta Amerika'da elde edilen gravite anomali haritasına alçak geçişli ve yüksek geçişli filitre teknikleri kullanarak rejyonal ve rezidüel ayırımı yapmışlardır. Bu gibi araştırmacıların çalışmalarıyla rejyonal ve rezidüel anomalilerin ayırımında ilerleme ve yenilikler devam etmektedir.

Bu çalışmada, rejyonal ve rezidüel ayırımında son yıllarda güncel çalışma alanları bulunan Dalgacık yöntemi kullanılacaktır. Dalgacık yöntemi, ilk olarak 1909'da Haar'ın tezinde kullanılmıştır. Haar dalgacık fonksiyonunun en önemli özelliği, sıkı desteğe sahip olmasıdır. Buna karşın Haar dalgacık fonksiyonu sürekli türe ve sahip değildir. 1930'lu yıllarda değişken ölçekli taban fonksiyonları üzerine yapılan çalışmalarda, Littlewood, Paley ve Stein, ölçeği değişirken enerjisini koruyan fonksiyonlar elde etmişlerdir. 1950-1960 yıllarda Littlewood-Paley teorisi kısmi diferansiyel denklemler ve integral denklemlerine uygulandı. 1960-1980 yılları arasında Guido Weiss ve Ronald Coifman, bir fonksiyon uzayının en basit elemanları olarak tanımladıkları ve atom adını

verdikleri fonksiyonlar üzerine çalışarak, bu atomlar sayesinde fonksiyonlar uzayını yeniden oluşturabilmişlerdir.

1980 yıllarında John Morlet, kısa zamanlı Fourier Dönüşümü'ne alternatif çalışmalar yapmaktaydı. Kısa zamanlı Fourier Dönüşümü'nde, zamanda pencerelemiş işaretin Fourier Dönüşümü alınmakta ve pencere ötelenip, tüm işaret taranarak aynı işlem tekrar edilmektedir. Bu dönüşümde eğer pencere fonksiyonu dar alınırsa yüksek frekanslar, geniş alınırsa alçak frekanslar daha iyi analiz edilebilmekteydi. Morlet, bu iki işlemi tek bir dönüşümde yapmak için dönüşüm fonksiyonlarını üretti. Pencerelemiş bir kosinüs fonksiyonunu ve bu fonksiyonun zamanda daraltılmış versiyonlarını kullanarak, pencere fonksiyonunun zamandaki yerine ve pencerenin ölçeğine bağlı yeni dönüşüm fonksiyonları geliştirdi. Jeofizikte, farklı dönüşüm fonksiyonları dalgacık olarak adlandırılıyordu. Morlet ise geliştirdiği fonksiyonları sabit biçimli dalgacıklar olarak adlandırdı. Daha sonra sadece dalgacıklar olarak kısaltıldı.

Dalgacık fonksiyonunu, Goupillaud ve diğerleri (1984) ilk kez sismik sinyal işlemede kullanmıştır. Goupillaud jeofizikçi olup dalgacık yönteminin teorisini geliştiren ve jeofizik datalara ilk uygulayan kişi olmuştur. Strömberg ilk defa dikgen dalgacık fonksiyonunu elde etmiştir. Quantum mekaniğindeki evre uyumlu durumlar kullanılarak, dalgacık fonksiyonlarına dayanan integraller için ters dönüşüm elde edilmiştir (Grossman and Morlet, 1985). 1985 yılında Mallat çoklu-çözünürlük analizini geliştirmiş ve dalgacıkların tümlev ayna filtreleri, altband filtreleme ve piramit yapı ile ilişkisini ortaya koymuştur. Meyer sürekli türe ve sahip ilk dalgacık fonksiyonlarını ve birkaç yıl sonra Daubechies ortogonal, sıkı destekli dalgacık fonksiyonunu elde etmiştir.

Wavelet analizinin jeofizik verilere bir çok uygulaması bulunmaktadır. Davis ve diğerleri (1994), Riddsil-Smith and Dentith (1999), Şeker ve diğerleri (1999), Uçan ve diğerleri (2000b), Uçan ve diğerleri (2001), Albora ve diğerleri (2002), Albora ve diğerleri (2004) potansiyel kaynaklı verilerin rejyonel ve rezidüel ayrımlarını dalgacık analizi kullanarak elde etmişlerdir.

Dalgacık yöntemi kullanılarak iki ve üç boyutlu filtre çalışmaları yapılabilir. Potansiyel kaynaklı verilerin rejyonal ve rezidüel anomali haritalarının ayrımında, Fedi and Quata (1998), Uçan ve diğerleri (2000b; 2000c; 2000d), Tsivouraki-Papafotiou ve diğerleri (2003) çalışmalar yapmışlardır. Bu yöntemde çeşitli katsayıları kullanarak, istedikleri tekrar sayısı kadar rejyonal yapıyı ortaya çıkartabilmişlerdir. Hornby ve diğerleri (1999) wavelet yöntemini kullanarak potansiyel alan datalarını analiz etmiştir. Trad and Travassos (2000) manyetellürük dataların iyileştirilmesinde ve gürültülerden arındırılmasında dalgacık yöntemini kullanmışlardır. Yu ve diğerleri (2004) dalgacık dönüşümünü sismik verilere migrasyon yapmak amacıyla uygulamışlar.

Bu çalışmada, Daubechies (1990)'in katsayılarını kullanılmıştır. Daubechies'in 1'inci katsayılarında istenilen sonuçlar elde edilmiştir. Çalışmanın bir diğer önemli özelliği ise, elde etmek istediğimiz anomali haritasının yatay, düşey ve çapraz çıkışlarının elde edilebilmesidir. Böylece elde edilen farklı çıkışları yorumlama imkanımız olacaktır. Yöntemin daha iyi anlatılabilmesi için sentetik modeller üzerinde çalışılmıştır.

Yöntemin uygulanabilirliği kuramsal modeller üzerinde denendikten sonra Gelibolu Yarımadasına ait gravite ve manyetik anomali haritalarına uygulanmıştır. Bu bölgenin seçilmesinin nedeni Gelibolu Yarımadası'nın karmaşık bir tektonik yapıya sahip olmasıdır. Ayrıca bu bölgede, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) tarafından elde edilmiş olan Gravite ve Düşey Manyetik anomali haritalarında etkisi gözükten ters atımlı bir yapıya sahip olan Anafartalar fayının modellenmesi ve manyetik anomali haritasında daha etkili bir şekilde görülen manyetik özelliğe sahip dayk şeklindeki bir sokulumun modellenmesi amaçlanmıştır. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) tarafından bölgede yapılan derin sismik kesitler ile Dalgacık yönteminin sonuçları ve ters çözüm yöntemi kullanılarak elde edilen jeolojik yapılar birbirleri ile karşılaştırılarak bölgeye ait yeni bir tektonik harita elde edilmiştir.

Gelibolu yarımadasının aktif tektonik yapısı birçok bilim adamı tarafından çalışılmıştır. Elmas and Meriç (1998) Anafartalar ters fayının kuzey batı kısmında başka bir ters fayın varlığından söz etmişlerdir. Yaltırak ve diğerleri (1998) Anafartalar ters fayının kuzey batısında bu faya dik doğrultu atımlı fayların bulunduğu bahsetmişlerdir. Uçan ve diğerleri (2001) Gelibolu yarımadasının kuzey batısındaki Saroz körfezine ait

gravite ve manyetik anomali haritalarını Dalgacık yöntemi kullanarak modellemişler ve Ganos fayı ve Saros grabeni ile ilgili çalışmalar yapmışlardır. Uçan ve diğerleri (2003) Gelibolu bölgesinde steerable filtre tekniklerini kullanarak buradaki yapı sınırlarını ortaya çıkartmaya çalışmışlardır.

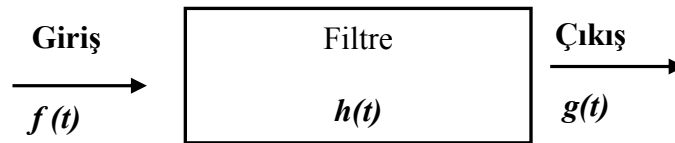
Bu çalışma, Gelibolu Bölgesinin tektonik yapısının aydınlatılması amacıyla yapılmıştır. Gelibolu Bölgesinin gravite ve manyetik anomali haritalarına dalgacık yöntemi uygulanarak bölgedeki fay hattının sınırlarının belirlenmesi ve fayların modellenmesi amaçlanmıştır. Dalgacık yöntemi ilk olarak sentetik örnekler üzerinde denendikten sonra arazi verilerine uygulanmıştır.

2. GENEL KISIMLAR

2.1. FİLTRE TEKNİKLERİ

Jeofizik ve görüntü işlemenin uygulanabildiği tüm alanlarda temel görüntü işleme teknikleri zaman ve frekans domeninde incelenebilir. Filtreleme işlemi giriş verisi ile çıkış verisi arasında bir ilişki kurma mantığına dayanmaktadır. Filtreleme işlemi günümüzdeki bütün elektronik aygıtlarda kullanılmaktadır (Radyo, televizyon, uydular, radar vb). Filtreler değişik biçimlerde olabilir. Sürekli verilerin süzülmesinde kullanılan filtrelere analog filtreler, sayısal verilerin süzülmesinde kullanılan filtrelere de sayısal filtreler denir.

Kenar belirleme, gürültüden arındırma gibi işlevler yapan filtreler, jeofizik mühendisliğinde de önemli kullanım alanlarına sahiptir. Gravite ve manyetik anomali haritalarında daha çok rejyonel (derin kütlelerin etkisi) ve rezidüel (yüzeeye yakın sığ kütle etkisi) ayırımında filtre teknikleri kullanılmaktadır. Filtre yönteminde yapılan işlem, yüksek frekanslı kabul edilen rezidüel ve alçak frekanslı kabul edilen rejyonel etkilerin birbirinden ayrılmasıdır. Sayısal filtre tekniğinde filtreleme işlemi aralık domenindeki verilerle filtre katsayılarının konvolüsyonundan ibarettir. Uzunluk domenindeki bu konvolüsyon işlemi bu iki fonksiyonun frekans sayısı domenindeki dönüşümleri (transformları) ile arasındaki çarpımına eşdeğerdir.



Şekil 2.1. Bir filtrede giriş ve çıkışın gösterimi.

$f(t)$ bir filtre fonksiyonu olarak; giriş verisi $h(t)$ ' yi çıkış verisi $g(t)$ ' ye dönüştürür (Şekil 2.1). Zaman ortamında,

$$g(t) = h(t) * f(t) \quad (2.1)$$

Frekans ortamında ise,

$$G(w) = H(w).F(w) \quad (2.2)$$

şeklindedir. Büyük harfler frekans dönüşümleri için kullanılmıştır. Fourier çiftleri ise,

$$g(t) \leftrightarrow G(w)$$

$$h(t) \leftrightarrow H(w)$$

$$f(t) \leftrightarrow F(w)$$

şeklindedir. $w = 2\pi f$ 'dir. $w =$ radyan/s birimli açısal frekans, f ise frekanstır. İki boyutlu konvolüsyon integrali,

$$g(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(a, b) h(x - a, y - b) da db, \quad (2.3)$$

şeklindedir. Burada,

$h(x, y) =$ Giriş frekans cevabı

$f(x, y) =$ Filtre fonksiyonu

$g(x, y) =$ Çıkış frekans cevabı

Sayısal filtre işlemi giriş sinyali ile süzgeç katsayılarının konvolüsyonudur. Tek boyutlu durum için,

$$\delta(t) = \begin{cases} 1 & t=0 \\ 0 & t \neq 0 \end{cases} \quad (2.4)$$

şeklindeki bir impuls fonksiyonuna karşı, zaman domenindeki davranışını gösterir ve buna filtrenin impuls yanıtı denir. Zaman domeninde f ve h fonksiyonları arasındaki konvolüsyon işlemi,

$$g(x, y) = f(x, y) * h(x, y) \quad (2.5)$$

şeklindedir. Filtreleme işlemini konvolüsyon integraline bağlı olarak,

$$y(x) = \int_{-\infty}^{\infty} F(a) G(x-a) da \quad (2.6)$$

ya da,

$$y(x) = f(x) * g(x) \quad (2.7)$$

şeklinde yazabiliriz. Bu integral sürekli fonksiyonlar için kullanılır. Ayrık fonksiyonlar için,

$$y(n) = \sum_k f(k) g(n-k) \quad (2.8)$$

bağıntısını yazabiliriz. İki boyutlu durumda ise konvolüsyon integrali,

$$y(n, m) = \sum_k \sum_l f(k, l) g(n-h, m-l) \quad (2.9)$$

olarak yazılabilir. Burada f filtre, g orjinal veriler, y 'de ayrık filtre çıkışıdır.

Gravite ve manyetik veriler genelde iki boyutlu bir alan şeklindedir. Bu alan bir kare ağı şeklinde düşünülebilir. Aynı şekilde filtre fonksiyonu da aynı aralıklarda başka bir kare ağı matrisi ile gösterilebilir. Bu iki fonksiyonun konvolüsyonu filtrelenmiş çıkış değerini verir. Bu işlem zaman (uzunluk) ve frekans (dalga sayısı) domeninde birebir çarpım yapılarak uygulanır.

Filtrenin en önemli özelliklerinden biri de “kesme frekansı” veya “kesme dalga sayısı” olarak bilinen frekans yanıt eğrisinin sıfıra vardığı değer olarak bilinir. Uygulamada filtrenin en büyük yanıtının yarısına eşit olan değere karşılık gelen değer ‘kesme frekansı’ olarak kabul edilir. Frekans yanıtının keskin inişli istenmesine karşın, uygulamada bu genellikle mümkün değildir. Bu dikliğin filtre uzunluğu ile ilgisi vardır. Bir veri gurubuna ne çeşit bir filtre uygulanacağına karar verildikten sonra filtrenin kesme frekansı bulunur. Filtreleri frekans domeninde dört ana guruba ayırabiliriz;

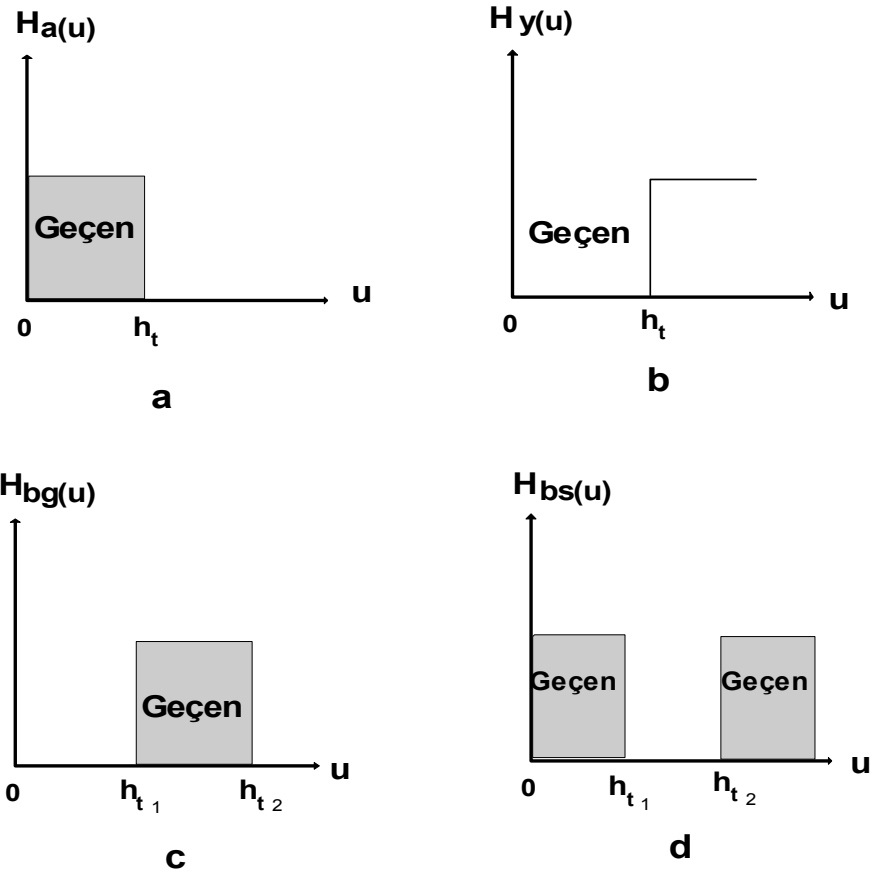
a- Alçak Geçişli (Low-pass) Filtreler: Bu filtreler belirli bir frekanstan daha alçak frekanslı değişimleri geçiren, diğer değişimleri süzen filtrelerdir. Bu filtreler küçük değişimleri süzdüklerinden dolayı, derin etkileri ortaya çıkartmak için kullanılırlar.

b- Yüksek Geçişli (High-Pass) Filtreler: Bu filtreler, alçak geçişli filtrelerin tam tersi şeklindedir. Belirli bir frekanstan daha yüksek değişimleri geçirip, bunun dışında kalan frekansları süzen filtrelerdir. Bu filtreler, yeryüzüne yakın yapıların yoğunluk farklarından dolayı meydana gelen etkileri ortaya çıkarmak için kullanılırlar.

c- Band Geçişli (Band-Pass) Filtreler: Bu filtreler belirli iki frekans arasındaki değişimleri geçirip, bunun dışındaki frekansları süzen filtrelerdir.

d- Band Reddedici (Band-Reject) Filtreler: Bu filtreler belirlenen iki frekans arasındaki değişimleri geçirmeyen, bu frekansların dışındakileri geçiren filtrelerdir.

Bu dört tip filtrenin frekans yanıtları Şekil 2.2’de gösterildiği gibidir.



Şekil 2.2: Çeşitli filtrelerin teorik olarak elde edilen genlik yanıtları a-Alçak geçişli filtre, b-Yüksek geçişli filtre, c-Band geçişli filtre, d-Band reddedici filtre.

Burada zaman ve uzunluk aynı domeni ifade etmektedir. Uzunluk veya eşdeğer tanımıyla zaman domenindeki herhangi bir $f(t)$ veya $f(x)$ fonksiyonunun frekans domenine veya frekans domeninden uzunluk/zaman domenine dönüştüren tek boyutlu Fourier eşitlikleri,

$$F(u) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x)\exp(-i2\pi ux)dx,$$

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(u)\exp(i2\pi ux)du \quad (2.10)$$

şeklinde yazılabilir. Bunlara Fourier entegral çiftleri denilir. Bir domende bilinen bir fonksiyonu, diğer bir domene çevirmek için kullanılır. Eğer domen değiştirecek fonksiyon, sürekli değil de ayrık değerlerden oluşuyorsa, Fourier entegral çiftlerini şöyle yazabiliriz.

$$F(u) = \Delta x \sum_{n=-\infty}^{\infty} f(n.\Delta x) \exp(-i2\pi un\Delta x),$$

$$f(x) = \Delta u \sum_{k=-\infty}^{\infty} F(k\Delta u) \exp(i2\pi xk\Delta u). \quad (2.11)$$

Filtre fonksiyonları, filtrelenmiş verilerde faz kayması yapmaması için çift fonksiyon olarak seçilirler. Bundan dolayı yukarıdaki entegral çiftleri yalnız Cosinüs'lü terimleri kapsarlar.

$$F(u) = 2\Delta x \sum_{n=0}^N f(n\Delta x) \cos(2\pi n\Delta xu),$$

$$f(x) = 2\Delta u \sum_{k=0}^{0.5/\Delta u} F(k\Delta u) \cos(2\pi k\Delta ux). \quad (2.12)$$

Burada Δx uzunluk domeninde, Δu ise frekans domeninde örnekleme aralıklarıdır. İki boyutlu Fourier dönüşüm yöntemiyle Alçak geçişli bir filtre elde etmek mümkündür. Bunun için iki boyutlu filtreleme işlemini, bir konvolüsyon entegrali ile gösterebiliriz.

$$g(x,y)=\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}f(\alpha-\beta)h(x-\alpha,y-\beta)d\alpha d\beta \quad (2.13)$$

Burada, $f(x,y)$ giriş datası, $h(x,y)$ filtre fonksiyonu ve $g(x,y)$ filtrelenmiş çıkışı gösterir. Bu bağıntının frekans domeninde Fourier dönüşümü alınırsa,

$$G(u,v)=F(u,v).H(u,v) \quad (2.14)$$

elde edilir. Buradan, $h(x,y)$ filtre fonksiyonunun filtreleme etkisi açıkça görülmektedir. Giriş fonksiyonunun spektrumu, çıkışı elde etmek için, $F(u,v)$ fonksiyonu ile çarpılarak değişikliğe uğramıştır. Zaman (uzunluk) domeninde belirlenmiş iki fonksiyon arasındaki konvolüsyon işleminin, frekans domeninde, bu fonksiyonların Fourier dönüşümlerinin çarpımından ibaret olduğu görülmektedir. $h(x,y)$ filtre fonksiyonun Fourier dönüşümü, bu fonksiyonun yanıtı olarak bilinir ve

$$H(u,v)=\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}h(x,y)\exp(-2\pi i(ux+vy))dxdy \quad (2.15)$$

şeklinde yazılır. Bunun ters dönüşümü ise,

$$F^{-1}[H(u,v)]=h(x,y)=\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}H(u,v)\exp(2\pi i(ux+vy))dudv \quad (2.16)$$

şeklindedir. Filtre fonksiyonu olan $f(x,y)$ çift fonksiyon ise,

$$H(u,v)=4\int_0^{\infty}\int_0^{\infty}h(x,y)\cos 2\pi ux.\cos 2\pi vydxdy \quad (2.17)$$

şeklinde ifade edilebilir. Uzunluk domenindeki birimleri, veri aralığı olarak seçersek, u ve v 'nin birimleri de veri aralığı başına silk/devir olarak tanımlanır. Bu doğrultusunda, filtre fonksiyonunun sonlu olması koşulunu göz önüne alarak (2.13) bağıntısı ayrık olarak,

$$g(x,y)\cong\sum_{k=-x/\Delta x}^{x/\Delta x}\sum_{n=-Y/\Delta y}^{Y/\Delta y}f(k\Delta x,n\Delta y)h(x-k\Delta x,y-n\Delta y)\Delta x\Delta y \quad (2.18)$$

şeklinde yazabiliriz. Burada, $\Delta x = \Delta y = l$ ve süzgeç fonksiyonunu h olarak ifade edersek, (2.18) bağıntısı,

$$g(x, y) \cong \sum_{k=-X}^X \sum_{n=-Y}^Y h(k, n) f(x-k, y-n) \quad (2.19)$$

şeklinde yazılabilir. Bir $f(x, y)$ fonksiyonu, çift fonksiyon ise (2.19) ifadesinin frekans yanıtı,

$$H(u, v) \cong 4 \sum_{k=0}^X \sum_{n=0}^Y h(k, n) \cos(2\pi ku) \cos(2\pi nv) \quad (2.20)$$

şeklinde olur. Burada $h(k, n)$ dizisi; k, n koordinatlarına göre, istenen çıkışı verecek giriş verilerine uygulanan filtre katsayılarıdır. Sürekli bir $f(x, y)$ fonksiyonu,

$$f(x, y) = \int_{-f_{ox}}^{f_{ox}} \int_{-f_{oy}}^{f_{oy}} F(u, v) \exp(2\pi i(ux + vy)) du dv \quad (2.21)$$

şeklinde yazılır. Burada, f_{ox} ve f_{oy} fourier dönüşümünü sıfır yapan kesme frekanslarıdır. $F(u, v)$ sayısal olarak eksenlere göre çift fonksiyon olarak alınırsa (2.21) bağıntısından filtre katsayıları dizisi için,

$$h(k, n) \cong 4 \sum_{l=0}^{0.5/\Delta u} \sum_{m=0}^{0.5/\Delta v} F(l\Delta u, m\Delta v) (\cos 2\pi l\Delta uk) (\cos 2\pi m\Delta vn) \Delta u \Delta v \quad (2.22)$$

bağıntısı yazılabilir (Uçan ve Albora, 2003).

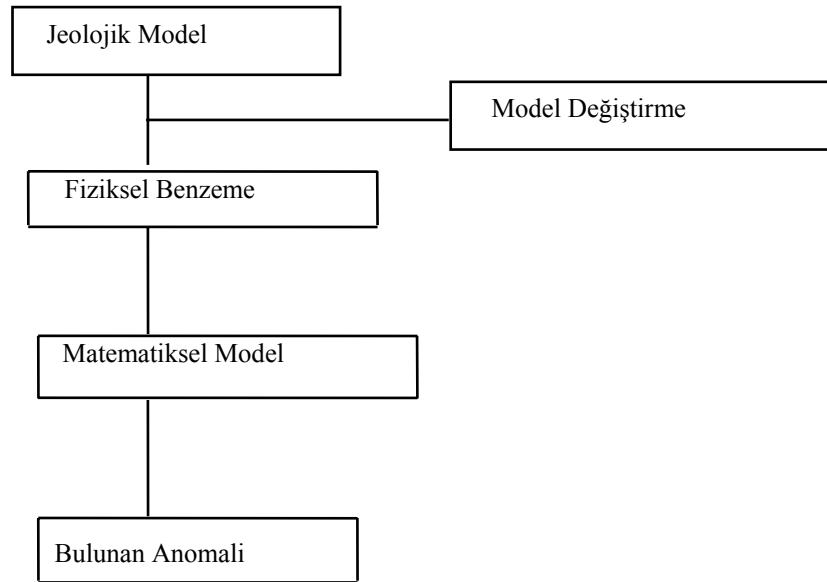
2.2. JEOFİZİK YÖNTEMLERDE MODELLEME

Bilindiği gibi gravite ve manyetik yöntemler doğal potansiyel kaynaklı bir alandır. Doğal potansiyel kaynaklı alan anomalilerinin değerlendirilmesinde anomaliye sebep olan yeraltı yapısının geometrik şeklinin ortaya çıkartılması modelleme çalışmalarının temelini oluşturur. Araziden ölçülerek elde ettiğimiz kesitlerle herhangi bir geometrik şekle sahip yapının teorik eğrilerinin birbirleriyle karşılaştırılması sonucu yeraltında bulunan cisim hakkında bilgi sahibi olabiliriz. Yeraltındaki cismin şeklini en iyi şekilde belirleyebilmek için göz önünde bulundurulması gereken birçok etken vardır. Bu etkenlerden en önemlisi gravite yönteminde yoğunluk, manyetik yöntemlerde

süseptibilite olup diğeri bir etkende derinliktir. Modellenecek olan cisim ne kadar derinde ise meydana getirdiği anomalinin dalga boyu da (kesim frekansı) o kadar uzun olur ve anomali derin cisimlerin geometrisinden yada cismin derin kesimlerindeki biçim değişikliklerinden daha az etkilenir.

Gravite ve manyetik modellerinde, cisimleri iki ve üç boyutlu olarak ele alabiliriz. İki boyutlu kütlelerin gravite alanı üç boyutlu kütlelerin gravite alanlarından yararlanılarak hesaplanabilir. Üç boyutlu kütlelerin bir boyutunun sonsuza atılmasıyla bu boyutta gravite alanı sabit kalacağı için kütlelerin gravite alanını iki boyutta incelenmesi mümkün olur.

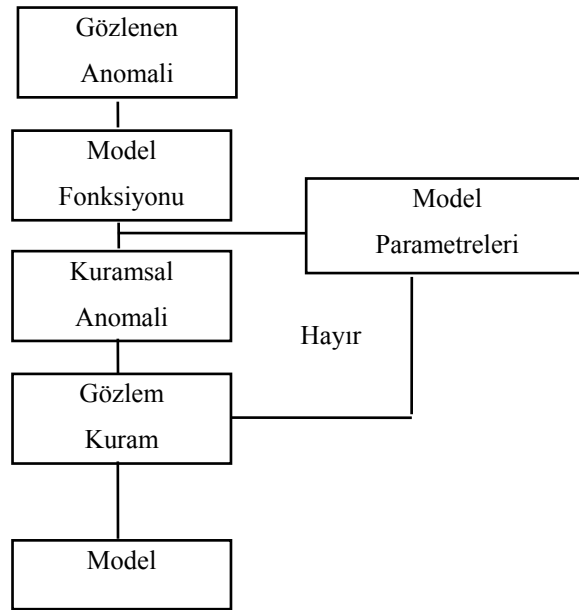
Jeofizikte modelleme iki türlü olur. Jeolojik yapı modelinden yararlanarak anomaliyi oluşturan yapının geometrisinin bulunmasına düz modelleme (Forward) işlemi denir (Şekil 2.3). İkinci yaklaşım ise bu işlemin tersidir. Burada meydana gelen anomaliden yararlanarak jeolojik modelin parametreleri bulunmaya çalışılır. Bu işleme ters çözüm (invers) işlemi denir (Şekil 2.4). Ters çözümde aynı anomaliyi veren sonsuz tane çözüm bulunmakla birlikte düz modellemede verilen modelin parametrelerine bağlı olarak tek bir anomali bulunur.



Şekil 2.3: Jeofizikte düz problem çözümü (Canitez, 1997).

Jeofizikte ters çözüm, kabul edilen yer modelinin gözlenmiş bir grup veriden hesaplanması şeklinde yorumlanır. Ters çözüm problemi çok çözümlüdür. Çok

çözünürlükte, ters çözüm sonucunda bulunan model anomalisi ile gözlenen anomali çok iyi bir uyum içerisinde bulunabilir. Fakat, gerçek kütle ile ilgisi olmayan herhangi bir jeolojik yapı da elde edilebilir. Bu yüzden elde edilecek jeofizik yapının modeli kadar, bu modele ait parametrelerin seçimi de önemlidir. Ters çözüm yöntemini, model parametreleri ve onların oluşturduğu model yanıtı şeklinde gruplayabiliriz. Bir model, gözlenen bir olayı özel bir matematiksel işlemle gösteren bir grup bağıntıdan oluşur. Bu bağıntılar, gerçek veriden hesaplamayı istediğimiz model parametrelerinin sayısına bağlıdır. Model yanıtı, modelden üretilen yapay veriden oluşur. Ters çözümün amacı, model yanıtının gözlemsel veriye çakışmasını sağlayan model parametrelerini elde etmektir. Düz modellemede modelle oynayarak gözlenen anomali çakıştırılması amaçlanır. Ters modellemede ise anomaliden yola çıkılarak bu anomaliye en uygun model elde edilir.



Şekil 2.4: Ters çözüm probleminin işleyişi (Canitez, 1997).

2.2.1. Üç Boyutlu Prizmatik Kütlelerin Manyetik Anomalilerinin Hesaplanması

Prizma şeklindeki yapılardan oluşmuş kütlelerin oluşturduğu manyetik alanın x-y düzlemi üzerindeki, gözlenen toplam alan olduğunu düşünelim ve x-ekseni coğrafi kuzey, y-ekseni geometrik doğu, z-ekseni düşey olacak şekilde seçilsin. Sıfır noktası gözlem düzlemi üzerinde koordinat sisteminin orijini olarak alınsın. Prizmanın köşe noktalarından R_i ($i=1, \dots, 8$) uzaklıklarında herhangi bir $P(x,y,z)$ noktasında oluşturacağı potansiyel, Rao and Babu (1991) tarafından Şekil 2.5’de gösterilmiştir.

$$\Delta T(x, y, 0) = G_1 F_1 + G_2 F_2 + G_3 F_3 + G_4 F_4 + G_5 F_5 \quad (2.23)$$

G_1, G_2, G_3, G_4 ve G_5 elemanlarının açık gösterimi,

$$G_1 = EI(Mr + Nq) \quad (2.24)$$

$$G_2 = EI(Lr + Np) \quad (2.25)$$

$$G_3 = EI(Lq + Mp) \quad (2.26)$$

$$G_4 = EI(Nr + Mq) \quad (2.27)$$

$$G_5 = EI(Nr + Lp) \quad (2.28)$$

şeklindedir. Burada EI : manyetizasyon şiddeti; L, M, N : manyetizasyon vektörünün doğrultu kosinüsleridir. Denklem değişkenleri F_1, F_2, F_3, F_4 ve F_5 ise aşağıdaki gibidir.

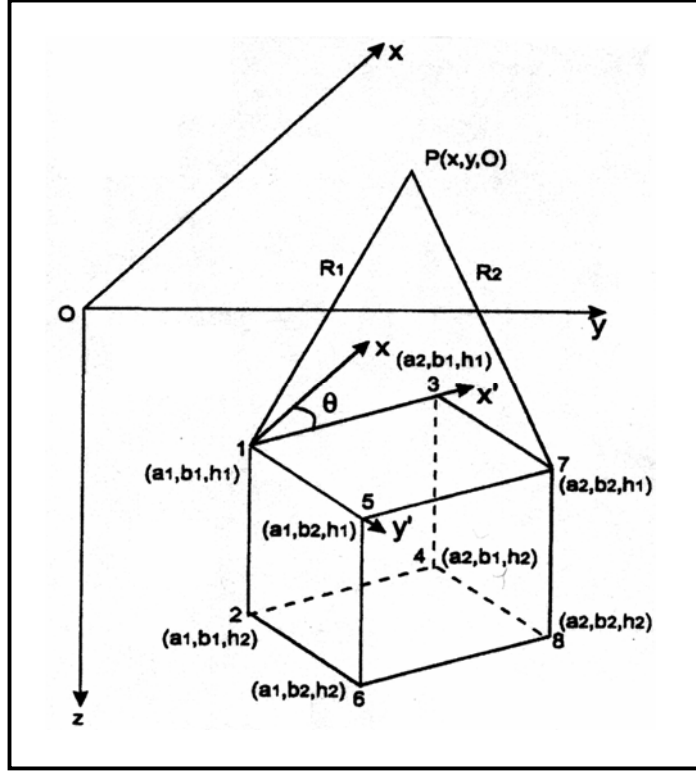
$$F_1 = \ln \frac{(R_2 + \alpha_1)(R_3 + \alpha_2)(R_5 + \alpha_1)(R_8 + \alpha_2)}{(R_1 + \alpha_1)(R_4 + \alpha_2)(R_6 + \alpha_1)(R_7 + \alpha_2)} \quad (2.29)$$

$$F_2 = \ln \frac{(R_2 + \beta_1)(R_3 + \beta_1)(R_5 + \beta_2)(R_8 + \beta_2)}{(R_1 + \beta_1)(R_4 + \beta_1)(R_6 + \beta_2)(R_7 + \beta_2)} \quad (2.30)$$

$$F_3 = \ln \frac{(R_2 + h_2)(R_3 + h_1)(R_5 + h_1)(R_8 + h_2)}{(R_1 + h_1)(R_4 + h_2)(R_6 + h_2)(R_7 + h_1)} \quad (2.31)$$

$$F_4 = \arctan \frac{\alpha_2 h_2}{R_8 \beta_2} - \arctan \frac{\alpha_1 h_2}{R_6 \beta_2} - \arctan \frac{\alpha_2 h_2}{R_4 \beta_1} + \arctan \frac{\alpha_1 h_2}{R_2 \beta_1} \\ - \arctan \frac{\alpha_2 h_1}{R_7 \beta_2} + \arctan \frac{\alpha_1 h_1}{R_5 \beta_2} + \arctan \frac{\alpha_2 h_1}{R_3 \beta_1} - \arctan \frac{\alpha_1 h_2}{R_1 \beta_1} \quad (2.32)$$

$$F_5 = \arctan \frac{\beta_2 h_2}{R_8 \alpha_2} - \arctan \frac{\beta_2 h_2}{R_6 \alpha_1} - \arctan \frac{\beta_1 h_2}{R_4 \alpha_2} + \arctan \frac{\beta_1 h_2}{R_2 \alpha_1} \\ - \arctan \frac{\beta_2 h_1}{R_7 \alpha_2} + \arctan \frac{\beta_2 h_1}{R_5 \alpha_1} + \arctan \frac{\beta_1 h_1}{R_3 \alpha_1} - \arctan \frac{\beta_1 h_1}{R_1 \alpha_1} \quad (2.33)$$



Şekil 2.5:Üç boyutlu dikdörtgen prizma modeli (Rao and Babu, 1991).

