

**T.C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**WERNER, EULER ve ANALİTİK SİNYAL TEKNİKLERİNİN
KURAMSAL OLARAK KARŞILAŞTIRILMASI ve BU
TEKNİKLERİN MARDİN DERİK YÜKSELİMİNE AİT
MANYETİK ANOMALİYE UYGULANMASI**

N. Ayten UYANIK

Danışman:Yrd.Doç.Dr. Ü. Yalçın KALYONCUOĞLU

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİMDALI
ISPARTA – 2007**

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğü'ne

Bu çalışma jürimiz tarafından **JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**'nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Başkan :Yrd.Doç.Dr. Ü. Yalçın **KALYONCUOĞLU**
SDÜ. Müh.- Mim. Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü

Üye :Prof.Dr. A. Ergün **TÜRKER**
SDÜ. Müh. – Mim. Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü

Üye :Yrd.Doç.Dr. Metin **AŞCI**
KOÜ. Müh. Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü

ONAY

Bu tez 28/06/2007 tarihinde yapılan tez savunma sınavı sonucunda, yukarıdaki jüri üyeleri tarafından kabul edilmiştir.

..../...../200

Prof. Dr. Fatma GÖKTEPE
Enstitü Müdürü

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER.....	i
ÖZET.....	iii
ABSTRACT.....	iv
TEŞEKKÜR.....	v
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	vi
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	xii
1.GİRİŞ.....	1
1.1. Bölgenin Jeolojisi.....	6
1.1.1. Bölgenin Coğrafik Durumu ve Morfolojisi.....	6
1.1.2. Bölgede Yapılan Önceki Jeolojik ve Jeofizik Çalışmalar.....	7
1.1.3. Stratigrafi.....	9
1.1.3.1. Paleozoik.....	9
1.1.3.2. Mesozoyik.....	10
1.1.3.3. Senozoyik.....	11
1.1.3.4. Neojen.....	12
1.1.4. Bölgenin Tektonik Gelişimi.....	12
2. MATERYAL ve YÖNTEM.....	14
2.1. Jeofizikte Manyetik Yöntem.....	14
2.1.1. Havadan Manyetik Araştırmalar.....	15
2.1.2. Türkiye’de Yapılan Havadan Manyetik Araştırmalar.....	16
2.2. Manyetik Yorumlamada Düz ve Ters Çözüm.....	19
2.2.1. Manyetik Yorumlamada Talwani Modelleme Tekniği.....	19
2.3. Jeofizik Yorumlamada Ters Çözüm.....	26
2.3.1. Doğrusal Dizge Yaklaşımlarında Ters Çözüm.....	27
2.3.2. Manyetik Yorumlamada Dekonvolüsyon.....	28
2.4. Werner Dekonvolüsyonu.....	28
2.4.1. Manyetik 1. Yatay Türev Dekonvolüsyonu.....	32
2.4.2. Werner Dekonvolüsyonu Uygulama Tekniği.....	35
2.5. Euler Dekonvolüsyonu	38

2.5.1. Yapısal İndeks Kavramı.....	39
2.5.2. Rejyonel Alan Etkisi.....	42
2.5.3. Denklem Sisteminin Çözümü.....	42
2.5.4. Uygulama Tekniği.....	43
2.6. Analitik Sinyal Tekniği.....	45
2.6.1. Analitik Sinyal.....	45
2.6.2. Manyetikte Analitik Sinyal Kuramı.....	46
2.6.3. Analitik Sinyalin Fourier Dönüşümü İlişkileri.....	52
2.6.4. Analitik Sinyalden Parametrelerin Çözümü.....	54
2.6.5. Analitik Sinyalin İlerleyen Pencere İçin Parametrelerin Çözümü.....	58
3. ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA.....	60
3.1. Teorik Model Çalışmaları.....	60
3.1.1. Teorik Modelin Werner Çözümleri.....	62
3.1.2. Teorik Modelin Euler Çözümleri.....	65
3.1.3. Teorik Modelin Analitik Sinyal Çözümleri.....	69
3.2. Werner, Euler ve Analitik Sinyal Tekniklerinin Kuramsal Model Çözümlerinin Yorumu.....	71
3.3. Werner ve Euler Dekonvolüsyonu ile Analitik Sinyal Tekniklerinin Mardin- Derik Yükselimi Anomalisine Uygulanması.....	77
3.3.1. Sahanın Havadan Manyetik Haritası ve Seçilen Profil.....	77
3.3.1.1. Manyetik Verilerin Kutba İndirgenmesi.....	81
3.3.2. Seçilen Manyetik Profilin Werner , Euler ve Analitik Sinyal Çözümleri.....	81
3.3.2.1. Werner Dekonvolüsyon Çözümleri.....	82
3.3.2.2. Euler Dekonvolüsyon Çözümleri.....	85
3.3.2.3. Analitik Sinyal Tekniği Çözümleri.....	91
4. SONUÇ.....	94
5. KAYNAKLAR.....	98
ÖZGEÇMİŞ.....	104

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

WERNER, EULER ve ANALİTİK SİNYAL TEKNİKLERİNİN KURAMSAL OLARAK KARŞILAŞTIRILMASI ve BU TEKNİKLERİN MARDİN DERİK YÜKSELİMİNE AİT MANYETİK ANOMALİYE UYGULANMASI

N. Ayten UYANIK

Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü,
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jüri: Prof.Dr. A.Ergün TÜRKER

Yrd.Doç.Dr. Ü.Yalçın KALYONCUOĞLU (Danışman)

Yrd.Doç.Dr. Metin AŞÇI

Bu çalışmada, otomatik yorumlama teknikleri olarak bilinen, Werner ve Euler dekonvolüsyonu ile analitik sinyal teknikleri kullanılmıştır. Bu teknikler uygulama kolaylığı, kullanılan programların çözümlemedeki hızı ve çıkan sonuçların doğruluğu ve güvenilirliği açısından kıyaslanmaya çalışılmıştır. Bu teknikler, önce düşey kesiti yamuk olan kuramsal bir model üzerinde sınanmıştır. Bu sınamada en uygun pencere genişlikleri ve yapısal indeks değerleri saptanmıştır.

Saptanan bu veriler ışığında, bu teknikler Güneydoğu Anadolu'da yer alan Mardin-Derik yükselimi olarak adlandırılan, manyetizasyonu yüksek ve dom biçiminde yükselen metamorfik temelin havadan manyetik verilerine uygulanmıştır. Manyetik anomaliye neden olan bu yapının konum ve üst sınır derinliği ortaya konmuştur.

Mardin-Derik yükselimi olarak adlandırılan, prekambrien yaşlı ve doğu batı uzanımlı bu kütlede, profilin geçtiği yerde kalınlığının 8-10 km civarında olabileceği saptanmıştır. Yine bu kütlede güneydeki köşesinin yeryüzünden 1350-1850 m kadar derinde, kuzeydeki köşesinin ise yeryüzünden 2350-2850 m kadar derinde olduğu düşünülmektedir. Dom biçimli bu manyetik temel bir yamağı andırmaktadır

Anahtar Kelimeler: Werner dekonvolüsyonu, Euler dekonvolüsyonu, Analitik sinyal, Mardin-Derik yükselimi, Manyetik temel, Prekambrien temel.

2007, 104 sayfa

ABSTRACT

M.Sc. Thesis

COMPARISON OF THE WERNER, EULER AND ANALYTICAL SIGNAL TECHNIQUES ON A SYNTHETIC MODEL AND APPLICATION OF THESE TECHNIQUES TO THE MAGNETIC ANOMALY OF THE MARDİN-DERİK UP-LAND AREA

N. Ayten UYANIK

**Süleyman Demirel University, Graduate School of Applied and Natural Sciences,
Department of Geophysical Engineering**

Thesis Committee: Prof.Dr. A. Ergün TÜRKER
Yrd.Doç.Dr. Ü. Yalçın KALYONCUOĞLU (Danışman)
Yrd.Doç.Dr. Metin AŞÇI

In this study, Werner, Euler and Analytical signal techniques which are known automatic interpretation techniques have been used. These techniques have been compared by taking into account the easiness and speediness in applications and reliability, and correctness of the results obtained. The techniques have been tested on a synthetic model with the shape of trapezoid first. From the test results, the optimum window lengths and structural indices have been estimated.

Later, these techniques have been applied by using the estimated optimum window lengths and structural index to the aerial magnetic data obtained from the Mardin-Derik up-land area which takes place in the Southeastern Anatolia. It might be assumed that the core of the Mardin-Derik up-land is dome-shaped metamorphic basement. The aim of the applications was to find out the depth and location of the anomaly caused dome-shaped magnetic basement.

The Werner, Euler and Analytical signal applications have shown that the dome-shaped magnetic basement of Mardin-Derik up-land or shortly Derik up-land with the age of Precambrian and striking East-West direction has the width of 8-10 km and the depths to shallow edge in the south of 1350-1850 meters, to the deeper edge in the north of 2350-2850 meters from the surface. The dome-shaped magnetic basement is almost trapezoidal shaped.

Key Words: Werner deconvolution, Euler deconvolution, Analytical signal, Mardin-Derik up-land, Magnetic basement, Precambrian basement.

2007, 104 pages

TEŞEKKÜR

Bu tez konusunu bana öneren, tezin bitme aşamasına kadar bilgi ve deneyimlerini benimle paylaşan, her türlü desteği hiç tereddütsüz veren ve aramızdan emekli olarak ayrılan ilk danışman hocam Sayın, Yrd.Doç.Dr. İbrahim AYDIN'a sonsuz saygı ve en içten teşekkürlerimi sunarım.

Çalışma alanı farklı olmasına rağmen aynı tez konusunu değiştirmeden danışmanlığımı üstlenip tez bitimine kadar her türlü desteğini esirgemeyen danışman hocam Sayın, Yrd.Doç.Dr. Ü.Yalçın KALYONCUOĞLU'na çok teşekkür ederim.

Çalışma sahasının jeolojisi ve çalışma profiline ait jeolojik kesitleri oluşturmamda bilgi ve deneyimlerinden faydalandığım Çanakkale On Sekiz Mart Üniversitesi öğretim üyelerinden Sayın, Yrd.Doç.Dr. Mustafa BOZCU'ya teşekkürlerimi sunarım.

Bu tezin başlamasından tamamlanmasına kadar her aşamasında yanımda olan, görüş ve fikirleriyle bana her türlü desteği sağlayan değerli eşim Osman UYANIK'a ve sevgili oğlum Suhan'a sevgilerimi sunarım.

Bu çalışma 1237-YL-06 no'lu Proje ile Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Birimi tarafından desteklenmiştir.