Burada,

$$\begin{aligned}
 R_1 &= \sqrt{\alpha_1^2 + \beta_1^2 + h_1^2}, & R_2 &= \sqrt{\alpha_1^2 + \beta_1^2 + h_2^2}, \\
 R_3 &= \sqrt{\alpha_2^2 + \beta_1^2 + h_1^2}, & R_4 &= \sqrt{\alpha_2^2 + \beta_1^2 + h_2^2}, \\
 R_5 &= \sqrt{\alpha_1^2 + \beta_2^2 + h_1^2}, & R_6 &= \sqrt{\alpha_1^2 + \beta_2^2 + h_2^2}, \\
 R_7 &= \sqrt{\alpha_2^2 + \beta_2^2 + h_1^2}, & R_8 &= \sqrt{\alpha_2^2 + \beta_2^2 + h_2^2},
 \end{aligned} \tag{2.34}$$

$$\alpha_1 = a_1 - x, \quad \alpha_2 = a_2 - x,$$

$$\beta_1 = b_1 - y, \quad \beta_2 = b_2 - y$$

şeklindedir. Orijin sabit olarak kaldığında ve x eksenini θ kadar döndürüldüğünde yeni koordinat sisteminde x ve y ,

$$x' = x \cos \theta + y \sin \theta, \quad y' = -x \sin \theta + y \cos \theta \tag{2.35}$$

şeklinde olur. θ açısı ise, coğrafi kuzeyden sapma miktarıdır. Jeomanyetik alanın denklinasyon (D) ve inklinasyon (I) açıları ise alan vektörünün doğrultu kosinüsleri,

$$\begin{aligned} p &= \cos I \cos(D - \theta) \\ q &= \cos I \sin(D - \theta) \\ r &= \sin I \end{aligned} \quad (2.36)$$

şeklindedir. Manyetizasyon vektörünün D_0 ve I_0 denklinasyon ve inklinasyon açıları ise, doğrultu kosinüsleri,

$$\begin{aligned} L &= \cos I_0 \cos(D_0 - \theta) \\ M &= \cos I_0 \sin(D_0 - \theta) \\ N &= \sin I_0 \end{aligned} \quad (2.37)$$

şeklinde olacaktır. Prizma sayısı birden fazla düşünülüp, N_b prizma sayısı olduğunda gözlenen anomali değerleri, teorik olarak aşağıdaki denkleme eşit olur.

$$\Delta T(x, y, 0) = \sum_{k=1}^{N_b} \Delta T_k(x, y, 0) + C \quad (2.38)$$

Burada C , rejyonel alan sabitidir (Rao and Babu, 1991).

2.2.2. Manyetik Dipol

Düşey veya farklı açılardaki dipollerin üç boyutlu anomali haritaları bağıntı (2.39) yardımıyla hesaplanabilir (Telford ve diğerleri, 1990), (Şekil 2.6.).

$Z = (-m$ alanının düşey bileşeni) - ($+m$ alanının düşey bileşeni)

$$Z = kF_0 S \left\{ \left(\frac{1}{r_1^2} \right) \left(\frac{z}{r_1} \right) - \left(\frac{1}{r_2^2} \right) \left(\frac{z + L \sin \alpha}{r_2} \right) \right\} = kF_0 S \left\{ \left(z / r_1^3 \right) - (z + L \sin \alpha) / r_2^3 \right\} \quad (2.39)$$

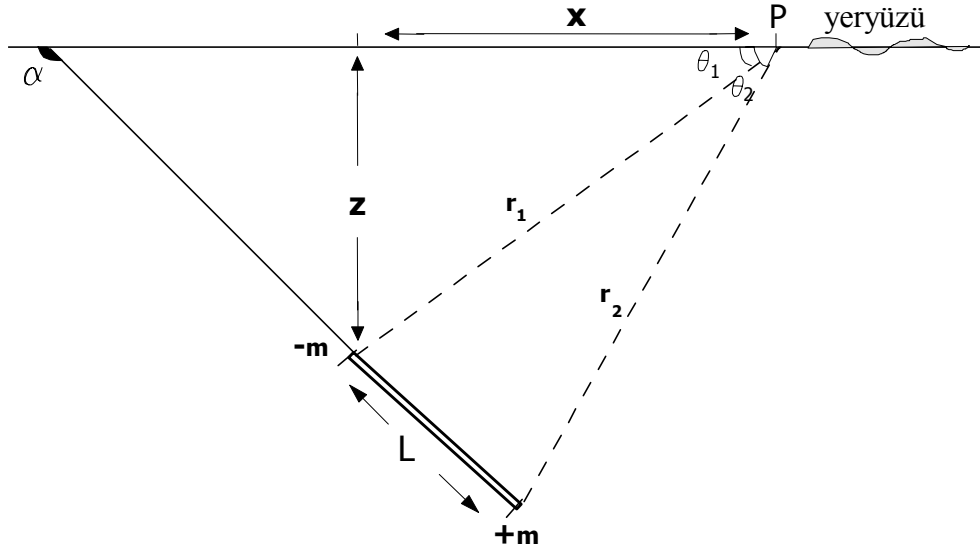
Bazı adımlar sonucunda düşey bileşen şu şekilde ifade edilebilir.

$$Z = k F_0 S \left\{ \frac{z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} - \frac{z + L \sin \alpha}{[(x - L \cos(180 - \alpha))^2 + y^2 + (z + L \sin(180 - \alpha))^2]^{3/2}} \right\} \quad (2.40)$$

Burada,

$$r_1 = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2},$$

$$r_2 = [(x - L \cos(180 - \alpha))^2 + y^2 + (z + L \sin(180 - \alpha))^2]^{1/2} \text{ 'dir (Telford ve diğ., 1990).}$$



Şekil 2.6: Manyetik dipol.

2.2.3. İnce Dayk

Gravite ve manyetik anomalilerin yorumlanmasında düzgün bir geometriye sahip modeller daha sık kullanılmaktadır. Bu modellere ait anomaliler ile gözlem değerleri karşılaştırılarak yeraltında aranan yapı modellenmeye çalışılır. Bu çalışmada değindiğimiz eğimli dayk modeli, geometrik şeklinin jeolojik yapılara uygun olmasından dolayı, manyetik anomali haritalarının yorumlanmasında kolaylıklar sağlamaktadır.

Bir XOY kartezyen koordinat sisteminde, Y eksenini yeraltındaki yapının uzanımı doğrultusunda alınmıştır. Ölçüm profili; Y eksenine dik, manyetik kuzey ile α açısı yapan X eksenini aynı doğrultudadır (Şekil 2.7). Bu durumda etkin eğim açıları şu şekilde yazılır;

$$I' = \arctan \left\{ \frac{\tan I_0}{\cos \alpha} \right\} \quad (2.41)$$

$$J' = \arctan \left\{ \frac{\tan J_0}{\cos a} \right\} \quad (2.42)$$

Burada;

I' = İndüklenmiş manyetizasyon (J_1) halindeki etkin eğim açısı,

J' = Kalıntı mıknatıslanma sonucunda oluşan sonuç manyetizasyonun etkin eğim açısı,

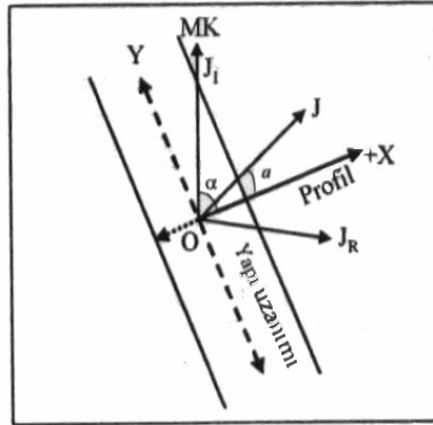
I_0 = Yer manyetik alanının eğim açısı,

J_0 = sonuç manyetizasyonun eğim açısı,

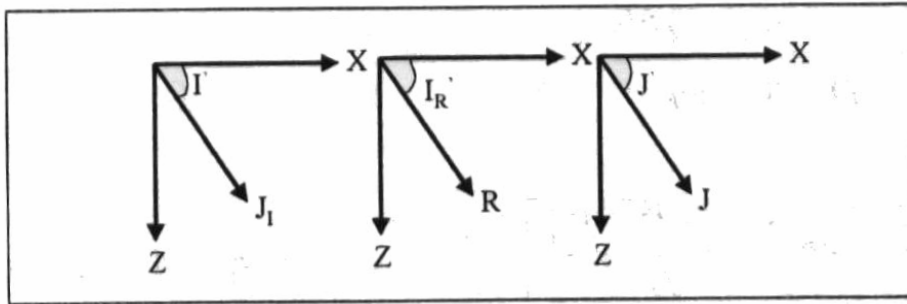
J = sonuç manyetizasyon,

a = sapma açısı,

α = ölçüm profili ile manyetik kuzey arasındaki açı (Hood, 1964).



Şekil 2.7: Manyetiklenmiş bir daykın görünümü (Hood, 1964).



Şekil 2.8: Manyetizasyon vektörlerinin XZ düzlemindeki görünümü (Hood, 1964).

Sonsuz derinliğe uzanan ve eğim açısı δ olan daykın uzanımına dik yönde alınan bir profil üzerinde, keyfi olarak seçilen orijin noktası R'den x uzaklıktaki bir S ölçüm noktasında oluşturacağı manyetik anomali değeri (Şekil 2.8),

$$F(x) = P \left[0,5 \sin Q \ln \frac{(X - D + B)^2 + H^2}{(X - D - B)^2 + H^2} + \cos Q \left(\tan^{-1} \frac{X - D + B}{H} - \tan^{-1} \frac{X - D - B}{H} \right) \right] + MX + C \quad (2.43)$$

şeklinde hesaplanır (Venkata Raju, 2003).

Burada;

P = amplitüt katsayısı,

Q = indeks parametresi,

H = daykın üst yüzey derinliği,

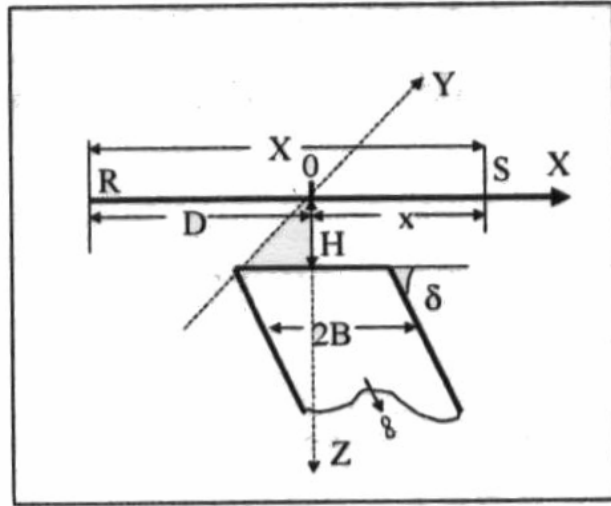
B = daykın yarı genişliği,

D = keyfi orjin noktasından daykın merkezine olan uzaklık,

M = eğim,

C = temel seviye,

X = orjin noktasından ölçüm noktasına olan uzaklık'tır.



Şekil 2.9: Daykın geometrisi (Venkata Raju, 2003).

Tablo 2.1'de P ve Q parametresinin manyetik anomalinin düşey, yatay ve toplam bileşenine ait eşdeğerleri verilmiştir.

Tablo 2.1: Amplitüt katsayısı ve İndeks parametresinin eşdeğerleri.

Anomali	P (amplitüt katsayısı)	Q(indeks parametresi)
Yatay bileşen	$2KT\beta(1-\cos^2 I_0 \sin^2 \alpha)^{1/2} (1-\cos^2 I_0 \sin^2 a)^{1/2}$	$I' + J' - \delta - 90$
Düşey bileşen	$2KT\beta(1-\cos^2 J_0 \sin^2 a)^{1/2}$	$J' - \delta$
Toplam bileşen	$2KT\beta \cos \alpha (1-\cos^2 J_0 \sin^2 a)^{1/2}$	$J' - \delta - 90$
$\beta = \sin \alpha$ İndüklenmiş manyetizasyon durumunda $J_0 = I_0$, $a = \alpha$ ve $J' = I'$		

2.2.3.1. Parametrelerin Hesaplanması

Şekil 2.9'da geometrik şekli gösterilen ve bir anomaliye neden olan eğimli bir daykın P, Q, D, H, B, M ve C parametrelerinin ters çözüm işlemi sırasında hesaplanmaları gerekir. Bunun için yukarıda bağıntısı ile verilen model fonksiyonuna göre kısmi türev değerlerinin ya analitik yolla ya da sayısal olarak hesaplanmaları gerekir. Eğer model fonksiyon çok karışık değil ise kısmi türev değerleri analitik bağıntılardan hesaplanabilir. Hesaplanan bu değerler Jacobian matrisinin elemanlarını oluşturur. Dayk modeline ait model fonksiyonun model parametrelerine göre kısmi türev bağıntıları (2.43) nolu denklemden yararlanılarak,

$$\frac{\partial F(X)}{\partial P} = 0,5 \sin Q \ln \frac{(X - D + B)^2 + H^2}{(X - D - B)^2} + \cos Q \left[\tan^{-1} \frac{X - D + B}{H} - \tan^{-1} \frac{X - D - B}{H} \right] \quad (2.44a)$$

$$\frac{\partial F(X)}{\partial Q} = P \left[0,5 \cos Q \ln \frac{(X - D + B)^2 + H^2}{(X - D - B)^2} - \sin Q \left(\tan^{-1} \frac{X - D + B}{H} - \tan^{-1} \frac{X - D - B}{H} \right) \right] \quad (2.44b)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial F(X)}{\partial D} = P [\cos Q (\frac{H}{(X-D-B)^2 + H^2} - \frac{H}{(X-D+B)^2 + H^2}) \\ + \sin Q (\frac{X-D-B}{(X-D-B)^2 + H^2} - \frac{X-D+B}{(X-D+B)^2 + H^2})] \end{aligned} \quad (2.44c)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial F(X)}{\partial H} = P [\sin Q (\frac{H}{(X-D+B)^2 + H^2} - \frac{H}{(X-D-B)^2 + H^2}) \\ - \cos Q (\frac{X-D+B}{(X-D+B)^2 + H^2} - \frac{X-D-B}{(X-D-B)^2 + H^2})] \end{aligned} \quad (2.44d)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial F(X)}{\partial B} = P [\cos Q (\frac{H}{(X-D+B)^2 + H^2} + \frac{H}{(X-D-B)^2 + H^2}) \\ + \sin Q (\frac{X-D+B}{(X-D+B)^2 + H^2} - \frac{X-D-B}{(X-D-B)^2 + H^2})] \end{aligned} \quad (2.44e)$$

$$\frac{\partial F(X)}{\partial M} = X \quad (2.44f)$$

$$\frac{\partial F(X)}{\partial C} = 1.0 \quad (2.44e)$$

şeklinde elde edilebilir (Venkata Raju, 2003).

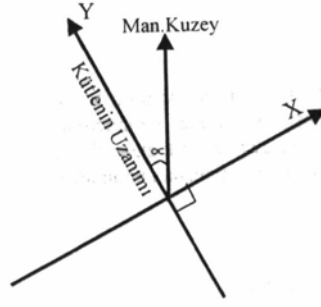
2.2.4. Düşey Fay

Basit bir geometriye sahip olan bir kütlelin manyetik anomali ifadesi D_m parametresine bağlı olarak aşağıdaki şekilde yazılabilir (Murthy ve diğerleri, 2001).

$$\Delta T = \Delta V \sin D_m + \Delta H \cos D_m \quad (2.45)$$

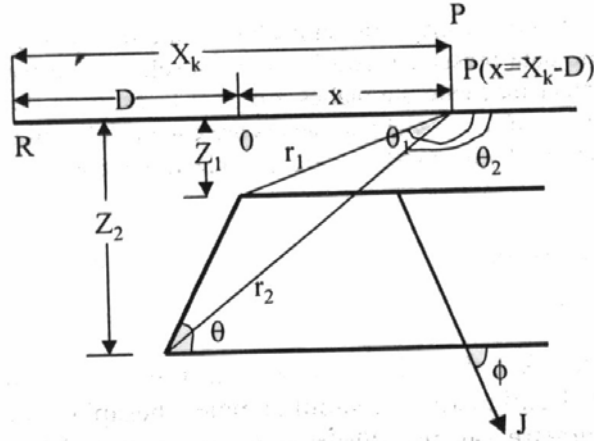
Bu denklemdeki D_m parametresinin 0° , 90° veya i olması durumları için yatay, düşey ve toplam manyetik anomali değerleri hesaplanır.

Bir XYZ kartezyen koordinat sistemi üzerinde, manyetik kuzey ile kütlelin uzanımı Şekil 2.10' da gösterilmiştir.



Şekil 2.10: Manyetik kuzeyin gösterimi.

Manyetik profil ile fay modelinin düşey kesiti ise Şekil 2.11’de gösterilmektedir.



Şekil 2.11: Fayın düşey kesitinin görünüşü (Murthy ve diğ., 2001).

D_m parametresine bağlı olarak Şekil 2.11’de gösterilen fay modeline dik bir profil üzerinde, herhangi bir $P(x)$ noktasındaki manyetik anomali denklemi;

$$\Delta T(x) = 2J' \sin \theta [\cos(\theta + \phi')(\theta_2 - \theta_1) + \sin(\theta + \phi') \ln \frac{r_2}{r_1}] \quad (2.46)$$

şeklinde yazılabilir (Murthy ve diğerleri, 2001).

Burada,

$$\theta_2 = \frac{\pi}{2} + \text{tg}^{-1} \left(\frac{x + (Z_2 - Z_1) \cot \theta}{Z_2} \right) \quad (2.47)$$

$$Z_1 \neq 0 \text{ için } \theta_1 = \frac{\pi}{2} + \text{tg}^{-1} \left(\frac{x}{Z_1} \right) \quad (2.48)$$

$$Z_1 = 0, x \neq 0 \text{ için } \theta_1 = \frac{\pi}{2} \left(1 + \frac{x}{|x|}\right) \quad (2.49)$$

$$Z_1 = 0, x = 0 \text{ için } \theta_1 = \frac{\pi}{2} \quad (2.50)$$

$$r_1^2 = x^2 + Z_1^2 \text{ ve } r_2^2 = (x + (Z_2 - Z_1) \cot \theta)^2 + Z_2^2 \quad (2.51)$$

şeklindedir.

ϕ parametresi D_m parametresinin bir fonksiyonu olup, D_m parametresinin seçimine bağlı olarak, denklem (2.46)'dan yatay, düşey veya toplam manyetik anomali değerleri hesaplanabilir. Anomali profili üzerinde rastgele seçilmiş bir R noktasından fay modelinin orjin noktasına olan uzaklığı D ile gösterip, manyetik anomali değerlerine $AX_k + B$ ile ifade edilen rejyonel değişim terimi ilave edilirse, herhangi bir X_k noktasındaki ($x = X_k - D$) anomali denklemi;

$$\Delta T (X_k) = 2J' \sin \theta \left[\cos(\theta + \phi') (\theta_2 - \theta_1) + \sin(\theta + \phi') \ln \frac{r_2}{r_1} \right] + AX_k + B \quad (2.52)$$

şeklinde elde edilir (Murthy ve diğerleri, 2001).

Burada ;

Z_1 = fayın üst yüzey derinliği,

Z_2 = fayın alt yüzey derinliği,

θ = fayın eğim açısı,

D = referans noktasından fayın orijinine olan uzaklık,

ΔT = manyetik anomali,

ΔH = manyetik anomalinin yatay bileşeni,

ΔV = manyetik anomalinin düşey bileşeni,

J = etkin manyetizasyon şiddeti,

ϕ = etkin manyetizasyon vektörünün eğimi,

D_m = ölçüm yönü;

= 0° ise , yatay bileşen,

= 90° ise , düşey bileşen,

= i ise , toplam manyetik anomali.

$$\phi' = \phi - \text{tg}^{-1}(\sin \alpha \cot D_m),$$

$$J' = J(1 - \cos^2 \alpha \cos^2 D_m),$$

α = manyetik kuzey ile iki boyutlu kütlelerin uzanımı arasındaki açı(doğu veya batı'ya doğru),

i = yermanyetik alanının eğimi,

A = rejyonal değişim,

B = referans noktasındaki rejyonal,

olarak belirtilmiştir.

2.2.5. Ters Çözüm

Gözlemsel verilerden yola çıkarak model belirlemeyi amaçlamaya ters çözüm adı verilir. Bu yöntemin sayısal duyarlılıkta önemli bir azalmaya veya artışa neden olmadan çok sayıdaki model noktasına uygulanabiliyor olması, yöntemi oldukça etkin kılmaktadır. Temel ters çözüm yöntemleri, bir başlangıç modelinden hesaplanan anomali ile gözlenen anomali arasında uyum sağlanıncaya kadar devam eder. Bu işlem, ya deneme-yanılma metoduyla ya da hataların kareleri toplamının en küçük yapılması ilkesine dayanılarak yapılır (Skeels, 1947). Ters çözüm yöntemini bir çok araştırmacı çalışmalarında kullanmışlardır. Yapılan bu çalışmalar, kullanılan algoritmaların kendi içinde kontrolü üzerinde odaklanmıştır (Corbato, 1965; Tanner, 1967). Lee and Biehler (1991) prizmatik kütlelerin gravite anomalilerini ters çözüm metoduyla bulmuşlardır. Genellikle bozucu kütle, sabit yoğunluklu dikdörtgen prizmalar topluluğu şekline benzetilir ve bu prizmalar topluluğunun yerçekimi hesaplanır. Gözlenen ve hesaplanan alanlar arasında fark, dikdörtgen şeklindeki yapıların köşe koordinatlarının ayarlanması için kullanılır. Bu ayarlamaların miktarı ise doğrusal normal denklemler sisteminin çözümüyle mümkün olur (Corbato, 1965). Fakat bu tekniğin getirdiği bir takım dezavantajlar vardır. Ulaşılan model, jeolojik olarak yuvarlatılmış bir topografyadan ziyade birçok dikdörtgen prizmadan oluşur. Yineleme yöntemi, duraylılık ve yakınsamanın sağlanması için, bozucu kütlelerin alt ya da üst yüzeyinin bilindiğini varsayılarak, sabitlenmesine bağlıdır (Tanner, 1967). Last and Kubik (1983), Sarı ve Ergün (1988) Yineleme ters çözüm tekniğini kullanarak, yeraltı yoğunluk dağılımını saptamışlardır. Bu yöntemin incelendiği çalışmalarda, parametre sayısının artmasıyla

(örneğin, dikdörtgen sayısının artmasıyla) yineleme yönteminin duraylılığı da azalmaktadır ve yavaş yakınsama gözlenmektedir. Gömülü yapılar için yineleme yönteminin yakınsaması, dikdörtgen prizma gömü derinliğinin, prizma genişliğinden fazla olmasını gerektirmektedir (Tanner, 1967). Dyrelius and Vogel (1972), doğrusallaştırılmış normal denklem hesaplamalarında, dikdörtgenlerin yüksekliklerindeki büyük değişikliklerden kaçınarak duraylılığı ve yakınsama oranını artırmışlardır. Ancak bu yöntemi sadece, gözlem düzlemi ile dikdörtgen prizmaların üst yüzeyinin çakıştığı durumlar için uygulamışlardır. Yöntemin bozucu kütlelerin gömülü olduğu durumlardaki etkinliği bilinmemektedir. Buna karşılık, Marson and Klingele (1993) üç boyutlu gravite yorumu için, düşey gradiyent kullanımının avantajlarından bahsetmişlerdir. Lines and Treitel (1984) Gravite ve Sismik prospeksiyon yöntemlerindeki problemlerin çözümü için, Tekil değer ayrımı (SDV)' yi kullanmışlar ve bunların çözümü ile ilgili örnekler vermişlerdir. Mareschal (1985) gravitede yoğunluk dağılımını bulmak için Fourier Transform yöntemini kullanarak ters çözüm yapmıştır. Murty ve diğerleri (1990) iki ve üç boyutlu gravite modellerinin yoğunluk farkını bulan bir program üzerinde çalışmışlardır ve Marquart çözüm tekniği kullanarak iki boyutlu poligonal şeklindeki yapıların Gravite ve Manyetik ters çözümlerini hesaplamışlardır. Murthy and Rao (1993), düşey daire şeklinde silindirlerin ve yatay daire şeklinde disklerin gravite etkilerinin ters çözüm yöntemiyle bulunması için bazı kurallar uygulamışlardır. Murty and Krishnamacharyulu (1990) ters çözüm yöntemini kullanarak fayların gravite anomalilerini bulmuşlardır. Zeyen and Pous (1991); Zeyen and Pous (1993), manyetik toplam alan anomalisi için üç boyutlu ters çözüm algoritması geliştirmişlerdir ve toplam manyetik alanın ve Gravite datalarının üç boyutlu bileşenlerini bu yöntemle bulup, bu sonucu Almanya'da bir sahaya uygulamışlardır. Guspi (1992) üç boyutlu Fourier Gravite inversiyonu ile yoğunluk kontrast dağılımlarını ters çözümle hesaplamıştır. Kara (1983-1984) iki boyutlu Wiener filtresi kullanarak aşağı ve yukarı analitik uzanımların düzenlenmesinde yeni bir algoritma geliştirmiştir. Barzaghi ve diğerleri (1992) Wiener filtresi kullanarak temel dağılım kütlelerinin yapılarını ortaya çıkarmışlardır. Mosegaard and Tarantola (1995) ters çözüm problemlerinde Monte Carlo yöntemi kullanmışlardır. Boschetti ve diğerleri (2001) wavelet yöntemini kullanarak gravite alan datalarının ters çözümlerini inceleyerek modelleme çalışması yapmışlardır. Aydoğan (2003) ters çözüm yöntemini kullanarak fayların düşey manyetik anomalilerini yorumlamıştır.

Ters çözüm problemlerinin bir çoğunda n adet model parametresi, mp_j ($j=1, \dots, n$), ile m adet gözlemsel veri değeri, g_i ($i=1, \dots, m$), arasında doğrusal bir ilişki vardır. Bu tür problemlerin çözümü için gerekli olan doğrusal denklem sistemi,

$$G = Hmp \quad (2.53)$$

matris eşitliği ile verilebilir. Burada, G gözlemsel değerleri, H Jacobian matrisini ve mp ise model parametrelerini göstermektedirler. Jeofizikteki problemlerin bir bölümü ise doğrusal olmayan problemlerdir. Böyle problemlerin çözümünde, modelin yanıtı ile model parametreleri arasında doğrusal bir ilişki olmadığından dolayı modelin yanıtı, model parametre değerlerinin model fonksiyonunda yerine konulması ile elde edilir. Bu durum ters çözüm aşamalarında gerekli olup modelin kuramsal yanıtını oluşturur. Problemin çözümü için model fonksiyonu Taylor serisine açılıp ikinci ve daha yüksek mertebeden türevli terimler gözardı edilerek denklem doğrusallaştırılır (Aydoğan, 1993; 2003).

Model parametrelerine ait başlangıç değerleri, mp_j^0 ve hesaplanan model yanıtı $F(x, mp_j^0)_i$ olarak gösterilecek olunursa, bu durumda doğrusallaştırma işlemi,

$$F(x, p)_i = F(x, mp_j^0) + \sum_{j=1}^n \frac{\partial F(x, mp_j^0)}{\partial mp_j^0} (mp_j - mp_j^0) \quad (2.54)$$

şeklinde elde edilir (Aydoğan, 1993).

$(mp_j - mp_j^0) = \Delta mp$ olarak alınırsa,

$$\Delta G = H\Delta mp \quad (2.55)$$

matrisi yazılabilir.

ΔG = gözlem değerleri ile model yanıtı arasındaki fark

$H_{i,j}$ = model fonksiyonunun model parametrelerine göre kısmi türevlerini oluşturan matrisi

Δmp = model parametrelerine uygulanacak düzeltme miktarları

Gözlemsel veri sayısının parametre sayısından fazla olması durumunda hesaplatılacak parametre düzeltme miktarlarını içeren bağıntı denklem (2.55)'den, genelleştirilmiş en küçük kareler çözümü, (H^t , H matrisinin transpozesi olmak üzere) aşağıdaki şekilde elde edilir.

$$\Delta mp = (H^t H)^{-1} H^t \Delta G \quad (2.56)$$

Modele ait parametre değerleri ise, ters çözüm işlemi sırasında, (k , yineleme sayısı olmak üzere),

$$mp_j^k = mp_j^0 + \Delta mp_j^k \quad (2.57)$$

denklemden hesaplanırlar. Denklem (2.56)'deki $H^t H$ matrisinin tekil değerler alması durumunda çözümün sağlanabilmesi için bazı yöntemler geliştirilmiştir. Bunlardan birisi Levenberg-Marquardt, (sönümlü en küçük kareler), yöntemidir. Bu yöntemde, (β Marquardt katsayısı, I birim matris olmak üzere), parametrelere ilave edilecek düzeltme değerleri,

$$\Delta mp = (H^t H + \beta I)^{-1} H^t \Delta G \quad (2.58)$$

bağıntısından elde edilirler.

2.2.5.1. Model Parametrelerinin Hesaplanması

Şekil 2.11'de gösterilen modele ait parametrelerin hesaplanması için (2.52) denklemi ile verilen model fonksiyonunun parametrelere göre kısmi türevlerinin analitik yada sayısal olarak elde edilmesi gerekir. Seçilen başlangıç parametreleri denklem (2.52)'de yerine konulursa;

$$dT(k) = \sum_{i=1}^8 \frac{\partial \Delta T(k)}{\partial a_i} da_i \quad (2.59)$$

elde edilir. Burada

ΔT_{cal} (manyetik anomali) = seçilmiş parametrelerle hesaplanmış model yanıtını

ΔT_{obs} = hesaplanan gözlenmiş manyetik anomali

$dT(k)$ = iki anomali arasındaki fark

Burada, $da_1=dZ_1$, $da_2=dZ_2$, $da_3=dD$, $da_4=d\theta$, $da_5=d\phi$, $da_6=dJ$, $da_7=dA$ ve $da_8=dB$ model parametrelerine ilave edilecek düzeltme miktarlarıdır. Kısmi türevler matrisinin herbir elemanını oluşturan ifadeler, denklem (2.52)'den yararlanılarak, analitik olarak aşağıdaki şekilde elde edilirler (Murthy ve diğerleri, 2001). Aşağıda verilen türev denklemlerinde,

$$C = \cos(\theta + \phi'), \quad S = \sin(\theta + \phi') \quad \text{ve} \quad W = (Z_2 - Z_1) \cot \theta$$

olarak alınmıştır.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Delta T(X_k)}{\partial Z_1} = 2J' \sin \theta & \left[\left[\frac{(X_k - D)}{(X_k - D)^2 + Z_1^2} - \frac{Z_2 \cot \theta}{Z_2^2 + [(X_k - D) + W]^2} \right] C \right. \\ & \left. - \left[\frac{Z_1}{(X_k - D) + Z_2^2} + \frac{\cot \theta [(X_k - D) + W]}{Z_2^2 + [(X_k - D) + W]^2} \right] S \right] \end{aligned} \quad (2.60a)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Delta T(X_k)}{\partial Z_2} = 2J' \sin \theta & \left[\left[\frac{Z_2 \cot \theta - [(X_k - D) + W]}{Z_2^2 + [(X_k - D) + W]^2} \right] C \right. \\ & \left. + \left[\frac{Z_2 + \cot \theta [(X_k - D) + W]}{Z_2^2 + [(X_k - D) + W]^2} \right] S \right] \end{aligned} \quad (2.60b)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Delta T(X_k)}{\partial D} = 2J' \sin \theta & \left[\left[\frac{Z_1}{Z_1^2 + (X_k - D)^2} - \frac{Z_2}{Z_2^2 + [(X_k - D) + W]^2} \right] C \right. \\ & \left. + \left[\frac{[X_k - D][Z_2^2 + [(X_k - D) + W]^2] - [(X_k - D)^2 + Z_1^2][(X_k - D) + W]}{[Z_2^2 + [(X_k - D) + W]^2][(X_k - D)^2 + Z_1^2]} \right] S \right] \end{aligned} \quad (2.60c)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Delta T(X_k)}{\partial \theta} = 2J' \sin \theta & \left[\left[0.5 \ln \frac{Z_2^2 + [(X_k - D) + W]^2}{Z_1^2 + (X_k - D)^2} - \frac{Z_2(Z_2 - Z_1) \cos ec^2 \theta}{Z_2^2 + [(X_k - D) + W]^2} \right] C \right. \\ & \left. + \left[\operatorname{tg}^{-1} \frac{X_k - D}{Z_1} - \operatorname{tg}^{-1} \frac{[(X_k - D) + W]}{Z_2} \right] - \frac{(Z_2 - Z_1) \cos ec^2 \theta [(X_k - D) + W]}{Z_2^2 + [(X_k - D) + W]^2} \right] S \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + 2J' \cos \theta \left[C \left[\operatorname{tg}^{-1} \frac{[(X_k - D) + W]}{Z_2} \right] - \operatorname{tg}^{-1} \frac{X_k - D}{Z_1} \right] \\
& + 0.5S \ln \frac{Z_2^2 + [(X_k - D) + W]^2}{Z_1^2 + (X_k - D)^2} \quad (2.60d)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \Delta T(X_k)}{\partial \phi} &= 2J' \sin \theta \left[0.5S \ln \frac{Z_2^2 + [(X_k - D) + W]^2}{Z_1^2 + (X_k - D)^2} \right. \\
& \left. - S \left[\operatorname{tg}^{-1} \frac{[(X_k - D) + W]}{Z_2} - \operatorname{tg}^{-1} \frac{X_k - D}{Z_1} \right] \right] \quad (2.60e)
\end{aligned}$$

$$\frac{\partial \Delta T(X_k)}{\partial J} = \frac{\Delta T(X_k) - AX_k - B}{J} \quad (2.60f)$$

$$\frac{\partial \Delta T(X_k)}{\partial A} = X_k \quad (2.60g)$$

$$\frac{\partial \Delta T(X_k)}{\partial B} = 1.0 \quad (2.60h)$$

Marquardt(1963) yöntemine göre, yukarıda analitik olarak elde edilen denklemlerden oluşturulan normal denklem sistemi, ($j=1, \dots, 8$ ve $i=1, \dots, m$),

$$\sum_{k=1}^m \sum_{i=1}^m \frac{\partial \Delta T(k)}{\partial a_i} \frac{\partial \Delta T(k)}{\partial a_j} (1 + I\beta) da_i = \sum_{k=1}^m dT(k) \frac{\partial \Delta T(k)}{\partial a_j} \quad (2.61)$$

şeklinde gösterilebilir.

Model parametrelerinin hesaplanması sırasında amaç fonksiyonu olarak tanımlanan $\sum_{i=1}^m [dT(i)]^2$ ifadesi minimum oluncaya kadar yineleme işlemine devam edilir.

▪ Başlangıç Model Parametrelerinin Seçimi

Ters çözüm işlemi sırasında başlangıç model parametrelerinin seçimi önemlidir. Manyetik anomalinin maksimum (ΔT_{\max}) ve minimum (ΔT_{\min}) değerleri ile bu değerlere karşılık gelen X_{\max} ve X_{\min} değerleri kullanılarak fay modelinin parametrelerine başlangıç değerleri verilmektedir.

- Orijin Noktasının (D) Seçimi

Manyetik anomalinin maksimum ve minimum değerlerinin toplamının eşit olduğu anomali değerinin absisi, D parametresine başlangıç değeri olarak verilebilir.

- ϕ' Parametresinin Seçimi

Manyetik anomalinin minimum değerinin maksimum değerine oranı,

$P1 = (-\Delta T_{\min} / \Delta T_{\max})$ herhangi bir fay modeli için $0.05 \leq P1 \leq 0.55$ değerleri arasında değiştiği hesaplanmış olup (Murthy ve diğerleri, 2001), genel olarak,

$$\phi' = \text{tg}^{-1} \frac{2\sqrt{(\Delta T_{\min} / \Delta T_{\max})}}{(1 - (\Delta T_{\min} / \Delta T_{\max}))} \quad (2.62)$$

bağıntısından ϕ' parametresine başlangıç değeri atanabilir. $P1 \leq 0.05$ olması durumunda, $\phi' = 0^0$ ve $P1 \geq 0.55$ olması durumunda ise, $\phi' = 90^0$ olarak alınabilir. Açının hangi kadranda olduğu tablo 2.2' de verilmiştir (Murthy ve diğerleri, 2001).

Tablo 2.2: ϕ açısının kadrans seçimi.

$X_{\max} - X_{\min}$	ΔT_{\max}	ϕ' (derece)
+	+	ϕ' I. bölge
-	-	$180 - \phi'$ II. bölge
+	-	$180 + \phi'$ III. bölge
-	+	$360 - \phi'$ IV. bölge

- Z_1 ve Z_2 Parametrelerinin Seçimi

Ters çözüm işlemi sırasında Z_1 parametresine başlangıç değeri,

$$Z_1 = \frac{|X_{\max} - X_{\min}| \sin \phi'}{2\sqrt{9 - 4 \sin^2 \phi'}} \quad (2.63)$$

denklemden verilebilir (Murthy ve diğerleri, 2001). Fay modeline ait alt ve üst yüzey derinlikleri arasındaki oran $3 \leq Z_2/Z_1 \leq 10$ aralığında alınarak yapılan deneme sınamaları sonucunda, Z_2 parametresine atanacak başlangıç değeri için $Z_2/Z_1 = 5$ oranı kullanılabilir. Bu oranın 2 değerinden düşük olması durumunda yöntemin başarılı sonuçlar verememesi bir dezavantaj olarak sayılabilir.

- θ , J, A ve B Parametrelerinin Seçimi

Yukarıda verilen denklem (2.52)' de $\theta = 90^0$ alınacak olunursa,

$$\Delta T(X_k) = C_1(\theta_2 - \theta_1) + C_2 \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right) + C_3 X_k + C_4 \quad (2.64)$$

elde edilir. Bu ifadede, $C_1 = 2J' \cos(\theta + \phi')$, $C_2 = 2J' \sin(\theta + \phi')$, $C_3 = A$ ve $C_4 = B$ şeklindedirler. Manyetik anomalinin farklı noktalarındaki değerlerinden kurulacak 4 denklem sisteminin çözümünden C_1 , C_2 , C_3 ve C_4 katsayıları hesaplanabilir. θ ve J' parametrelerine başlangıç değerleri,

$$\theta = \text{tg}^{-1}\left(\frac{C_2}{C_1}\right) - \phi' \quad (2.65a)$$

$$J' = \frac{\sqrt{C_2^2 + C_1^2}}{2} \quad (2.65b)$$

denklemleri kullanılarak verilebilir (Murthy ve diğerleri, 2001).

Ters çözüm işleminin başarısı, model parametrelerine atanacak olan başlangıç değerlerinin, gerçek model parametre değerlerine yakın seçilmesine bağlıdır. Yineleme adımlarında yakınsama sağlanamıyorsa, başlangıç model parametrelerine atanan değerler yeniden gözden geçirilerek düzenlenmeleri gerekir.

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. KISA ZAMANLI FOURIER DÖNÜŞÜMÜ

Kısa Zamanlı Fourier Dönüşümü (KZFD) Fourier dönüşümüne çok benzer bir yapıya sahiptir. Özel olarak ayrık-zamanlı KZFD, ayrık zamanlı fourier dönüşümü (AZFD) ile ayrık KZFD ise ayrık fourier dönüşümüyle (AFD) benzerlik gösterir. Ayrık-zamanlı KZFD aşağıdaki şekilde ifade edilen, fourier dönüşümüyle ilişkili olup,

$$X(\omega) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x(n) e^{-j\omega n} \quad (3.1)$$

şeklindedir. Buradaki ω frekansı ifade eden bir sürekli değişkendir. $x(n)$ 'in ayrık zamanlı KZFD'si $x(n)$ 'in farklı zaman kesimlerine denk gelen bu şekilde bir AZFD'dir. n_0 zaman kesimi, $x(n)$ 'in kaydırılmış bir dizi olan $w(n_0 - n)$ ile çarparak elde edilebilir. n_0 anında ayrık- zamanlı KZFD'nin ifadesi şöyledir,

$$x(n_0, \omega) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x(n) w(n_0 - n) e^{-j\omega n} \quad (3.2)$$

$w(n)$ 'e analiz penceresi denilir. $F_{n_0}(n) = w(n)w(n_0 - n)$ 'e $x(n)$ 'in n_0 anındaki kısa zaman kesimi denilir. Bu dizi analiz penceresi $w(n)$ 'i zamanda ters çevirip, n_0 nokta kaydırıp daha sonra $x(n)$ ile çarparak elde edilir. Bir kez n_0 için kısa-zaman kesimini elde ettiğimizde onun fourier dönüşümünü alarak, sabit n_0 değerinde frekans fonksiyonu $x(n_0, \omega)$ 'yi hesaplamış oluruz. $x(n_0+l, \omega)$ 'yi elde etmek için, zamanda ters çevrilmiş analiz penceresini bir nokta kaydırıp, $x(n)$ ile çarparız ve sonucun fourier dönüşümünü alırız. Bu şekilde devam ederek, oluşturulan AZFD'lerin kümesi birlikte ayrık-zamanlı KZFD'yi oluşturur. KZFD'nin matematiksel ifadesini sabit n_0 değerini n değişkeniyle değiştirerek elde ederiz. Karışıklığı engellemek açısından toplama işleminin değişkenini m olarak değiştirirsek, KZFD'nin tanımı,

$$x(n, \omega) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} x(m)w(n-m)e^{-j\omega m} \quad (3.3)$$

şeklinde olur (Cordell and Grauch, 1982).

Analiz penceresi genellikle KZFD'nin tanımının bir parçası olarak düşünülür. $x(n)$ 'in kısa zamanlı bir kesiminin $x(n)w(n_0 - n)$ çarpımı olduğu düşünüldüğünde, analiz penceresinin değişiminin tüm KZDF'nin değişmesi anlamına geldiği ortadadır. Tipik bir analiz penceresi uzunluğu hesaplanacak KZDF için kullanılan $x(n)$ sinyalden çok daha kısadır. Örneğin 10 kHz örnekleme frekansıyla 3 sn boyunca örneklenmiş sinyal 30.000 noktalık bir dizi iken, analiz pencereimiz 256 nokta uzunluğunda bir Hamming penceresi olabilir. KZDF'nin kısa zamanlı olmasının doğası pencere uzunluğundan kaynaklanır.

Sayısal işlemlerde ayrık KZDF kullanırız. Ayrık KZDF'nin, ayrık-zamanlı KSDF ile ilişkisi, ayrık Fourier dönüşümünün (AFD), ayrık-zamanlı Fourier dönüşümü (AZFD) ile ilişkisi gibidir (Özdemir, 1980). Sonlu uzunluklu $x(n)$ dizisinin AFD'si $X(k)$ 'nin ayrık-zamanlı Fourier dönüşümünün bir periyot boyunca örneklenmesi olduğundan,

$$X(k) = X(\omega) \Big|_{\omega=2\pi k/N} R_N(k) \quad (3.4)$$

şeklinindedir (Briggs and Henson, 1995). Buradaki N frekans örnekleme faktörü ve $R_N(k)$ aşağıdaki şekilde ifade edilebilen dikdörtgen biçimli bir dizi olup,

$$R_N(k) = u(k) - u(k-N) \quad (3.5)$$

şeklinindedir. Benzer bir şekilde ayrık KZFD de ayrık-zamanlı KZDF'den aşağıdaki ilişkiyle elde edilebilir,

$$X(n, k) = X(n, \omega) \Big|_{\omega=2\pi k/N} R_N(k). \quad (3.6)$$

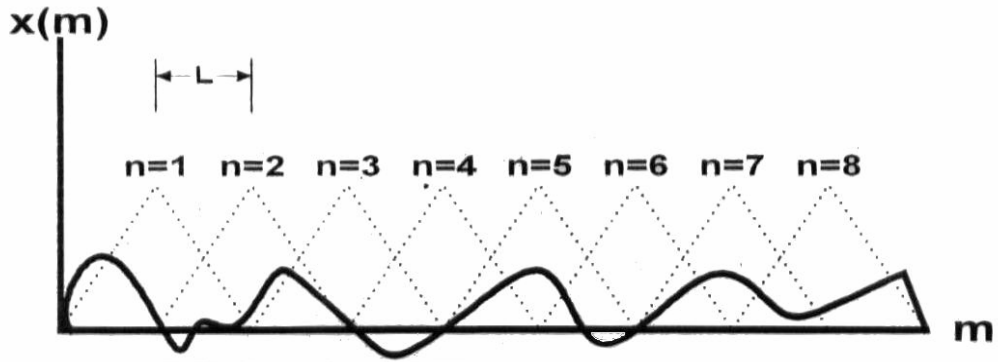
Burada ayrık zamanlı KZDF, $2\pi/n$ frekans örnekleme aralığında örneklenerek ayrık KZDF elde edilmiştir. Ayrık- zamanlı KZDF denklemiyle bu örnekleme yaklaşımını aynı denklemde ifade edersek, ayrık KZDF denklemi,

$$X(n,k) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} x(m)w(n-m)e^{-j2\pi km-N} R_N(k) \quad (3.7)$$

şekilde olur.

Bir çok uygulamada, $X(n,k)$ 'nın zaman değişimi (n boyutu), azaltıcı bir zaman sabiti L ile $X(nL, k)$ 'yı elde edecek şekilde azaltılabilir.

Tıpkı ayrık-zamanlı KZDF'nin, $f_n(m)$ kısa zaman kesimlerinin fourier dönüşümlerinin bir kümesi olduğu düşünülebileceği gibi, ayrık KZDF'nin de $f_n(m)$ kısa zaman kesimlerinin AFD'si olduğu görülür. Ayrık KZDF'nin zaman boyutunun azaltılmasına denk gelen $f_{nL}(m)$ kısa-zaman kesimleri, $f_n(m)$ 'in, n 'yi L 'nin katları halinde artıracak şekilde elde edilen alt kümesidir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1: $x(m)$ fonksiyonu üzerinde pencerelerin L aralıklarla kaydırılması.

3.1.1. Kısa-Zamanlı Fourier Dönüşümü'nün(KZFD), Hızlı Fourier Dönüşümü (HFD) Kullanılarak Uygulanması

Ayrık KZFD, sonlu uzunlukta analiz penceresi olarak kullanılan $w(n)$ 'in zamanda kaydırılmasıyla, Ayrık Fourier Dönüşümü (AFD) almak şekline dönüşür. Ayrık KZFD analizi için kullanılan yaklaşımlardan bir tanesi olan, n 'in olası her bir değeri için $x(n, \omega)$ 'nin eşit aralıklı frekans örneklerini hesaplayan bir AFD uygulanmasıdır. AFD'nin karmaşıklık derecesi (gereken algoritmik işlem sayısı), AFD'nin uzunluğunun (toplam örnek sayısı) karesi kadardır. Ancak örnek sayısı N , Hızlı Fourier Dönüşümü (HFD) için uygun olan bir sayıysa (Genellikle kullanılan yöntemlerde 2'nin kuvveti olan bir sayı) bu durumda ayrık KZFD uygulamalarındaki AFD'yi gerçekleştirmek üzere HFD kullanılabilir.

KZFD için HFD'nin nasıl kullanılacağını görmek için analiz penceresi $w(n)$ 'in uzunluğunu N_w olarak düşünelim, $k = 0, 1, \dots, N-1$ değerlerinde hesaplayacağımız fonksiyon şöyle ifade edilir,

$$X(n, k) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} w(n-m)x(m)e^{-j2\pi mk-n} = \sum_{m=-\infty}^{\infty} f_n(m)e^{-j2\pi mk-N}. \quad (3.8)$$

Burada $f_n(m)$ $x(n)$ 'in kısa-zamanlı kesimleridir. Önce frekans örneği sayısı N 'nin N_w 'den büyük ya da ona eşit olduğunu varsayalım. Bu durumda sabit n 'li her kısa-zaman kesimi $f_n(m)$; uzunluğu N 'e eşit ya da daha kısa, sonlu uzunluklu bir dizidir. Yani sabit n için $X(n, k), f_n(m)$ 'in yeteri kadar sıfır eklenmiş haline N -noktalı HFD uygulanarak hesaplanabilir.

Şimdi, frekans örneği sayısı N 'in analiz penceresinin uzunluğu N_w 'den az olduğu durumu varsayarsak, $X(n, w), f_n(m)$ 'in fourier dönüşümü olduğundan, $X(n, w)$ 'in $2\pi/N$ örnekleme aralığında, düzenli olarak frekansının örnekleme $f_n(m)$ 'in, N periyotlu, periyodik impuls dizisiyle zaman domeninde konvolüsyonuna denk düşer. Bu konvolüsyonun sonucu,

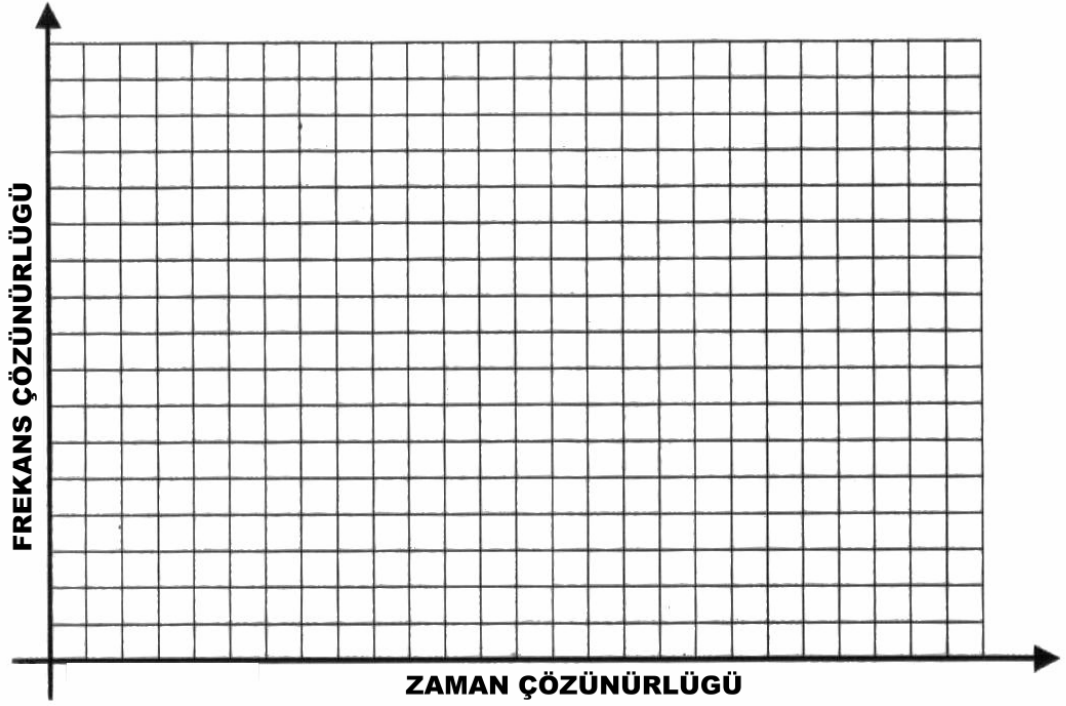
$$\tilde{f}_n(m) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} f_n(m+kN), \quad (3.9)$$

$f_n(m)$ 'in N ile periyodik ve zamanda aliase halidir ve $f_n(m)$ 'in bir periyodunun N noktalı HFD'si ayrı ayrı KZFD'nin istenilen N frekans örneğini ortaya çıkarır. Eğer $X(nL, k)$ istenilen fonksiyonsa, $f_n(m)$ 'i sadece her L 'inci kısa zaman kesimi için hesaplanır ve bu da şu şekilde gösterilebilir (Şekil 3.2),

$$\tilde{f}_{nL}(m) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} f_{nL}(m+kN). \quad (3.10)$$

Özet olarak, $X(n, k)$ 'in her kısa zaman kesiminin, zamanda aliase halini hesaplayıp, bu kesimlerin her birine de N noktalı HFD uygulayarak, işlem gücü açısından verimli şekilde, ayrı ayrı KZFD hesaplamak için HFD kullanılabilir. Eğer N analiz penceresi

uzunluğuna eşit ya da daha büyükse, zaman aliase kısmının hesaplanması gerekliliği ortadan kalkar.



Şekil 3.2: KZFD için zaman-frekans düzleminin znrlğ (Bal, 2002).

3.1.2. Kısa Zamanlı Fourier Dönüşümünün Genliği (KZFDG)

Sinyalin tanımlanması uygulamalarında, KZFD'nin genliğiyle ilişkili olan spektrogram çok önemli bir yer tutar. Spektrogram'daki görsel ipuçları ses tanıma için önemli parametrelerdir. Aslında insan kulağının duyduğu sestem, algılama enformasyonunu elde etme biçiminin spektrogram benzeri bir yapıya sahip olduğu öne sürülmüŐtür. KZFD'nin genliği kullanılarak elde edilen spektrogram, gerçekte negatif değer almayan bir zaman-frekans fonksiyonudur. KZFD karmaşık değerlidir ama bir çok uygulamada iŐlenmiŐ sinyal ile ilgili kestirimler, faz bilgisi göz ardı edilerek sadece KZFD'nin genlik değerimleriyle ilgilenerak gerçekleştirilir.

KZFD'nin genliği alternatif bir zaman-frekans gösterimi olarak düşünülebilir. Birçok sinyalin gerçel değerli, negatif olmayan KZFDG ile ifade edilebileceği gösterilebilir. KZFDG analizi KZDF analizine oldukça benzerdir. Ayrık-zamanlı KZFD'de olduğu gibi ayrık-zamanlı KZFDG de simetrik ve 2π ile periyodiktir. Ancak KZFD'nin aksine KZFDG $x(n)$ sinyalinin gerçel değerli gösterimidir.

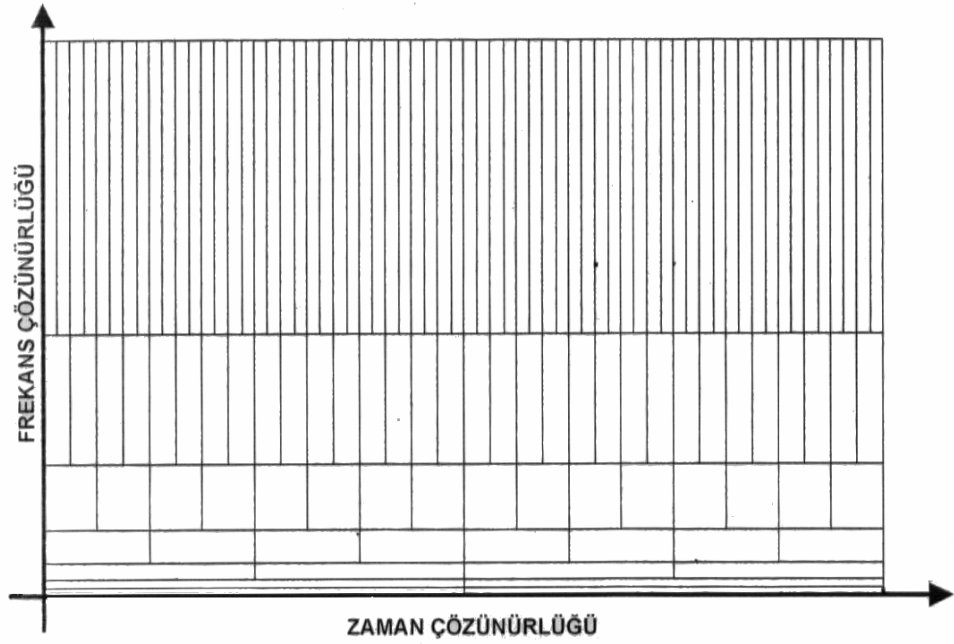
KZFD gibi KZFDG de bir dizinin zamanla değişen spektral karakteristiğini belirlemek için kullanılabilir. Sayısal bilgisayarlar da KZFDG'yi gerçekleştirebilmek için ayrık KZFDG'yi tanımlamamız gerekir (Rabiner and Gold, 1975). KZFDG $|X(n,w)|$ 'nin frekans boyutu örneklenerek, ayrık KZFD'nin genliği olarak tanımlanabilecek ayrık KZFDG $|X(n,k)|$ elde edilir. KZFD'nin HFD ile bulunması konusunda tartıştığımız yöntem KZFDG bulmak üzere genişletilebilir. Ayrık KZFD'nin HFD ile uygulanmasında, zamanda aliase kısa zaman kesimlerinin HFD'si alınır ve HFD işleminin sonra her çıkışın genliği hesaplanırsa KZFDG'nin HFD ile uygulanması geliştirilmiş olur (Chakraborty and Okaya, 1995).

3.2. DALGACIK DÖNÜŞÜMÜ

Dalgacık dönüşümü farklı sınıflardan fonksiyonlar için tanımlanabilir. Bu dönüşümün amacı KZFD'nin bazı eksikliklerine işaret etmektir. Zaman ve frekans çözünürlükleri Δt ve Δf 'i sabit tutmak yerine, her iki çözünürlüğü, çok çözünürlüklü bir analiz elde etmek üzere, zaman-frekans düzleminde değişken olarak kullanabiliriz. Değişkenlik Heisenberg eşitsizliği kuralını bozmadan uygulanabilir. Bu durumda, frekans arttıkça zaman çözünürlüğü artmalıdır ve frekans azaldıkça frekans çözünürlüğü artmalıdır. Bu Δt 'nin f 'e oranını bir c sabitine eşitleyerek elde edilebilir.

$$\frac{\nabla t}{f} = c \quad (3.11)$$

Filtre-bankası terminolojisiyle yaklaşılabilecek olursa, analiz filtre bankası sabit göreceli band genişlikli band geçiren filtrelerden oluşur. Bu yaklaşımla oluşturulan zaman-frekans düzleminin çözünürlüğü Şekil 3.3 'deki gibidir. Filtre bankasındaki analiz filtrelerinin frekans tepkileri logaritmik ölçeğe göre düzenli bir biçimde yerleştirilir. Bu filtreler doğal durumda, oktaflara dağıtılır.



Şekil 3.3: Sabit Q'lu filtre bankasının zaman frekans çözünürlüğü (Bal, 2002).

Bu yaklaşımla, yüksek frekanslarda seçime bağlı zaman çözünürlüğü iyi ve seçime bağlı frekans çözünürlüğü de düşük frekanslarda iyi olur. Sonuç olarak iki çok yakın sıçrama, zaman çözünürlüğü artacak şekilde yüksek frekanslara gidildiğinde ayrıştırılabilir. Dalgacık analizi en iyi, kısa süreli yüksek frekanslı bileşenler ve uzun süreli düşük frekanslı bileşenlerden oluşan sinyallerde başarılı olur. Farklı frekanslarda çözünürlüğü değiştirme yaklaşımı "dalgacık paketleri" olgusunu anlatarak açıklanabilir. Sinyale bağlı olarak, Heisenberg belirsizlik koşuluna bağlı kalacak şekilde, rastgele zaman-frekans çözünürlükleri seçilebilir. Sürekli Dalgacık Dönüşümü (SWD) yukarıdaki görüşe dayanır. Bu durumda, filtre bankasındaki analiz filtrelerinin tümünün impuls tepkileri aynı $\Psi(t)$ prototipinin sıkıştırılarak yada genişletilerek ölçeklenmiş biçimleridir. Örneğin ölçekleme faktörü γ için, filtre impuls tepkisi,

$$\psi_{\gamma}(t) = \left[\frac{1}{\sqrt{|\gamma|}} \right] \psi \left[\frac{t}{\gamma} \right] \quad (3.12)$$

$\frac{1}{\sqrt{|\gamma|}}$ sabiti normalizasyon amacıyla kullanılır. Bu formüle göre SWD,

$$W(\tau, \gamma) = \left(\frac{1}{\sqrt{|\gamma|}} \right) \int x(t) \bar{\psi} \left(\frac{t-\tau}{\gamma} \right) dt \quad (3.13)$$

şeklinde tanımlanır (Coifman and Wickerhauser, 1994). Aynı $\psi(t)$ prototipi, tüm impuls tepkileri için kullanılır. Hiçbir ölçekte farklı olmayan bu prototipe, temel dalgacık denilir (Mallat, 1989). Dalgacık analizi tüm ölçeklerde self-similar özellik gösterir. Dalgacık dönüşümü ile KZFD arasındaki ilişkiyi daha açık hale getirmek için,

$$\psi(t) = \varphi(t)e^{-j2\pi f_0 t} \quad (3.14)$$

şeklinde modüle edilmiş bir pencere seçilir ise bu durumda, genel γ ölçekli analiz filtresinin frekans tepkisinin merkez frekansı $f = f_0/\gamma$ da olur. Genelde $\Psi(t)$ herhangi bir band geçiren fonksiyon olabilir. Özel olarak, karmaşık değerli dönüşümleri engellemek için gerçel değerli fonksiyonlar seçilebilir. Sonuç olarak, tanımlı temel dalgacıklara göre değişen yerel frekans, artık frekans modülasyonuna değil ölçeklemeye bağlıdır. Bu SWD terminolojisinde "ölçek" kelimesinin "frekans" kelimesine tercih edilmesinin nedenidir (Morlet, 1981).

Dalgacık fonksiyonuna bir diğer yaklaşım onu taban fonksiyonlarıyla gerçekleştirilen bir açılım olarak düşünülmesidir. Herhangi bir sinyal, dalgacıkların kompozisyonu olarak ifade edilebilir. Orijinal fonksiyon sabit biçimli fakat farklı boyut ve genlikli bileşenlerin toplamı olarak gösterilebilir. Bu yaklaşımla uygun bir temel dalgacık (ana dalgacık) $\Psi(t)$ seçilerek, bunun zamanda geciktirilmiş ve ölçeklenmiş şekilleriyle bir dizi taban fonksiyonu ortaya çıkarılır. Sadece gerçel değerli fonksiyonlar göz önünde bulundurulursa, Ψ ölçekli ve τ zaman sabitli taban fonksiyonları (veya dalgacıklar) şu denklemlerle elde edilir,

$$\psi_{\gamma,\tau}(t) = \frac{1}{\sqrt{\gamma}} \psi\left(\frac{t-\tau}{\gamma}\right), \quad (3.15)$$

Fonksiyon açılımları teorisinden yola çıkarak, ileri ve geri sürekli dalgacık dönüşümleri,

$$\text{İleri SWD : } W(\tau,\gamma) = \int x(t)\psi_{\gamma,\tau}(t) dt,$$

$$\text{Geri SWD : } x(t) = \frac{c}{\gamma^2} \iint W(\tau,\gamma)\psi_{\gamma,\tau}(t)d\gamma d\tau, \quad (3.16)$$

şekilde gösterilebilir. Denklemden c sabiti $\psi(t)$ 'ye göre değişir. Geri dönüşümün oluşturulması, $\psi(t)$ 'in sonlu enerjili ve band geçiren olması koşuluna bağlıdır. Yeterli derece düzgün $\psi(t)$ için geri dönüşüm koşulu,

$$\int \psi(t) dt = 0 \quad \text{dır.} \quad (3.17)$$

Bu koşul altında, sürekli taban fonksiyonları (dalgacıklar) $\psi_{\gamma,\tau}(t)$, dalgacık analizi ve sentezinde tıpkı normal orthonormal tabanlar gibi davranır. Zaman-ölçek parametreleri γ ve τ uygun biçimde ayrıklaştırılarak ve doğru ana dalgacık $\psi(t)$ seçilerek doğru bir orthonormal taban oluşturmak olanaklıdır. Bunun için doğal bir yöntem ölçekleme değişkeni γ 'yi logaritmik biçimde ($\gamma = \gamma_0^{-j}$) ayrıklaştırmak ve Nyquist örnekleme kuralını, $x(t)$ fonksiyonunun spektrumuna dayalı olarak göz önünde tutup τ 'yi belirli bir ölçeğe ($\tau = k\gamma_0^{-jT}$) bağlı olarak ayrıklaştırmaktır. Sonuçta ortaya çıkan dalgacık fonksiyonları,

$$\psi_{j,k}(t) = \gamma_0^{j/2} \psi(\gamma_0^j t - kT) \quad (3.18)$$

şeklindedir ve j, k tamsayıdır. Eğer $\gamma_0, 1$ 'e çok yakınsa ve T yeterince küçükse, bu durumda dalgacık fonksiyonları aşırı tamdır (over-complete) ve sinyalin yeniden elde edilmesi $\psi(t)$ üzerinde, sınırlayıcı olmayan bir takım koşullar çerçevesinde gerçekleşir. Diğer yandan, eğer örnekleme seyrekse, sözcüğümleri hesaplama oktavdan oktava gerçekleştiriliyorsa ($\gamma_0 = 2$), doğru bir orthonormal taban sadece $\psi(t)$ 'nin bazı özel seçimleri için elde edilebilir (Daubechies, 1990).

Dalgacık fonksiyonların orthonormal olduğu varsayımına dayanarak şu ifadeden söz edilebilir,

$$[\psi_{j,k}(t), \psi_{l,m}(t)] = \int \psi_{j,k}(t) \psi_{l,m}(t) dt = \begin{cases} 1, j=l \wedge k=m \\ 0, j \neq l \vee k \neq m. \end{cases} \quad (3.19)$$

Dalgacık Çerçeve Dönüşümü (VÇD) olarak adlandırılan dalgacık dönüşümü,

$$\text{İleri WÇD: } W[k,j] = \int x(t) \psi_{j,k}(t) dt,$$

$$\text{Geri WÇD: } x(t) = \sum_j \sum_k W[k, j] \psi_{j,k}(t). \quad (3.20)$$

şeklinde elde edilebilir. Ayırık zaman durumunda, dalgacık tabanları oluşturulurken ölçekleme değişkeni $\gamma_0 = 2$ seçilir, hesaplama oktavdan oktava gerçekleştirilir. Bu durumda, dalgacık açılımı sistemi için taban fonksiyonu basitçe ölçekleme ve dönüştürme ile oluşturulur. $\psi(t)$ ile gösterilen üreteç dalgacık ya da ana dalgacık, $\psi_{\gamma,\tau}(t)$ değerlerin iki boyutlu parametrelili hale getirilmesinde kullanılır (Daubechies, 1992).

$$\psi_{j,k}(t) = 2^{j/2} \psi(2^j t - k); \quad j, k = 1, 2, \dots \text{ için} \quad (3.21)$$

$2^{j/2}$ çarpanı, j ölçeğinden bağımsız olarak sabit bir norm elde etmek için her dalgacığı normalize eder. Bu durumda, τ' daki ayırıklaştırma periyodu bire normalize edilir ve ayırık işaretin örnekleme periyoduyla ($\tau = k 2^{-j}$) aynı olduğu varsayılır. Kullanışlı tüm dalgacık sistemleri çok çözünürlülük koşulunu sağlarlar. Bu durumda, düşük çözünürlüklü katsayılar, yüksek çözünürlüklü katsayılardan filtre-bankası olarak adlandırılan ağaç yapılı bir algoritmayla hesaplanabilirler. Dalgacık dönüşümü literatüründe, bu yaklaşıma Ayırık Dalgacık Dönüşümü (AWD) denilir.

Uygulamada, analiz edilecek sinyal, sinyal için olanaklı en yüksek çözünürlük olduğu varsayılan, ayırık bir sinyaldir. Filtre bankası yaklaşımıyla çok çözünürlüklü analizle tam olarak aynı şey olan AWD kullanılarak, istenilen tüm düşük çözünürlüklü bileşenler örneklenmiş durumdaki orijinal veriden elde edilebilir. Ortogonallik, veya biortogonallik durumunda örneklenmiş orijinal sinyalin düşük çözünürlüklü katsayılar kümesinden elde edilebileceği gösterilebilir.

Çok çözünürlülük fikri $\psi(t)$ ile göstereceğimiz, ölçekleme fonksiyonu olarak adlandırabileceğimiz bir fonksiyon kullanılarak daha iyi anlaşılabilir. Temel ölçekleme fonksiyonlarından, iki boyutlu (iki parametreye göre değişen) fonksiyonlar kümesi oluşturabilir,

$$\varphi_{j,k}(t) = 2^{j/2} \varphi(2^j t - k); \quad j, k \in 1, 2, \dots \text{ için}, \quad (3.22)$$

her hangi bir sürekli fonksiyon $x(t)$, belirli bir çözünürlük veya ölçek j_0 'da, $x_{j_0}(t) = \sum_k x_{j_0}[k] \varphi_{j_0,k}(t)$ açılımında kullanılan bir dizi katsayı ile ifade

edilebilir. Diğer bir deyişle $x_{j_0}[k]$, $x(t)$ sürekli fonksiyonunun j_0 çözünürlüğündeki örnekler kümesidir. j 'nin yüksek değerleri daha yüksek çözünürlüğe denk düşer. Ayrık sinyaller, sürekli sinyallerin belirli ölçek veya çözünürlüklerde örnekleri olarak düşünülür. Bu durumda, sinyalin daha yüksek çözünürlüklü bileşenleri hakkında bilgi elde etmek olanaksızdır. Bunun yerine, verilen örneklerin aynı sinyalin daha düşük çözünürlüklü gösterimleri için kullanılması istenir. Ölçekleme fonksiyonuna bir takım özellikler yükleyerek bu gerçekleştirilebilir. En önemli özellik ayrık aralığın ölçekleme fonksiyonuyla yuvalanmasıdır. Diğer bir deyişle, her hangi bir j sabiti için, $\{\psi_{j,k}(t); k \in 1,2, \dots \}$ ile aralıklı fonksiyonel uzay, $\{\psi_{j+1,k}(t); k \in 1,2, \dots \}$ ile aralıklı fonksiyonel uzayın, alt uzayı olmalıdır. $\varphi(2^j t - k)$ aralıklı uzayın yuvalanması, $\varphi(t)$ 'nin, $\varphi(2t)$ aralıklı uzay ile gösterilmesi şart koşularak sağlanır. Bu durumda daha düşük çözünürlüklü fonksiyon $\varphi(t)$, bir sonraki daha yüksek çözünürlükteki, aynı ölçekleme fonksiyonu $\varphi(2t)$ 'nin kaydırılmış, katsayılı toplamları olarak ifade edilebilir,

$$\varphi(t) = \sum_k h(k) \sqrt{2} \varphi(2t - k), \quad (3.23)$$

$h(k)$ katsayılar kümesi ölçekleme fonksiyonu katsayıları olarak adlandırılır (veya ölçekleme filtresi ya da ölçekleme vektörü) ve $\sqrt{2}$ ölçekleme fonksiyonunun normunu iki ölçeğiyle sabitler. Bu yinelemeli denklem ölçekleme fonksiyonlar teorisinin temelidir ve literatürde çeşitli isimlerle adlandırılırlar. Rafine denklem, çok çözünürlüklü analiz denklemi veya açılma (dilation) denklemi isimleri kullanılır. Bir dalgacık sisteminin tasarımı $h(k)$ ile gösterilen katsayılar kümesinin seçilmesidir. Bir fonksiyonun ya da sinyalin önemli nitelikleri, birbirinden çok az farklı fonksiyonların kümesi tanımlayarak daha iyi tanımlanabilir. Tanımlanan fonksiyonlar kümesi, çeşitli ölçek veya ölçekleme fonksiyonlarıyla aralıklı uzayın, aralarındaki boşluğa yayılır. Bu fonksiyonların daha önce sözü edilen aynı dalgacık fonksiyonları olduğu gösterilebilir. Bu dalgacıkların bir sonraki daha dar aralıklı ölçekleme fonksiyonu tarafından aralıklanan uzayda kaldığı varsayıldığından, dalgacıklar, ölçekleme fonksiyonu $\varphi(2t)$ 'nin kaydırılmış, katsayılı toplamlarıyla ifade edilebilirler,

$$\psi(t) = \sum_k h'(k) \sqrt{2} \varphi(2t - k), \quad k \in 1,2, \dots, \quad (3.24)$$

$h'(k)$ katsayılar kümesi dalgacık fonksiyon katsayıları (veya dalgacık filtresi) olarak adlandırılır. Ölçekleme fonksiyonu katsayıları $h(k)$ ve dalgacık katsayıları $h'(k)$ bazı koşullar altında birbirleriyle ilişkilendirilebilir. Örneğin, dalgacıkların tamsayı dönüşümlerindeki ortogonalite koşulunu zorlayarak ve dalgacıkların "fark" uzaylara yayılma gerekliliğine dayanarak, gösterebiliriz,

$$h'(k) = \pm (-1)^k h(1-k). \quad (3.25)$$

Alternatif olarak iki filtrenin frekans tepkileri arasında bir ayna simetrisi gerekliliği koyarak, yarım bantlı filtre bankalarında, bu iki filtre arasındaki ilişki şu hale gelir,

$$h'(k) = \pm (-1)^k h(k). \quad (3.26)$$

(3.24) denklemiyle elde edilen fonksiyonlar, (3.21) denkleminde gösterildiği şekliyle, bir açılım fonksiyonları sınıfının prototip dalgacığını (yada ana dalgacık) verirler.