N. Ayten UYANIK
ISPARTA, 2007

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1 Çalışma sahasının jeoloji haritası	7
Şekil 2.1 Türkiye Aeromanyetik haritası.....	18
Şekil 2.2 Üç boyutlu yapının, iki boyutluya dönüştürülmesi	21
Şekil 2.3 İki boyutlu bir yapının yarı sonsuz bir prizma durumuna getirilmesi	21
Şekil 2.4 KLMN prizması yardımıyla çözüme ulaşmak için oluşturulan KNPQRK çokgen modeli.....	23
Şekil 2.5 Doğrusal dizge kuramında ters çözüm.....	27
Şekil 2.6 . İki boyutlu düşey, ince bir daykın parametreleri	29
Şekli 2.7 İki boyutlu eğimli, ince daykın parametreleri	32
Şekil 2.8 Eğimli basamak yapıya geçişi gösteren iki boyutlu yapı ve parametreleri	33
Şekil 2.9 Pozitif yönlü iki boyutlu eğimli basamak modeli ve parametreleri	34
Şekil 2.10 Werner dekonvolüsyon tekniğinin bir profil boyunca uygulanması.....	36
Şekil 2.11 Euler Dekonvolüsyon tekniğinin bir profil boyunca uygulanması	44
Şekil 2.12 İki boyutlu sonlu basamak yapıdan dolayı oluşan manyetik anomali bağıntısını çıkarmak için kullanılan gösterim.....	47
Şekil 2.13 İki boyutlu ve sonsuza uzanımlı basamak yapının şematik gösterimi....	48
Şekil 3.1 Teorik model ve bu modelin iki boyutlu Talwani modelleme tekniği ile elde edilmiş $I=60^0$ anomalisi.....	60
Şekil 3.2 Teorik model ve bu modelin iki boyutlu Talwani modelleme tekniği ile elde edilmiş $I=90^0$ anomalisi	61

Şekil 3.3 Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $W=15$ km genişlikli Werner çözümü.....	62
Şekil 3.4 Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $W=20$ km genişlikli Werner çözümü.....	62
Şekil 3.5 Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $W=25$ km genişlikli Werner çözümü.....	63
Şekil 3.6 Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $W=30$ km genişlikli Werner çözümü.....	63
Şekil 3.7 Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $W=15$ km genişlikli Werner çözümü.....	63
Şekil 3.8 Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $W=20$ km genişlikli Werner çözümü.....	64
Şekil 3.9 Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $W=25$ km genişlikli Werner çözümü.....	64
Şekil 3.10 Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $W=30$ km genişlikli Werner çözümü.....	64
Şekil 3.11 Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $N=0.5$, $W=20$ km Euler çözümü.....	65
Şekil 3.12 Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $N=0.5$, $W=30$ km Euler çözümü.....	65
Şekil 3.13 Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $N=0.5$, $W=40$ km Euler çözümü.....	66
Şekil 3.14 Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $N=1$, $W=20$ km Euler çözümü.....	66
Şekil 3.15 Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $N=1$, $W=30$ km Euler çözümü.....	66
Şekil 3.16 Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $N=1$, $W=40$ km Euler çözümü.....	67
Şekil 3.17 Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $N=0.5$, $W=20$ km Euler çözümü.....	67
Şekil 3.18 Teorik model, $I=90^0$ Anomalisinin $N=0.5$, $W=30$ km Euler çözümü.....	67

Şekil 3.19 Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $N=0.5$, $W=40$ km Euler çözümü.....	68
Şekil 3.20 Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $N=1$ $W=20$ km Euler çözümü.....	68
Şekil 3.21 Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $N=1$ $W=30$ km Euler çözümü.....	68
Şekil 3.22 Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $N=1$ $W=40$ km Euler çözümü.....	69
Şekil 3.23 Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $W=15$ km analitik sinyal çözümü...	69
Şekil 3.24 Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $W=20$ km analitik sinyal çözümü...	69
Şekil 3.25 Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $W=25$ km analitik sinyal çözümü...	70
Şekil 3.26 Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $W=15$ km analitik sinyal çözümü...	70
Şekil 3.27 Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $W=20$ km analitik sinyal çözümü...	70
Şekil 3.28 Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $W=25$ km analitik sinyal çözümü...	71
Şekil 3.29 Mardin-Derik yöresine ait aeromanyetik anomali haritası ve AA' profili.....	77
Şekil 3.30 Çalışma sahasına ait jeoloji haritası ve AA' profili.....	78
Şekil 3.31 AA' profiline ait manyetik anomali ile yuvarlatılmış anomali ve jeoloji kesitleri.....	79
Şekil 3.32 AA' profiline ait kutba indirgenmiş anomali ile yuvarlatılmış verinin kutba indirgenmiş anomalisi ve jeoloji kesitleri.....	80
Şekil 3.33 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $W=10$ km pencere genişlikli Werner çözümü.....	82
Şekil 3.34 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $W=15$ km pencere genişlikli Werner çözümü.....	83

Şekil 3.35 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $W=20$ km pencere genişlikli Werner çözümü.....	83
Şekil 3.36 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $W=25$ km pencere genişlikli Werner çözümü.....	83
Şekil 3.37 AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $W=10$ km pencere genişlikli Werner çözümü.....	84
Şekil 3.38 AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $W=15$ km pencere genişlikli Werner çözümü.....	84
Şekil 3.39 AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $W=20$ km pencere genişlikli Werner çözümü.....	85
Şekil 3.40 AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $W=25$ km pencere genişlikli Werner çözümü.....	85
Şekil 3.41 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $SI=0.5$, $W=7.5$ km pencere genişlikli Euler çözümü.....	86
Şekil 3.42 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $SI=0$, $W=7.5$ km pencere genişlikli Euler çözümü.....	87
Şekil 3.43 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $SI=0.5$, $W=10$ km pencere genişlikli Euler çözümü.....	87
Şekil 3.44 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $SI=0$, $W=10$ km pencere genişlikli Euler çözümü.....	87
Şekil 3.45 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $SI=0.5$, $W=15$ km pencere genişlikli Euler çözümü.....	88
Şekil 3.46 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $SI=0$, $W=15$ km pencere genişlikli Euler çözümü.....	88
Şekil 3.47 AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $SI=0.5$, $W=7.5$ km pencere genişlikli Euler çözümü.....	89
Şekil 3.48 AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $SI=0$, $W=7.5$ km pencere genişlikli Euler çözümü.....	89
Şekil 3.49 AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $SI=0.5$, $W=10$ km pencere genişlikli Euler çözümü.....	89
Şekil 3.50 AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $SI=0$, $W=10$ km pencere genişlikli Euler çözümü.....	90

Şekil 3.51 AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin SI=0.5, W=15 km pencere genişlikli Euler çözümü.....	90
Şekil 3.52 AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin SI=0, W=15 km pencere genişlikli Euler çözümü.....	90
Şekil 3.53 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin W=5 km pencere genişlikli analitik sinyal çözümü.....	91
Şekil 3.54 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin W=7.5 km pencere genişlikli analitik sinyal çözümü.....	92
Şekil 3.55 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin W=10 km pencere genişlikli analitik sinyal çözümü.....	92
Şekil 3.56 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin W=15 km pencere genişlikli analitik sinyal çözümü.....	92
Şekil 3.57 AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin W=5 km pencere genişlikli analitik sinyal çözümü.....	93
Şekil 3.58 AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin W=7.5 km pencere genişlikli analitik sinyal çözümü.....	93
Şekil 3.59. AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin W=10 km pencere genişlikli analitik sinyal çözümü.....	93
Şekil 4.1. AA' profili önerilen jeolojik kesit ile manyetik anomali ve bu manyetik anomalinin kutba indirgenmiş anomalisi.....	97

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1 Basit modeller için yapısal indeks değerleri.....	40
Çizelge 2.2 Yapısal indeks, manyetik model tipleri arasındaki ilişki ve hesaplanan derinlikler.....	41
Çizelge 3.1. Kuramsal modelin parametreleri ve farklı pencere boyları için Werner çözümleri.....	74
Çizelge 3.2. Kuramsal modelin parametreleri ve farklı pencere boyları için Euler çözümleri.....	75
Çizelge 3.3. Kuramsal modelin parametreleri ve farklı pencere boyları için analitik sinyal çözümleri.....	76

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

I	Eğim açısı
D	Sapma açısı
J	Manyetizasyon şiddeti
k	Süseptibilite
F	Yerkürenin toplam manyetik alanı
WO	Werner operatörü
EO	Euler operatörü
HA	Hareket aralığı
EULDPH	Euler dekonvolüsyon tekniği
SI	Yapısal indeks
h	Derinlik
x	Yatay uzaklık
nT	NanoTesla
M.T.A.	Maden Tetkik Arama
IGRF	Uluslar arası jeomanyetik referans alanı
FFT	Hızlı Fourier dönüşümü

1.GİRİŞ

1960'lı ve 1970'li yılların başlarında dünyada milyonlarca kilometre uzunluğundaki uçuşlarda toplanan havadan manyetik verilerin, yerinde, en kısa zamanda, basit, etkili ve güvenilir bir teknikle işlenip yorumlanması ihtiyacı doğmuştur. Yerinde işlenen ve yorumlanan veriye bağlı olarak, etüdün detaylandırılması veya etüt usüllerinin değiştirilmesi gibi hem teknik, hem ekonomik tedbirler alma zorunluluğu, bu çalışmada konu edinilen yorumlama tekniklerinin gelişmesine neden olmuştur. Söz konusu bu teknikler pek çok etüt ve yazılım firması tarafından önemsenmiş ve ticari yazılım olarak jeofizik dünyasında yer almıştır. Konu olan bu yorumlama teknikleri önceleri etüt esnasında ön yorumlamaya katkı getirirken, daha sonra yeni kuramsal katkılarla geliştirilip iyileştirilerek son yorumlama tekniklerine dönüştürülmüştür.

İlk önceleri profil verilerine uygulanan teknikler, daha sonraları iki boyutlu, yani harita verisine uygulanır olmuşlardır. Doğal olarak tekniklerin gelişmesi bilgisayar teknolojisi ile paralellik göstermektedir. Daha büyük hafızaya sahip, daha hızlı işlem yapan bilgisayarlar, bu tekniklerin iki boyutlu olarak uygulanmasını, renkli ve değişik biçimlerde sunulmasını sağlamışlardır. Bunlar da daha kolay ve doğru yorumlamaya büyük katkı getirmiş yorumcuların en gözde tercihi olmuştur.