Her hangi bir sürekli fonksiyonun, verilen bir ölçekleme fonksiyonu ve onun dalgacık türevleri cinsinden gösteriminin aşağıdaki açılımla ifade edilebileceği gösterilebilir,

$$x(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} c_{j_0}(k) \varphi_{j_0,k}(t) + \sum_{j=j_0}^{\infty} \sum_{k=-\infty}^{\infty} d_j(k) \psi_{j,k}(t). \quad (3.27)$$

Bu açılımdaki ilk toplam $x(t)$ 'nin j_0 ölçeğinde düşük çözünürlüklü veya kaba yakınsaması olan bir fonksiyon verir. İkinci toplamda, her artan j değeri için, daha yüksek veya hassas çözünürlüklü bir fonksiyon eklenir ve bu fonksiyon artan ayrıntılar eklemiştir. j_0 'in seçimi, uzayı $\varphi_{j_0,k}(t)$ ile yayılan en kaba ölçeği seçer. Fonksiyonun geri kalanı, fonksiyonun yüksek çözünürlüklü ayrıntıları ile aralıklanır.

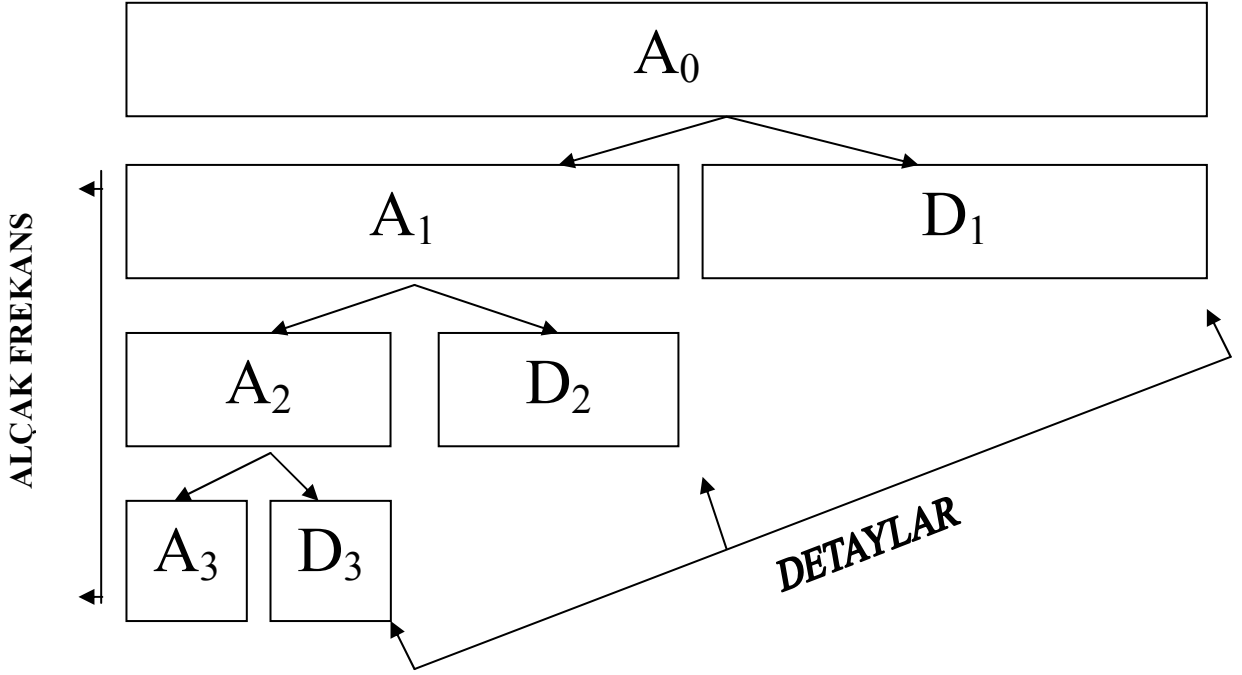
Dalgacık katsayıları, belirli koşullar altında, tıpkı Fourier seri katsayılarının kullanılmasının benzeri bir şekilde, orijinal fonksiyonun analizi, tanımlanması, yakınsaması ve filtrelenmesi amacıyla kullanılabilir. Eğer ölçekleme fonksiyonu iyi ayarlanmışsa, bu durumda yüksek ölçeklerde, sinyalin örnekleri, örnekleme katsayılarına çok yakındır.

Doğrudan dalgacık dönüşüm katsayılarıyla çalışmak için, verilen bir ölçekteki açılım katsayılarının bir ölçek yüksek katsayılarla ilişkisi ortaya çıkarılmalıdır. Bu ilişkilendirme, özellikle, elimizdeki orijinal sinyalin bilinmediği, sadece onun belirli bir çözünürlükte örneklenmiş bir şeklinin bulunduğu, göz önüne alındığında kullanışlı olur. İyi ayarlanmış ölçekleme katsayıları veya dalgacık katsayıları için, ayrık sinyalin örnekleri, ulaşılabilir en yüksek ölçekleme katsayılarına yakınsarlar. j ölçeğindeki ölçekleme katsayıları ve dalgacık katsayılarının, $j+1$ ölçeğindeki ölçekleme katsayılarıyla ilişkisi aşağıdaki iki ifadeyle gösterilebilir,

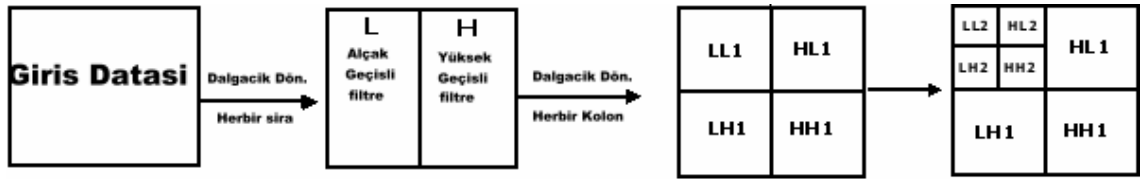
$$c_j(k) = \sum_m h(m-2k)c_{j+1}(m), \quad (3.28)$$

$$d_j(k) = \sum_m h'(m-2k)c_{j+1}(m). \quad (3.29)$$

(3.28) ve (3.29) denklemleri, yüksek ölçekli ölçekleme katsayılarının, sırasıyla $h(k)$ ve $h'(k)$ dalgacık ve ölçekleme filtreleriyle daha düşük ölçekli ayrık dalgacık dönüşümü katsayılarını hesaplamak için kullanılabileceğini gösterir. Bu çalışmadaki uygulamanın ana konusunu oluşturan “çok çözünürlüklü işaret ayrıştırması” ise üçlü dalgacık dekompozisyonu ile verilir (Şekil 3.4). Bu durumda ayrıştırılmış işarete ilişkin yaklaşım ve detay katsayıları ise (Şekil 3.5) deki gibidir (Grossman and Morlet, 1985; Albora ve diğerleri, 2004).



Şekil 3.4: Üçlü dalgacık dekompozisyonu (Albora ve diğerleri, 2004).



Şekil 3.5: Dalgacık dönüşümünün detay katsayıları (Albora ve diğerleri, 2004).

Uygulamada, ayrı bir sinyalin, orijinal çözünürlüğüne denk düşen ölçekleme katsayıları ele alınır. Bilinen dalgacık filtreleri $h(k)$ ve $h'(k)$ ile verilen bir dalgacık sistemi için, (3.28) ve (3.29) denklemlerini, istenen daha düşük tüm ölçeklerin hesaplanması için, yinelemeli olarak kullanmak olanaklıdır. Bir çok mühendislik uygulamasında, dalgacık sistemleri sonlu sayıda ve sıfır değeri almayan katsayılarla sahip olacak şekilde seçilir. Sinyal işleme terminolojisinde, bu filtrelere sonlu impuls tepkili filtreler (SİT) denilir. Bu varsayıma dayanarak ve çok-oranlı sinyal işleme literatürüne bağlı kalarak, (3.28) ve (3.29) denklemlerindeki iki toplamı iki SİT filtre kullanarak hesaplamak olanaklıdır. Bu filtrelerin çıkışları sadece çift indisler için hesaplanır ve filtreler indisleri negatif değerli yapılarak kullanılır. Buradaki farklar, filtrenin çıkışı indirgenerek (bütün diğer örnekler sinyalden çıkarılır) ve filtre katsayılarının sırası ters çevrilerek, filtreleme işlemine dahil edilebilir. Diğer bir deyişle

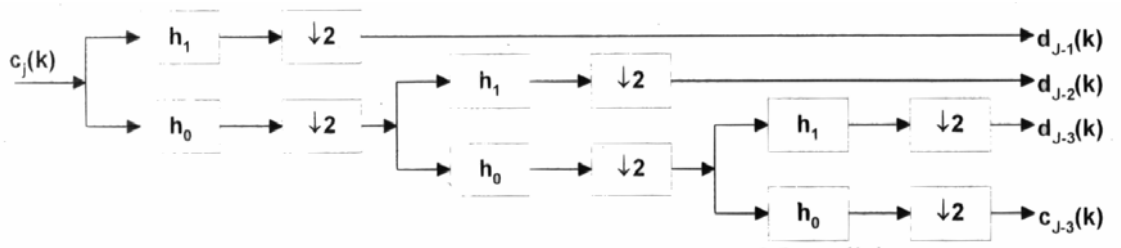
$c_{j-1}(k)$ 'yi elde etmek için, önce $c_j(k)$ 'yi impuls tepkisi $h_0(k) = h(-k)$ olan bir SİT filtre ile filtreleyip, filtre çıkışını, sadece çıkış sinyalinin tüm diğer örneklerini koruyacak şekilde indirgeyebiliriz. Benzer biçimde $d_{j-1}(k)$ 'yi elde etmek için önce $c_j(k)$ 'yi impuls tepkisi $h_1(k) = h'(-k)$ olan bir SİT filtre ile filtreleyip, filtre çıkışını, sadece çıkış sinyalinin tüm diğer örneklerini koruyacak şekilde indirgeyebiliriz. Ölçekleme filtresi h_0 ve dalgacık filtresi h_1 sırasıyla alçak geçiren ve yüksek geçiren filtrelerdir.

Matematiksel olarak, $c_j(k) = x(k)$ olduğunu varsayarak, AWD katsayıları aşağıdaki denklem kümesi kullanılarak elde edilir,

$$c_{j-1}(k) = \sum_m h(m-2k)c_j(m), \quad j = j, j-1, \dots, j_0+1,$$

$$d_{j-1}(k) = \sum_m h'(m-2k)c_j(m). \quad (3.30)$$

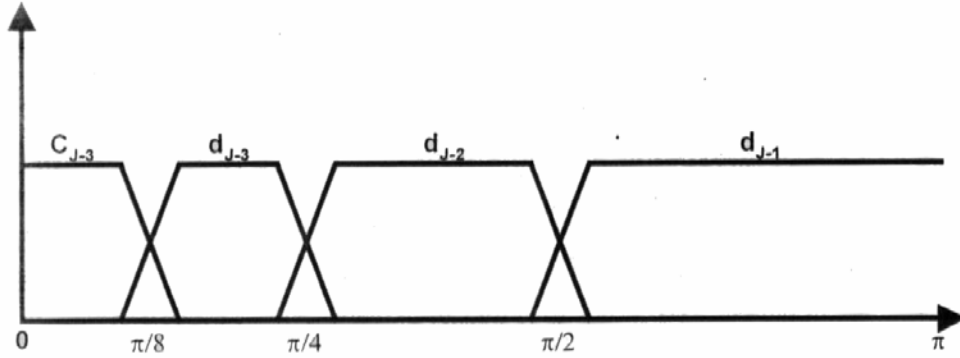
Bu hesaplamalar $c_{j_0}(k)$ ve $d_{j_0}(k)$ hesaplanıncaya kadar sürdürülür. Ortaya çıkan $\{d_{j-1}(k), d_{j-2}(k), d_{j_0+1}(k), d_{j_0}(k), c_{j_0}(k)$ katsayıları, orijinal $x(t)$ sinyalinin AWD'sidir. AWD için elde edilen katsayıların sayısına dikkat edilecek olursa, bu sayının orijinal ayırık sinyaldeki noktaların sayısına eşit olduğu görülür (Albora and Uçan, 2000). Bunun nedeni işlemin her aşamasında iki ile indirgemenin yapılmasıdır (Şekil 3.6).



Şekil 3.6: Üç aşamalı dalgacık dekompozisyonu, AWD analizi ağacı (Roose and Bultheel, 1999).

AWD için kullanılan filtre çiftleri birbirini tümleyen alçak geçiren ve yüksek geçiren filtreler olduğundan, ortaya çıkan sonuç, orijinal sinyalin farklı frekans bandlarından gelen diziler ortaya koyar. Ayırık dalgacık dönüşümü orijinal sinyalin band genişliğini logaritmik bir biçimde böler. İlk AWD dizisi $d_{j-1}(k)$ 'lar sinyal band genişliğinin üst yarısından gelen sinyal bileşenleridir. Benzer şekilde, ikinci AWD dizisi $d_{j-2}(k)$,

sinyalin geri kalan band genişliğinin üst yarısından gelen sinyal bileşenleridir. Diğer bir deyişle, bu dizi toplam band genişliğinin dörtte biridir ve orijinal band genişliğinin alt yarısının yarısıdır. Geri kalan band genişliği, AWD dizisinin geri kalanı arasında benzer biçimde bölünür. Bu düşünce Şekil 3.7’de daha iyi anlaşılmaktadır. Bu filtreler filtre bankası literatürü ve dalgacık literatüründe analiz filtreleri olarak anılırlar (Hornby ve diğerleri, 1999).



Şekil 3. 7: Faklı AWD dizilerinin arasındaki frekans bandının logaritmik olarak bölünmesi (Engin, 1998).

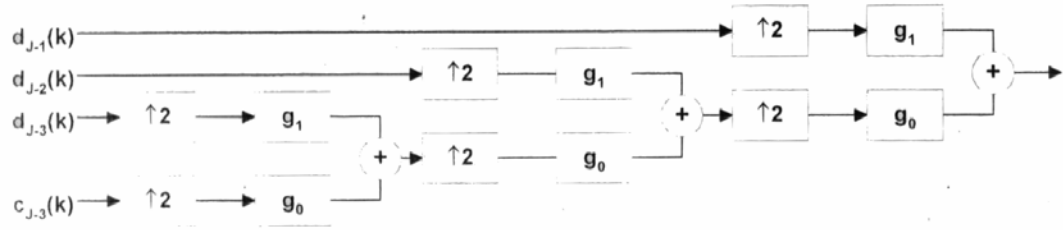
Orijinal sürekli sinyalin, dalgacık açılımı şeklinde yazıldığı denklem (3.27)'yi referans alarak, sentez filtrelerinin matematiksel ilişkileri türetilebilir. Yüksek çözünürlüklü ölçekleme katsayılarının, düşük çözünürlüklü ölçekleme ve dalgacık katsayılarıyla ilişkisi aşağıdaki denklemle gösterilebilir,

$$c_{j+1}(k) = \sum_m c_j(m)h(k-2m) + \sum_m d_j(k)h^{(k-2m)}. \quad (3.31)$$

Bu denklem, ulaşılabilir en yüksek, j çözünürlüğündeki ölçekleme katsayılarını iteratif olarak oluşturmak için, j_0 çözünürlüklü AWD dizilerinin nasıl kullanılacağını gösterir.

Bu durumda, iki filtrenin kullanılma biçimi analiz aşamasında olduğundan farklıdır. Burada, verilen herhangi bir k için AWD katsayıları, filtrelerin tüm diğer katsayılarıyla çarpılır. Diğer bir deyişle, AWD katsayıları takip eden her iki örneğin arasına bir sıfır yerleştirilerek genişletilir ve daha sonra $g_0(k) = h(k)$ ve $g_1(k) = h'(k)$ filtreleri kullanılarak normal biçimde filtrenir. AWD katsayılarının arasına sıfır yerleştirilmesi $\uparrow 2$ sembolüyle gösterilir. Bu sembol yukarıda bulunan şekildeki indirgeme

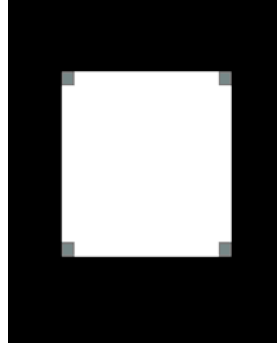
sembolü $\downarrow 2$ nün tersi işlemi gösterir. Bu durumda, filtre katsayılarının sırasının değişmesi gerekmez. Üç aşamalı sentez işlemi Şekil 3.8 ile daha iyi anlaşılacaktır.



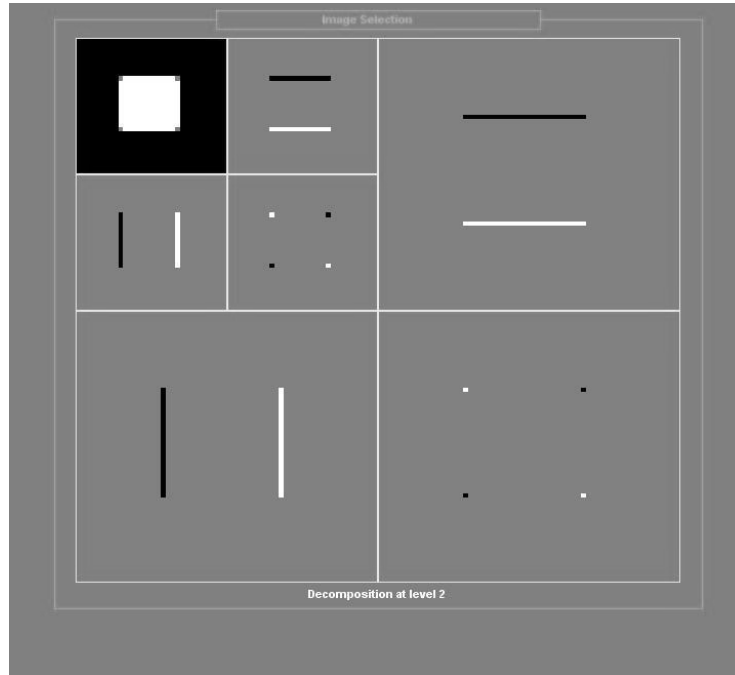
Şekil 3.8: Üç aşamalı dalgacık tümeştirimi AWD sentez ağacı (Roose and Bultheel, 1999).

Analiz filtre bankası, sayısal filtre bankaları ve örnek azaltıcılar kullanarak AWD'yi verimli bir biçimde hesaplarlar. Benzer biçimde, sentez filtre bankası, örnek artırıcılarla orijinal ayrık sinyali yeniden elde edip sayısal filtre bankaları kullanarak ters AWD'yi verimli bir biçimde hesaplarlar. Dalgacık fonksiyonunun özelliklerinin geliştirilmesi ve anlaşılması için en iyi yol ölçekleme fonksiyonlarıdır. Eğer ölçekleme fonksiyonu kompakt destekliyse, dalgacık denklem (3.24)'de verildiği şekliyle ölçekleme fonksiyonunun sonlu toplamlarından oluşur. Dalgacık dönüşümünün, sinyal işleme amaçlı bir hesaplama aracı olarak kullanıldığı uygulamalarda, sonlu destek ölçekleme fonksiyonları kullanılarak, açılım sonlu hale getirilir.

Konuyla ilgili mühendislik dallarında ve uygulamalı matematik sahasında çalışan araştırmacılar, her bir özel niteliklere sahip olan bir çok farklı dalgacık sistemi geliştirmişlerdir. Bu dalgacık dönüşümleri arasındaki ana fark, geliştirme amacı ve ölçekleme fonksiyonundadır. Daha önce de belirtildiği gibi, dalgacık dönüşüm sistemleri iki ana sınıfta toplanır. Bu sınıfların bir tanesi ortogonal dalgacıklardan, diğeri biortogonal dalgacıklardan oluşur. Bu iki sınıfta bulunmayan diğer dalgacık sistemlerini uygulamaları sınırlıdır. İki boyutlu dalgacık analizine en güzel örnek siyah ve beyaz yaklaşım örneğidir (Şekil 3.9).



a



b

Şekil 3.9: İki boyutlu dalgacık analizi, a) siyah ve beyazdan oluşan görüntü. b) Bu görüntünün iki boyutlu dalgacık dekompozisyonu (Albora ve diğerleri, 2004).

Ortogonal dalgacık sistemlerinde, analiz ve sentez filtrelerinin tasarımı için, ölçekleme filtresinin bilinmesi yeterlidir. Verilen bir çift boyutlu SİT ölçekleme filtresi $h(k)$ için,

$$g_0(k) = h(k),$$

$$h_0(k) = g_0(K-1-k),$$

$$g_1(k) = -(-1)^k h_0(k),$$

$$h_1(k) = (-1)^k g_0(k)$$

eşitliklerini verebiliriz.

Ortogonalite gereksinimi birçok özgürlüğü kısıtlar, daha karışık tasarım denklemlerine neden olur ve doğrusal fazlı analiz ve sentez filtre bankalarını engeller. Ortonormal olmayan ve ikili tabanlara izin veren biortogonal dalgacık sistemleri farklı amaçlara hizmet edecek şekilde daha esnek bir yapı ortaya koymuşlardır (Mallat, 1989).

Bu şekilde, ortogonalite koşulunu hafifletirsek, bir çift örnekleme fonksiyonu ve bunlara denk düşen ölçekleme filtreleri sunulabilir. Eğer $h(k)$ ve $\tilde{h}(k)$ ölçekleme filtre çiftini ifade edecek olursa,

$$\sum_k h(k)\tilde{h}(k-2l) = \delta(l) \quad (3.33)$$

koşulunun sağlanması gerekir. Biortogonal dalgacık sistemlerinin çok çözünürlüklü tanımı,

$$\varphi(t) = \sum_k h(k)\sqrt{2}\varphi(2t-k), k \in 1,2,\dots, \quad (3.34)$$

$$\tilde{\varphi}(t) = \sum_k \tilde{h}(k)\sqrt{2}\varphi(2t-k), k \in 1,2,\dots, \quad (3.35)$$

şekilde yapılır. Biortogonal dalgacıklar $\psi(t)$ ve $\tilde{\psi}(t)$ şöyle tanımlanır,

$$\psi(t) = \sum_k (-1)^k \tilde{h}(1-k)\sqrt{2}\varphi(2t-k) = \sum_k g_1(k)\sqrt{2}\varphi(2t-k), k \in 1,2,\dots, \quad (3.36)$$

$$\tilde{\psi}(t) = \sum_k (-1)^k h(1-k)\sqrt{2}\varphi(2t-k) = \sum_k h_1(k)\sqrt{2}\varphi(2t-k), k \in 1,2,\dots, \quad (3.37)$$

Bir takım teknik koşullar altında, fonksiyonlar, $\psi(t)$ dalgacıklarıyla açılım haline dönüştürülebilir ve bu dalgacıkların ikilisi olan $\tilde{\psi}(t)$ fonksiyonlarıyla yeniden elde edilebilirler.

Biortogonal dalgacıkların tasarımı için birçok yaklaşım vardır. Bunların birçoğunda, istenen gerekliliklerden bir tanesi sonuçta elde edilen dalgacık SİT filtrelerinin doğrusal

fazlı olmalarıdır. Bu koşul altında kusursuz yeniden oluşturabilme özelliği için (3.38) denklemindeki şartları sağlanmalıdır,

$$g_0(k) = h(k),$$

$$h_0(k) = \tilde{h}(k),$$

$$g_1 = -(-1)^k h_0(k), \quad (3.38)$$

$$h_1(k) = (-1)^k g_0(k).$$

Özet olarak her iki durum için de, (3.32) denklemiyle belirtilen şekilde, ayrık $x[k]$ fonksiyonu için ileri ve geri dalgacık dönüşümü aşağıdaki ilişki ile elde edilebilir,

İleri AWD ;

$$c_j(k) = x(k),$$

$$c_{j-1}(k) = \sum_m h_0(m-2k)c_j(m),$$

$$d_{j-1}(k) = \sum_m h_1(m-2k)c_j(m),$$

$$j = j, j-1, j_0+1 \quad \text{için}$$

$$\{d_{j-1}(k), d_{j-2}(k), \dots, d_{j_0+1}(k), d_{j_0}(k), c_{j_0}(k)\}. \quad (3.39)$$

Geri AWD,

$$c_{j+1}(k) = \sum_m c_j(m)g_0(k-2m) + \sum_m d_j(k)g_1(k-2m),$$

$$j = j_0, j_0+1, \dots, j-1 \quad \text{için}$$

$$x(k) = c^j(k).$$

Eğer her iki biortogonal filtre, doğrusal fazlı olacak şekilde ayarlanırsa, bu durumda alçak geçiren filtreler $h_0(k)$ ve $g_0(k)$ simetriktir. Yüksek geçiren filtreler $h_1(k)$ ve $g_1(k)$ her iki filtrede tek ise simetriktir, her ikisi de çift ise anti-simetriktir (Auscher ve diğerleri, 1992).

Özet olarak burada, durağan olmayan sinyaller için dalgacık sistemleri kullanmayı seçmenin, kısa zamanlı Fourier dönüşümüne göre avantajları sunulmuştur. Dalgacık dönüşümü ile Fourier dönüşümü arasındaki fark, Dalgacık dönüşümünün değişken çözünürlüklü olmasıdır. Kullanılan sinyalin doğasına göre, deneme yanılma ile uygun dalgacıklar seçilebilir. Dalgacık kullanmak Fourier dönüşümüne göre daha fazla işlem gücü gereksinimini de beraberinde getirir (Walker, 1997).

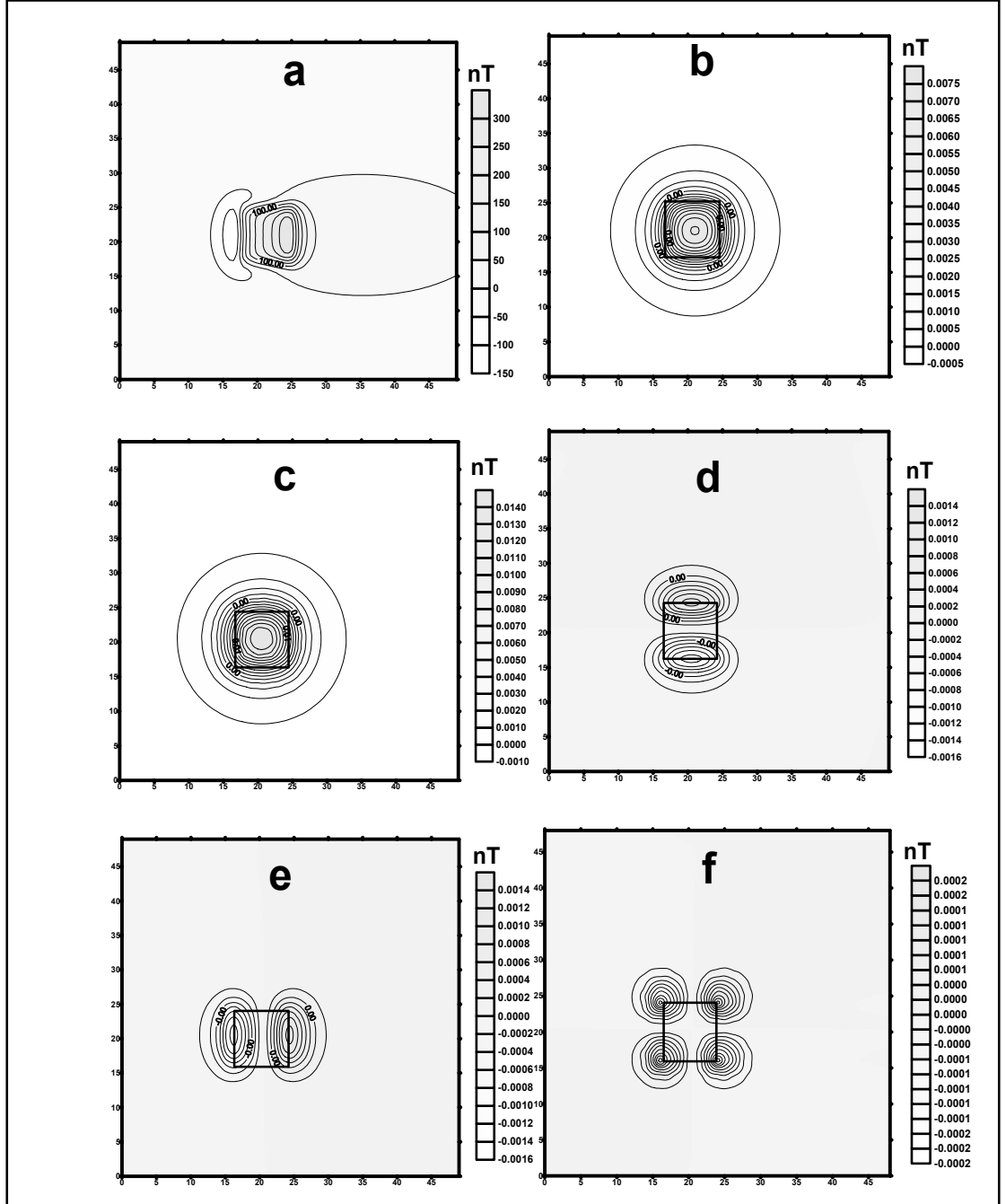
4. BULGULAR

4.1. DALGACIK YÖNTEMİNİN SENTETİK DATAYA UYGULANMASI

Tablo 4.1. Sentetik olarak verilen manyetik özeliğe sahip prizmatik yapının parametreleri.

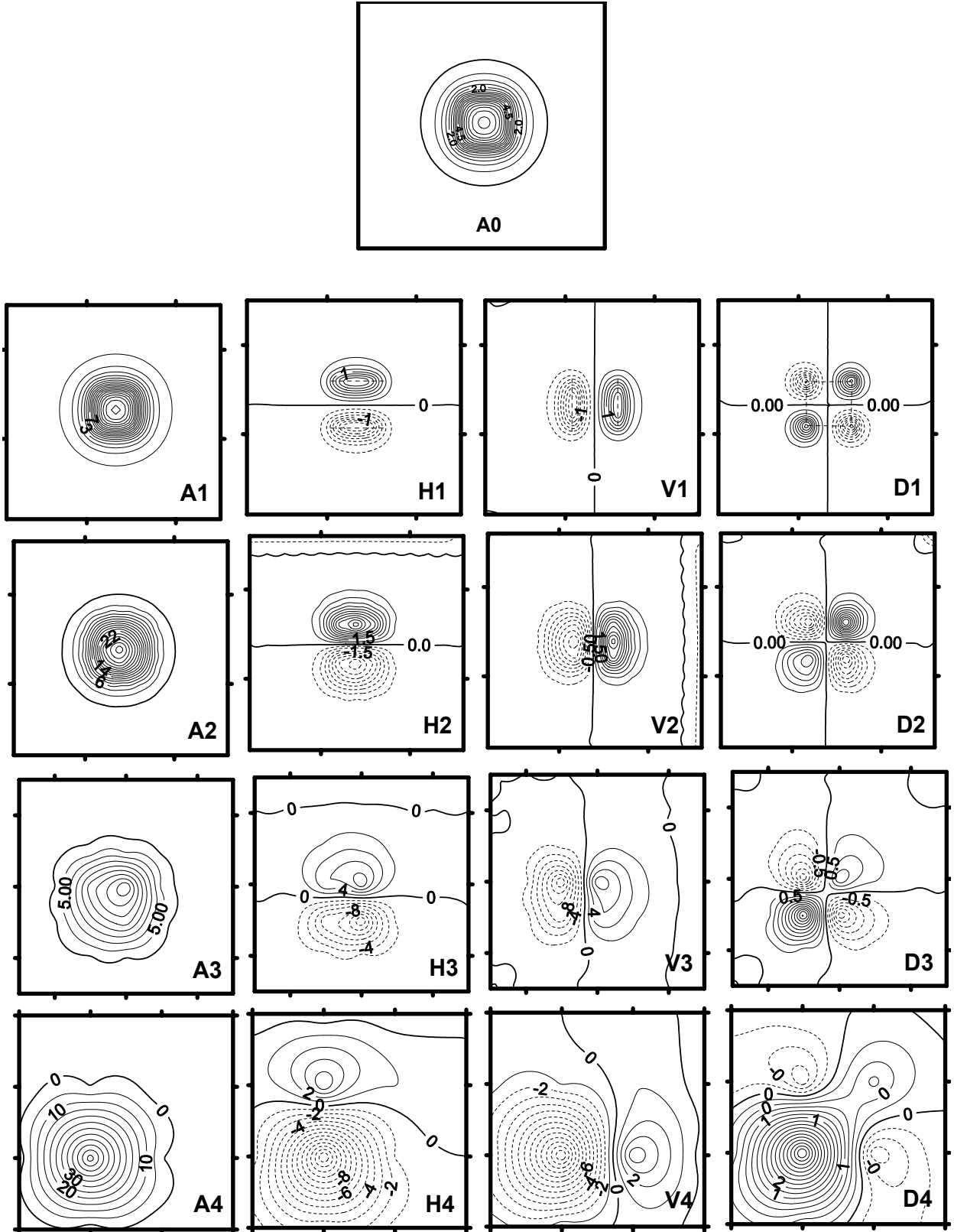
Parametreler	açı	merkez (m)	süseptibilite (nT)	genişlik (m)	üst der. (m)	alt der. (m)
Prizma	90	(25,25)	100	10	5	6

Yöntemin sentetik olarak uygulanmasında ilk olarak Tablo 4.1’de parametreleri verilen kalınlığı 1m., süseptibilitesi 100 nT ve inklinasyon açısı $I = 54^\circ$ olan prizmatik model yapı kullanılmıştır (Şekil 4.1). Bu prizmatik model yapı, yöntemin başarısını test etmek amacıyla tercih edilmiştir. Buradaki amacımız dalgacık yöntemi ile prizma modelinin kenarlarının net bir şekilde ortaya çıkartılabildiğini göstermektir. Şekil 4.1a’da görüldüğü gibi manyetik anomalilerin maksimumlarının altında her zaman kütlelerin merkezi olmayabilir. Bu olay cismin geometrisinden, yer manyetik alanı ve mıknatıslanma alan vektörlerinin doğrultusundan kaynaklanabilir. Ancak, manyetik anomalilerin psedogravite anomalileri alınarak, bu anomalilerinin de gravite anomalileri gibi değerlendirilmeleri yapılabilir. Bu nedenle, Şekil 4.1a’daki manyetik anomalinin psedogravite anomalisi alınmış ve Şekil 4.1b’de gösterilmiştir. Prizmanın sınırlarını belirleyebilmek için psedogravite anomalisinin dalgacık transformu (Şekil 4.1c) ve bunların bileşenleri hesaplanmıştır (Şekil 4.1d,e,f). Yatay bileşenin çıkışı incelendiğinde (Şekil 4.1d), her iki prizmanın yatay kenarları üzerinde bir anomalinin varlığı görülmektedir. İzlenen bu iki anomali prizmanın yatay sınırlarını açıkça göstermektedir. Şekil 4.1e’deki dalgacık transformunun düşey bileşeninde ise düşey sınırlar açıkça seçilmektedir. Çapraz bileşende ise (Şekil 4.1f) prizmanın köşeleri üzerinde anomalilerin toplanması dalgacık transformunun başarısını ortaya koymaktadır. Şekil 4.1a’da sunulan modelin sonuçları, dalgacık yönteminin yapı sınırlarını ortaya çıkarmadaki uygunluğunu göstermektedir.



Şekil 4.1: Sentetik olarak üretilen prizmatik yapı, (a)- Prizmatik yapının manyetik anomali haritası, (b)- Bu yapının psedogravitesi, (c)- Dalgacık çıktısı, (d)- Yatay bileşeni çıktısı, (e)- Düşey bileşeni çıktısı, (f)-Çapraz bileşeni çıktısı.

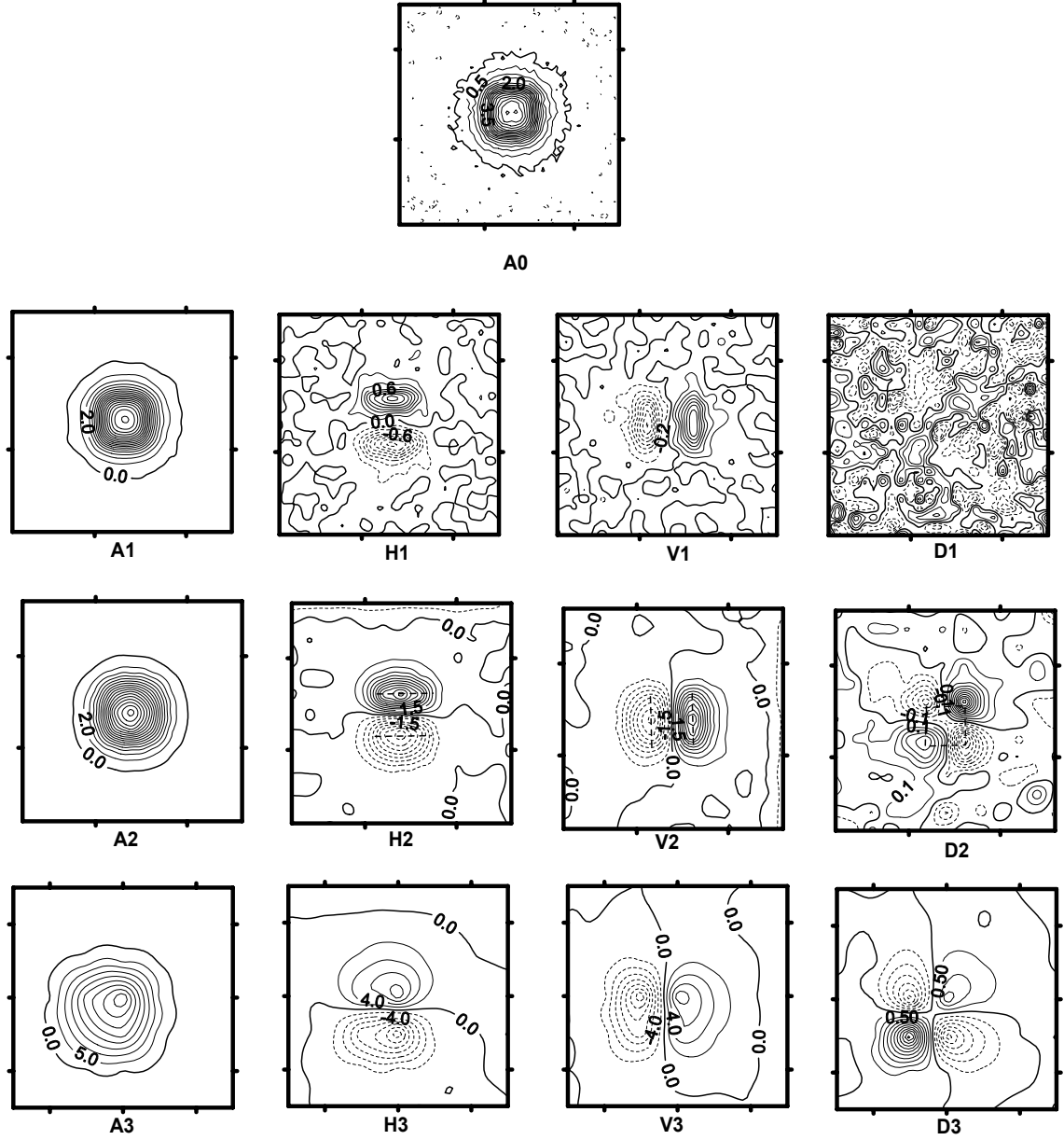
Şekil 4.1b’de verilen prizmatik yapı, A_0 giriş verisi olarak alınmıştır (Şekil 4.2). Buradaki amacımız her bir tekrardan sonra tekrar sayılarının çalışmasını görmektir. Bu çalışmada Daubechies’in 1. katsayısı kullanılmıştır. Birinci tekrarda, Şekil 4.2A₀ giriş verimiz gürültüsüz olduğundan, yani herhangi bir bozucu etki bulunmadığından Şekil 4.2A₁ çıktımız, Şekil 4.2A₀ giriş verimize oldukça yakındır. Şekil 4.2H₁ yatay bileşeni, Şekil 4.2V₁ düşey bileşeni, Şekil 4.2D₁ ise köşe noktalarını göstermektedir. Birinci adımda yatay, düşey ve çapraz bileşenler oldukça iyi görülebilmektedir. İkinci adımda verimiz yine gürültüsüz olduğundan Şekil 4.2A₂ çıktımız da giriş verimize oldukça benzemektedir. Yatay bileşen (Şekil 4.2H₂), düşey bileşen (Şekil 4.2V₂) ve köşe noktalarının (Şekil 4.2D₂) da net şekilde ortaya çıkarıldığı görülmektedir. Üçüncü adımda Şekil 4.2A₃ dalgacık çıktımızda bozulmalar gözlenmektedir. Yatay bileşen (Şekil 4.2H₃), düşey bileşen (Şekil 4.2V₃) ve köşe noktalarının (Şekil 4.2D₃) ortaya çıkartılmasında netlik görülmemektedir. Dördüncü ve son adımda ise (Şekil 4.2A₄, H₄, V₄, D₄) bozulmaların daha da arttığı ve yapımızın sınırlarının belirlenemediğini görmekteyiz.



Şekil 4.2: Tablo 4.1’de parametreleri verilen sentetik datanın psedogravitesi ve dalgacık adımları (A_0 sentetik modelin psedogravitesi; 1., 2., 3. ve 4. adımlar için A_1, \dots, A_4 dalgacık çıktısı; H_1, \dots, H_4 yatay; V_1, \dots, V_4 düşey ve D_1, \dots, D_4 çapraz detay katsayıları), (Albora ve diğerleri, 2004).

İkinci uygulama olarak Şekil 4.1.b’de verilen prizmatik yapıya %3’lük bir Gauss gürültüsü ekleyerek giriş verimiz bozulmuştur. Burada gürültülü data, giriş verisi olarak alınmıştır (Şekil 4.3). Giriş verimize Gauss gürültüsünü eklememizdeki amacımız dalgacık yöntemiyle gürültü analizi yapmak, rejyonel yapıyı ortaya çıkarmak ve dalgacık yönteminin başarısını test etmektir.

Dalgacık yönteminin uygulamasında sentetik yapının sınırlarını bulmak için Daubechies’in 1.katsayısı kullanılmıştır ve sentetik modelimizin psedogravitesi üzerine 3 adım için uygulama yapılmıştır. Bu çalışmada toplam manyetik anomali haritası yerine psedogravite anomalisi kullanılmıştır. Birinci adımda Şekil 4.3’de A_1 , %3’lük bir Gauss gürültüsü ekleyerek elde ettiğimiz A_0 giriş verimizin, dalgacık çıktısıdır. Burada gürültü analizi yapılarak verimiz gürültülerden arındırılmaya çalışılmıştır. Şekil 4.3A₁’de gürültünün giderek azaldığı görülmektedir. Yatay bileşen (Şekil 4.3H₁), düşey bileşen (Şekil 4.3V₁) ve çapraz (Şekil 4.3D₁) bileşenlerinin ise gürültüden dolayı belirlenemediğini görmekteyiz. İkinci adımda verimiz gürültülerden arındığı için Şekil 4.3A₂ çıktımız, Şekil 4.3A₀ giriş verimize oldukça yakındır ve prizmatik yapımız daha net olarak ortaya çıkmaktadır. Yatay bileşen (Şekil 4.3H₂), düşey bileşen (Şekil 4.3V₂) ve çapraz (Şekil 4.3D₂) bileşenleri, bir önceki adıma nazaran daha iyi saptanmışlardır. Üçüncü ve son adımda (Şekil 4.3A₃) ise verimiz bozulmaya başlamış ve giriş datamızdan oldukça uzaklaşmıştır. Yatay (Şekil 4.3H₃) ve düşey (Şekil 4.3V₃) kenarların belirlenemediği ve köşe noktalarının da (Şekil 4.3D₃) tam olarak saptanamadığı açıkça görülmektedir.



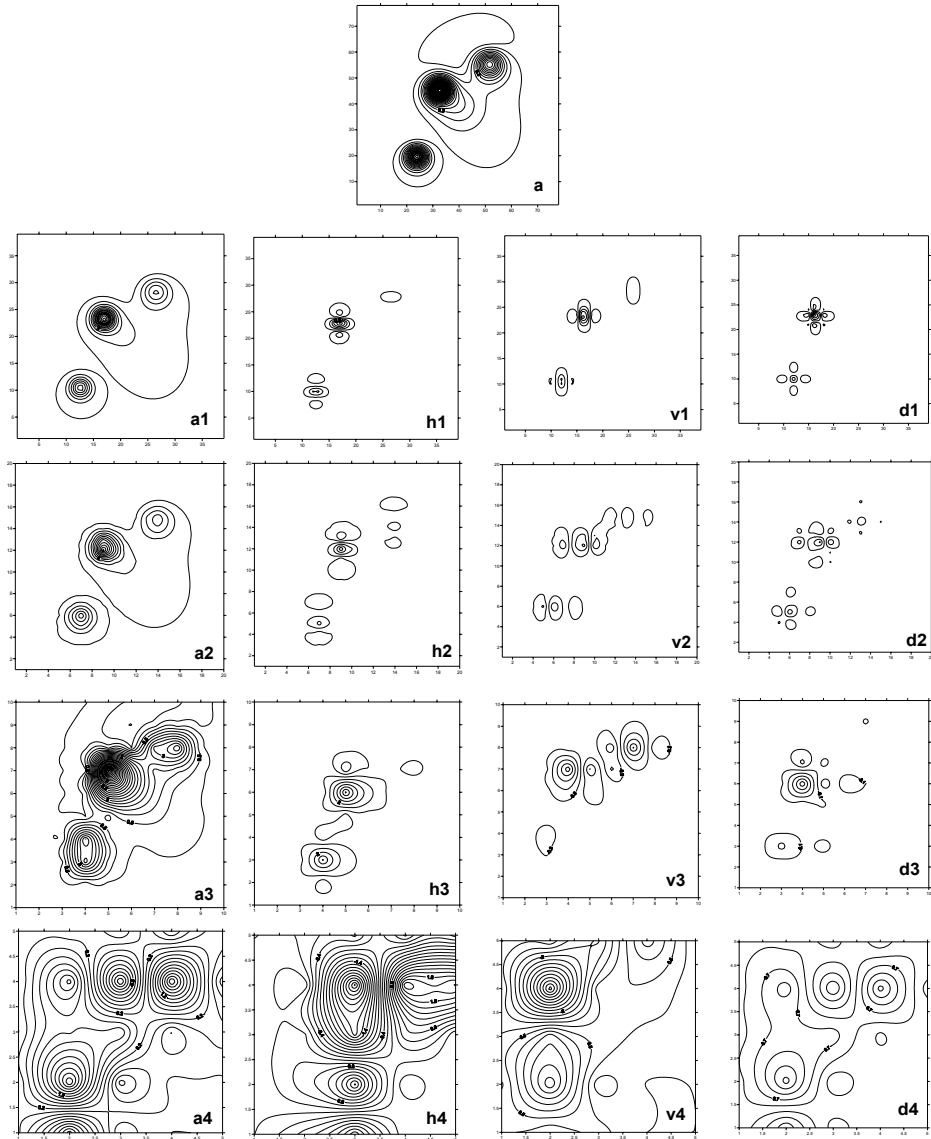
Şekil 4.3: %3'lük Gaus gürültüsü eklenmiş sentetik modelin dalgacık çıktısı ve psedogravitesi; A_0 sentetik datanın psedogravitesi (1.,2.,3. ve 4. adımlar için); A_1, \dots, A_4 dalgacık çıktısı; H_1, \dots, H_4 yatay; V_1, \dots, V_4 düşey ve D_1, \dots, D_4 çapraz bileşenlerin çıktıları (Albora ve diğerleri, 2004).

Sentetik uygulamamızda üçüncü bir model yapı olarak Tablo 4.2’de parametreleri verilen, 4 farklı dipol ele alınmıştır (Şekil 4.4a). İlk olarak, bu dipollerin düşey manyetik anomali haritaları elde edilmiştir. Birinci dipolün derinliği 15 m., uzunluğu 20 m., inklinasyon açısı 20^0 ve (0,0) koordinatlarındadır. İkinci dipol 5 m. derinlikte, 10 m. uzunluğunda, (7,-9) koordinatlarında 90^0 ’lik bir açığa sahiptir. Üçüncü dipol 6 m. derinlikte, 4 m. uzunluğunda, (-25,-20) koordinatlarında 70^0 ’lik açı yapmaktadır. Dördüncü dipol ise (20,15) koordinatlarında, 8 m. derinlikte, 8 m. uzunluğunda ve 50^0 ’lik bir açıyla bulunmaktadır.

Dipollerin meydana getirdiği düşey manyetik anomali haritası (Şekil 4.4.a) giriş verisi olarak alınmıştır. İlk adımda yüzeye yakın yapıların atılıp rejyonel yapının elde edilmesi amaçlanmaktadır. Şekil 4.4a₁’de yapımız biraz belirginleşmiştir. Şekil 4.4.h₁, v₁ ve d₁ oldukça iyi sonuçlar vermiştir. Birinci adımda (0,0) koordinatlarında bulunan yüzeye yakın dipol atılmıştır ve Şekil 4.4h₁’de üç dipolün yatay bileşenleri, Şekil 4.4v₁’de ise düşey bileşenleri oldukça net bir şekilde belirlenebilmiştir. Şekil 4.4d₁ sadece iki dipolün köşe noktalarının net olarak belirlenebildiği, üçüncü dipolün göz ardı edildiği görülmektedir. Daha sonraki adımlarda Şekil 4.4; a₂, a₃, a₄ rejyonel yapıya yaklaşmış fakat derindeki dipol çok net olarak ortaya çıkmamıştır. Son adımda (Şekil 4.4; a₄, h₄, v₄, d₄) çıktılarımızın tamamen bozulduğu görülmektedir. Bu örnekte de görüldüğü gibi dalgacık yönteminin rejyonel ve rezidüel ayırımında her zaman çok iyi sonuç vermediği söylenebilir (Şekil 4.4; a₄, h₄, v₄, d₄).

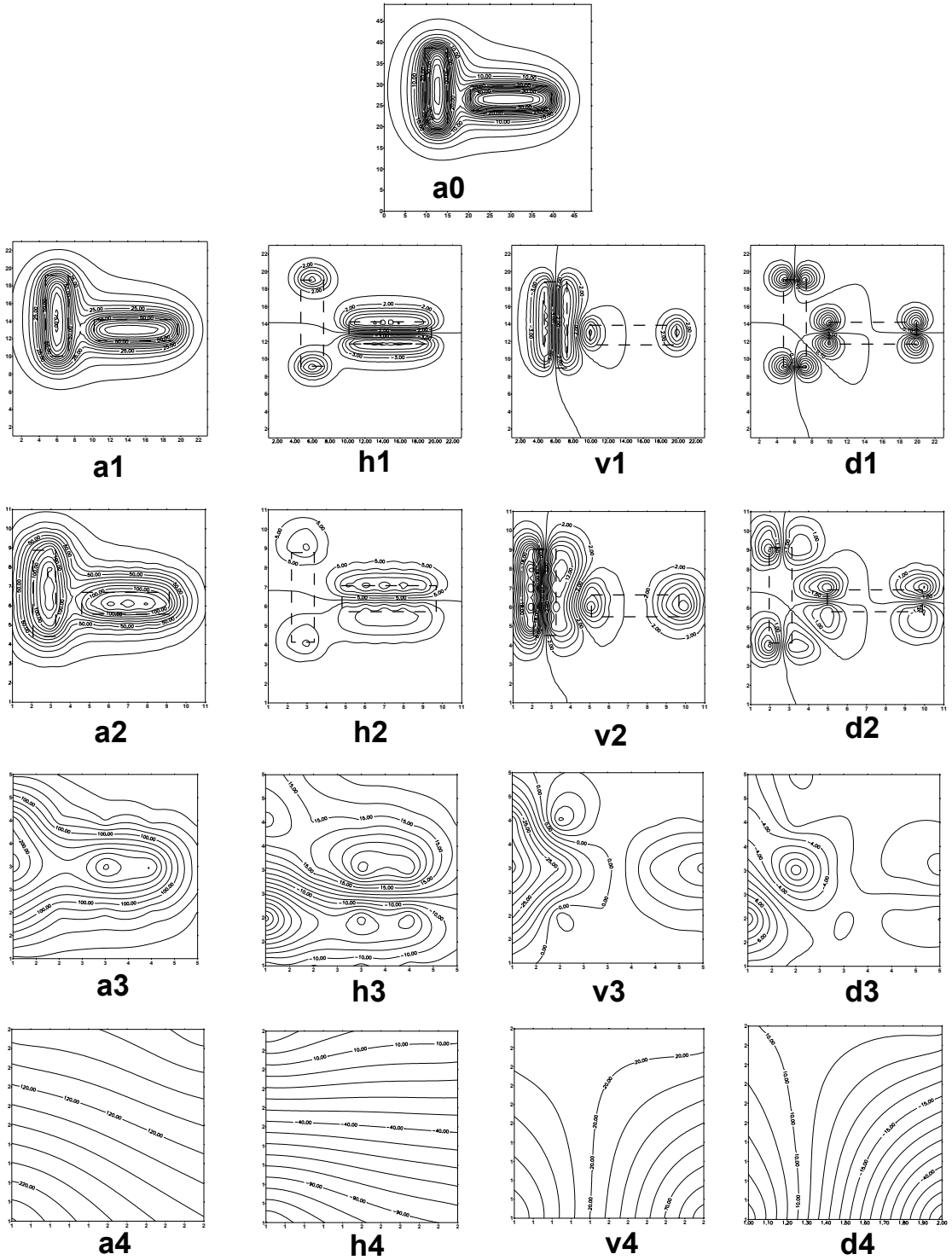
Tablo 4.2: Sentetik olarak üretilen dipollerin parametreleri.

Parametreler	Dipol 1	Dipol 2	Dipol 3	Dipol 4
(x,y) koordinatları	0,0	7,-9	-25,-20	20,15
D (derinlik)	15	5	6	8
L (uzunluk)	20	10	4	8
α (açı)	20	90	70	50



Şekil 4.4: Tablo 4.2’de parametreleri verilen 4 dipolden oluşmuş sentetik yapının dalgacık çıktıları; a- Düşey manyetik anomalî haritası (giriş datası); a1,a2,a3,a4 dalgacık çıktıları; h1,h2,h3,h4 yatay bileşen çıktıları; v1,v2,v3,v4 düşey bileşen çıktıları; d1,d2,d3,d4 çapraz bileşen çıktıları.

Sentetik uygulama olarak en son aşamada birbirine dik 2 adet dikdörtgen prizmanın meydana getirdiği gravite anomali haritası ele alınmıştır. Bu 2 prizmayı birbirine dik olarak almamızın nedeni yatay ve düşey bileşenleri net olarak saptayıp saptayamayacağımızı belirleyebilmektir. Bu amaçla birbirine dik 2 dikdörtgen prizmanın gravite anomali haritası giriş datası olarak verilmiştir (Şekil 4.5a₀). Yine Daubechies'in 1. katsayısı kullanılarak 4 adım için inceleme yapılmıştır. Şekil 4.5a₁ çıktımız, giriş verimiz gürültüsüz olduğundan net bir görüntü vermektedir. Şekil 4.5h₁ yatay bileşende, yatay prizmanın uzun kenarı, düşey prizmanın ise kısa kenarı ortaya çıkmaktadır. Şekil 4.5v₁'de ise bunun tersi görülmektedir. Şekil 4.5v₁ düşey bileşen yatay prizmanın kısa kenarları, düşey prizmanın ise uzun kenarları açığa çıkartmıştır. Şekil 4.5d₁'de ise prizmaların köşe noktaları saptanmış ve prizmaların sınırları ortaya çıkartılmıştır. Tekrar sayısı arttıkça rejyonel etkiye yaklaşılmaktadır fakat buna karşılık verimizin şeklinde gittikçe bozulmaların arttığı gözlenmektedir (Şekil 4.5; a₃,h₃,d₃). Son tekrarda ise Şekil 4.5a₄ şeklimizin görünümünün iyice bozulduğunu, yeterince açıklayıcı bir bilgi taşımadığını görmekteyiz.



Şekil 4. 5: Birbirine dik iki adet dikdörtgen prizmanın gravite anomalilerinin dalgacık dönüşümü kullanılarak sınırlarının belirlenmesi (a_1, a_2, a_3, a_4 dalgacık çıktıları; h_1, h_2, h_3, h_4 yatay bileşen çıktıları; v_1, v_2, v_3, v_4 düşey bileşen çıktıları; d_1, d_2, d_3, d_4 çarpaz bileşen çıktıları).

4.2. YÖNTEMİN ARAZİ VERİLERİNE UYGULANMASI

4.2.1 Bölgenin Jeolojisi

Gelibolu Yarımadası ve yakın çevresinde stratigrafik, yapısal ve petrol amaçlı ilk jeolojik çalışma Sfondrini (1961) tarafından yapılmıştır. İlhan (1965), Gelibolu ve Biga yarımadalarındaki ana yapıları çıkarmaya yönelik çalışmalar yapmıştır. Shell şirketi 1969'da bölgede ruhsat alarak jeolojik çalışmalar yapmıştır. Asland Oil of Turkey adlı şirket (1972) Saroz körfezi ve Gelibolu yarımadasını kapsayan bölgede jeolojik ve jeofizik sorunları çözmeye çalışmıştır. Kellog (1973), bölgedeki Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı tortulların stratigrafik ve yapısal konumlarına ait çalışmalar yapmıştır. MTA 1978-1984 tarihleri arasında, bölgede temel jeolojik ve jeofizik çalışmaları yürütmüştür. Saner (1985), Gelibolu yarımadası ve yakın çevresinin, saha gözlemleri ve sismik kesitlere dayalı, tortul istif ve tektoniğini saptamaya çalışmıştır ve bunun sonucunda Gelibolu yarımadası'nda üç farklı yaşlı tortul istifin bulunduğunu ve Yarımada ana yapısının monoklin kıvrım ile ters bir fay olduğunu ortaya koymuştur. Le Pichon ve diğerleri (1973), Kuzey Ege Grabeninin açılmasını iki yandaki levhacıkların rotasyonel hareketi ile açıklamıştır. Doust and Arıkan (1974), Trakya Havzası'nın Orta Eosen'de bir transgresyon etkisi altında kaldığını ve sığ bölgelerde yama resifi oluştuğunu belirtmiştir. Dewey ve Şengör (1979), Batı Anadolu'daki graben havzalarının açılmasını levha tektoniği kuramı ile açıklamışlar ve bu açılmaya D-B yönlü sıkışmanın neden olduğunu savunmuşlardır.

Gelibolu Yarımadası üzerinde batıdan doğuya doğru gençleşen bir istif bulunur. Bu istifin en yaşlı birimi Üst Kreatese –Alt Paleosen yaşlı sığ denizel Lört Formasyonudur (Önal, 1986). Üzerinde uyumsuz olarak Alt Eosen-Lütesyen yaşlı sığ denizelden denizaltı alüvyal yelpazeye kadar birimler içeren Karaağaçlımanı Formasyonu bulunur (Ünal, 1967). Bu birimi düşey ve yanal geçişle deltaönü çökellerinden oluşan Koyunlımanı Formasyonu izler (Sümengen ve Terlemez, 1991). Koyunlımanı Formasyonu'nun üzerinde düşey ve yanal geçişli olarak düşük enerjili akarsu çökellerinden oluşan eşyaşlı Fıçitepe Formasyonu bulunur (Kellog, 1972). Bu birimin

üzerine uyumsuz olarak Lütseyen yaşlı, sığ denizel Soğucak Formasyonu gelir (Sümengen ve Terlemez, 1991). Soğucak Formasyonu'nu uyumlu olarak derin denizel Burgaz Formasyonu izler (Kellog, 1972). Burgaz Formasyonu'nun üstünde iraksak türbiditlerden oluşan Üst Eosen yaşlı, Korudağ Formasyonu uyumlu olarak takip eder ve ardından ortaç türbiditlerden oluşan Üst Eosen yaşlı Keşan Formasyonu gelir. Üzerinde uyumlu olarak Üst Eosen yaşlı, deltaönü çökellerinden oluşan Kanlıbent Formasyonu bulunur. Üst Eosen-Oligosen'de istif, delta gerisi çökellerinden oluşan Armuttepe Formasyonu ile sona erer (Sümengen ve Terlemez, 1991). Bu birimlerin üzerinde uyumsuz olarak Orta Miyosen yaşlı akarsu ortamında çökelmiş Gazhanedere Formasyonu, Üst Miyosen yaşlı plaj ortamında çökelmiş Kirazlı Formasyonu, Üst Miyosen-Alt Pliosen yaşlı sığ, sıcak denizel Alçıtepe Formasyonu'ndan oluşan diğer bir istif bulunur (Siyako ve diğerleri, 1989). Gazhanedere Formasyonu Anafartalar Fayı boyunca yüzeylenmektedir. Miyosen yaşlı birimlerin üzerinde uyumsuz olarak Pliosen-Kuvaterner yaşlı, karasal alüvyal yelpaze çökellerinden oluşan Conkbayırı Formasyonu yer alır. Miyosen-Pliosen istifinin ve Conkbayırı Formasyonu'nun üzerinde Bakuniyen-Tirheniyen yaşlı, sahil fasiyeslerinden oluşan Marmara Formasyonu bulunur (Sakinç ve Yaltrak, 1995).

4.2.1.1. Formasyonlar

Çalışma alanında karşılaşılan tüm formasyonların ayrıntılı açıklamaları aşağıda verilmiştir.

▪ Conkbayırı Formasyonu

Conkbayırı Formasyonu ilk olarak Saner (1985) tarafından adlandırılmıştır. Formasyonu, Taner (1981) Eceabat Formasyonu olarak adlandırırken, Önal (1986) Akyar Formasyonu adı altında iki üyeye ayırmıştır. Conkbayırı Formasyonu, Gelibolu ile Eceabat arasındaki tüm tepeler ve bunları kesen vadilerde görülür. Gelibolu Yarımada'sında, Eceabat ile Gelibolu arasında Üst Pliyosen –Alt Pleyistosen yaşlı bir alüvyal yelpazeyi temsil eden, tutturulmamış blok, çakıl ve kaba kumlardan oluşan Conkbayırı formasyonu topoğrafik olarak yüksek alanlarda görülür. Conkbayırı formasyonunun sedimanter özellikleri, Ganos fayı olarak adlandırılan KD-GB uzanımlı çökeline yaşıt, sağ-yanal atımlı bir fayın etkilerini göstermektedir. Bu fay Geç Miyosen'de çalışmaya başlamıştır. Fayın güneydoğu bloğu Pliyosen'de su yüzüne çıkmış ve kuzeybatı blokta sürmekte olan denizel çökeline kırıntılı malzeme sağlanmıştır.

Conkbayırı Formasyonu bulunduğu yerlerde, batıda Kirazlı, doğuda Alçitepe Formasyonu üzerinde paralele yakın bir uyumsuzlukla durur. Formasyon karasal ortamda oluşmuş kırmızı renkli kum-çakıl devresel tekrarından oluşur. Çakıllar, kireçtaşı, kumtaşı, tuf ve volkaniktir. Formasyon tabanda, kahverengi çamurtaşı ve silttaşlarıyla başlar. İçinde arakatkılı olarak çakıl ve kum seviyeleri bulunur. İçinde ince karbonlu seviyeler seyrek olarak görülür. Kumtaşları masif görünüşlü, tekne tipi çapraz tabakalıdır. Çakıllar kötü boylanmalı, az yuvarlanmış polijeniktir. Saner (1985) formasyonun içindeki çamurtaşlarında tatlı su gastrapotlarına rastlandığını belirtmiştir. İstif, yukarı doğru çakıllı ve iri kum boyutundaki seviyelerin hakimiyetine geçer. Bunların arasında da kumlu silt ve çamurtaşları merceklerine rastlanır. Çakıllar üste doğru belirgin biçimde, bloklu seviyelerin tekrarından oluşan ardalanmalarla aralıklı görülmeye başlar. Çakıl ve bloklar gevşek bir kum matriksle sarılmıştır. Bölgede hakim paleoakıntı yönü D-B doğrultuludur. Akarsu kanalları da aynı doğrultuya paraleldir. Bunun tipik görüldüğü yerler Anafartalar, Conkbayırı ve çevresidir. Bu bölgede formasyon doğuya doğru eğimli olarak durmaktadır. Formasyonun kalınlığı değişken olup en fazla 350 m. civarındadır. Conkbayırı Formasyonu, devresel olarak karada çökemiş regresif bir istiftir. Akarsu ortamında çökeldiği düşünülen formasyon, paleoakıntı yönlerine göre bölgedeki bugünkü vadilere paralel bir sistem tarafından çökeltiştir. Formasyon üst seviyelere doğru çekim kaymaları ve kaotik yapısıyla alüvyal yelpaze ortamını göstermektedir. Formasyonun yaşı, tabanında bulunan Kirazlı ve Alçitepe Formasyonları düşünüldüğünde Üst-Miyosen–Alt-Pliyosen’den genç olmalıdır. Çanakkale Boğazı sahillerinde bulunan Üst Pleistosen yaşlı Marmara Formasyonu’nun (Sakınç ve Yaltrık, 1995) içeriği ile Conkbayırı Formasyonu’nun farklılığı düşünüldüğünde büyük olasılıkla Alt Pliyosen –Alt Pleistosen yaşlı olmalıdır.

▪ *Marmara Formasyonu*

Formasyonu ilk olarak Gelibolu’da Taner (1983) Hamzaköy Formasyonu, Marmara Ereğlisi’nde Umut ve diğerleri (1984) Marmara Ereğlisi formasyonu, Çanakkale Boğazı kıyılarında Erol (1985) Boğaz formasyonu, Sakınç ve Bargu (1989) Altınova’da (Karamürsel) Altıova formasyonu, Bargu (1990) Gaziköy’de (Tekirdağ) Gaziköy formasyonu, Gaziköy’de Yaltrık (1992 ve 1995) Altıova formasyonu olarak adlandırmışlardır. Formasyonun holostatotip yeri Gaziköy’de (Tekirdağ), köyün kurulu olduğu tepede bulunmaktadır. Bu nedenle, Uluslararası Stratigrafi Kılavuzuna göre

(Salvador, 1994) formasyonun, Gaziköy formasyonu olarak adlandırılması gerekmektedir. Buna göre Bargu (1990) aynı lokalitede bulunan ve literatürde kullanılan Orta-Üst Eosen yaşlı türbiditik karakterli Gaziköy formasyonunun (Turgut ve diğerleri, 1983; Siyako ve diğerleri, 1989; Sümengen ve diğerleri, 1990; Yaltırak, 1995c) adını Güzelköy olarak değiştirmiş ve pleyistosen yaşlı formasyona da Gaziköy formasyonu adını vererek, Karamürsel'deki Altınova formasyonu ile aynı yaşta olduğunu belirtmiştir. Fakat aynı adlandırma literatürde çok yaygın olarak Orta-Üst Eosen yaşlı türbiditleri için kullanıldığından, USK'na göre bu değişiklik sakıncalıdır. Bu karışıklığı önlemek amacıyla, Marmara sahillerinde yaygın olan ve aynı jeolojik evrimin parçası *Ostrea edulis* işaretçi seviyeleriyle eşleştirilebilen özelliklere sahip bu çökeller, Marmara havzası içerisinde de devam ettiği için dolayı, Marmara Denizinde sığ sismik kesitlerden ayırt edilebilen yanal devamlılığı olan tüm Orta-Üst Pleyistosen birimleri Marmara formasyonu adı altında toplanmışlardır (Sakinç ve Yaltırak, 1997; Yaltırak ve diğerleri, 1998; Yaltırak ve diğerleri, 2000; Yaltırak ve Alpar, 2002; Alpar ve Yaltırak, 2002; Yaltırak ve diğerleri, 2002). Marmara Formasyonu; Çanakkale Boğazı, Marmara Ereğlisi, Yalova, Derince ve Erdek civarında gözlenebilmektedir. Formasyonun karadaki kıyı fasiyeslerden, 54-240 kyr arası yaşlar alınmaktadır (Sakinç ve Bargu, 1989). Formasyonun stratotip yeri Gaziköy'dedir. Hipostratotip yerleri de Gelibolu ve İyisu lokalitesinde bulunmaktadır.

▪ *Gazhanedere Formasyonu*

İlk kez Saltık (1974) tarafından Tekirdağ, Şarköy Gazhanedere'den adlandırılan formasyon; Gökçeada, Ayazma, Tuzla ve Bozcaada'da yüzeyleir. Formasyonun tip kesiti Gazhanedere'dir. İnceleme alanında başvuru kesiti Gökçeada'daki Aydıncık ve Bozcaada'daki Ayazma ölçülü kesitidir. Formasyonun litolojisini çakıltaşları oluşturur. Formasyon genelde iri kırıntılar, kırmızımsı çamurtaşları, siltli seviyeler, yeşil-kırmızı killer, yersel olarakta marn ve mikritik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Arabantlı kumtaşı, silttaşı ve kumtaşları vardır. Çakıltaşı; pembe, bordo, yassı, iyi yuvarlanmış ve dağılgandır. Yüzeyde altere olup genellikle tabanındaki formasyonun çakıllarının içine almıştır. Çakıltaşları da pembe renkli olup yer yer 3-5 cm.' lik kömür bantları içerir. Formasyon içerisindeki kırıntılar çökeltme ortamının yüksek enerjili olduğunu göstermektedir. Formasyon içerisindeki kırmızı renkli kırıntılı malzemeler ile bu kırıntılıların yuvarlaklaşmaları, karasal çökel ortam ürünü olabileceğini göstermektedir. Sakinç ve diğerleri (1999) görülen kömür damarları ve kil oranındaki artışın depolanma

alanının geçici olarak bataklık koşullarının etkisinde kaldığına işaret ettiğini ifade etmişlerdir. Altındaki birimlerle olan ilişkisi uyumsuzdur. Havza gelişimini destekleyen tektonik fayların oluşturduğu çukurlarda çökelmişlerdir. Üstüne gelen Kirazlı formasyonu ile yatay ve düşey geçişlidir. Formasyon içerisinde herhangi bir fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Üstüne uyumlu gelen Kirazlı formasyonunun Geç Miyosen yaşlı olması nedeniyle, aynı yaş konağında olabileceği kabul edilmiştir. Formasyon Geç Miyosen transgresyonunun bölgedeki ilk ürünü olup akarsu ortamı – sığ denizel geçisi temsil eder. Gelibolu Yarımadasındaki Geç Miyosen formasyonlarla aynı özellikleri gösterir.