Potansiyel alan verilerinin yorumunda Peters (1949) 'dan bu yana, derinlik hesaplamaları üreten bir çok yorum tekniği geliştirilmiştir. Bunlar çoğunlukla manyetik alan verilerinin otomatik yorumuna yönelik çalışmalardır. Manyetik anomalilerin yorumunda uzun yıllar Peters(1949) tekniği kullanılmıştır. Bunu eğri çakıştırma teknikleri, eğri çakıştırma tekniklerini de Talwani ve Heirtzler (1964) düz çözüm tekniği izlemiştir. 1970'li yılların başlarında ise bilgisayar destekli çözümlerden Johnson (1969), Mc Grath ve Hood (1970) ve Hjelt (1973) teknikleri yaygın olarak kullanılmıştır. Yine aynı yıllarda en çok uygulanan bir başka çözüm tekniği ise Koulomzine vd. (1970) tarafından tanıtılmıştır. Koulomzine vd. (1970) ve Naudy (1971), düşey prizma ve ince levha modellerinin manyetik yorumunda birer

metot önermişlerdir. Whitehill (1973), manyetik anomalilerin otomatik yorumunda düşey prizma modelini esas alan bir metot geliştirmiştir.

Buraya kadar sözü edilen bu tekniklerin tümünde tek bir anomali ele alınıp çözümlenmekte, hatta bazılarında anomali üzerinde gözle belirlenmesi gereken özel noktalara ihtiyaç duyulmakta idi. Aynı yıllar ve sonrasında Hartman vd. (1971), Naudy (1971), O'Brien (1972), Philips (1978) ve Thompson (1982) anomaliler üzerinde özel noktaların gözle belirlenmesine gerek duyulmayan ve bir profil boyunca anomalilerin otomatik olarak çözümlenmesini sağlayan yeni teknikler önermişlerdir. Bu tekniklerle, bulunan parametrelerin sayısı sınırlı olsa da, çözümlemede önemli bir hıza erişilmiştir. Bu tekniklerin hemen hemen hepsinin kuramsal temeli, hızı ve bazı bilgilere gereksinimleri birbirinden farklıdır.

Manyetik anomalilere uygulanan bu yorumlama teknikleri arasında “Werner dekonvolüsyonu” en fazla bilinen tekniktir. Bu teknik ilk olarak Werner (1953) tarafından sunulmuştur. Jeolojik yapının derinlik ve lokasyonunu belirlemeye çalışan bu tekniğe göre, yarı sonsuz bir dayk modelinin toplam manyetik anomalisi üzerinde seçilen noktalarla, lineer bağıntılar sistemi oluşturulur. Tabi bu hesaplamalar manyetik bir inklinasyonla geçerlidir. Model parametreleri bu sistemin çözülmesi ile hesaplanır. Werner dekonvolüsyonunun özü şu şekilde tanımlanabilir; bir manyetik anomali, kuramsal modelin impuls tepki fonksiyonu ile yer katkı fonksiyonunun evrişimidir.

Werner dekonvolüsyonu kendinden Hartman vd.(1971), ile söz ettirmeye başlamıştır. Hartman vd., (1971) ve Jain (1976) ise bu tekniği değişik geometrik şekillere sahip manyetik süreksizliklere uygulayarak, tekniğe bazı kuramsal yenilikler eklemişlerdir. Ku ve Sharp (1983)'in çalışmaları da aynı tekniği değişik yaklaşımlarla incelemek şeklinde olmuştur. Werner dekonvolüsyonunun gravite verilerine uygulanması ise Kilty (1983) ve Kingele vd. (1991) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Manyetik kaynakların derinlik ve lokasyonlarının saptanmasında kullanılan diğer bir teknik de “Euler Dekonvolüsyon” tekniğidir. Euler'in homojenite eşitliğine

dayanılarak geliştirilen, literatürde EULDPH kısaltması ile anılan bu teknik derinlik tahminine ek olarak “yapısal indeks” kavramını da ortaya koymaktadır. Euler dekonvolüsyonunda kaynak manyetizasyon yönüne ait herhangi bir ön bilgi gerekmezken yapının tipini tanımlayan yapısal indeks parametresinin bilinmesi gerekmektedir.

Hood (1965), havadan manyetik çalışmalarda düşey gradyent ölçümlerinin eğimli basamak şeklindeki jeolojik yapıların sınırlarını ortaya koymada oldukça iyi sonuçlar verdiğini göstermiştir. Manyetik yapıların derinlik ve lokasyonunun Euler eşitliği yardımıyla bulunmasını ilk tanıtan Thompson (1982) olmuştur. Thompson (1982), nokta kutup, nokta dipol, bir hat üzerine dizilmiş nokta kutuplar ve dipollerin 2 boyutlu manyetik anomalilerinden ve bunların kutba indirgenmiş anomalilerinden derinlik ve lokasyon parametrelerini hesaplamıştır. Barongo (1984) nokta kutup ve nokta dipol kaynaklarının lokasyon ve derinlik parametrelerinin bulunması ve bunların ayırt edilmesi için oldukça uzun bir teknik tanıtarak yapısal indeksin belirlenmesi ve Euler eşitliğinde kullanılmasını irdelenmiştir. Reid vd. (1990) ise Euler eşitliği yardımıyla manyetik anomalilerin üç boyutlu yorumunu ve yapısal indeksin sadece manyetik anomaliler için değil gravite anomalilerinde bazı özel yapılar için de kullanılması gerektiğini göstermiştir. Ayrıca manyetik anomalilerin kutba indirgenmeden kullanılabileceğini de ileri sürmüştür.

Euler dekonvolüsyon tekniğinde yapısal indeks, anomali kaynağının yatay lokasyonunu ve tepe noktasının derinliğini saptamada en önemli etmendir. Yapısal indeksin kuramsal eşitliklerden belirlenmesi, eşitliklerin basite indirgenmesi ile mümkün olabilir. Yani manyetizasyonun dik olması yapının ince, dik dayk ve küçük dipol olması, profilin anomaliyi dik ve manyetik kuzey yönünde kesmesi gibi varsayımlarla kuramsal eşitlik basite indirgenebilir. Bu varsayımlardan manyetizasyonun dik olması durumu, pratikte anomalinin kutba indirgenmesi ile sağlanabilir. Eğer manyetik veri, harita haline getirilmiş ise yine anomalinin uzanımına dik bir profil almak mümkündür. Ancak uygulamada anomaliyi veren kaynağın geometrisini ve şeklini değiştirmek mümkün değildir. Bu nedenlerle Barbosa vd. (1999) tarafından yapılan çalışma uygulama güçlükleri içermektedir.

Çünkü tüm kuram manyetizasyonun dik, yapının izole, yatay silindir ve profilin yeterince uzun olması koşullarını içermektedir. Halbuki arazide yani uygulamada yeraltında birden fazla kaynağın yaratacağı anomaliler girişim halindedir.

Euler dekonvolüsyonu, günümüzde manyetik anomalilerin nicel yorumunda, hem 2 boyutlu, hem de 3 boyutlu çözümünde kullanılmaktadır. Son yıllarda, bu teknik özellikle bir çok araştırmacı tarafından detaylı çalışılmış, manyetik anomali yorumunda yoğun ilgi gören bir teknik olmuştur. Çünkü endüstriyel aramalardan petrol aramacılığında çok kullanılarak, bir çok ticari yazılımın ortaya çıkmasına neden olmuştur.

Bu çalışmada manyetik anomali veren bir kütlenin lokasyon ve derinliğini saptamada üçüncü bir teknik olarak analitik sinyal tekniği kullanılmıştır. Tekniğin özünü Analitik sinyal kavramı oluşturmaktadır (Nabighian, 1972, 1974).

(Debeglia ve Corpel, 1997) gravite ve manyetik anomalilerin 3 boyutlu analitik sinyallerinin türevlerini kullanarak kaynak parametrelerini bulmaya çalışmışlardır. Çalışmalarında basamak veya ince dayk yapı seçilmiş ve her iki yapı için ayrı ayrı çözüme gidilmiştir. (Thurston ve Smith, 1997) ise eğimli basamak ve ince yaprak şeklindeki yapıların, 3 boyutlu manyetik analitik sinyallerini incelemişler, kaynak anomalisinin sinyalini civar anomali sinyallerinden ayırmak için anomalinin 2. türevinin yanı sıra, dalga sayısının da iyi bir yol olacağından bahsetmişlerdir.

Bu teknikte, analitik sinyallerin amplitüd ve faz açıları ile gradientlerinin 2. ve 3. yatay türevlerinin özel noktalarda incelenerek kütle parametrelerinin belirlenmesi yapılmaktadır. Analitik sinyal, iki kutuplu olma özelliği taşımadığı için, yer manyetik alanının dalım ve sapma açıları ile kütlenin eğim ve uzanım açılarından bağımsız hale gelmektedir.

Bu çalışmada, düşey kesiti yamuk şeklinde olan bir model oluşturulmuş ve bu modelin Talwani 2 boyutlu manyetik anomali hesaplama programı ile manyetik anomali değerleri hesaplanmıştır. Daha sonra yukarıda adı geçen Euler, Werner ve

Analitik sinyal teknikleri bu modelin anomalisine uygulanmıştır. Bu üç teknik ilk defa aynı modele uygulanmış ve verdikleri sonuçlar birbirine göre kıyaslanmıştır. Her bir tekniğin, bu modelde verdiği çözümlere bakılarak, aynı teknikler Mardin Derik'teki metamorfik yükselimin bulunduğu sahanın manyetik verilerine uygulanmıştır. Elde edilen sonuçlar, bu bölgenin jeolojisi ve tektoniğine açıklık getirecek ek katkılar sağlayacaktır.

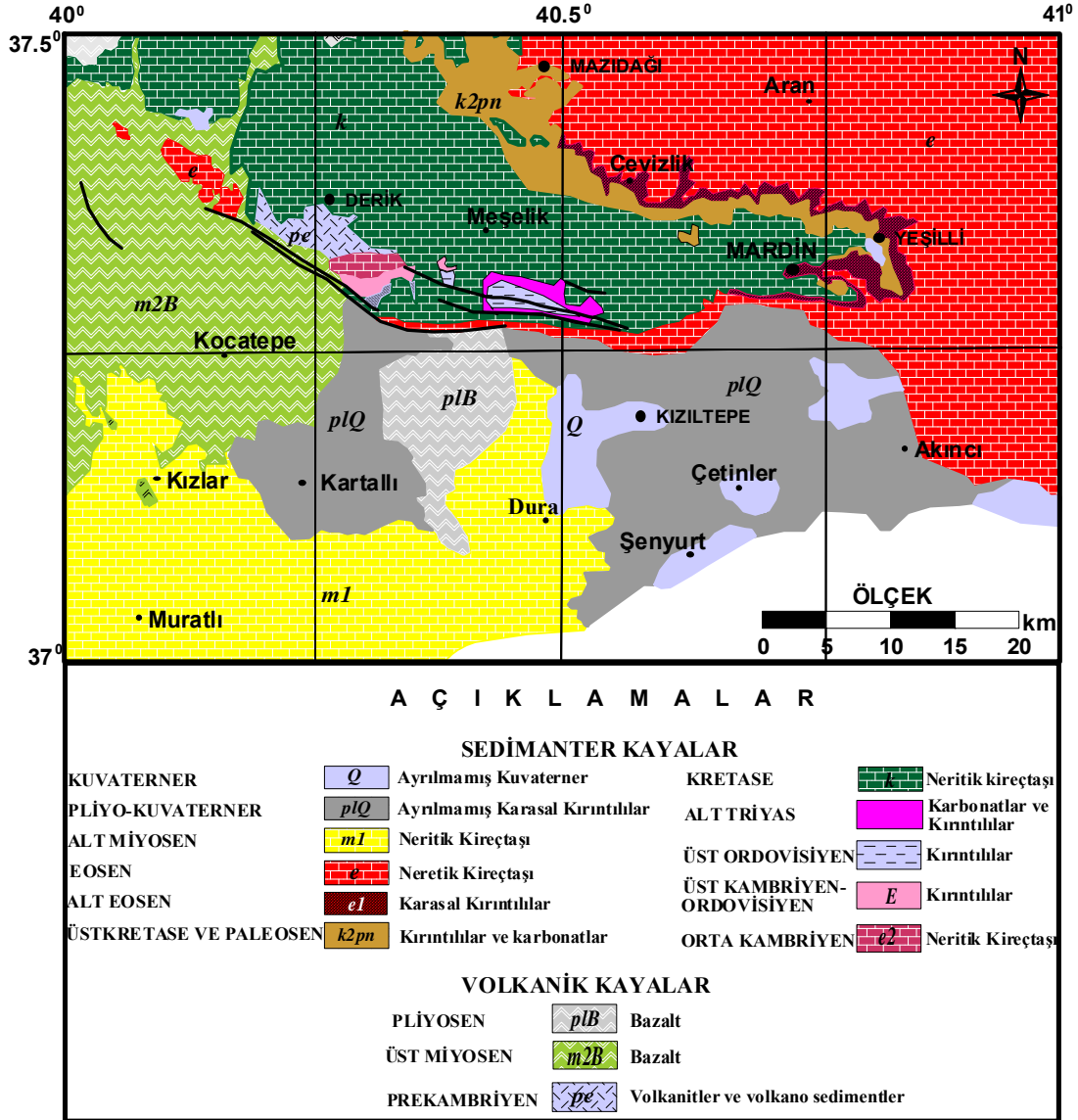
1.1. Bölgenin Jeolojisi

1.1.1. Bölgenin Coğrafik Durumu ve Morfolojisi

Çalışma sahası MTA tarafından 1961 yılında, 1:500.000 ölçekli olarak hazırlanan Diyarbakır paftası içinde yer almaktadır. Diyarbakır'ın güneyinde $37^{\circ} 15'$ – $37^{\circ} 30'$ enlemleri arasında 40° – $40^{\circ} 30'$ boylamları arasında yer almaktadır (Şekil 1.1).

Güneydoğu Anadolu yüksek platosunun batı bölgelerini içeren Diyarbakır paftası sınırları ovamsı düzlüklerle çevrilidir. Bu yükseklikler 1800 metreden çok daha aşağılara kadar, Diyarbakır düzlüğünde 575 metreye kadar inmektedir. Pafta doğusundaki dalgalı arazi, hemen hemen kenar kıvrımları bölgesine tekabül etmektedir. Diyarbakır'ın güney bölgelerindeki Derik ve Mardin kenar kıvrımlarının yükselim sahaları bu düzlüklerde açıkça kendini göstermektedir. Bu yükselim sahalarının bölgenin genel gidişini kısmen bozduğu gözlenmektedir. Siirt Diyarbakır arasındaki dalgalı arazi Diyarbakır paftasının belli başlı kabartmalarını meydana getirmektedir.

Mardin bölgesi doğu batı yönünde uzanan kalker tepelerinden meydana gelmektedir. Güney'de Suriye bloğu ile Kuzey'de Diyarbakır-Siirt bloğu arasında sıkışan Mardin dağları genellikle güneye devrik antiklinallerden meydana gelmektedir. En fazla yükseklik kazandıkları yerler yine güney yamaçlardır. Suriye düzlüğünden itibaren kuzeye doğru birden bire bir blok şeklinde yükselen Mardin dağları, Mardin ve Derik'ten geçen hattın kuzeyinde karstik bir bölge oluşturmaktadır. Bu karstik plato üzerinde kalker yapıları tepeler arasında alüvyonla kaplı ufak vadiler bulunmaktadır.



Şekil 1.1. Çalışma sahasının jeoloji haritası (M.T.A. tarafından 2002 de hazırlanan, 1/500.000'lik Diyarbakır paftasına ait haritadan alınarak düzenlenmiştir.)

1.1.2. Bölgede Yapılan Önceki Jeolojik ve Jeofizik Çalışmalar

Diyarbakır paftası, Güneydoğu Anadolu'nun ekonomik ve jeolojik yapısında önemli bir yer tutar. Bu nedenle bölgede bilimsel ve ekonomik amaçlı bir çok etüt yapılmıştır.

Amerikan Petrol Jeologları Birliği Bülteninde, Mason (1930) ve MTA raporunda Paige (1946) bu bölgedeki petrol durumunu ortaya koyan çalışmalarını

yayınlamışlardır. Bu çalışmalar neticesinde Mardin-Cizre ve Siirt bölgeleri yapılarından bahsedilmiş ve petrolün Irak'ta olduğu gibi Eosen ve Miyosen formasyonlarında olmadığını belirtmişlerdir. Çünkü Türkiye'de bu formasyonların yüzeyde bulunduğunu, Türkiye'deki hazne kayaçların Orta Kretase kalkerleri olacağını söylemişlerdir.

Vanderschmidt (1933), bölgenin paleontolojisini incelemiştir. Mardin civarında ve Mazıdağı'nı kaplayan masif Kretase kalkerlerini bulmuş ve bunu örten yeşil killi marn tabakalarının üstünde Gercüş civarında kırmızı bir tabaka tespit etmiştir. Moses (1934), aynı bölgede Derik, Mardin, Cizre arasını gözden geçirerek Derik'te masif Kretase kalkerleri altında Paleozoik yapıları tespit etmiştir.

Maxson (1937), bu bölgenin ilk, detaylı stratigrafik ve tektonik çalışmasını yapmıştır. Güneydoğu Anadolu bölgesinin ilk hareketlerinin Mardin'den doğuya geliştiğini, itilmelerin kuzeyden geldiğini ve Siirt, Cizre, Mardin arasındaki yapılarda Kermav formasyonunun altında petrol olma olasılığını belirtmiştir.

Arni (1939), Mardin'deki Gercüş antiklinalinin çekirdeğindeki masif kalkerleri, Cudi dağının kalkerlerinin muadili olduğunu kabul etmiş ve Kermav formasyonunun Alt Kretase olduğunu belirtmiştir. Siirt ve Cizre arasındaki kenar kıvrımlarını epirojenik hareketlerle açıklamış ve bunlara 'Siirt Bloku' ismini vermiştir. Arni (1939)'a göre ilk hareketler Oligosen'de başlamış ve Miyosen sonunda paroksizma olmuştur.

Foley (1937), Midyat kalkerlerinin petrol hazne kayası ve bu kalkerlerin üst kısımlarının da Burdigaliyen olabileceğini söylemiştir.

Blumenthal (1944), Harbol kesitini ve civarının tektoniğini incelemiş ve Midyat kalkerleri üzerinde tebeşirli kısımların Oligosen olabileceğini söylemiştir. Paleozoyik serilerin, tanjansiyel itilmelerle Kermav ve Midyat formasyonları üzerine itildiğini belirtmiştir.

Tolun ve Ternek (1952), Mardin bölgesine ait etütlerinde Derik-Tilbesmi profilinin Kambriyen'e ait ve Kambriyen'den eski, önemli volkanik hareketler olduğunu ve bunların Ürdün'deki aynı yaşlı oluşumlara benzediğini belirtmiştir.

1.1.3. Stratigrafi

1.1.3.1. Paleozoik

Kambriyen ve daha eski formasyonlar: Arap bloğunda bu formasyon, yalnız Mardin Derik sınırları civarında, Kermik, Şadan ve Tilbesmi' de gözükmektedir. Mazıdağı'nın güney yamacına düşen bölgedeki bu eski paleozoik formasyonlar, subhorizontal Kretase kalkerlerinin altında bir fayla meydana çıkmışlardır. Derik ile Şadan arasında kuzey kuzey batı - güney güney doğu doğrultusunda uzanan ve kretase kalkerleriyle belirgin bir şekilde açılı diskordans yapan eski paleozoik formasyonlarının alt seviyelerinin Algonkien'e, üst kısımlarının ise alt ve orta Kambriyen'e ait oldukları Tromp (1941) ile Tolun ve Ternek (1952) tarafından tespit edilmiştir. Kermik ile Sadan arasını ilk inceleyen Moses (1934) tabandan tavana doğru bu formasyonları şu şekilde tespit etmiştir.

- a) Felsitporfir, yapraklanmış kırmızı renkte andezit, riyolit ve bazalt lav daykları,
- b) 110 m kalınlıkta, içerisinde efüzif lav akıntıları bulunan koyu kırmızı ve kahverengi kumtaşları,
- c) 55 m kalınlıkta, köşeli volkanik eleman içeren yeşil ve kırmızı renkli kumtaşı ve konglomeralar,
- d) 60 m kalınlıkta siyah, gri renkli tabakalı kalkerler,
- e) 45 m kalınlıkta yeşil renkli şeyl, ara katkılı volkanik elemanlı kumtaşı ve konglomera,
- f) 400 m kalınlıkta pembe, beyaz, tabakalanmış silisli kumtaşları,
- g) 190 m kalınlıkta metamorfize kalker ve dolomitler içerisinde bazı fosil izleri mevcut,
- h) 750 m kalınlıkta şistli kumtaşı, şist ve glokonili kumtaşı. Bu serinin tabanı gri yeşilimsi killi şist, sert marnlı kumtaşı ara katkılı olup ara sıra fosil izlerine

rastlanmaktadır. Tavan kısımları ise daha kumlu, kloritli, glokonili, kaba kumlara geçiş yapar ve bu seviyede yer yer zengin fosilli seviyeler bulunmaktadır.

Derik, Tilbesmi Paleozoik serileri Ürdün'deki Paleozoik aflörmanlarına benzerlik göstermektedir. Ürdün'de alt Kambriyen yaşlı eski erüptif kitle ve lavlarını, nubi Kumları ve üst Kambriyene ait fosilli killi ve kumlu seriler takip etmektedir. Ürdün'de olduğu gibi Mısır ve Arabistan'da Kambriyen denizi, karasal nubi greleri üzerine transgresiftir.

Görülüyor ki bütün Arap bloğu üzerinde, Derik'te olduğu gibi Kambriyen denizi üzerine yerleşmiş ve Mardin Derik bölgesine kadar uzanmıştır.