- *Kirazlı Formasyonu*

İlk kez Saltık (1974) tarafından Tekirdağ, Şarköy, Kirazlı köyünde tanımlanan formasyon, Gökçeada'da Aydıncık köyü ve Bozcaada'da Ayazma plajında yüzeylenmiştir. Formasyonun tip kesiti Kirazlı köyü Yaşarınçeşmederede'dir. İnceleme alanında başvuru kesiti Bozcaadadaki Ayazma ölçülü kesitidir. Formasyonun genel litolojisini kumtaşları oluşturur. Kumtaşları; açık sarı – sarımsı gri, gevrek tutturulmuş, dağınık ince-orta taneli, çok iyi boylanmalı, yer yer çapraz katmanlı, arazi gözlemleri ölçüğünde gözenekliliğin iyi geliştiği anlaşılmaktadır. Kumtaşları arasında çok ince şeyl bantları vardır ve bunlarda kömür katkıları gözlenir. Formasyonun alt dokanağı, Gazhanedere Formasyonu ile yatay ve düşeyi geçişlidir. Üzerine gelen Alçıtepe formasyonu ile yatay ve düşey geçişlidir. Kalınlığı 400-600 m. arasında ölçülmüştür.

Formasyon içersinden alınan Bozcaada'daki şeyl örneklerinden *Pityosporites* spp. *Composilae*, *Umbelliferae*, *Periporollenites*, *Multiporatus*, *Spiniferites* spp. ve tanımlanmamış dinoflagellat gibi palinomorf topluluklarına dayanılarak yaşı Geç Miyosen olarak belirlenmiştir. Formasyon bölgede Geç Miyosen denizini temsil eden tek formasyondur. Ege Denizinde formasyonun eşleniklerinden petrol üretilmektedir.

- *Alçıtepe Formasyonu*

Formasyon ilk kez Sfondrini (1961) tarafından Gelibolu yarımadası Alçıtepe köyünde tanımlanmıştır. Formasyon, Gökçeadadaki Aydıncık köyü ve Bozcaadadaki Ayazma plajında yüzeylenir. Formasyonun tip kesiti Alçıtepe köyüdür. İnceleme alanında başvuru kesiti Bozcaadadaki Ayazma ölçülü kesitidir. Egemen litoloji gölsel kireçtaşlarıdır. Kireçtaşları; gri, beyaz renkli, sertçe, bol erime boşluklu, yer yer bol fosilli, düzgün katmanlı ve oldukça gözenekli ve geçirimlidir. Kirazlı formasyonu ile alt

dokanağı yatay ve düşey geçişli, üzerine gelen Pliyosen yaşlı Ergene ve Bayramiç formasyonları ile dokanağı uyumsuzdur. Ölçülen kalınlık 60-100 m.'dir. Formasyon bol miktarda Pelecypoda parçası içermektedir. Formasyon içersinde yaş verebilecek bir fauna topluluğu mevcut değildir. Ancak, Kirazlı formasyonu ile uyumlu olması ve üzerine gelen Pliyosen yaşlı tortullar nedeniyle yaşı Geç Miyosen olarak belirlenmiştir. Formasyon; Gelibolu yarımadasındaki kireçtaşları ve Batı Anadolu'daki Millet kireçtaşları ile benzeştirilebilir.

▪ *Karaağaçlimanı Formasyonu*

İlk kez Sfondrini (1961) tarafından Gelibolu yarımadası Karaağaç limanından adlandırılan bu formasyon, Gökçeada'daki Dereköy civarında yüzeyleir. Formasyonun tip kesiti Karaağaç limanıdır. İnceleme başvuru kesiti Gökçeada'daki Aktaş ölçülü kesitidir. Bozcaadada mostrası bulunmamaktadır. Formasyon genellikle şeyl ve kumtaşlarından oluşur. Karaağaç formasyonunun en alt bölümünde, çok az bir yerde kireçtaşı yüzeylemiştir. Bu kireçtaşı; orta-kalın tabakalı, bol fosilli ve istif taneli niteliğindedir. İstif tabanda yeşilimsi gri, gri, sertçe, ince taneli, karbonat çimentolu kumtaşlarıyla, üste doğru koyu gri, siyah, oldukça sert, kırıklı, katmanlı şeyl ile temsil edilir. Üst kasimlerdeki yeşil ve bordo renkli kumtaşları ortamın sığlaştığını gösterir. Gökçeada'da, Ganos fayından dolayı alt sınır gözlenmez. Üzerine gelen Soğucak formasyonu ile uyumsuzdur. Gökçeada'daki Aktaş kesitinde 900 m. kalınlık ölçülmüştür.

İstifin üst bölümlerini temsil eden şeyllerden alınan örneklerden: Inaperturopollenites hiatus, Tricolporopollenites sp., Ephedripites sp., Normapolles, Triathopollenites sp., Malvacipollis sp., Operculodinium sp., Cingulatisporites sp., Laevigatosporites heardti, Leiotriletes sp., Thallasphona sp., Areosphaeridium sp., Homotriyblium plectilum, Deflandra phospharctica, Wetzeliellasp, Lejeunecysta fallex, kitinli foraminifer iç zarı, Hyphae palinomorf topluluğu saptanmıştır. Bu faunaya göre Erken Eosen yaşı verilmiştir. Formasyonun kumtaşı ve şeylleri derin deniz kumtaşı silttaşı ve kömürleri delta önü ortamında çökelmiştir. Karaağaç formasyonu, Trakya'da; Gaziköy formasyonu, daha kuzeyde büyük bir gaz potansiyeline sahip olan Hamitabat formasyonu ile benzeştirilebilir (Kasar ve diğerleri, 1983).

▪ *Fıçitepe Formasyonu*

Formasyonu arařtırmacılarđan Sfondri (1961) ve Durit (1961) ‘Fıçitepe formasyonu’, Turkey Shell (1969) ‘Panayırtepe formasyonu’, Kellog (1973) ‘Fıçitepe formasyonu’, Önem (1974) ve Saltık (1974) ‘Tayfur formasyonu’ olarak adlandırmışlardır. İlk kez Sfondrini (1961) tarafından Gelibolu yarımadası Ece limanından tanımlanan formasyon Bozcaada’daki Poyraz limanı’nda yüzeyleir. Formasyonun tip kesiti Ece limanıdır. İnceleme alanında başvuru kesiti Bozcaada’daki Bozcaada ölçülü kesitidir. Buna karşılık Fıçitepe formasyonu Gökçeada’da yüzeylemez. Formasyon; çamurtaşı, kumtaşı arđalanması ve bunların arasında mercek şeklinde yer alan çakıltaşlarından oluşmaktadır. Çakıltaşları; bordo renkli, sert kuvarsit, metamorfik ve çört çakılıdır. Kumtaşları; bordo-yeşil renkli, sert, ince-orta taneli, belirgin katmanlı, çapraz tabakalı, derecelenme ve boylanma göstermektedir. Çamurtaşları ise bordo renklidir, bitki kök izleri ve kırıntılarını, kuruma çatlakları ve karbonat yumrularını yaygın olarak içerirler. Formasyon Bozcaada’da, metamorfik ve ofiyolitik birimler üzerinde yer alır. Formasyon üst dokanağında Soğucak formasyonu ile uyumsuzdur. Bozcaada kesitinde ölçülen kalınlık 60 metredir. Formasyon içerisinde fosil bulunamamıştır. Ancak inceleme alanı dışında Gelibolu yarımadasında, altındaki Karaağaç formasyonu ile düzenli geçiş göstermesi ve Orta Eosen yaşlı Soğucak formasyonu ile üstelenmesi nedeniyle formasyonun yaşı olası Erken Eosen’in üst katları olarak belirlenmiştir (Siyako ve diğerleri, 1989). Gelibolu yarımadası ve Güney Trakya’da, Mecidiye köyündeki Fıçitepe formasyonunun birimleriyle benzerlik gösterir.

▪ *Soğucak Formasyonu*

Soğucak formasyonu için bir çok araştırmacı değişik adlandırmalar yapmışlardır. Durit (1961) bu formasyon için ‘Tayfur formasyonu’, Saltık (1974) ‘Mecidiye formasyonu’ adlandırmalarını yapmıştır. İlk kez Holmes (1961) tarafından Kırklareli Soğucak köyünden tanımlanmış olan bu formasyon, Gökçeada, Uğurlu’da ve Bozcaada ilçesinin güneyinde yüzeyleir. Formasyonun tip kesiti Kırklareli Soğucak köyüdür. İnceleme alanında başvuru kesiti Gökçeada’daki Dereköy ve Bozcaada’daki Bozcaada ölçülü kesitidir. Kireçtaşından oluşan formasyon yer yer düzgün tabakalar halinde, yer yerde mercekler şeklinde gözlenir. Kireçtaşları; gri, açık gri, beyaz, sert, bol fosilli, yer yer tabakasız, gözenekli ve erime boşluktur. Üste doğru killi kireçtaşlarına geçiş gözlenir. Tabana yakın seviyelerde bir iki metre kalınlığında kumtaşı ve ince çakıltaşları bulunur. Altındaki birimlerle uyumsuz, üzerine gelen birimlerle ise uyumludur. Kumtaşları; orta-

kalın tabakalı, boylanmasız, bitki kırıntılı ve ardalarında kömür bantlı killi düzeyler içermektedir. Çakıltaşları; çakıl boyları 5 cm.'ye ulaşmakla, yarı köşeli, hamur ve tane desteklidir. Boylanma yok, derecelenme az belirgindir. Bozcaada'da üsteki Ceylan formasyonu ile dokanakta yersel uyumsuzluk vardır. Kalınlığı 10-150 m. arasında değişir. Kireçtaşı saptanan Nummulites cf chavannesi, Nummulites cf fabianii, Asterigerina rotula, Heterastegina sp, fosillerine göre Orta Eosen yaşı verilmiştir. Formasyon klastik geliminin olmadığı alanlarda depolanmıştır. Gelibolu ve Biga yarımada, Güney Trakya'daki, Soğucak formasyonunun birimleriyle aynı özellikleri gösterirler.

▪ *Ceylan Formasyonu*

İlk kez Ünal (1967) tarafından Trakya'da Ceylan-1 kuyusundan adlandırılmıştır. Gökçeada'nın Dereköyünde ve Bozcaada ilçe merkezi güney ve güneybatısında yüzeylenir. Formasyonun tip kesiti Ceylan -1 kuyusudur. İnceleme alanında başvuru kesiti Gökçeada'da Dereköy ve Bozcaada'daki Bozcaada ölçülü kesitidir. Egemen litolojisi şeylden oluşmaktadır. Formasyon içerisinde ince kumtaşı bantları ve volkanik katkılar vardır. Şeyller; yeşilimsi gri, mavimsi gri, sert, yüzeyde bol alterasyonlu, kıymıksı kırılmalı, yer yer kıvrımlanmalı ince (5-10 cm.) kumtaşı bantlıdır. Kumtaşları; sarımsı gri renkli, sert, köşeli-pürüzlü kırılmalı genellikle kuvars elemanlı, karbonat çimentolu, ince-orta tanelidir. Yer yer bitki kırıntıları gözlenir. Ceylan formasyonu, Gökçeada'da altındaki Soğucak formasyonu ile uyumlu, Bozcaada'da ise iki metre kalınlığında çakıltaşlarının oluşturduğu yersel bir uyumsuzluk vardır. Gökçeada'da üzerine gelen Mezardere formasyonu ile uyumlu olup, Bozcaada'da Ayvacık volkanitleri tarafından kesilmiştir. Formasyon 400-900 m. arası bir kalınlık sunar.

Şeylden alınan örneklerden; Pityosporites spp, Triletes sp, Echinatisporitesso Batiacasphaera sp, Homotrybliumplectilum, Dishyes colligerum, Deflandrea phosphoritica, Hystrichokolpoma sp, Cleistosphaeridium sp, Cordosphaeridium sp, kitinli foraminifer iç zarı ve Hypae palinomorf topluluğuna dayanılarak Orta-Geç Eosen yaşı bulunmuştur. Derin deniz türbiditik sistem içerisinde çökelen kumtaşı, şeyl ağırlıklı birimler tüm Orta-Geç Eosen istifinde izlenir.

▪ *Mezardere Formasyonu*

İlk kez Ünal (1967) tarafından Keşan Mezardere kötünde adlandırılan formasyon, Gökçeada'daki, baraj ve çevresinde geniş bir alanda yüzeylenir. Formasyonun tip kesiti Mezardere-1 kuyusudur. İnceleme alanında başvuru kesiti Gökçeada'daki Dereköy ölçülü kesitidir. Formasyon genellikle kumtaşı ve şeyl ardalanımlıdır. Egemen litoloji kumtaşıdır. Kumtaşı; sarımsı gri, sert karbonat çimentolu, ince-orta katmanlı, derecelenmeli ve laminalıdır. Şeyl; mavimsi ve yeşilimsi gri, yüzeyde ufalanır topraklı, karbonatlı, ince laminalı ve ince kumtaşı ara katkılıdır. Formasyon tabanda Ceylan formasyonu ile üstünde ise Osmancık formasyonu ile uyumludur. Kalınlığı 400-900 m.'ler arasındadır. Şeylden alınan örneklerde *Pityosporites* spp, *Tricolporopollenites* spp, *Tricolporopollenites hiatus*, *Malvacipollis* sp, *Triatriopollenites corphaeus*, *Baculatisporites* sp, *Echinatisporites* sp, *Verrucatosporites* spp, *Bordosphaeridium* sp, *Dicellaesporites* sp, *Hyphae*, *Inapertisporites* sp, *Biporisporites* sp, *Pluricellaesporites* sp, *Hypoxytonites* sp ve *Striadiporites* sp palinomorf topluluğu bulunmuştur. Buna göre yaşı, Geç Eosen – Erken Oligosen olarak belirlenmiştir. Tabanda, derin denizel etki belirgindir. Üste doğru regresif etkiler vardır.

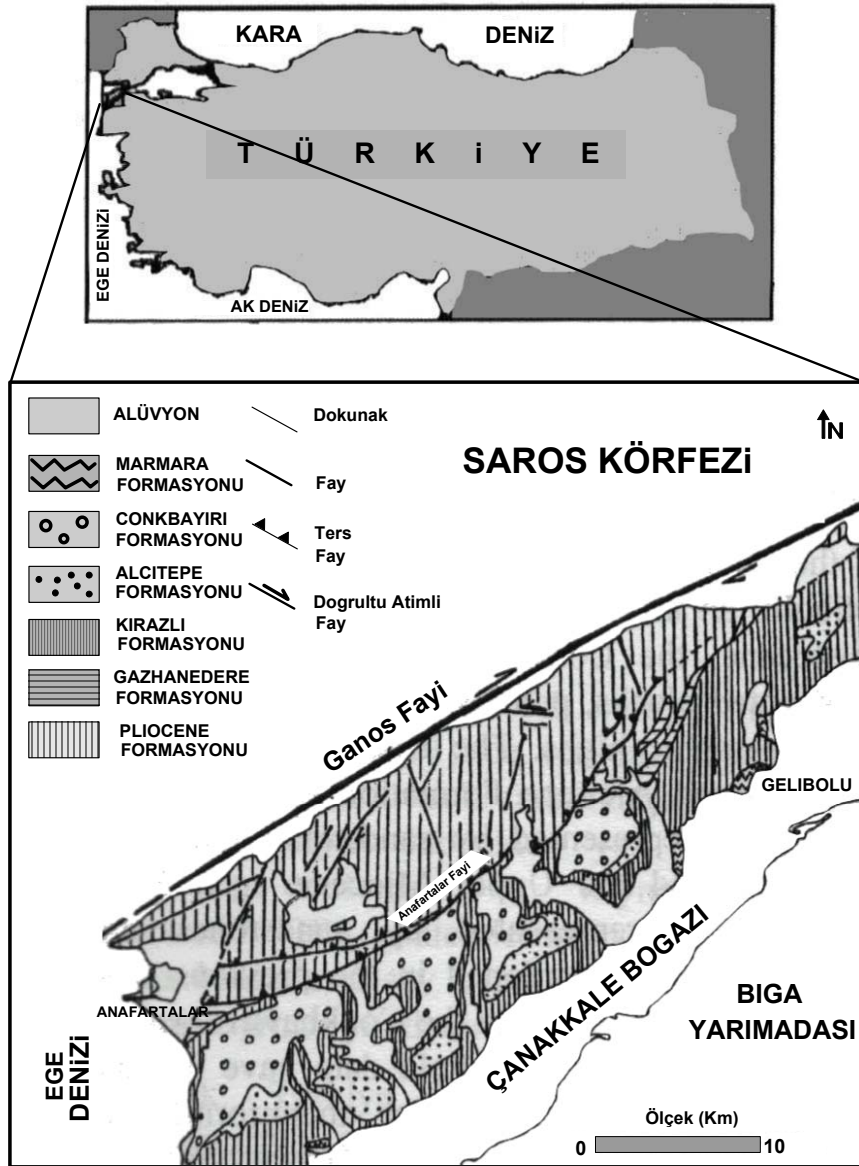
▪ *Osmancık Formasyonu*

İlk kez Ünal (1967) tarafından Osmancık-1 kuyusundan tanımlanmıştır. Gökçeada'daki Kuzulimanı'nda kesitler sunar. Formasyonun tip kesiti Osmancık-1 kuyusudur. İnceleme alanında başvuru kesiti Gökçeada'daki Kuzulimanı ölçü kesitidir. Formasyon genellikle kumtaşı ve bunların arasındaki şeyl bantlarından oluşur. Aralarında yer yer ince çakıltaşı bantları, üst seviyelerde kömürler ve bitki kırıntıları bulunur. Kumtaşları; yeşilimsi gri, sarımsı gri, sert, ince-orta tane boyutlu, bitki kırıntılı, orta-iyi boylanmalı, karbonat çimentolu, belirgin katmanlı ve şeyl ara tabakalıdır. Şeyller; yeşilimsi gri renkli ve yer yer toprağımsıdır. Mezardere formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir. Osmancık formasyonu, Gökçeada'da Danişmen formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla üslenir. Ancak kuyu verilerine göre iki formasyon geçişlidir. Kalınlığı 400-600 m. arasındadır. Şeyllerden alınan örneklerde; *Pityosporites* spp, *Triatriopollenites* spp, *Subtriopollenites simplex*, *Polyporopollenites undulosus*, *Compositae* tip pollen, *Pluricellaesporites* sp, *Hyphae* ve *Diporisporites* sp palinomorf topluluğu bulunmuş ve yaşı Geç Oligosen olarak tespit edilmiştir. Osmancık Formasyonu, Marmara Ereğlisinden başlayarak Ganos fayı hattı boyunca (yaklaşık

kuzeydoğu- güneybatı doğrultusunda) tüm alanda yüzeyleir. Ayrıca Trakya havzası boyunca bütün kıyularda Osmancık formasyonu kesilmiştir.

▪ *Lört Formasyonu*

Foça burnu İle Karaağaç limanı ve Lört sırtında yüzeylenen bu formasyon ilk kez Sfondrini (1961) tarafından adlandırılmıştır. Formasyon; açık gri renkli, kırmızımsı yeşil, yeşilimsi kül renkli, ince ve orta tabakalı kireçtaşı özelliğindedir. Üst kesimleri yer yer kuvars kumlu kireçtaşı şeklindedir ve 100 m kalınlığındadır. Çok miktarda Globotruncana türlerini kapsar ve Mestrihtiyen yaşındadır.



Şekil 4.6: Gelibolu Yarımadasının Jeoloji Haritası (Yaltırak, 1995a ve Yaltırak ve diğ., 1998).

4.2.2. Bölgenin Stratigrafisi

Çalışma alanında, Saroz körfezi, Gelibolu yarımadası ve Marmara sahilinde, daha önce denizel Kuvaterner depoları olarak tanımlanan ve denizden yüksekliği 40 cm.-50 m., kalınlığı 50 cm.-36 m. arasında olan genelde gevrek tutturulmuş, karbonatlı, kırıntılı çökellerin egemen olduğu, zengin fosil içerikli istifler bulunur (Calvert and Neumayr, 1880; English, 1904; Gutzwiller, 1923; Erinç, 1956; Chaput, 1957; Yalçınlar, 1957; Akartuna, 1968; Ardel ve Kunter, 1973; Erol ve Nuttal, 1973; Göney, 1964; Taner, 1981; Umut ve diğerleri, 1984; Sakınç ve Bargu, 1989; Sakınç, 1992; Yaltırak, 1992;1995a).

Gelibolu yarımadasında ayırt edilen Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı kaya birimler yaklaşık 5000 m. kalınlıkta tortul istif sunar. Kuzeyden güneye doğru gençleşen istif beş tortul istife bölünmüştür. Bu istifler; Geç Kretase-Paleosen tortul istifi, Erken Eosen tortul istifi, Orta-Geç Eosen ve Orta-Geç Oligosen tortul istifi, Orta-Geç Miyosen tortul istifi ve Geç Pliyosen tortul istifidir. Çalışma alanındaki Orta-Genç Eosen ve Orta-Geç Oligosen ile kısmen Miyosen ve Pliyosen yaşlı tortul istif Trakya Havza'sındaki Tersiyer yaşlı istifle korele edilebilmektedir.

4.2.3. Bölgenin Tektoniği

Bölgenin Tektonik yapısına bakıldığı zaman Gelibolu Yarımadasının Larazmiyen, Saviyen ve Atik fazlarından etkilenmiştir. Ortamı etkileyen egemen gerilim (stres) türü ve bunların neden olduğu tortul istif ve yapısal şekillere göre, beş tektonizma dönemi belirlenmiştir. Bunlar; (1) Geç Kretase-Paleosen yaşlı tektonik dönem, (2) Erken Eosen yaşlı tektonik dönem, (3) Orta-Geç Eosen ve Orta-Geç Oligosen yaşlı tektonik dönem, (4) Orta-Geç Miyosen yaşlı tektonik dönem ve (5) Geç Pliyosen yaşlı tektonik dönem'dir.

Ortasında 45 derece Kuzey Doğu yönünde ters atımlı Anafartalar Fayı görülmektedir. Kuzey Anadolu Fayının (KAF) kuzey kolu olan Ganos Fayı Yarımadasının hemen Kuzey-Batısında yer almaktadır. Ganos Fayı doğrultu atımlı bir fay özelliği gösteren aktif bir faydır. Ganos fayının etkisinden dolayı Gelibolu Yarımadasında oldukça kırıklı bir yapı meydana gelmiştir (Uçan ve diğerleri, 2001).

Bölgesel tektoniğin özellikleri ve lokal tektonik yapılar gözlemlendiğinde, Trakya'nın güney sahillerini iki farklı grupta değerlendirme gereği ortaya çıkmaktadır. Bunlardan ilki bir blok üzerinde bulunan lokaliteler, ikincisi ise faya yakın olan lokalitelerdedir. Trakya'nın güneybatı sahillerine bakıldığında denizel Pleyistosen depoları oldukça sınırlı alanlarda ve farklı yükseltilerdedir. Bu yapıları batıdan doğuya doğru değerlendirirsek, Hisarlıdağ lokalitesinin yükseldiği düşünüldüğünde, bölgede aynı yükseltide yer alan Enez lokalitesine göre Enez'le Hisarlıdağ arasında bunları kesen aktif bir yapı olmadığı, bunların bir blok üzerinde buldukları, bu nedenle de Saroz Körfezinin kuzey sahilinden Hisarlıdağ'a doğru bulunan alanın bölgesel olarak yaklaşık 25 m. yükseldiği söylenebilir. Evreşe Ovası ve Bakla burnu ise hemen yanı başında Ganos fayı bulunan iki lokalitedir. Bunlardan Evreşe ovası ve çevresinde temel üzerine uyumsuz gelen denizel konglomera ve kumların akarsu kumkarıyla örtülü olması bölgede faya bağımlı bir regresyonu işaret etmektedir. Bu nedenle Saroz körfezinde Evreşe ovasını basan deniz, büyük olasılıkla fay aktivitesiyle deniz tabanının yükselmesi ile çekilmiş olmalıdır. Bunun diğer önemli verileri de ova tabanının günümüzde ince taneli birimler ile deniz kumundan oluşması ve bazı ufak tepelerin (12-25 m.) üzerlerinin deniz tarafından biçilmiş ve ada morfolojisine sahip olmalarıdır (Adel, 1956). Bu lokalite de Ganos fayının güneyinde yükselme 25 m.'den fazladır. Bakla burnu lokalitesinin bulunduğu yörede sığ şelf karakterindeki deniz, Ganos fayının etkisiyle, yükselmenin ardından çekilmiş ve Bakla burnu da bu dönemde yükselmiştir. Gelibolu yarımadasının Büyük Kemikli burnuna kadar olan kesimi ise Ganos fayının etkisiyle oldukça hızlı yükseldiğinden dik yamaçlar oluşmakta, hatta sahilin 100 m. yakınına kadar erişen genç akarsular doğuya Çanakkale Boğazı'na akmaktadır (Yalıtırak, 1995a). Büyük Kemikli burnundan Seddülbahir'e kadar olan kesimlerde yükselme ile Üst Miyosen ve Üst Pliyosen-Alt Pleystosen yaşlı çökellerin bulunduğu Suğla-Anzak koyu, Kabatepe Limanı gibi lokalitelerde, dayanımsız birimlerin oluşturduğu hızlı gerileyen yüksek falezler ortaya çıkmıştır. Kabatepe-Eceabat arsında bulunan Eceabat boğazının batı sahili ise doğuya göre yaklaşık 10° eğimlenerek Eceabat-Kilye limanı çevresinde denizden 10-25 m. kadar yükselmiş ve Pleystosen sonunda tekrar kara halini almıştır. Eceabat'ın güneyinde yer alan lokalitelerin denizden yüksekliği 25 m. civarındadır. Kilye limanı ve batısının Saroz körfezine doğru 20 m. yükselmesi oblik bir hareketi göstermektedir. Bu da Kakmadağı'nın güneyinden geçen ve Ereğli tepesinin kuzey yamacını katederek

kaybolan, Eceabat fayının güney bloğunun yükselmesinden kaynaklanmaktadır. Kilye limanından İyisu lokalitesine doğru olan kesimin ise kuzeye doğru artan bir biçimde yükseldiği görülmektedir. Çanakkale Boğazı'nın batı sahili boyunca görülen birimlerin, doğu sahilinde yer alan Kaplantepe ve Çardak lokalitelerine (Erol ve Nuttal, 1973) istif olarak benzer oldukları gibi aralarında doğudan batıya doğru benzer bir yükselti değişimi olduğu görülmektedir. İyisu istifinin birebir benzeri olan ve tam karşı sahilde yer alan Kaplan tepe mostrasının tavan seviyesi 14 m., güneyde ise Çardak lokalitesindeki Ostreali seviye, Kilye limanı-Bayraktepe lokalitesindeki seviyelerden 15 m. daha aşağıdadır. Birbirine benzeyen bu birimlere göre Çanakkale Boğazı'nın çevresinde yükselmenin batıda, doğuya göre daha fazla olduğu söylenebilir. Gelibolu'nun kuzeyine bakıldığında 24 m. yüksekliğindeki taraçaların gittikçe alçaldığı, askeri birliğin bulunduğu tepenin kuzey yamacında ise kuzeye doğru eğimlenerek yer yer kırıldığı görülmektedir. Kumlubent'te ise taraçanın yanal devamının tavan seviyesi denizden yaklaşık olarak 10 m. yükseltidedir. Bunun nedeni, birimi kesen bir fay olmadığına göre, Gelibolu ve çevresinin Hamzaköy merkez olmak üzere bir dom gibi yükselmesi olabilir. Bolayır Boğazı, hiçbir akarsu ile ilişkisi olmayan, denizden bugünkü taban yüksekliği 20 m.'ye yaklaşan, genişliği ise ortalama 1 km., uzunluğu 2.5 km. olan bir düzlük halindedir. Bakla burnu ile Karatarla arasında bulunan Bolayır Boğazı'nda en yüksek kotu oluşturan noktada bulunan sırt üzerinde açılan bir taş ocağında gözlenen ters fay Bolayır Boğazının kapanmasıyla ve çevresindeki lokalitelerin yükselmesinde önemli rol oynamıştır. Karatarla-Şarköy arasındaki sahil şeridinde yüzeylenen çamurtaşları ve silttaşlarından oluşan birimlere ait alanlarda yoğun kriş ve heyelan görülmektedir. 1912 depreminde bu sahilin Hoşköy'e kadar olan kesimlerinde yükselme yer yer 0.8-1.5 m. olmuştur. Mürefte-Şarköy üzerinden geçen sahil çizgisini kateden fay boyunca bulunan taraçalarda ise Gaziköy'e doğru bir yükselme gözlenmektedir. Bunlardan Hoşköy mostrası GD'ya 10° eğimlidir. Gaziköy'de ise kuzeye doğru eğimli olması gereken yalıtaşı fasiyesi Ganos fayının hareketiyle tam tersi yönde 20° dönmüştür. Bu lokalitede yükselme miktarı 50 m.'den fazladır. Birimin transgrsif başlayan regresif karakteri ise çekildiği dönem ve sonrasındaki tektonik aktiviteyi göstermektedir. Denizel depolar Mürefte'den Gaziköy'e 20 m. den 50 m.'ye kadar artarak yükselmektedir. Farklı yükseltilerde denizel kabul içeren Holosen yaşlı bazı alçak depoların eşleniğinin Gaziköy'de 26 m.'de bulunması, Ganos ve Mürefte faylarının arasındaki alanın GD'dan KB'ya doğru artan

oranlarda blok olarak yükseldiğinin önemli bir göstergesidir. Ganos fayı üzerinde 1912 depreminde sağ yanal düşey bileşeni metre boyutlarına ulaşan uzun kırıklara rastlanması bu aktiviteyi destekler durumdadır (Ambraseys and Finkel, 1987). Ganos fayı ve Gaziköy-Kumbağ arasında yüksek falezlerden oluşan sahilde bugün bile sedimantasyon sınırlı koşullarda gerçekleşmektedir. Bunun nedeni Ganos dağının batı sahilinin yaklaşık 10 km. açığından geçen KAF'ın bir kolu olan Ganos fayını sıkıştıran büklüm olmasıdır (Dewey ve Şengör, 1979; Barka ve Kadinsky, 1988). Bu nedenle Pleyistosen'de de etkin olan sistem, bölgeyi hızlı yükseltmiş ve denizel Pleyistosen depolarının aşınmasına neden olmuştur (Yaltırak, 1995c). Kumbağ ve çevresinde Naip ovasında *Ostrea* sp. ve *Cardium* sp. kırıklı bazı düzlükler de (60 m.) bu yükselmeyi işaret etmektedir. Kumbağ- Tekirdağ arasındaki taraçalarla ilgili yapılan bir çalışmada da benzer yüksekliklerden söz edilmektedir (Ardel ve İnandık, 1957). Ancak bu taraçalarda denizel depolar bulunmamaktadır. Fakat güncel yalıtışları Tekirdağ-Barbaros arasında, sahil boyunca karaya doğru yer yer 50 cm. yüksektedir ve büyük olasılıkla genç tektonik hareketlerden etkilenmiş olmalıdır. Marmara Ereğlisi ve yakın çevresi bir bütün olarak ele alındığında en önemli tektonik yapı, bölgedeki bütün denizel depoları etkilemiş olan KAF'ın kuzey kolu üzerinde gelişmiş, sentetik, sağ yönlü oblik Ereğli fayıdır. Bu fayın hareketiyle Marmara Ereğlisi Üst Pleyistosen'de bir ada konumundayken daha sonra yükselmeye başlamış ve ada ile kıyı arasında yükselmesi bugünde süren bir düzlük (+5m.) oluşmuştur. Yarımada ve çevresinde etkin tektonizma sonucu bu denizel depoların yakın çevresinde bulunan Holosen yaşlı depolarında yükseldiği gözlenmiştir. Marmara Ereğlisi çevresinde yükselme 50 m. civarındadır. Silivri-Selimpaşa ve İstanbul çevre lokalitelerinde de benzer yüksekliklerde bulunan denizel depo kalıntıları aynı tür tektonik yapıların denetiminde gelişmiştir. Kısaca sahil çizgisinin gerilemesi olayının en önemli nedeni, Marmara Denizi içinden geçen, çukurları kuzeyden sınırlayan doğrultu atımlı fayın yarattığı sıkışmadır (Wong ve diğerleri, 1995). Bu sıkışma İstanbul-Tekirdağ arasında sentetik yapılar oluştururken, Kumbağ-Gaziköy arasında fayın GB'ye dönmesiyle bir bindirme fayı (Yaltırak, 1995c), Gaziköy-Şarköy arasında Ganos fayına paralel gelişen, oblik ters Mürefte fayının ortaya çıkmasına neden olmuştur (Yaltırak, 1995b). Sıkışmalı, doğrultu atımlı bu sistemin Saros körfezine ulaşan kolu olan Ganos fayı boyunca Gelibolu yarımadasına paralel bindirme fayları (Anafartalar, Bolayır) meydana gelmiş ve sistem içinde Pleyistosen yaşlı denizel depolarda farklı zamanlarda ve hızlarda yükselmiştir.