1.1.3.2. Mesozoyik

Güneydoğu Anadolu'da Mesozoyik, eski formasyonlara göre oldukça geniş bir alanı kaplar. Mardin bloğunda ve kuzey bölgelerde Mesozoyik jeolojik yapının belkemiğini oluşturmaktadır.

Eosen ve Paleosen tabakalarının kesintiye uğradığı bölgelerde, Jura-Kretase kalkerleri ile üst Kretase marn ve killeri, Mardin Mazıdağı çevresinde, Kentalan, Espandika, Gercüş, Hermis ve Kerbent basenlerinde gözlenmektedir.

Kretase: Mazı dağı güneyinde, Derik'te masif kalkerlerin bütün seviyeleri meydana çıkmaktadır. Bu kalkerlerin kalınlıkları 400-1000 m arasında değişmekte ve özellikle dolomitik bir yapı göstermektedirler. (Maxson, 1937).

Bu kalkerlerin kalınlıkları batıya doğru gidildikçe azalmakta, Mazıdağı'nda 400 m kalınlıkta olup daha az dolomitli seviyeler içermektedirler.

Üst Kretase-Paleosen: Bütün Güneydoğu Anadolu'da masif Mesozoik kalkerleri, gri, gri-yeşilimsi, kalın marnlı tabakalarla ardalanmalı killi ve kumlu yumuşak bir formasyon ile örtülüdür. Bu tabakalar üst Kretase ile alt Paleosene aittir. Kermav Köyü etrafında tipik gelişmeler gösterdiği için bu formasyona Kermav formasyonu adı verilmiştir. Kermav formasyonunun taban tabakaları, masif kalkerleri, bazı yerlerde konkordans ve bazı yerlerde ise diskordansla örtmektedir.

Kermav formasyonunun taban kısımlarında, özellikle kuzey bölgelerde, sileks bandları gelişmektedir. Bu formasyonun ortasına doğru mavimsi ve kumlu marn ve şeyl tabakaları ardalanmakta, en üst kısımlar ise daha kumlu fasiyes tipi sunmaktadır.

Kalınlığı 850 m civarında olan Kermav formasyonunda başlıca 3 seviye tespit edilmektedir;

- a) Fosil içerikli gri, yeşilimsi veya kırmızı renkli şeyler,
- b) Fosilli kalker seviyesi. Breşimsi ve konglomeratik olan bu seviye yer yer fosil içermektedir.
- c) Gri mavimsi, yeşilimsi marn ve glokonili şeyller. Bunlar 300 m kalınlıkta olup bu şeyllerden sonra fasiyes hemen kumtaşlarına değişir ki Kermav formasyonunun bu son kısmı alt Paleosen'e aittir.

Bölgedeki üst Kretase-Paleosen yaşlı diğer bir formasyon da Mardin formasyonudur. Bu formasyon özellikle Mardin ve Mazıdağı bölgesinde düzgün bir sedimantasyon sergilemektedir. Fosil içeren Senoniyen kalkerler üzerinde 200 m kalınlıkta marnlı kum ve şeyller bulunmaktadır.

1.1.3.3. Senozoyik

Orta Eosen: Güneydoğu Anadolu'da geniş bir yayılım gösteren Eosen kalkerlere, en belirgin olarak ilk defa Midyat platosunda rastlanıldığı için bu Eosen yaşlı kalkerlere Midyat formasyonu denilmektedir. Kenar kıvrımları ve Mardin bloğu etrafında, Eosen kalkerleri, iki kalker fasiyese ayrılmaktadır. Altta sileks nodüllü ve porselenimsi yapılı kalker serisi, üstte ise tebeşirli yumuşak ve az miktarda fosil içeren kalker serisi bulunmaktadır. Mardin bloğunda ise çok geniş bir şekilde yayılım gösteren Eosen kalkerleri üç seviyeye ayrılmaktadır;

- a) Masif, gri, krem renginde sık dokulu kalker,
- b) Marnlı seviye,
- c) Beyaz tebeşirli kalker.

1.1.3.4. Neojen

Mardin'in güneyinde Suriye sınırında alt kısımları kısmen denizel ve kısmen de karasal fasiyeste meydana gelmiş olan bu formasyon güneybatıya doğru oldukça geniş bir yayılım göstermektedir. Bu formasyonun alt kısmında kalkerler, üst kısmında ise kumlu çakıllı tabakalar bulunmaktadır. Bu kumlu çakıllı seviyelerde hiçbir fosil izine rastlanmamaktadır.

1.1.4. Bölgenin Tektonik Gelişimi

Anadolu'daki Alp jeosenklinalinin ön çukuru durumunda olan ve jura tipinde gelişmiş kenar kıvrımları bölgesi diğer bölgelerden kolayca ayırt edilebilmektedir. Bu bölge Prekambrien'den başlayarak, Pliyosen de dahil olmak üzere, bütün arz tarihi boyunca, sürekli bir sedimantasyon havzası olarak gelişmiştir. Kambriyen'den itibaren bütün formasyonlar sığ deniz fasiyesinde gelişmişler, metamorfizma ve mağmatik çıkışlara maruz kalmışlardır. Orojenik hareketler de şiddetli olmamış ancak zaman zaman transgresyonlar, deniz aşmaları meydana gelmiştir. Güneydoğu Anadolu bölgesinin stratigrafik ve tektonik özellikleri çalışma bölgemizde yani Mardin yakınındaki Derik yükseliminde, Hazro antiklinalinde ve Büyük Zap Irmağı bölümlerinde gayet net gözlenmektedir.

Güneydoğu Anadolu çökme havzasına kıyasla güneydeki Mardin bloğu değişik bir tektonik yapı göstermektedir. Bu blok Arap levhasının yükselim noktalarından birini meydana getirmektedir. Mardin bölgesi Güneydoğu Anadolu'nun tektonizması içerisinde kenar kıvrımlarının en güney kısmını oluşturmaktadır. Kenar kıvrımlarından biri olan Mardin antiklinali doğuda turabidin deformasyonunun devamı olup 40 km'den fazla doğu batı yönünde uzanan monoklinal bir yapı göstermektedir. Mardin antiklinalinin eksen batıya doğru sürekli olarak yükselmektedir. Mazı dağında eksenin yükselişi sebebiyle Kretase kalkerler en büyük yüksekliğe ulaşmaktadır.

Antiklinalin kuzey kanadı çok az eğimli iken güney kanadı oldukça dik ve faylıdır. Ayrıca antiklinalin bu kanadı ovada büyük bir fay ile sınırlanmaktadır.

Bu fay batıya doğru ilerleyerek Mesozoik kalkerlerin parçalanmasına ve Derik'te temel tabakayı oluşturan eski Paleozoik yapının yükselerek yüzeye çıkmasına neden olmuştur. Bu fay boyunca bir çok genç volkanik çıkışlar görülmektedir. Derik'te alt ve orta Kambriyene ait tabakalar üzerine Kretase masif kalkerleri açılı diskordansla oturmaktadır. Kambriyen formasyonlarının doğrultuları doğu batı – kuzey güney olmasına rağmen, örtü tabakalarını oluşturan Mesozoik ve Tersiyer formasyonlarının doğrultuları batı-doğu yönlüdür (Erentöz ve Ketin, 1962).

2. MATERYAL ve YÖNTEM

2.1. Jeofizikte Manyetik Yöntem

Yer manyetik alanı yer içi ve yer dışı kaynaklı olmak üzere iki kaynaktan meydana gelmektedir. Bir de bu iki kaynağa kalıntı mıknatıslanma eklenebilir. Bu üçüncü kaynak, yer içi manyetik alanla doğrudan ilişkili olduğundan ve genellikle daha düşük şiddette olmasından ötürü uygulamalı jeofizikte çoğu kez dikkate alınmamaktadır.

Yer manyetik alanının dünya üzerindeki canlıların yaşamını yakından ilgilendiren çok önemli bir fonksiyonu vardır. Yer manyetik alanı, uzaydan dünyamıza gelen yüksek enerjili parçacıkların çok büyük bir kısmını daha dünyaya ulaşmadan durdurur ve canlılar için zararlı bu parçacıklara karşı doğal bir kalkan görevi görür (Aydın, 1999).

Yer manyetik alanının %99'u yer içi, %1'i ise yer dışı kaynaklıdır. Yer dışı kaynakların manyetik alanı daha düşük şiddetlidir. Yer dışı kaynakların her birinin şiddeti ve yer yüzündeki etki süresi farklı olduğundan, manyetik etütlerin hassasiyetine göre bu kaynakların şiddetleri kaydedilir ve daha sonra her bir ölçüm değerinden çıkartılır.

Bilindiği gibi, yer manyetik alanı yer kabuğunda mıknatıslanma kabiliyeti (süseptibilite) olan demir, nikel ve kobalt gibi elementleri ve bunların meydana getirdiği mineral ve kayaçları etkiler. Bu etkileme sonucu bu kayaç ve mineraller ikincil bir manyetik alan meydana getirirler. İkincil alanın şiddeti, etkilenen kayaç veya mineralin büyüklüğüne, mıknatıslanma kabiliyetine ve kayaç veya mineralin ölçüm istasyonuna olan uzaklığına bağlıdır. Bir istasyonda yapılan manyetik ölçüm yer içi, yer dışı ve ikincil manyetik alanların toplamı olacaktır. Manyetik yöntemde de asıl amaç ikincil alanı belirlemektir. Dolayısıyla da aranan kayaç veya mineralin fiziksel parametreleri ile lokasyonlarını belirlemektir.

Manyetik yöntem, yerin jeolojik ve tektonik yapısının ortaya konması ile yer altı kaynaklarının araştırılmasında baş vurulan temel yöntemlerden biridir.

2.1.1. Havadan Manyetik Araştırmalar

Yeraltındaki kayaç ve minerallerin veya bir bölgedeki jeolojik ve tektonik yapının jeofizik yöntemlerle araştırılması bazen hem pahalı olabilmekte, hem de uzun zaman gerektirebilmektedir. Bu yüzden jeofizik araştırmalar, kısa zamanda, daha az maliyetli olması ve uygulama kolaylığı nedeniyle havadan yapılmaya başlanmıştır. Dünya üzerinde havadan manyetik araştırmalar 1950'li yıllarda artmaya başlamış ve 1960'lı yıllarda en yüksek noktaya ulaşmıştır (Aydın, 1991).