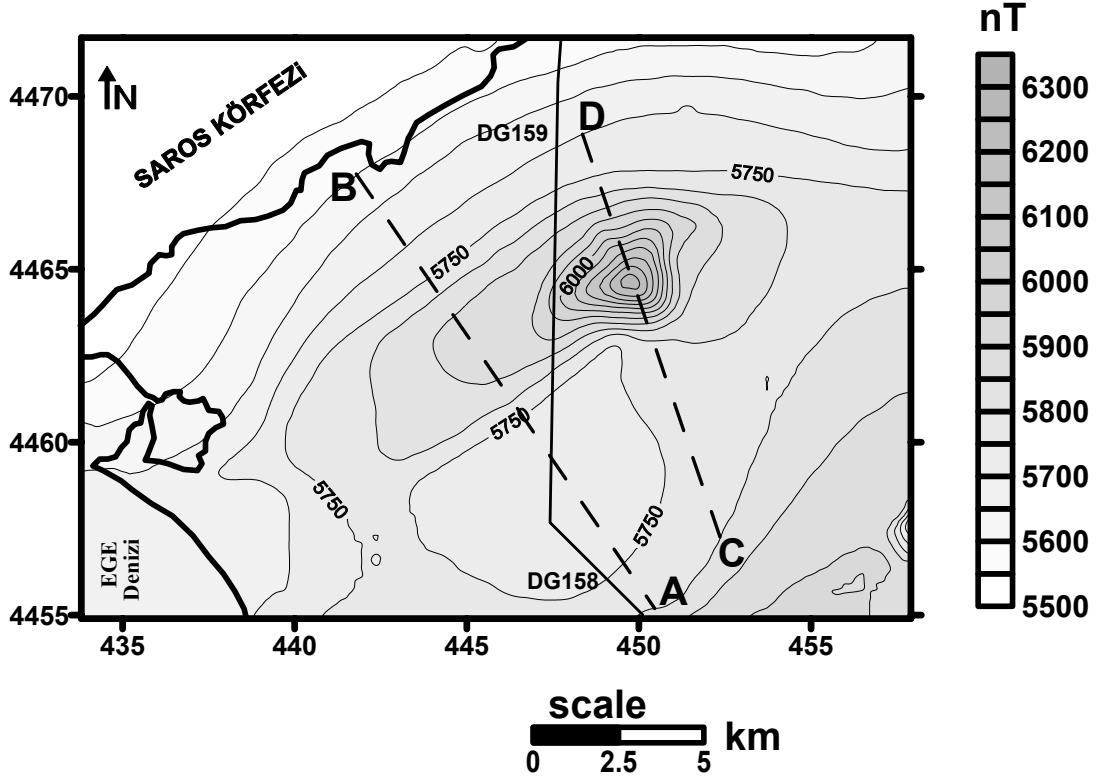
4.2.4. Gelibolu Bölgesinin Jeofizik Verilerinin Değerlendirilmesi

4.2.4.1. Manyetik Anomali Haritalarının Yorumu

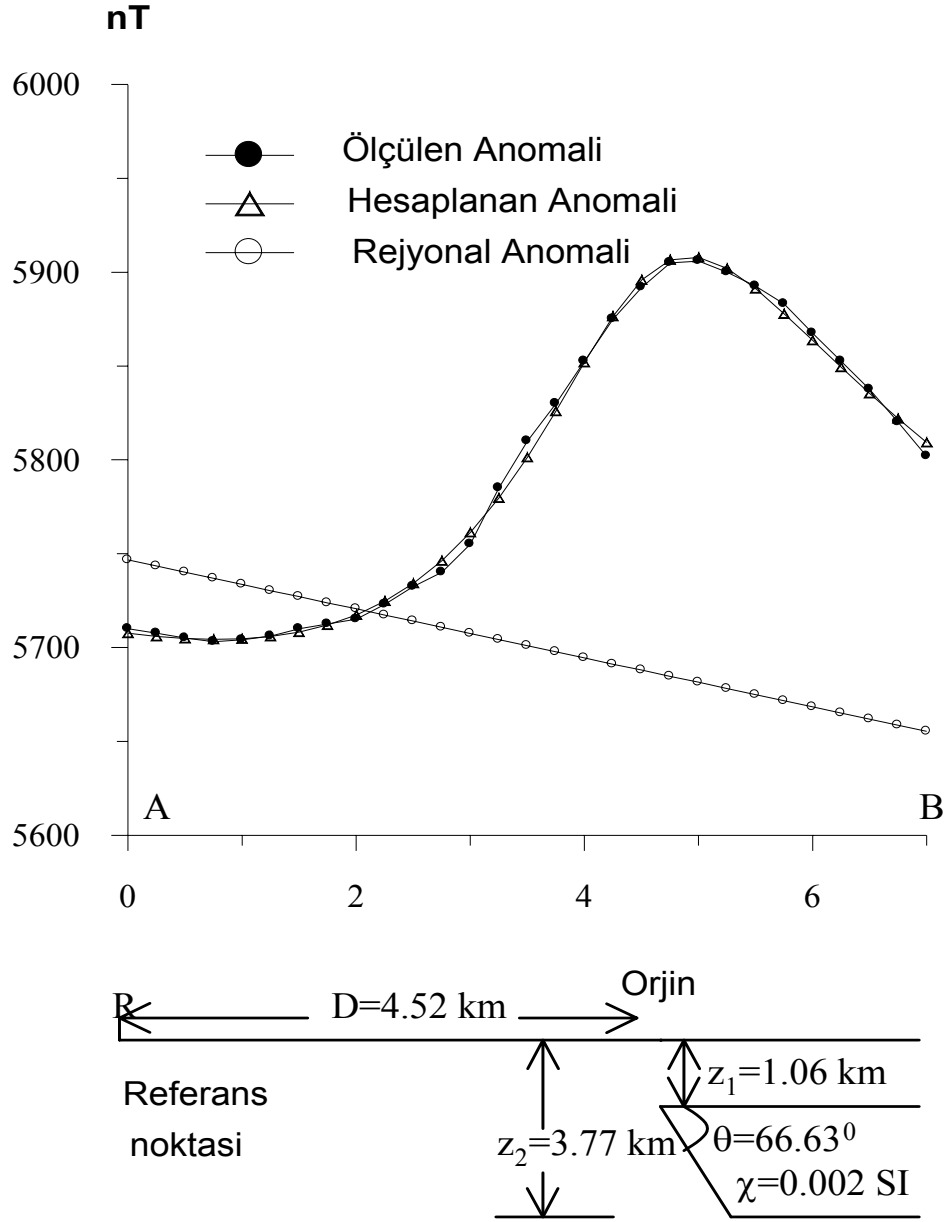
Gelibolu yarımadasının manyetik anomali haritası incelendiğinde (Şekil 4.7) anomali haritasının orta kısımlarında 6400 nT'ya yakın bir etki gözlenmektedir. Bu etki Ganos Fayının güney doğuya doğru bir itmesi sonucunda (Uçan ve diğ., 2001; Albora ve diğ., 2001c) magmatik bir sokulumdan kaynaklanabilir. Bu bölgede fay ve dayk şeklinde bir sokulum olduğu kabul edilebilir. Ben bu çalışmamda anomaliyi oluşturan bu yapıları modellemeyi amaçladım. Şekil 4.14'te verilen DG-158 derin sismik kesitinde de dayk şeklindeki bir sokulum kabullenmemiz açıkça desteklenmektedir. Toplam manyetik anomali haritası üzerinden kesikli çizgiler ile bir CD profili alınmış ve bu anomalinin dayk anomalisine uygun olduğu kabul edilerek ters çözüm işlemine sokulmuştur. Ters çözüm işlemi sırasında Venkata Raju (2003) tarafından geliştirilmiş olan LIMAT programı kullanılmıştır. Dayk modelinin üst yüzey derinliği $z = 991.51$ m., eğimi $\theta = 37.70^\circ$, keyfi başlangıç noktasından orijin noktasına kadar olan uzaklık $d = 3754.84$ m., daykın genişliği $b = 40.84$ m. ve süseptibilite farkı $\chi = 0.1426$ SI olarak elde edilmiştir (Albora ve Kızılyel, 2003). Ters çözüm sonucunda gözlemsel ve hesaplanan anomali değerleri ve hesaplanan model parametrelerine göre olası yeraltı dayk modeli Şekil 4.9'da gösterilmişlerdir.

Şekil 4.7'de verilen toplam manyetik anomali haritasının dalgacık çıktısı Şekil 4.10'da verilmiştir. Şekil 4.10 a₁ dalgacık çıktısı incelendiğinde dayk şeklindeki sokulumun daha belirgin bir şekilde ortaya çıktığı görülmüştür. Anafartalar ters fayının etkisi ise, dalgacık yönteminin sınır saptamasındaki başarısından dolayı daha net bir şekil ortaya çıkmıştır. Ayrıca, manyetik anomali haritası üzerinde (Şekil 4.7) gösterilen AB profilinden yararlanarak Anafartalar ters fayı modellenmiştir. AB manyetik profilinin modellenmesinde Murthy ve diğ.(2001) tarafından geliştiren TFAULTIN programından yararlanılmıştır. Fay modelinin üst yüzey derinliği $z_1=1.06$ km. ve alt yüzey derinliği, $z_2 = 3.77$ km. bulunmuştur. Profil üzerindeki gelişigüzel bir başlangıç noktasından fayın ucuna kadar olan uzaklık $d = 4.52$ ve fayın eğim açısı $\theta = 66.63^\circ$ olarak hesaplanmıştır. χ (Süseptibilite farkı) = 0.002 SI, A (rejyonel eğim) = 13.04 nT/km ve C (sabit) değerleri = 5746 nT olarak hesaplanmıştır. Ters çözüm işleminin sonucunda gözlemsel

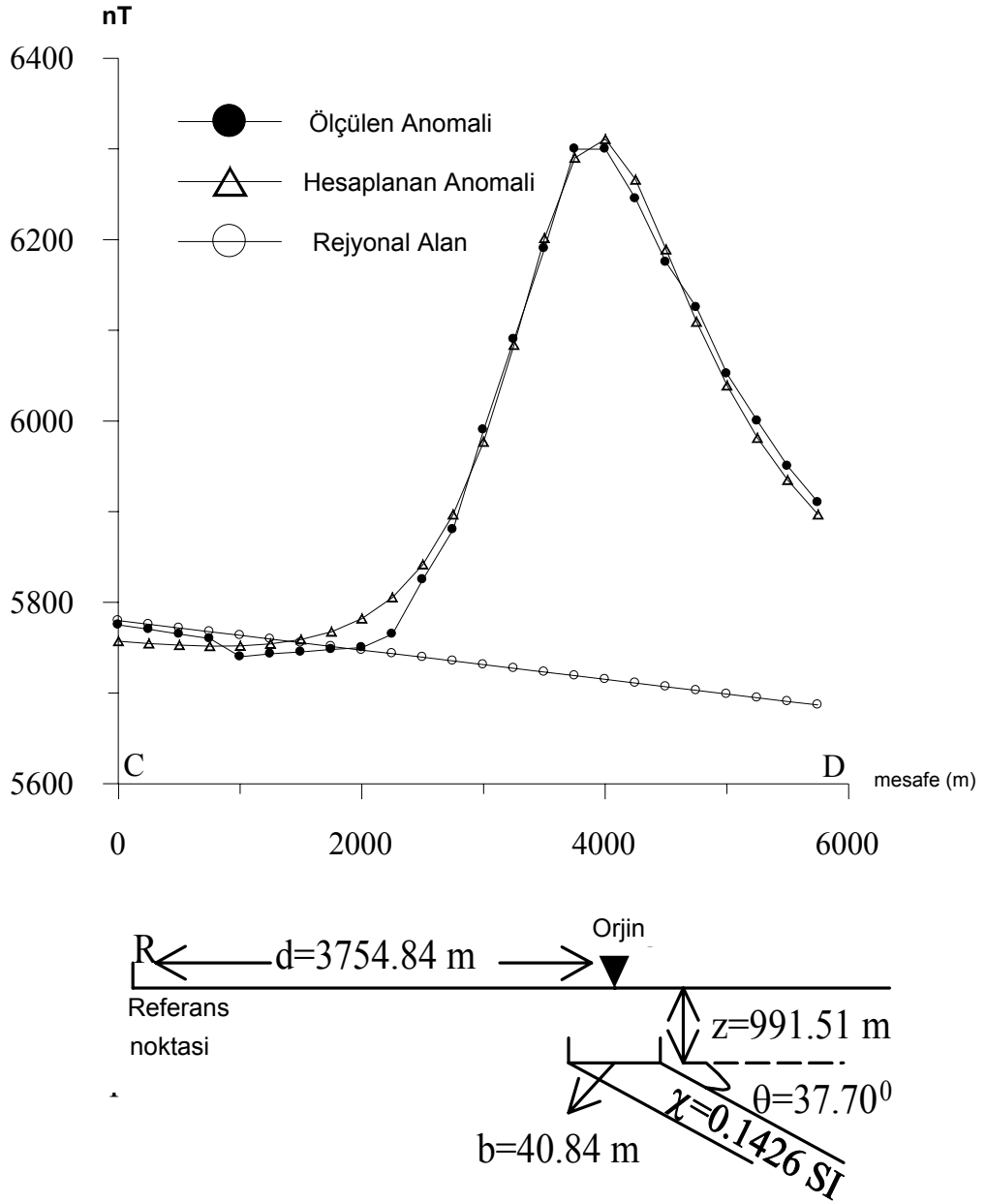
ve hesaplanan anomali değerleri ve hesaplanan model parametrelerine göre olası yeraltı fay modeli Şekil 5.1’de gösterilmiştir.



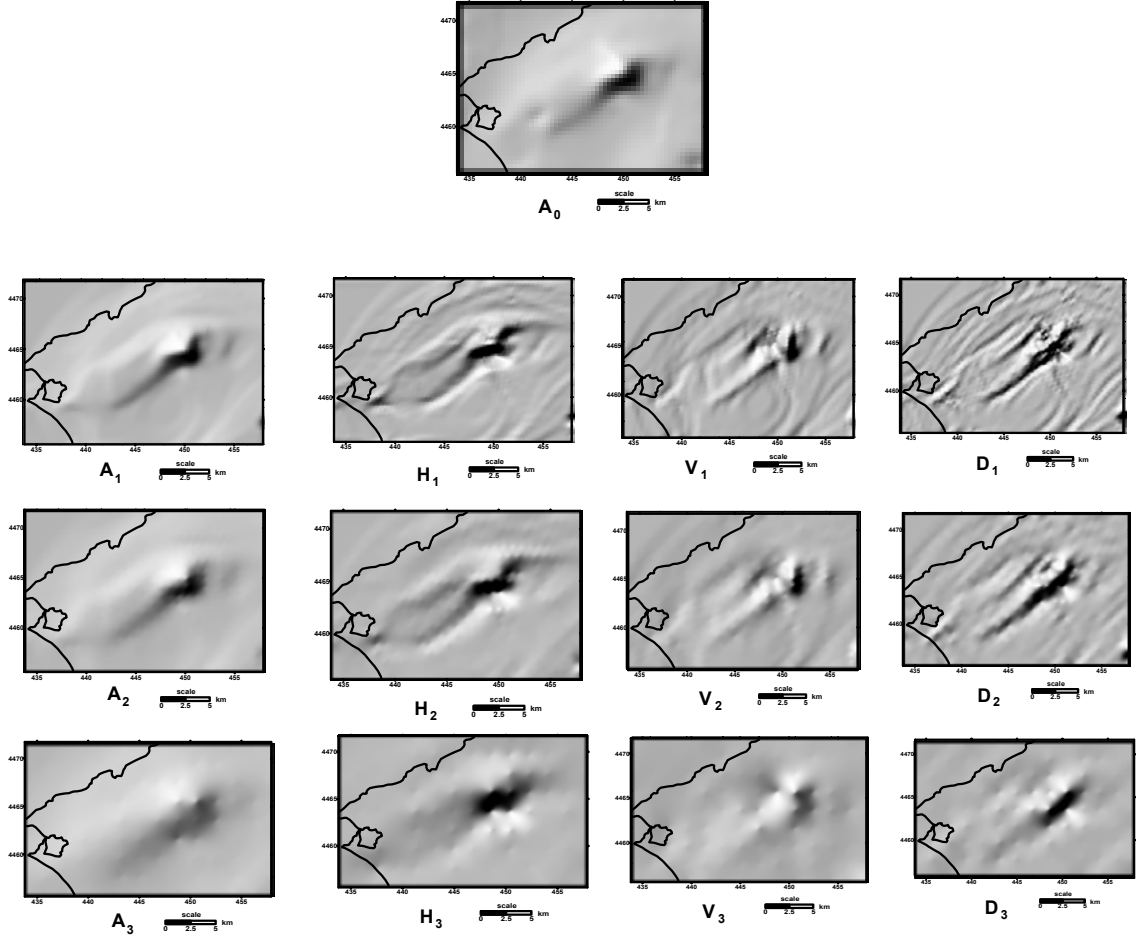
Şekil 4.7: Gelibolu bölgesinin toplam manyetik anomali haritası (Orjinal veriler TPAO’dan alınmıştır).



Şekil 4.8: Manyetik anomali haritasından elde edilen AB kesiti ve yer modeli.



Şekil 4.9: Manyetik anomali haritasından elde edilen CD kesiti ve yer modeli.

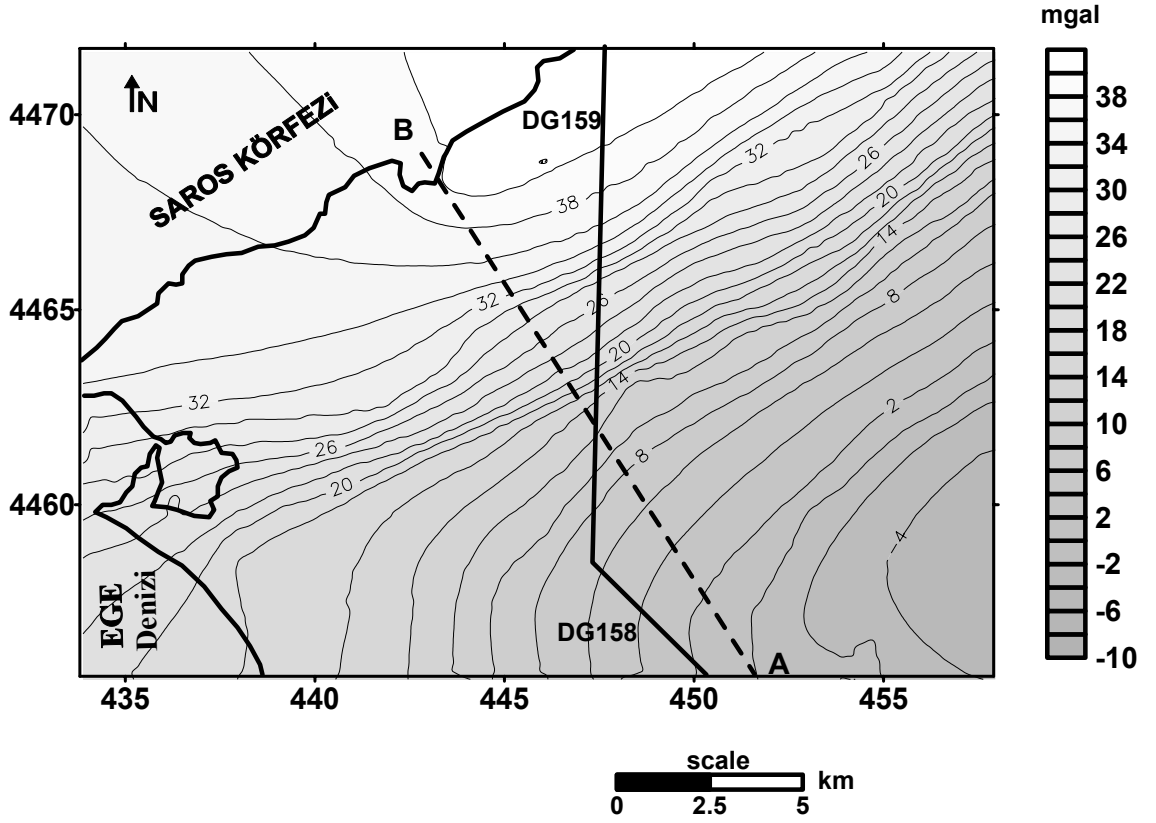


Şekil 4.10: Manyetik anomali haritasının dalgacık çıktısı (1., 2. ve 3. adımlar için; A_1, A_2, A_3 dalgacık çıktısının kabartma görüntüsü; H_1, H_2, H_3 yatay bileşen kabartma görüntüsü; V_1, V_2, V_3 düşey bileşen kabartma görüntüsü; D_1, D_2, D_3 çapraz bileşen kabartma görüntüsü).

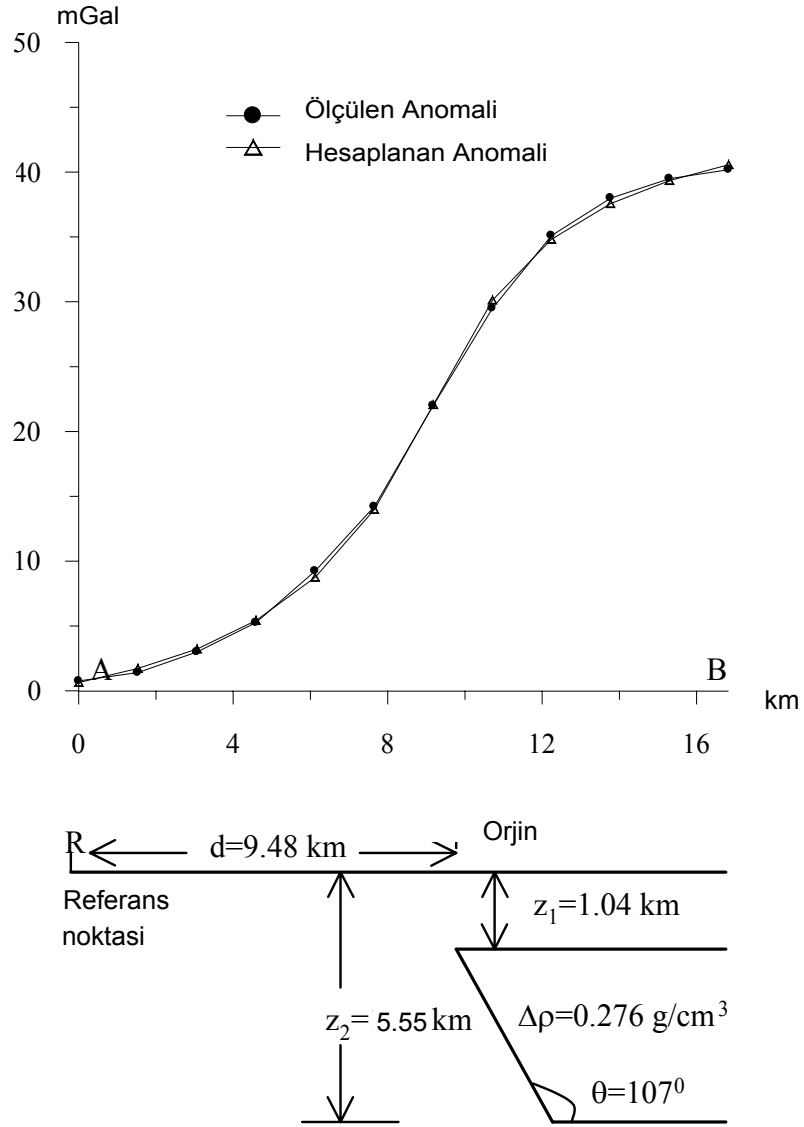
Manyetik anomali haritamıza dalgacık yöntemini uygularken yapı sınırlarını saptanması amaçlanmıştır. Şekil 4.7’de manyetik harita şeklinde verilen toplam manyetik anomali haritasını A_0 giriş datası olarak alırken kabartma halindeki görüntüsünü kullanılmıştır. Kabartma halindeki görüntüsünü elde ettikten sonra Daubechies’in 1. katsayısını kullanarak 3 adım için değerlendirme yaparak bunların bileşenleri elde edilmiştir (Şekil 4.1 A_1, A_2, A_3 ; H_1, H_2, H_3 ; V_1, V_2, V_3 ; D_1, D_2, D_3).

4.2.4.2. Gravite Anomali Haritalarının Yorumu

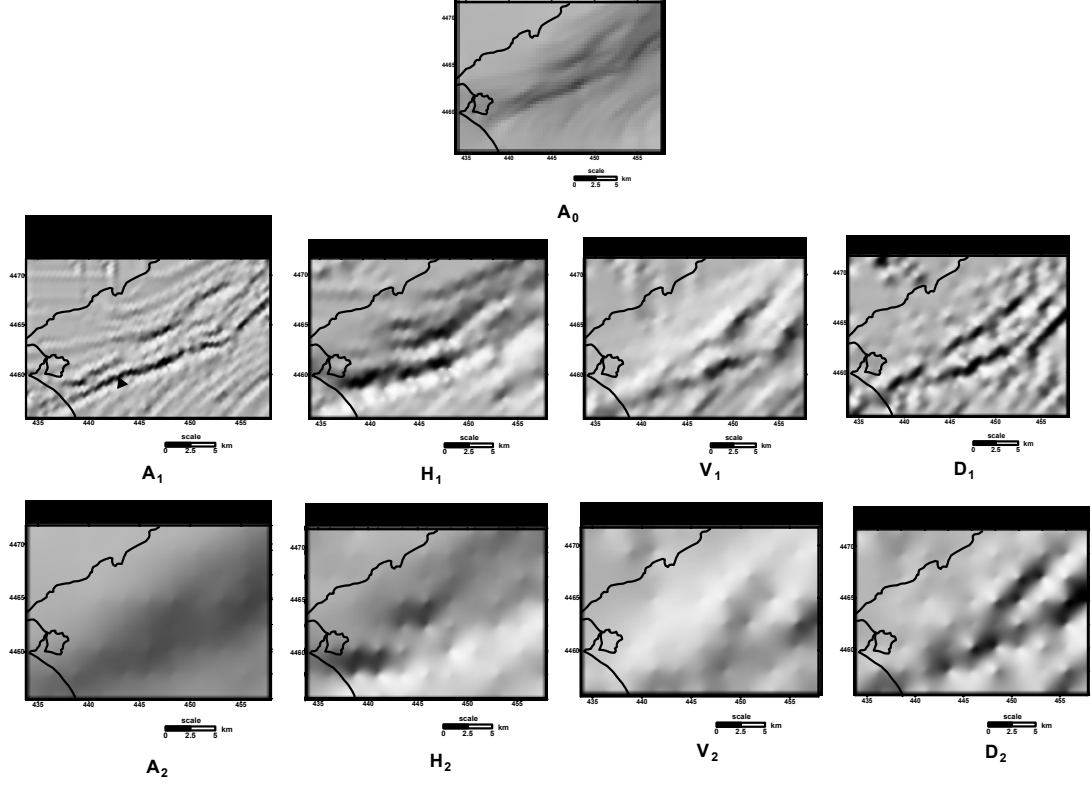
Gravite anomali haritası incelendiğinde, bir fay etkisinden kaynaklanan anomali görüldüğünü söyleyebiliriz. DG 158 ve DG 159 sismik kesit yerleridir. Haritanın güney doğusundan başlayarak kuzey batıya doğru bir artışın olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.11). Bu artış -6 mgal' den başlayarak kuzey batıya doğru $+40$ mgal üzerine çıkmaktadır. Bu artışın en önemli nedenlerinden birisinin Ganos Fayının etkisinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Gravite anomali haritasında Anafartalar Fayının etkisi bitmeden Ganos Fayının etkisinin başladığı görülmektedir. Bu da Gravite anomali haritasının devamlı bir artış göstermesine neden olmaktadır. Gravite anomali haritasındaki bu artış, Gelibolu Yarımadasının batı kısmında bulunan Saros körfezine kadar devam etmektedir (Uçan ve diğ., 2001). Buradaki fay şeklindeki yapıyı ortaya çıkarmak amacıyla Şekil 4.11'de verilen gravite anomali haritasına dalgacık yöntemi uygulanmış ve dalgacık çıkışı Şekil 4.13'de verilmiştir. Dalgacık çıktısında kabartma görüntü kullanılmıştır. Gravite anomali haritasının dalgacık çıktısı incelendiğinde Anafartalar ters fayının etkisi açıkça görülmektedir. Bunun yanı sıra, manyetik anomali haritasında net olarak gözüken magmatik sokulumun etkisi gravite anomali haritasında gözükmemektedir. Gravite anomali haritasında etkisi gözükmeyen bu sokulum dalgacık yöntemi uygulandıktan sonra belirgin olarak ortaya çıkmıştır. Ayrıca, Gravite anomali haritasının üzerinde (Şekil 4.11) kesik çizgiler ile gösterilen AB kesiti alınmıştır. Bu kesitin anomali şeklindeki gösterimi Şekil 4.12'dedir. Bu gravite profilinden yararlanarak Anafartalar ters fayı modellenmiştir. AB gravite profilinin ters çözümü için Aydoğan (1993) tarafından geliştirilen gelişigüzel bir başlangıç noktasına göre fay modeline ait geometrik parametreleri ve yoğunluk farkını hesaplayan program kullanılmıştır. Fay modeline ait üst yüzey derinliği $z_1=1.04$ km. ve alt yüzey derinliği $z_2= 5.55$ km. olarak hesaplanmıştır. Eğim açısı $\theta = 107^0$, gelişigüzel bir başlangıç noktası ile fayın üst ucu arasındaki uzaklık $d = 9.48$ km. ve yoğunluk farkı $\Delta\rho = 0.276$ g/cm³. olarak elde edilmiştir (Şekil 4.12). Ters çözüm sonucunda gözlemsel ve hesaplanan anomali değerleri ve hesaplanan model parametrelerine göre olası yeraltı fay modeli Şekil 5.1'de gösterilmiştir.



Şekil 4.11: Gelibolu bölgesinin Bouguer anomali haritası
(Orjinal veriler TPAO'dan alınmıştır).

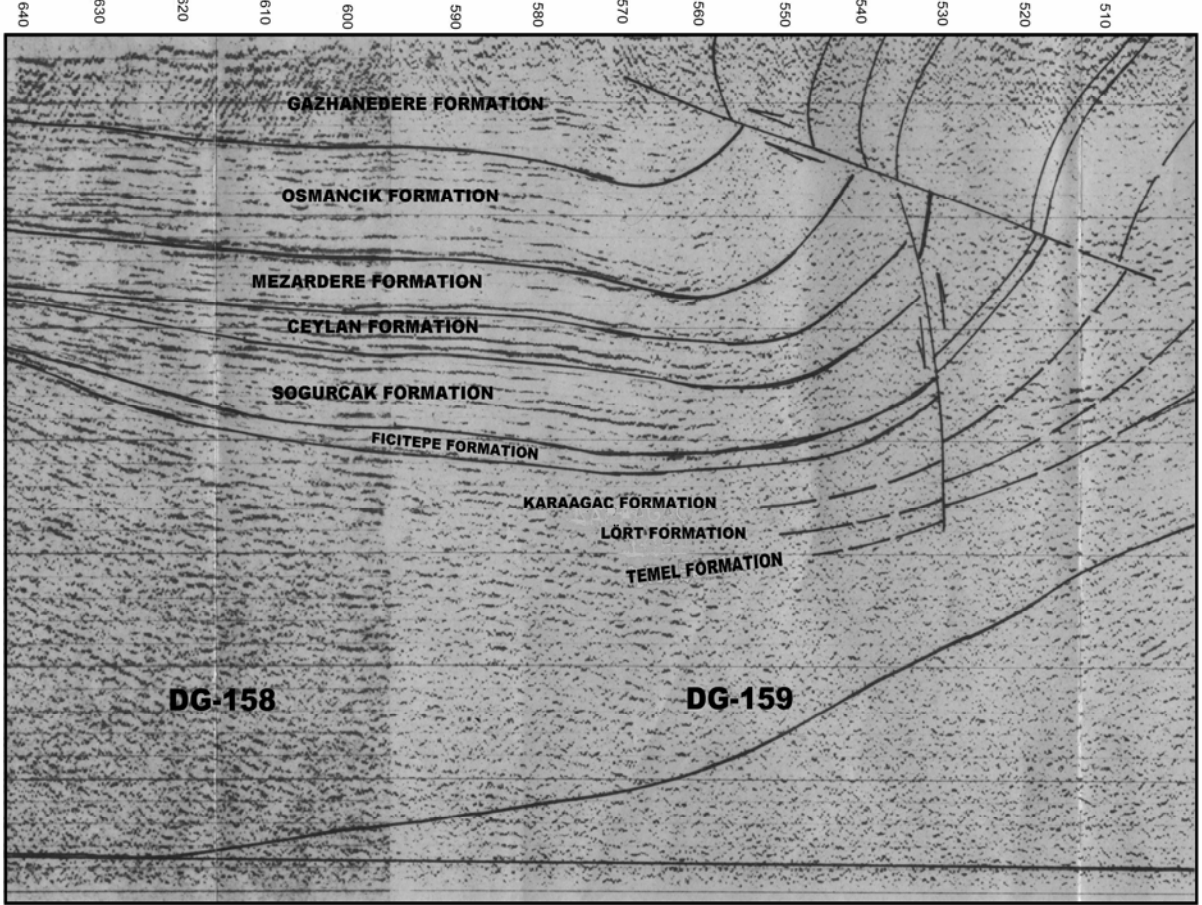


Şekil 4.12: Gravite anomali haritasının AB kesitinden elde edilen yer modeli.



Şekil 4.13: Gravite anomali haritasının dalgacık çıktısı (giriş datası kabartma görüntüsü A_0 , A_1 ve A_2 1. ve 2.adımlar için gravite anomali haritasının dalgacık çıktısı, H_1 ve H_2 yatay bileşen, V_1 ve V_2 düşey bileşen, D_1 ve D_2 çapraz bileşenler).

Şekil 4.13’de A_0 giriş datası olarak verilmiştir ve 3 adım için değerlendirme yapılarak fay hatlarının sınırları saptanmaya çalışılmıştır. Şekil 4.13 A_1 ’de yüzeye yakın etkiler görülmektedir. Şekil 4.13 H_1 yatay bileşen, Şekil 4.13 V_1 düşey bileşen, Şekil 4.13 D_1 ise köşe noktalarını göstermektedir. Adımlar ilerledikçe rejyonel etkiye yaklaşılmakta fakat giriş datamız bozulmaktadır.



Şekil 4.14: TPAO tarafından alınmış sismik kesitler (DG-158 ve DG-159).

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Bu çalışmadaki amacımız potansiyel alan verilerinin yapı sınırlarını saptayarak potansiyel alan verilerinin rejyonal-rezidüel ayrımını yapabilmektir. Bu amaçla, Dalgacık yöntemi kullanarak Gelibolu Yarımadasının karmaşık olan tektonizmasının aydınlatılması amaçlanmıştır. Çalışmada dört farklı sentetik data uygulaması yapılmıştır. İlk olarak prizmatik bir yapının manyetik anomali haritasından yapı sınırlarının saptanmasına çalışılmıştır. İkinci uygulama olarak ilk uygulamada verilen prizmatik yapının manyetik anomali haritasına %3 oranında gaus gürültüsü eklenmiştir. Buradaki amacımız yöntemin gürültü analizindeki başarısının test edilmesidir. Üçüncü uygulamamızda dipol şeklindeki model üzerinde çalışılma yapılmıştır. Bu uygulamadaki amacımız, dalgacık yönteminin rejyonal yapıyı elde etmekteki başarısını test edebilmektir. Dalgacık yöntemi Şekil 4.4’de de görüldüğü gibi bu uygulamada çok iyi sonuç vermemiştir. Son uygulama olarak, birbirine dik iki adet prizmanın gravite anomalisi alınmıştır. Amacımız yapı sınırlarının net olarak ortaya çıkartılıp çıkartılamayacağı ve prizmaların birbirlerinden etkilenip etkilenmediğini ortaya koymaktır. Bütün bunlara dayanarak dalgacık yönteminin başarılı bir sınır saptama ve iyi bir rejyonal ve rezidüel ayrımı yaptığını söylenebilir.