Havadan manyetik araştırmalarda genellikle, toplam manyetik alanı ölçen proton veya optik pompaj manyetometreleri kullanılmaktadır. Manyetometre doğrudan uçağa yerleştirilir. Ancak alıcı denilen sensör veya dedektör uçağa iki şekilde yerleştirilir. Bird (kuş) sistemi olarak isimlendirilen yöntemde, sensör 30-150 m uzunluğunda bir kablo aracılığı ile uçaktan sarkıtılır. İkinci yöntemde ise sensör, uçağın kanadına veya kuyruk kısmına monte edilir. Burada en önemli sorun sensörün uçaktan kaynaklanacak manyetik etkiden arındırılmasıdır. Bu da sensör üzerine sarılacak bobin sistemleri ile yapılmaktadır. Uçuş yüksekliği ve profil aralığı amaca uygun olarak saptanır. Maden arama amaçlı çalışmalarda uçuş yüksekliği 150 m, profil aralığı 500 m civarında seçilebilir. Eğer araştırma rejyonel amaçlı ise uçuş yüksekliği 700-1000 m profil aralığı 1-2 km arasında olabilir. Uçuş yönü, havadan araştırmaların önemli bir sorunudur. Yön planlaması yapılırken, uçuşların manyetik trende dik yönde olmasına dikkat edilmelidir. Diğer önemli bir sorun ise uçağın lokasyonunun saptanmasıdır. Bu da fotoğraf çekme yada radyo aracılığı ile elektronik lokasyon tespit etme şeklinde giderilebilmektedir (Akçığ ve Pınar, 1994).

Ölçüler manyetik şeritler üzerine veya bilgisayar belleğine belirli zaman aralıklarıyla sayısal olarak kaydedilir. Ölçüler alınırken ölçü noktalarının koordinatları ve ölçüm alım zamanı da kaydedilmelidir. Havadan manyetik araştırmalarda ölçüler kısa

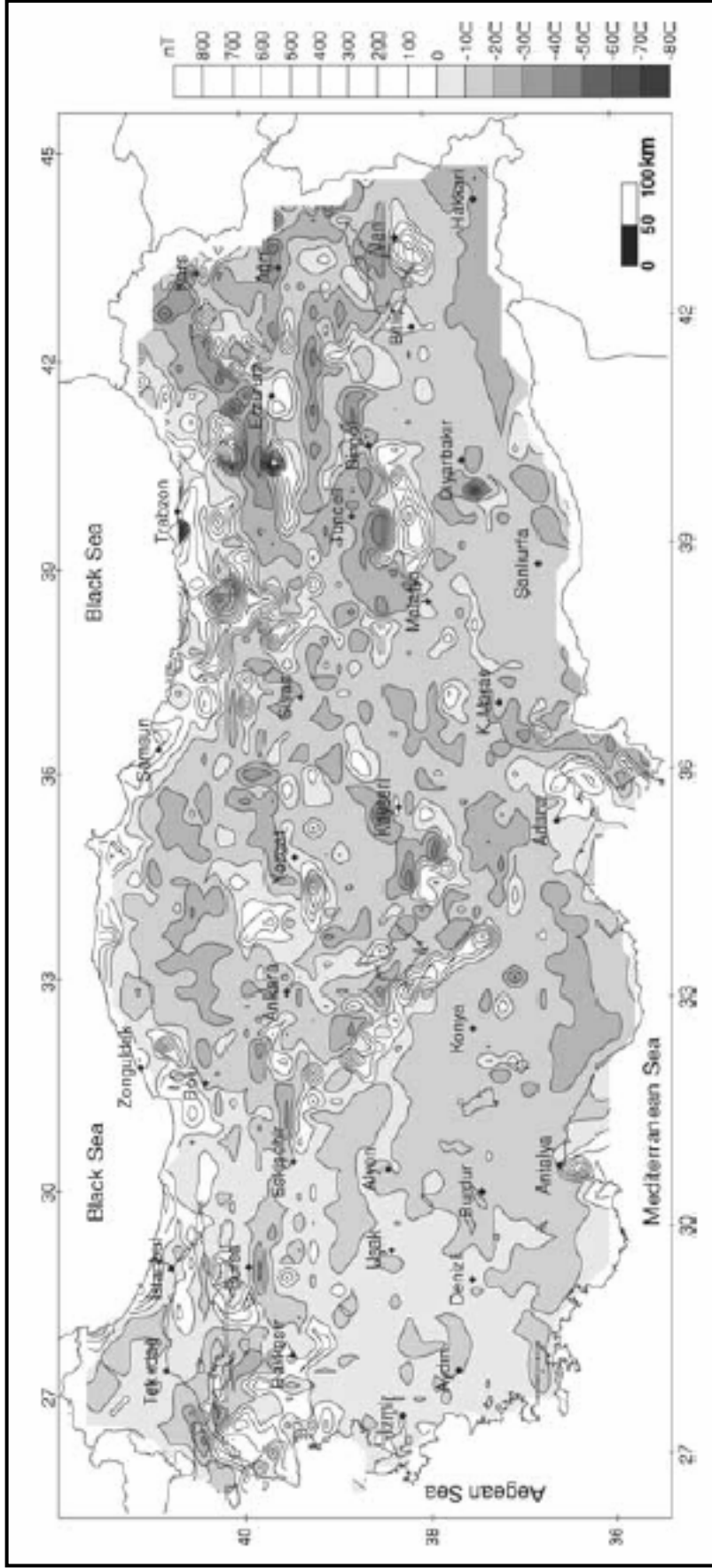
zamanda alındığından yer manyetik alanının değişimlerinin etkisi en aza indirgenmiş olmaktadır (Kenar, 1998).

2.1.2. Türkiye’de Yapılan Havadan Manyetik Araştırmalar

Türkiye’de havadan manyetik araştırmalar ilk olarak 1960 yılında başlamıştır. Bu tarihte Canadian Aero Service isimli bir Kanada şirketi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (M.T.A.) adına batı, orta ve doğu Anadolu’nun bazı yörelerinde demir arama amaçlı uçuşlar yapmışlar ve araştırmalarını 1961 yılında tamamlamışlardır (Hutchison vd., 1962, Aydın ve Karat, 1995). Bu araştırmalar Proton manyetometresi ve sintilometre ile yapılmıştır. 1966 yılında M.T.A. orta ve batı Anadolu’da demir arama amaçlı araştırmalarını yaparken diğer bir yandan da petrol ve jeotermal enerjiye yönelik havadan manyetik araştırmalarını sürdürmüştür. Bir proje olarak ortaya çıkan Türkiye Aeromanyetik Haritaların hazırlanması çalışmalarına 1978 yılında başlanmış ve 1989 yılında tamamlanmıştır (Aydın ve Karat, 1995). Bu projede, uçuşlar 2000 feet yükseklikten yapılmış ve önceki yıllarda başka amaçlı yapılan 2000 feet yükseklikteki uçuş verilerinden de faydalanılmıştır (Karat ve Metin, 1992).

Türkiye aeromanyetik haritalarının hazırlanması için yapılan çalışmalarda, uçuş profilleri, jeolojik ve tektonik yapıları olabildiğince dik kesecek şekilde ve genellikle, kuzey-güney yönlü seçilmiştir. Uçuş profilleri arasındaki mesafeler beklenen yapıya bağlı olarak 1 ile 5 km arasında seçilmiştir. Bu uçuşlarda proton manyetometresi kullanılmış ve toplam manyetik alan şiddeti ölçülmüştür. Kayıtlar bir saniye zaman aralığı ile analog olarak alınmıştır. Bu analog kayıtların topoğrafik haritalar üzerindeki izdüşümleri sayısallaştırılarak 1/100.000, 1/500.000 ve 1/2.000.000 ölçekli manyetik haritalar hazırlanmıştır. Yıllık değişimler, bir önceki yılın, aynı profili üzerinde aynı yükseklikte alınan manyetik ölçülerin ortalamasının, bir önceki yılın ortalamasından çıkartılarak bulunmuştur. Günlük değişimler için, uçuş yapılan bölgede kurulan baz istasyonunda sürekli kayıtlar alınmıştır. Etüdün belli bir günü ve belli bir saati baz alınarak, yer istasyonunda aynı saatte ölçülen manyetik değerlerdeki sapmalar, uçuş değerlerine uygulanan günlük değişim

düzeltilme miktarı olarak belirlenmiştir. Uçuş yönüne bağlı manyetik değişimler ise, etüt öncesi manyetik olarak sakin bir yerde bir nokta üzerinde sekiz değişik yönde uçularak kaydedilen ölçümler ortalamasının, uçuş profilleri yönü olarak seçilen yönde kaydedilen değerlerden çıkartılmasıyla giderilmiştir ve en son olarak 1982 yılına ait IGRF (Uluslar arası jeomanyetik referans aralığı) değerlerinin verilerden çıkartılmasıyla Şekil 2.1’de gösterilen Türkiye Aeromanyetik haritası elde edilmiştir (Aydın ve Karat 1995).



Şekil 2.1. Türkiye aeromanyetik haritası (Aydın vd., 2005)

2.2. Manyetik Yorumlamada Düz ve Ters Çözüm

Bilindiği gibi manyetik yöntem bir doğal potansiyel yöntemi olup, doğal potansiyel alanlar bir çok (uzak ve yakın) yapının etkisini içermektedirler. Bu durumda belirli bir çözümsüzlüğü içerisinde taşımakta ve kesin bir sonuca gitmeyi engellemektedir. Çünkü aynı anomaliye neden olabilecek sonsuz sayıda model oluşturulabilir. Buradaki soruna iki yoldan yaklaşılabilir. Birincisi; eldeki veriden, yapının fiziksel özelliklerini çıkarma yöntemidir ki bu yönteme “**Ters Çözüm**” denir. İkincisi ise; oluşturulan modellerin anomalilerini hesaplayarak sonuca gitme şeklindedir. Bu yönteme de “**Düz Çözüm**” denir.