Arazi uygulaması olarak Gelibolu Yarımadasının TPAO tarafından elde edilen gravite ve manyetik anomali haritaları kullanılmıştır. Gelibolu bölgesi tektonik açıdan karmaşık bir yapıya sahiptir. Bu karmaşık yapının başlıca sebebinin yarımadanın batısında bulunan Ganos fayının etkisinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Ganos Fayının aktif bir fay olması ve Saros Grabenindeki açılmanın etkisi Gelibolu Yarımadasının tektonik yapısını etkilemiştir. Gravite ve Manyetik anomali haritalarına Dalgacık yöntemi uygulayarak bölgedeki süreksizlik sınırlarının saptanmasına çalışılmıştır. Yapı sınırlarının saptanmasından sonra yine bölgede anomali oluşturan jeolojik yapılar gravite ve manyetik anomali haritalarından kesitler alınarak modellenmeye çalışılmıştır. Şekil 4.7’de verilen manyetik anomali haritasında AB kesiti alınarak (Şekil 4.8) bölgedeki Anafartalar fayı modellenmiş ve üst yüzey derinliği 1.06 km. alt yüzey

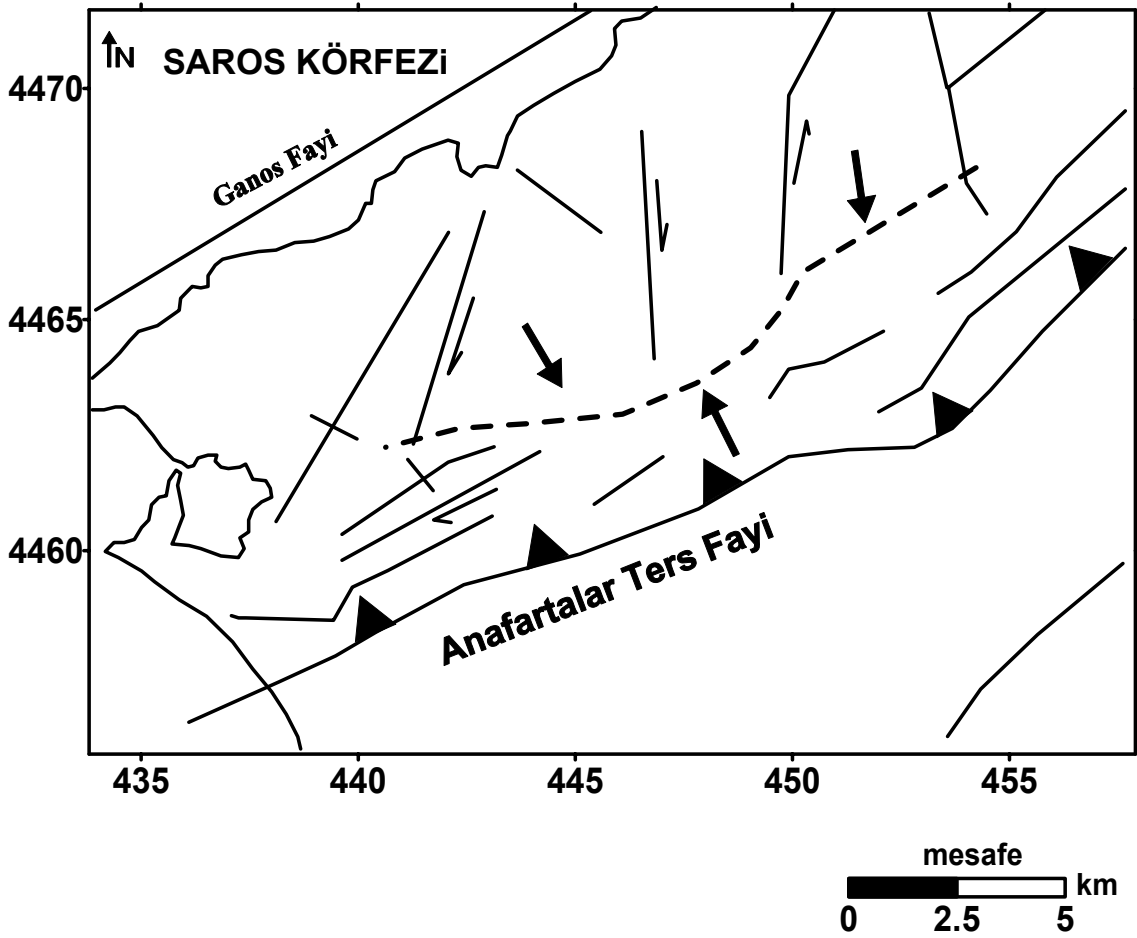
derinliği 3.77 km. olan bir model elde edilmiştir. Yine manyetik anomali haritası ve jeolojik bilgilerden yararlanarak bölgede dayk şeklinde bir sokulum olduğu dşnlmştir. Bu nedenle manyetik anomali haritasından CD kesiti alınmış (şekil 4.9) ve buna göre bu sokulumun 992 m. bir derinliğe sahip olduğu 40 m. lik bir genişliği bulunduğu ve yaklaşık olarak 37⁰ lik bir meyil açısına sahip olduğu saptanmıştır.

şekil 4.11'de Gelibolu Yarımadasında TPAO tarafından elde edilen gravite anomali haritası verilmiştir. Buradaki anomalilerin gidişine bakıldığı zaman bir fay anomalisinin tipik yapısı gözlenmektedir. Bu nedenle gravite anomali haritasından AB kesiti alınarak fay yapısı modellenmeye çalışılmıştır. Buna göre şekil 4.12'de yapılan model çalışmasına göre jeolojik yapının üst yüzey derinliği 1.04 km., alt yüzey derinliği 5.55 km. olarak saptanmıştır.

Polansiyel kaynaklı verilerden elde edilen veriler yine TPAO tarafından Gelibolu Yarımadasında elde edilen derin sismik kesitler (şekil 4.14) ile karşılaştırılmıştır. TPAO tarafından yorumlanan sismik kesitlerde de bölgede ters bir fayın varlığı saptanmıştır. Bölgedeki sismik kesitlerin yerleri şekil 4.7'de verilen manyetik anomali haritası ile yine şekil 4.11'de verilen gravite anomali haritasında DG-158 ve DG-159 olarak gösterilmişlerdir.

Gelibolu Yarımadasının gravite ve manyetik anomali haritalarına Dalgacık yöntemi uygulanarak rejyonel ve rezidüel anomali haritalarının ortaya çıkartılması ve yine bu bölgedeki süreksizlik yapılarının saptanması amaçlanmıştır. şekil 4.10 A₀'da manyetik anomali haritasının kabartma olarak verilen haritası görülmektedir. Burada kabartma haritalarını kullanmamızdaki sebep daha çok yapı sınırlarının belirgin olarak ortaya ıkartılabilmesinden kaynaklanmaktadır. şekil 4.10 A₁; 4.10 A₂; 4.10 A₃'de manyetik anomali haritasının Dalgacık katsayıları görülmektedir. Burada da görüldüğü gibi Dalgacık katsayılar arttıkça rejyonel yapıya yaklaşılmaktadır. şekil 4.10 H₁; 4.10 H₂; 4.10 H₃'de yatay bileşen katsayıları, şekil 4.10 V₁; şekil 4.10 V₂; şekil 4.10 V₃'de ise düşey bileşen katsayıları, şekil 4.10 D₁; şekil 4.10 D₂; şekil 4.10 D₃ ise çapraz bileşen katsayıları verilmiştir. Detay katsayıları kullanılarak yapı sınırları hakkında bilgi sahibi olunmaktadır. şekil 4.13 A₀'da gravite anomali haritasının kabartma olarak haritası verilmiş olup şekil 4.13 A₁'de dalgacık yöntemi uygulandıktan sonra elde edilen rezidüel anomali haritası gösterilmiştir. Bu haritada da görüldüğü gibi yapı sınırları iyi bir şekilde ortaya çıkartılmıştır. şekil 4.13 H₁ yatay bileşen, şekil 4.13 V₁ düşey bileşen ve şekil 4.13 D₁'de ise çapraz bileşenleri verilmiştir.

Bütün bu bilgiler doğrultusunda Gelibolu Yarımadası için yeni bir tektonik harita geliştirilmiştir. Gravite ve manyetik anomali haritalarının Dalgacık çıktılarında yararlanarak Şekil 5.1’de bölge için hazırlanan yeni tektonik harita sunulmuştur. Bu haritada kesikli çizgiler ve oklar ile gösterilen yerde yeni bir tektonik yapının varlığı görülmüştür. Gerek jeolojik bilgiler gerekse gravite, manyetik ve sismik verilerinin birlikte değerlendirilmesi sonucunda Şekil 5.1’de elde edilen tektonik haritanın üzerine bütün bilgiler işlenmiştir.



Şekil 5.1: Gelibolu Yarımadası için oluşturulan yeni tektonik model (Kesikli çizgiler Dalgacık yönteminin gravite ve manyetik haritalarına uygulanması sonucunda elde edilen hattır ve K-G doğrultulu faylar Yaltrak ve diğerleri(1998)'dan alınmıştır).

Sonuç olarak, Dalgacık yönteminin Potansiyel kaynaklı jeofizik problemlerin aydınlatılmasında, yeraltındaki jeolojik yapıların sınırlarını belirlenmesinde, rejyonel ve rezidüel ayrımında, arkeoloji gibi yüzeye yakın kalıntıların görüntülenmesinde, gürültü verilerden gürültü analizi yapıp gürültülerin atılmasında önemli katkılar sağlayabileceğini söyleyebiliriz.

KAYNAKLAR

AKARTUNA, M., 1968, Armutlu Yarımadası'nın Jeolojisi, *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografikler*, Vol.20, 105 s.

ALBORA, A. M. and UÇAN, O. N., 2000, Gravity Anomaly Separation Using 2-D Wavelet Approach and Average Depth Calculate, *Doğuş Dergisi-Doğuş Üniversitesi*, Vol.3, 1-13.

ALBORA, A. M., UÇAN, O. N., ÖZMEN, A. and ÖZKAN, T., 2001a, Separation of Bouguer Anomaly Map Using Cellular Neural Network, *Journal of Applied Geophysical*, Vol.46, 129-142.

ALBORA, A. M., UÇAN, O. N. and ÖZMEN, A., 2001b, Residual Separation of Magnetic Fields Using a Cellular Neural Network Approach, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.158, 1797-1818.

ALBORA, A. M., UÇAN, O. N. ve HİSARLI, Z. M., 2001c, Saros Körfezi İle Gökçeada Civarının Gravite ve Manyetik Anomali Haritalarının Dalgacık Yaklaşımı ile Yorumu, *Türk Deniz Araştırma Vakfı, TUDAV-GÖKÇEADA*, 23-36.

ALBORA, A. M., BAL, A. and UÇAN, O. N., 2002, Wavelet Based Design of Dynamical Neural Networks for Magnetic Map Processing, *The 2nd International Conference on Earth Sciences and Electronics (ICESE-2002)*, Vol.2, 133-140.

ALBORA, A. M. ve KIZILYEL, E., 2003, Gelibolu Yarımadasının Gravite ve Manyetik Anomali Haritasının Modellenmesi, *Süleyman Demirel Üniversitesi Jeofizik Sempozyumu, ISPARTA*, 16.

ALBORA, A. M., HİSARLI, Z. M. ve UÇAN, O. N., 2004, Application of Wavelet Transform to Magnetic Data Due to Ruins of Hittite Civilization in Turkey, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.161, 907-930.

ALPAR, B. and YALTIRAK, C., 2002, Characteristic Features of the North Anatolian Fault in the eastern Marmara Region and its Tectonic Evolution, *Marine Geology*, Vol.190, 329-350.

AMBROSEYS, N. N. ve FINKEL, C. F., 1987, The Saros Marmara Earthquake of 9 August 1912, *Earthquake Eng. and Structural Dynamikes*, Vol.15, 189-211.

ANDERSON, W. L., 1979, Computer Program Numerical Integration of Related Hankel Transforms of Orders 0 and 1 by Adaptive Digital Filtering, *Geophysics*, Vol.44, 1287-1305.

- ARDEL, A., 1956, Evreşe Ovası, *Türk Coğrafya Dergisi*, Vol.15-16, 191-192.
- ARDEL, A. ve İNANDIK, H., 1957, Marmara Denizi'nin Teşekkül ve tekamülü, *Türk Coğrafya Dergisi*, Vol.17, 1-14.
- ARDEL, A. ve KURTER, A., 1973, Marmara Denizi, *İ.Ü.Coğrafya Dergisi*, Vol.18-19, 57- 75.
- ASHLAND OIL of TURKEY, 1972, *Marine Geophysical Survey of Offshore Turkey gulf of Saros ,by ray geophysical rivision*, Petrol İşleri Genel Müdürlüğü, Rapor no. 2, 18 s.
- AUSCHER, P., WEISS, G. and WICKERHAUSER, M. V., 1992, Local sine and Cosine basis of Coifman and Meyer and the construction of Smooth Wavelets, *A Tutorial in Theory and Applications* (C.K.Chui, ed.), Academic Pres.
- AYDOĞAN, D., 1993, Computation of Gravimetric Model Parameters by Monte Carlo Method, *Turkish Geophysics*, Vol.7, 35-47.
- AYDOĞAN, D., 2003, Fayların Düşey Manyetik Anomalilerinin Yorumu, *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, Vol.16, No.1, 1-9.
- BAL, A., 2002, *Dalgacık Yapay Sinir Ağları ve Öğrenme Algoritması*, Doktora Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
- BARGU, S., 1990, Kuzey Anadolu Fayı'nın Gaziköy ve Mürefte (Tekirdağ) Dolaylarında Yapısal Özellikleri ve Hareket Mekanizması, *İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi*, Vol.7,1-2, 77-97.
- BARKA, A. A. and KADINSKY-CADE, K., 1988, Strike-slip Fault Geometry in Turkey and its Influence on Earthquake Activity, *Tectonics*, Vol.7, 663-684.
- BARZAGHI, A., GUNDINO, A., SANSONO, F. and ZENUCCHINI, C., 1992, The Collocation Approach to the Inversion of Gravity Data, *Geophysical Prospecting*, Vol.40, 429-451.
- BEZVODA, V., HRABE, J. and SEGETH, K., 1992, Linear Filters for Solving the Direct Problem of Potential Fields, *Geophysics*, Vol.57, No.10, 1348-1351.
- BHATTACHARYA, B. K., 1965, Two-Dimensional Harmonic Analysis as a Tool for Magnetic Interpretation, *Geophysics*, Vol.30, No.5, 829-857.
- BOSCHETTI, F., HORNBY, P. and HOROWITZ, F. G., 2001, Wavelet Based Inversion of Gravity Data, *Exploration Geophysics*, Vol.32, 48-55.
- BRIGGS, W. and HENSON, V. E., 1995, The DFT, *An Owner's Manual for the Discrete Fourier Transform*, SIAM.

CALVERT, F. and NEUMAYR, M., 1880, Die Jungen Ablagerungen am Hellespoent, Denkschr, k.k.Akad Wiss., *Math, Nat.*, KI. Vol.40, 357-378.

CANITEZ, N., 1997, Jeofizikte Modelleme, *Literatür Yayınları*,14.

CHAKRABORTY, A. and OKAYA, D., 1995, Frequency-time Decomposition of Seismic Data Using the Wavelet Transform-based Methods, *Geophysics*, Vol.60, 1906-1916.

CHAPUT, G., 1957, Etudes sur les terrasses marines du litoral de la mer de Marmara, 1. les terrasses de Yalova, *Travaux laboratoire de Geologie de la Faculte des Sciences de Dijon*, Vol.18, 129-136.

CLEMENT, W. G., 1973, Basic Principles of Two-Dimensional Digital Filtering, *Geophysical Prospecting*, Vol.21, 125-145.

COIFMAN, R. and WICKERHAUSER, M. V., 1994, Wavelets and Adapted Waveform Analysis, Wavelet, *Mathematics and Applications* (J.Benedetto and M.Frazier, eds.), CRC Pres.

CORBATO, C. E., 1965, A Least-Squares Precedure for Gravity Interpretation, *Geophysics*, Vol.30, 228-233.

CORDELL, L. ve GRAUCH, V. J. S., 1982, Reconciliation of the Discrete and Integral Fourier Transforms, *Geophysics*, Vol.47, No.2, 237-243.

DAUBECHIES, I., 1990, The Wavelet Transform, Time-Frequency Localization and Signal Analysis, *IEEE Trans, On Information Theory*, 36.

DAUBECHIES, I., 1992, *Ten Lectures on Wavelets*, Society for Industrial and Applied Mathematics, Philaelphia, Pennsylvania.

DAVIS, A., MURSHAK, A. and WISCOMBE, W., 1994, Wavelet-base multi-fractal analysis of Non-stationary and/or Intermittent Geophysical Signals, *In Wavelets in Geophysical* (eds) E. Foufoula Georgiou and P. Kumar, 249-298. Academic Press, Inc.

DAWEY, J. F. and ŞENGÖR, A. M. C., 1979, Aegean and surrounding regions, complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. Am. Bull., Part I*, Vol.90, 84-92.

DEAN, W. C., 1958, Frequency Analysis for Gravity and Magnetic Interpretation, *Geophysics*, Vol.23, No.1, 97-127.

DOUST, H. and ARIKAN Y., 1974, The Geology of the Trace Basin , *Türkiye 2. Petrol Kongresi Bildirisi*, 119-136.

DRUIT, C. E., 1961, *Report on the Petroleum prospect of Thrace*, Turkey, Turkish Gulf Oil Co.

- DYRELIUS, D. and VOGEL, A., 1972, Improvement of Convergency in Iterative Gravity Interpretation, *Geophys. J., R. Astr. Soc.*, Vol.27, 195-205.
- ELMAS, A. and MERİÇ, E., 1998, The Seaway Connection between the Sea of Marmara and the Mediterranean, Tectonic Development of the Dardanelles, *International Geology Review*, Vol.40, 144-162.
- ENGİN, S. N., 1998, Condition Monitoring of Rotating Machinery Using Wavelets as a Pre Processor to Artificial Neural Networks, Ph.D., London.
- ENGLISH, TH., 1904, Eocene and Later Formations Surrounding the Dardanelles, *Quart Journ.Geol Soc.*, 58.
- ERİNÇ, S., 1956, Yalova civarında bahri Pleyistosen depoları ve taraçaları, *Türk Coğrafya Dergisi*, Vol.15-16, 188-190.
- EROL, O., 1985, Çanakkale Yöresi güney kesiminin jeomorfolojisi, *Jeomorfoloji Dergisi*, Vol.13, 1-8.
- EROL, O. ve NUTTAL, C. P., 1973, Çanakkale bazı denizel Kuvaterner depoları, *Coğrafya Araş.Derg.*, Vol.5, No.6, 27-91.
- FEDI, M. and QUATA, T., 1998, Wavelet Analysis for the regional-residual and local separation at potential field anomalies, *Geophysical. Prospecting*, Vol.46, 507-525.
- FULLER, B. D., 1967, Two-dimensional frequency analysis and design of gid operators, *Mining Geophys., Soc. Explor. Geophysicists*, Vol.2, 658-708.
- GOUPİLLAUD, P., GROSSMAN, A. and MORLET, J., 1984, Cycle-Octave and Related Transforms in Seismic Signal Analysis, *Geoexploration*, Vol.23, 85-102.
- GÖNEY, S., 1964, Karamürsel civarında Pleyistosen'e ait bazı eski kıyı izleri, *İÜ Coğ. Ens.Der.*, Vol.14, 200-208.
- GROSSMAN A. and MORLET, J., 1985, *Mathematics and Physics*, 2, L. Streit, Ed., World Scientific Publishing, Singapore.
- GUSPI, F., 1992, Three-dimensional Fourier gravity inversion with arbitrary density contrast., *Geophysics*, Vol.57, 131-135.
- GUTZWILLER, O., 1923, *Beitrage zur Geeologie der Umgebung von Merefte (Mürefte) am Marmara Meer*, Thesis, Basel Üniversitesi, 26 s.
- HACKNEY, R. I., FEATHERSTONE, H. W. E and GOTZE, J., 2004, Regional-residual gravity field separation in the Central Andes using global geopotential models, *ASEG 17th Geophysical Conference and Exhibition, Sydney 2004*.
- HANSEN, R. O. and SIMMONDS, M., 1993, Multiple-Source Werner deconvolution, *Geophysics*, Vol.58, No.12, 1792-1800.

- HOLMES, A. W., 1961, *A Stratigraphic Review of Traces*, TPAO Rapor, Arşiv No, 368.
- HOOD, P., 1964, The Königsberger ratio and the dipping dike equation, *Geophys. Prospect.*, Vol.12, 440-456.
- HORNBY, P., BOSCHETTI, F., HOROVITZ, F. G., 1999, Analysis of potential field data in the wavelet domain, *Geophys. J. Internat.*, Vol.137, 175-196.
- İLHAN, E., 1965, *Korudağ, Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale yakasında yapılmış olan jeolojik etütleri hakkında rapor*, TPAO rapor no. 331.
- KARA, İ., 1983-1984, İki Boyutlu Wiener Yöntemi ile Aşağı ve Yukarı Analitik Uzanımların Düzenleme ve Uygulamaları. *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, Vol.48, No.1-2, 105-127.
- KEATING, P., 1992, Density Mapping from Gravity Data Using the Walsh transform, *Geophysics*, Vol.57, No.4, 637-642.
- KELLOG, B. H., 1972, *Geology and Petroleum Prospects Gulf of Saros and vicinity SW Trace*, Ashland Oil of Turkey, TPAO Rapor No. 902.
- KELLOG, B. H., 1973, *Geology and Petroleum Prospects Gulf of Saros and Vicinity Southwestern Trace*, Ashland Oil of Turkey , TPAO Rapor No.302.
- LAST, B. J. and KUBIK, K., 1983, Compact Gravity Inversion, *Geophysics*, Vol.48, 713-721.
- LAVIN, P. M. and DEVANE, J. F. S. J., 1970, Direct Design of Two-Dimensional Digital Wavenumber Filters, *Geophysics*, Vol.35, No.6, 1073-1078.
- LEE, T. C. and BIEHLER, S., 1991, Inversion modeling of gravity with prismatic bodies, *Geophysics*, Vol.56, 1365-1376.
- LE PICHON, X., FRANCKETEAU, J. and BONNIN, J., 1973, *Plate Tectonics*, Elsevier scientific Publishing Campang, Amsterdam-London-Newyork, 300s.
- LINES, L. R. and TREITEL, S., 1984, Tutorial a Review of Least-Squares Inversion and its Application to Geophysical Problems, *Geophysical Prospecting*, Vol.32, 159-186.
- MALLAT, S., 1989, A Theory for Multi-resolution Signal Decomposition the Wavelet Representation, *IEEE Trans. Pattern Anal. and Machine Intelligence*, Vol.31, 679-693.
- MARESCHAL, J. C., 1985, Inversion of potential field data in Fourier transform domain, *Geophysics*, Vol.50, 685-691.
- MARSON, I. and KLINGELE, E. E, 1993, Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation, *Geophysics*, Vol.58, 1588-1595.

- MARQUARDT, D. W., 1963, An Algorithm for Least-Squares Estimation of non-linear parameters, *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics*, Vol.11, 431-441.
- MEYER, Y., 1985, *Principe d'incertitude, bases hilbertiennes et algebres d'operateurs*, Bourbaki seminar, No. 662.
- MORLET, J., 1981, Sampling theory and wave propagation 51st. Annual internat. Mtg.Soc.Expt.,*Geophys.Reprints*, Session, Vol.1, 15s.
- MOSEGAARD, K. and TARANTOLA, A., 1995, Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems, *Journal of Geophysics Research*, Vol.100, No.12, 431- 447.
- MURTHY, I. V. R. and KRISHNAMACHARYULU, S. K. G., 1990, Automatic inversion of gravity anomalies of faults, *Computers & Geosciences*, Vol.16, 539-548.
- MURTHY, I. V. M., RAO, P. R. and RAO, S. J., 1990, The Density Difference and Generalized Programs For Two-And Three-Dimensional Gravity Modeling, *Computers & Geosciences*, Vol.16, 277-287.
- MURTHY, I. V. R. and RAO, P. R., 1993, Inversion of Gravity and Magnetic anomalies of two-dimensional polygonal cross sections, *Computers & Geosciences*, Vol.19, 1213-1228.
- ÖNAL, M., 1986, Sedimentary sequences and Tectonics of central part of Gelibolu Peninsula, Northwest Anatolia, Turkey, *I.U. Engineering Faculty's Earth Sciences Review*, Vol.5, 21-38.
- ÖNEM, Y., 1974, *Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale dolayının Jeolojisi*, TPAO, Rapor No.877.
- ÖZDEMİR, M., 1977, Gönen-Manyas Bölgesi Bouguer Haritasının Alçak Geçişli Süzgeçlerle Filtrelenmesi, *Türkiye Jeofizikçiler Derneği Yayınları*, Vol.4, No.2-3, 57-78.
- ÖZDEMİR, M., 1977, İki Boyutlu Gravite Anomalilerinin Hesaplanması ve Gönen-Manyas Bölgesine uygulanması, *Türkiye Jeofizikçiler Derneği Yayınları*, Vol.5, No.2-3, 79-91.
- ÖZDEMİR, M., 1984, Tuz Gölü Bölgesinin Bouguer Gravite Alanının Filtrelenmesi ve Temel Yapı Derinliğinin Araştırılması, *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, Vol.4, No.1-2, 67-86.
- ÖZDEMİR, H., 1980, Jeofizikte Veri İşlem I, *İ.T.Ü.Maden Fakültesi, Jeofizik Kürsüsü*.
- ÖZDEMİR, H., 1989, Two-Dimensional Circularly Symmetric Filter Design Via Coefficient mapping, *Geophysics*, Vol.54, No.3, 392-401.

- PAWLOWSKI, R. S. and HANSEN, R. O., 1990, Gravity Anomaly Separation by Wiener Filtering, *Geophysics*, Vol.55, No.5, 539-548.
- RABINER, L. R. and GOLD, B., 1975, *Theory and Application of Digital Signal Processing*, Englewood Cliffs, N.J., Prentice Hall.
- RADHAKRISHNA MURTY, I. V., SWAMY, K. V. and JAGANNADHA RAO, S., 2001, Automatic inversion of magnetic anomalies of faults, *Computers & Geosciences*, Vol.27, 315-325.
- RAO, B. D. and BABU, N. R., 1991, A rapid method for three-dimensional modeling of magnetic anomalies, *Geophysics*, Vol.56, 1729-1737.
- RIDS DILL-SMITH, T. A. and DENTITH, M. C., 1999, The wavelet transform in aeromagnetic processing, *Geophysics*, Vol.64, 1003-1013.
- ROOSE, D. and BULTHEEL, A., 1999, *Wavelets; Software and Applications*, Katholieke Universiteit Leuven.
- SAKINÇ, M., 1992, Gaziköy, Hoşköy, Mütefte (Tekirdağ) Tirheniyen (geç Pleyistosen) çökelleri ve yapısal konumları, *Akdeniz Üni. İsp.Müh.Fak. VII Müh. Haf.*, 52.
- SAKINÇ, M., ve BARGU, S., 1989, İzmit Körfezi güneyindeki geç Pleyistosen (Tireniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin meotektonik özellikleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Vol.32, 52-64.
- SAKINÇ, M. ve YALTIRAK, C., 1995, Güney Trakya'nın sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası, *Trakya Havzası Sempozyumu 30 Mayıs-3 Haziran Lüleburgaz-Kırklareli* 38.
- SAKINÇ, M. ve YALTIRAK, C., 1997. Trakya'nın güney sahillerinin Pleyistosen Paleocoğrafyası ve Evrimi, *MTA Dergisi*, Vol.119, 43-62.
- SAKINÇ, M. ve YALTIRAK, C., 1997, Trakya Güneyi sahillerinin Pleyistosen Paleocoğrafyası ve evrimi, *MTA Derg.*, Vol.119, 43-62, Ankara.
- SAKINÇ, M., YALTIRAK, C. and OKTAY, F. Y., 1999, Palaeogeographical evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethian-Paratethian relations at northwest Turkey (Thrace), *Palaeo3*. Vol.153, 17-40.
- SALTIK, O., 1974, *Şarköy-Mürefte Sahalarının Jeolojisi ve Petrol Olanakları*, TPAO Rapor, No. 879, 30s.
- SALVADOR, A., 1994, International Stratigraphie Guide, *IUGS-GSA Publ.* 214 s.
- SANER, S., 1985, Saros Körfezi Dolayının Çökelme İstifleri Ve Tektonik Yerleşimi, *Kuzeydoğu Ege Denizi Tjk*, Vol.28, No.1, 1-11.

SARI, C. ve ERGÜN, M., 1988, Yinelemeli Ters Çözüm Yöntemi ile yeraltı Yoğunluk dağılımının saptanması, *Jeofizik*, Vol.2, 27-43.

SFONDRİNİ, C., 1961, *Surface Geological Report on AR/TGO I/537.538 Eceabat and Çanakkale Areas*, Turkish Gulf of Oil Camp., TPAO Rapor No.1429, 9s.

SİYAKO, M., BURKAN, K. A. ve OKAY, A. İ., 1989, Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları, *TPJD Bülteni*, Vol.1, No.3, 183-200.

SKEELS, D. C. , 1947, Ambiguity in Gravity Interpretation, *Geophysics*, Vol.12, 43-56.

SÜMENGİN, M., ÜNAY, E., SARAÇ, G., BRUJİN, H., TERLEMEZ, I. and GÜRBÜZ, M., 1990, *New Neogene rodent assemblages from Anatolia (Turkey)*, European Neogene Mammal Chronology, Plenum Press, 61-72.

SÜMENGİN, M. ve TERLEMEZ, İ., 1991, Güneybatı Trakya Yöresi Eosen Çökellerinin Stratigrafisi, *MTA Derg.*, Vol.113, 17-30.

ŞEKER, S., UÇAN, O. N., ALBORA, A. M. and ÖZMEN, A., 1999, 2-D Wavelet Application on Geophysics, *ELECO'99 International Conference on Electrical and Electronics Engineering-Bursa*, 390-394.

TANER, G., 1981, Gelibolu Yarımadası'nın denizel Kuvaterner Moluskaları, *Jeomorfoloji Derg.*, Vol.10, 71-117.

TANER, G., 1983, Hamzaköy Formasyonu'nun Çavda (Baküniyen) Bivalvleri, *Gelibolu Yarımadası, TJK. Bült.*, Vol.26, No.1, 59-64.

TANNER, J. G., 1967, An Automated Method of Gravity Interpretation, *Geophys. J., R. Astr. Soc.*, Vol.13, 339-347.

TAPIRDAMAZ, M. C. ve YALTIRAK, C., 1997, Trakya'da Senozoyik Volkaniklerinin Paleomanyetik Özellikleri Ve Bölgenin Tektonik Evrimi, *MTA Dergisi*, Vol.119, 27-42.

TELFORD, W. M., GELDART, L. P. and SHERIFF, R. E., 1990, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press.

TURGUT, S., SİYAKO, M. ve DİLKİ, A., 1983, Trakya Havzası'nın Petrol olanakları, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bült.*, Vol.4, 35-46.

TRAD, D. O. and TRAVASSOS J. M., 2000, Wavelet filtering of magnetotelluric data, *Geophysics*, Vol.65, 482-491.

TSIVOURAKI-PAPAFOTIOU, B., TSOKAS, G. N., TSOURLOS, P. I. and PANAS, S., 2003, Regional-residual magnetic field data separation in wavelet domain, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, Vol.6, 209 - 220.

- UÇAN, O. N., ŞEN, B., ALBORA, A. M. ve ÖZMEN, A., 2000a, A new gravity Separation Approach, differential Markov Random Field(DMRF), *Electronic Geosciences*, Vol.5, 1.
- UÇAN, O. N., ŞEKER, S., ALBORA, A. M. and OZMEN, A., 2000b, Separation of Magnetic Field Data Using 2- D Wavelet 25-29 April 2000 European Geophysical Society XXV General Assembly, Nice- France.
- UÇAN, O. N., ŞEKER, S., ALBORA, A. M. and OZMEN, A., 2000c, Separation of Magnetic Field in Geophysical Studies Using 2-D Multi Resolution Wavelet Analysis Approach, *Journal of the Balkan Geophysical. Society*, Vol.3, 53-58.
- UÇAN, O. N., ALBORA, A. M. and ŞEKER, S., 2000d, *Biga Region Fault Modelling Using Wavelet Approach on Bouguer Anomaly*, IESCA-2000-İzmir, ISBN 975-441-178-6, 151-158.
- UÇAN, O. N. ve ALBORA, A. M., 2001, Evaluation of Akdag Iron Ore Reserves Using Differential Markov Random Field (DMRF), *Journal of The Balkan Geophysical Society*, Vol.4, 101-110.
- UÇAN, O. N., ALBORA A. M. and HİSARLI, Z. M., 2001, Comments on the Gravity and Magnetic Anomalies of Saros Bay using Wavelet approach, *Marine Geophysics*, Vol.22, 251-264.
- UÇAN, O. N., BILGILI, E. ve ALBORA, A. M., 2002, Magnetic Anomaly Separation using Genetic Cellular Neural Networks *Journal of The Balkan Geophysical Society*, Vol.5, 65-70.
- UÇAN, O. N. ve ALBORA, A. M., 2003, *İşaret ve Görüntü İşlemede Yeni Yaklaşımlar*, İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yayınları, ISBN 975-404-686-7, İstanbul.
- UÇAN, O. N., ALBORA, A. M. and OZMEN, A., 2003, Evaluation of Tectonic Structure of Gelibolu (Turkey) Using Steerable Filters *Journal Of The Balkan Geophysical Society*, Vol.6, No.4, 221-234.
- UMUT, M., İMİK, M., KURT, Z., ÖZCAN, İ., ATEŞ, M., KARABIYIKOĞLU, M. ve SARAC, G., 1984, Edirne ili-Kırklareli ili-Lüleburgaz (Kırklareli ili)Uzunköprü (Edirne ili) civarının jeolojisi, *MTA Rapor*, No.7604.
- ÜNAL, O. T., 1967, *Trakya Jeolojisi ve Petrol İmkanları*, TPAO Rapor No. 391.
- VENKATA RAJU, D. CH., 2003, LIMAT, a computer program for least-squares inversion of magnetic anomalies over long tabular bodies, *Computers & Geosciences*. Vol.29, 91-98.
- WALKER, J. S., 1997, *Fourier Analysis and Wavelet Analysis*, Notices of the AMS, Vol.44, 658-670.

- WESSEL, P., 1998, An Empirical Method for Optimal Robust Regional-Residual Separation of Geophysical Data, *Mathematical Geology*, Vol.30, No.4, 391-408.
- WONG, H. K., LUDMAN, T., ULUĞ, A. and GÖRÜR, N., 1995, The Sea of Marmara, a plate boundary sea in an escape tectonic regime, *Tectonophysics*, Vol.244, 231-250.
- YALÇINLAR, İ., 1957, Tuzla'da bulunan fosilli kıyı depoları, *İÜ Coğ. Ens.Derg.*, Vol.4, No.8, 100-101.
- YALTIRAK, C., 1992, Gaziköy-Mürefte arasının jeolojisi, Lisans Tezi, *İTÜ Maden Fak.*, 97 s.
- YALTIRAK, C., 1995a, Gelibolu Yarımadası'nda PliyoKuvaterner Sedimentasyonunu Denetleyen Tektonik Mekanizma, *Nezihi Camtez Sempozyumu, 12-14 Nisan, İstanbul, Jeofizik*, Vol.9, 103-106.
- YALTIRAK, C., 1995b, Ganos sisteminin tektonik özellikleri, *Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu, 30 Mayıs-3 Haziran Lüleburgaz-KIRKLARELİ*, 35.
- YALTIRAK, C., 1995c, Gaziköy-Mürefte arasının Sedimentolojisi ve Tektoniği, *TPJD Bülteni*, Vol.6, No.1, 93-112.
- YALTIRAK, C., ALPAR, B. and YUCE, H., 1998, Tectonic elements controlling the evolution of the Gulf of Saros (Northeastern Aegean Sea), *Tectonophysics*, Vol.300, No.1-4, 227-248.
- YALTIRAK, C., ALPAR, B., SAKINÇ, M. and YUCE, H., 2000, Origin of The Strait of Çanakkale (Dardanelles), Regional Tectonics And The Mediterranean-Marmara Incursion, *Marine Geology*, Vol.164, 139-156.
- YALTIRAK, C. and ALPAR, B., 2002, Kinematics and evolution of the Northern Branch of the North Anatolian fault (Ganos Fault) between the Marmara Sea and the Gulf of Saros, *Marine Geology*, Vol.190, No.1-2, 351-366.
- YALTIRAK, C., SAKINÇ, M. and AKSU, A.E., 2002, Late Pleistocene uplift history along the southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea-level variations, *Marine Geology*, Vol.190, No.1-2, 283-305.
- YU, Z., MCMECHAN, G. A., ANNO, P. D. and FERGUSON, J. F., 2004, Wavelet transform based prestack multiscale Kirchhoff migration, *Geophysics*, Vol.69, No.6 1505-1512.
- ZEYEN, H. and POUS, J., 1991, Anew 3-D inversion algorithm for magnetic total field anomalies, *Geophys. J. Int.*, Vol.104, 583-591.
- ZEYEN, H. and POUS, J., 1993, 3-D Joint inversion of magnetic and gravimetric data with a priori information, *Geophys. J. Int.*, Vol.112, 244-256.

ZURFLUEH, E., 1967, Applications of Two-Dimensional Linear Wavelength Filtering, *Geophysics*, Vol.32, No.6, 1015-1035.

ÖZGEÇMİŞ

Ebru KIZILYEL 06.08.1977 tarihinde İstanbul'da doğdu. Orta ve lise öğrenimini 1994 yılında Ataköy Lisesinde tamamladı. 1996 yılında İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliğini kazanarak lisans öğrenimine başladı. 2000 yılında Jeofizik Mühendisi ünvanını elde etti. 2001 yılında İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans öğrenimini görmeye hak kazandı. Halen bu bölümde çalışmalarına devam etmektedir.