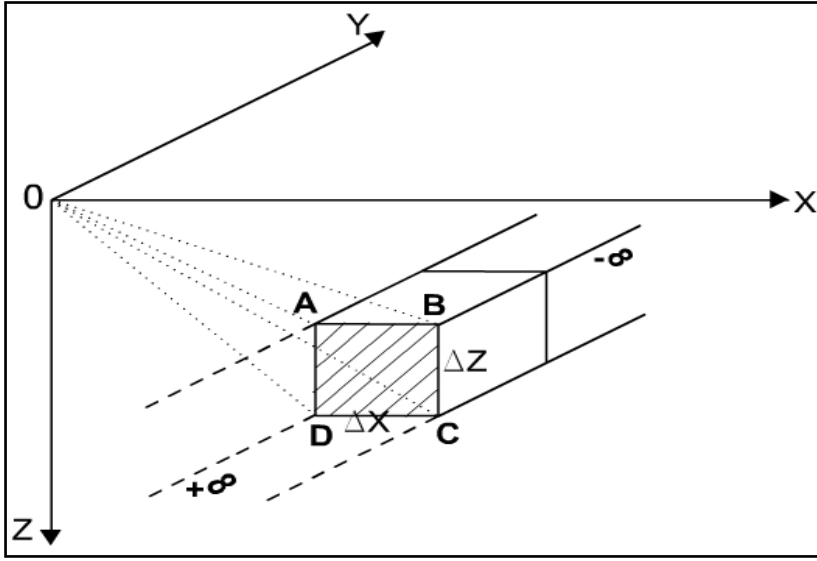
2.2.1. Manyetik Yorumlamada Talwani Modelleme Tekniği

Manyetikte geçerli olan manyetizasyon kavramı da belirlendikten sonra anomali değeri, potansiyel alan kavramından hareketle hesaplanabilir. Yeraltında bulunan bir jeolojik yapının eldeki jeolojik ve jeofizik verilere uygun olarak, geometrik biçimler yardımıyla tanımlanmasına model ve yapıya bu yolla yaklaşılmasına da modelleme denir. Fizik biliminde bu yöntem 17. yüzyıl sonundan beri, doğadaki fiziksel biçimlere geometrik biçimler ve onların bağıntıları yardımıyla yaklaşımı ve çözümü için kullanılmaktadır. Bunun temelleri değişik fiziksel yapılarla Newton, Laplace v.b. gibi bilim adamları tarafından atılmıştır. Jeofizik biliminin gelişmesi ile fiziksel bu yöntemler, jeolojik yapılara uygulanmış ve bu yapılarla ilgili olarak özelleştirilmişlerdir. Öncelikle çok yalın geometrik biçimlere sahip küre, silindir, fay ve yarı sonsuz levha gibi cisimler modellemelerde kullanılmış ve bunlar bir temel noktası oluşturmuşlardır.

Günümüzde jeofizik modelleme çalışmaları iki ve üç boyutlu olup, daha yalın geometrik biçimlerden daha karmaşık biçimlerin modellemesine doğru gitmektedir. İki boyutlu çalışmalarda, bir boyutun diğer iki boyuttan sonsuz büyük olması ve bu büyük boyutun manyetik potansiyelinin durağan kaldığı düşüncesinden yani o boyutun sonsuzda düşünülmesi ilkesinden hareketle çözüme gidilmektedir. Böylece, yapının iki boyutlu, yani düzlem geometri ile düşünülmesini ve x (uzanım) ile z

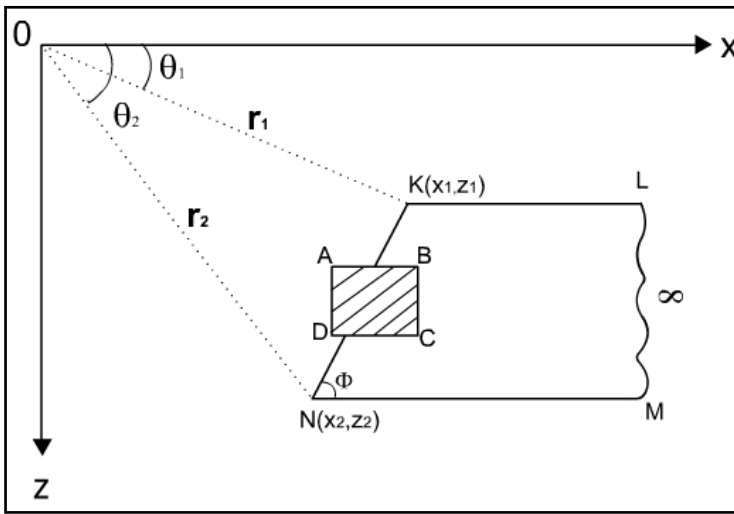
(derinlik) koordinat eksenleri arasında çözümlenebilmesini sağlamaktadır. Burada birim yüzey elemanlarından yola çıkarak ve yine birim yüzey elemanlarının bağıntıları yardımıyla düzgün geometrik biçimli yapıların tüm yüzey kesitleri üzerinde integrali alınarak yapının yaratacağı manyetik potansiyel bulunabilmektedir. Ancak yapının düzgün olmayan biçime sahip olması durumunda, bunların yalın geometrik cisimlere bölünerek, her birinin ayrı ayrı etkilerinin hesaplanması, daha sonra bu etkilerin toplanarak yapının tamamının potansiyelini bulma yoluna gidilmektedir. Bunun için kurulan modeller ve bunların bulunmasını sağlayan bağıntıları Talwani (1973) tarafından gravite için ayrıntılı olarak verilmiştir. Graviteden yola çıkarak manyetik potansiyelin de aynı şekilde hesaplanması mümkün olabilmekte. Sadece gravitede yoğunluk parametresi, yerini manyetikte, manyetizasyon şiddeti kavramına bırakılmaktadır.

Üç boyutlu yapıların etkilerinin bulunmasında ise, üçüncü boyut olan y de hesaba katılmaktadır. Cisim düzlemden hacim biçimine getirilmiş olur. Kullanılan birim eleman da hacim elemanı olmakta ve bundan yararlanarak çözüme gidilmektedir. Fakat çözümlenmeyi yaparken, cisim x ve y uzanım koordinatları arasında bir düzlem olarak ve z derinlik koordinatında da bir çok düzlemin toplamı olarak ya da cismin bir çok düzlemlere ayrılmış biçimi olarak düşünülmektedir. Bunun için oluşturulan düzlemlerin, kalınlığının öteki boyutlar yanında çok küçük kalması gerekmektedir. Yani cismin çok sayıda ince levhalardan meydana geldiği düşünülmektedir. Bu çözümün en büyük yararı, tüm cismin geometrik yapısını en iyi ve en uygun biçimde bulmasıdır. Fakat buna karşın bir çok düzlemin hesaplanmasının gerekliliği ve matematik işlemlerin alacağı zaman çözümlenmede dezavantaj oluşturmaktadır. Talwani (1973)'nin iki ve üç boyutlu modelleme yönteminde yaptığı ise, düzgün bir geometrik biçime sahip olmayan cisimleri n kenarlı çokgenlere yaklaştırarak çözümlenmeye çalışmasıdır. Bu yöntemde, çokgenin kenar sayısının artması ile gerçek yapıya daha iyi yaklaşılabilir.



Şekil 2.2. Üç boyutlu yapının, iki boyutluya dönüştürülmesi

Üç boyutlu bir cismin oluşturacağı manyetik etkiyi ortaya koyan bağıntılar yardımıyla iki boyutlu cisimlerin çözümüne ulaşmak için bir boyutun sonsuza uzanması gerekmektedir (Şekil 2.2). Bu işlem cismi iki boyutlu olarak düşünebilme ve uygulama olanağı sağlamaktadır. Şekil 2.2’de görüldüğü gibi ve köşeleri ABCD, kenarları x,z eksen yönünde olan ve y yönünde $(-\infty, +\infty)$ uzanım gösteren bir cisim olsun. İki boyutlu yapı, ancak x eksen yönünde yarı sonsuz ve z eksen yönünde sonlu bir prizma durumuna getirilerek çözümlenebilir (Şekil 2.3).



Şekil 2.3. İki boyutlu bir yapının yarı sonsuz bir prizma durumuna getirilmesi

Şekil 2.3’de görülen prizmanın KN kenarının 0 noktasında yaratacağı etki ve bunun yatay bileşeni (H) ve düşey bileşeni (V) (2.1) deki bağıntılar yardımıyla bulunabilmektedir.

$$H = 2\text{Sin}\phi \left\{ \begin{array}{l} J_x \left[(\theta_2 - \theta_1)\text{Sin}\phi - \text{Cos}\phi \cdot \log \frac{r_2}{r_1} \right] + \\ J_z \left[(\theta_2 - \theta_1)\text{Cos}\phi + \text{Sin}\phi \cdot \log \frac{r_2}{r_1} \right] \end{array} \right\} \quad (2.1)$$

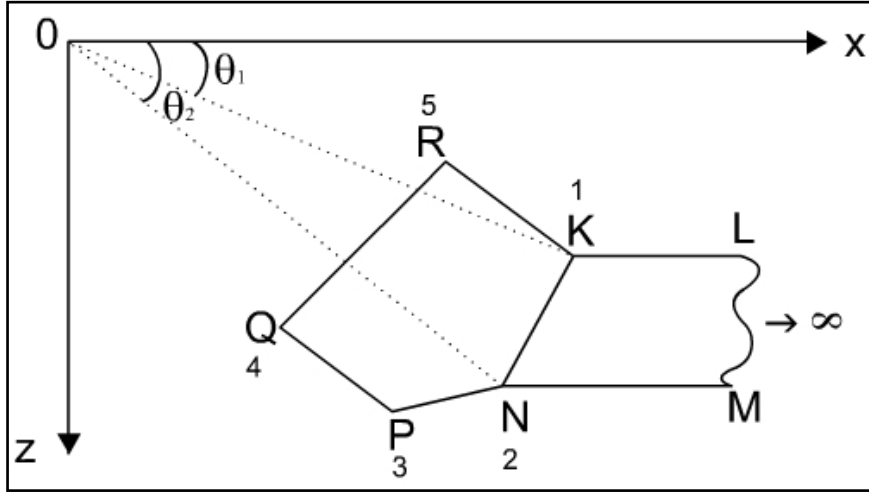
$$V = 2\text{Sin}\phi \left\{ \begin{array}{l} J_x \left[(\theta_2 - \theta_1)\text{Cos}\phi + \text{Sin}\phi \cdot \log \frac{r_2}{r_1} \right] - \\ J_z \left[(\theta_2 - \theta_1)\text{Sin}\phi - \text{Cos}\phi \cdot \log \frac{r_2}{r_1} \right] \end{array} \right\}$$

Bir kenarın etkisinden yola çıkarak, bir çok kenarın etkisi çokgenler yoluyla bulunabilmektedir. Bunun için KLMN prizmasının bir kenarını kapsamak üzere bir KNPQRK çokgeni düşünülerek çözüme gidilebilmektedir (Şekil 2.4). Çözüme sokulan bu çokgenin KN kenarının etkisini ve bunun bileşenleri (2.1) bağıntısı yardımı ile bulunmaktadır. Tümleme işlemleri saat yönünde (2.1) bağıntısı yardımı ile ayrı ayrı işleme sokularak diğer tüm kenarların etkisi belirlenir. Bu kenarların sıra ile toplamı ise KNPQRK çokgeninin yaratacağı etkiyi vermektedir.

Bu çokgenin yaratacağı etkiyi bulurken işlemlerin daha yalın bir duruma gelmesi için (2.1) bağıntısı aşağıdaki gibi yazılabilir,

$$H = 2(J_x \cdot P + J_z \cdot Q) \quad (2.2)$$

$$V = 2(J_x \cdot Q - J_z \cdot P)$$



Şekil 2.4. KLMN prizması yardımıyla çözüme ulaşmak için oluşturulan KNPQRK çokgen modeli

Burada, bir kenar için P ve Q aşağıdaki gibi verilebilir;

$$P = \frac{Z_{21}^2}{Z_{21}^2 + X_{12}^2}(\theta_1 - \theta_2) + \frac{Z_{21} \cdot X_{12}}{Z_{21}^2 + X_{12}^2} \cdot \log \frac{r_2}{r_1} \quad (2.3)$$

$$Q = \frac{Z_{21} \cdot X_{12}}{Z_{21}^2 + X_{12}^2}(\theta_1 - \theta_2) - \frac{Z_{21}^2}{Z_{21}^2 + X_{12}^2} \cdot \log \frac{r_2}{r_1}$$

Yine burada $X_{12} = X_1 - X_2$, $Z_{21} = Z_2 - Z_1$ 'dir. Burada $Z_2 > Z_1$ ise eksi (-), $Z_2 < Z_1$ ise artı (+) değer almaktadır. (2.2) ve (2.3) bağıntıları sayısal duruma getirilerek bilgisayarlara uygulanabilmektedir. Yani P ve Q,

$$P = \sum_{i=1}^{N-1} \left\{ \frac{(Z_{i+1} - Z_i)^2}{(Z_{i+1} - Z_i)^2 + (X_i - X_{i+1})^2} (\theta_i - \theta_{i+1}) + \frac{(Z_{i+1} - Z_i)(X_i - X_{i+1})}{(Z_{i+1} - Z_i)^2 + (X_i - X_{i+1})^2} \cdot \log \left(\frac{\sqrt{X_{i+1}^2 + Z_{i+1}^2}}{\sqrt{X_i^2 + Z_i^2}} \right) \right\} \quad (2.4)$$

$$Q = \sum_{i=1}^{N-1} \left\{ \frac{(Z_{i+1} - Z_i)(X_i - X_{i+1})}{(Z_{i+1} - Z_i)^2 + (X_i - X_{i+1})^2} (\theta_i - \theta_{i+1}) - \frac{(Z_{i+1} - Z_i)^2}{(Z_{i+1} - Z_i)^2 + (X_i - X_{i+1})^2} \cdot \log \left(\frac{\sqrt{X_{i+1}^2 + Z_{i+1}^2}}{\sqrt{X_i^2 + Z_i^2}} \right) \right\} \quad (2.5)$$

şeklini almaktadır. Burada kapalı bir poligon oluşturan çokgenin ilk köşe koordinatının tekrarlanması sebebiyle N, yapının köşe koordinatlarının (X_i, Z_i) sayısından bir fazlasını simgelemektedir.

Manyetizasyon şiddeti J'nin, x ve z koordinat eksenindeki bileşenleri J_x ve J_z 'dir. Eğer kalıcı manyetizasyon varsa ve x eksenini coğrafik kuzeyle C açısını yapıyorsa, bunların değeri;

$$J_x = J \cdot \cos A \cdot \cos(C - B) \quad (2.6)$$

$$J_z = J \cdot \sin A$$

olur. Burada A manyetizasyonun inklinasyonu, B manyetizasyonun denklinasyonu ve C ise x eksenini ile coğrafik kuzeyin yaptığı açıdır. Eğer manyetizasyon yalnız indükleme ile olmuşsa J_x ve J_z aşağıdaki gibi olmaktadır;

$$J_x = J \cdot \cos I \cdot \cos(C - D) \quad (2.7)$$

$$J_z = J \cdot \sin I$$

Burada, $J = k \cdot f$ manyetizasyon şiddeti, k süseptibilite, F yer kürenin toplam manyetik alanı, I yer kürenin manyetik alanının inklinasyonu (eğim açısı), D yer kürenin manyetik alanının denklinasyonu (sapma açısı) olmak üzere, toplam bileşen yer kürenin manyetik alanı yönünde kabul edilirse şu şekilde ifade edilebilir;

$$T = V.SinI + H.CosI.Cos(C - D) \quad (2.8)$$

İki boyutlu poligonal kesitli yapıların, manyetik anomalilerin hesaplanmasında kullanılan, Talwani yöntemi olarak adlandırılan ve yukarıda detayları verilmeye çalışılan bu teknik Talwani ve Heirtzler (1964) tarafından ileri sürülmüştür.

2.3. Jeofizik Yorumlamada Ters Çözüm

Fen bilimlerinin doğası gereği, çözümü istenen sorun bazı sayısal değerlerin hesaplanmasına indirgenmelidir. Belirlenmeye çalışılan sayısal değerlere “parametre” ve parametrelerin hesaplanmasına da “ters çözüm” (inversion) denilmektedir. Ters çözüm, bir veri kümesinden, ele alınan problemin sonucunu veren parametrelerin hesaplanması olarak da tanımlanabilir. Bir başka deyişle ölçülen veriden, parametre değerlerinin hesaplanmasına “ters çözüm” denilmektedir. Ters çözüm, veri-parametre ilişkisine bağlı olarak, doğrusal ve doğrusal olmayan problemler olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Eğer, veri ve parametre arasındaki ilişki bir düzey denklemi ile ifade edilebiliyor ise, problem doğrusaldır (linear) ve parametreler, ölçülen veriden düzey işlemleri ile hesaplanabilmektedir (Başokur, 2002). Şöyle ki; jeofizik problemlerin bazılarında ters çözüm için belirlenen model fonksiyonlarında model tepkisi ile model parametreleri arasındaki ilişki doğrusaldır. Burada modele ait parametreler model fonksiyonunun bilinmeyenlerini oluşturmaktadır. \mathbf{A} model parametrelerinin, matematiksel modeli tanımlayan \mathbf{F} fonksiyonunda yerine konmasıyla elde edilen $\mathbf{F}(\mathbf{A})$ model yanıtı olarak adlandırılmaktadır. Bu yaklaşım bir düz problem çözümüdür. \mathbf{x} yatay mesafeyi göstermek üzere $\mathbf{g}(\mathbf{x}, \mathbf{A})$ gözlemsel değerlerinden \mathbf{A} parametre dizeyinin bulunması ise ters çözüm problemidir. \mathbf{A} parametre dizeyinin bulunması için,

$$g(x, A) - F(x, A) = 0 \quad (2.9)$$

denkleminin çözülmesi gerekir. Bunun doğrusal olması durumunda çözülmesi gereken bir doğrusal denklem takımıdır. Sonuç olarak, doğrusal ters problem çözümleri bir doğrusal denklem sistemini çözüp bilinmeyenleri belirlemek demektir (Canitez, 1997).

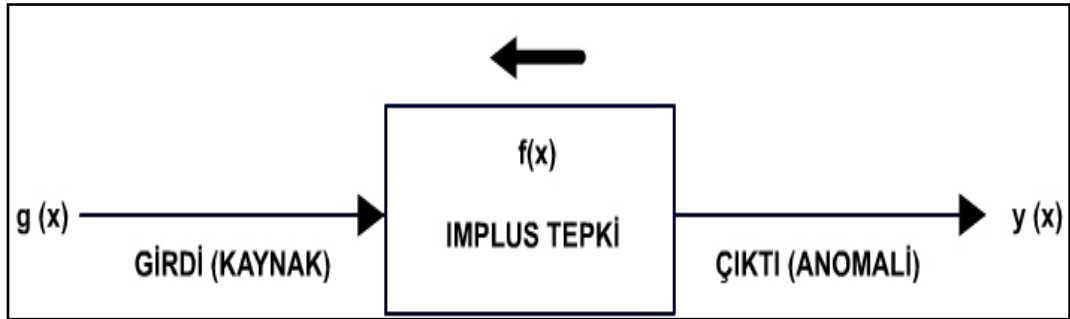
Eğer, veri ve parametreler arasındaki ilişki, düzey denklemleri ile ifade edilemiyorsa, problem doğrusal değildir ve parametreleri çözmek için bir çok kez model yanıtın hesaplanması gerekmektedir. Bu durumda, ters çözüm yöntemi, ölçülen veri ile

kuramsal veri arasında (önceden belirlenen bir ölçüt çerçevesinde) çakışma sağlayan parametrelerin bulunması esasına dayanır.

Her iki ters çözüm probleminde de yeraltının gerçekçi temsili için seçilen modelin türü oldukça önemlidir. Eğer 1-B model kullanılır ise hesaplamalar daha kolay yapılmaktadır. Ancak 1-B ters çözüm, yeraltı katmanlarının yatay olması durumunda doyurucu sonuç üretmektedir. Aksi takdirde, 2-B ters çözüm yönteminin kullanılması gerekir. Ölçü noktalarının düz bir hat üzerinde bulunması durumunda, 2-B ters çözüm işlemi uygulanabilmektedir. Arama bölgesinde çok sayıda ölçü hattı bulunması durumunda 3-B ters çözüm işleminin en iyi sonuçları vereceği kaçınılmazdır (Başokur, 2002).

2.3.1. Doğrusal Dizge Yaklaşımlarında Ters Çözüm

Bir doğrusal dizge gibi modellenebilen problemlerin ters çözümünde amaç dizgenin girdisini bulmaya çalışmaktır (şekil 2.5).



Şekil 2.5. Doğrusal dizge kuramında ters çözüm (Canitez, 1997)

Doğrusal dizgede çıktı, girdinin impuls tepki fonksiyonu ile konvolüsyonundan (evrişiminden) oluşmaktadır. Yani çıktı evrişmiş bir izdir. Böyle bir izden girdiyi elde edebilmek için çıktı üzerindeki konvolüsyon işlemini kaldırmak gerekmektedir. Başka bir deyişle dizgenin yaptığı işlemin evriği olan işlemi yapmak gerekmektedir. Örneğin dizge bir türev işlemi yapıyorsa bunu kaldırmak için tersi olan tümeleme işlemini yapmak gerekmektedir. Yine girdi x , çıktı $y=\ln x$ ise yani logaritma alıyorsa girdiyi bulmak için logaritmanın tersini $x=e^y$ ifadesini bulmak gerekmektedir.

Doğrusal dizgede konvolüsyon işleminin tersi olan işleme “dekonvolüsyon (tersevrışim)” adı verilmektedir. Bu durumda doğrusal dizge problemlerinde ters çözümün yapılabilmesi için dekonvolüsyon yapan bir dizgenin kurulması gerekmektedir (Canitez, 1997).

2.3.2. Manyetik Yorumlamada Dekonvolüsyon

Gözlenen bir manyetik anomali, manyetik kaynak ile bu kaynağın impuls tepki fonksiyonu ile konvolüsyonundan oluşmaktadır. Bilindiği gibi zamanla değişmez bir doğrusal dizgenin girdi ve çıktısı arasındaki konvolüsyon integrali aşağıdaki gibidir.

$$y(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(x) \cdot f(x - \tau) d\tau \quad (2.10)$$

Burada $g(x)$ girdiyi, $y(x)$ çıktıyı simgelerken, $f(x)$ dizgenin impuls biçimli bir girdiye yanıtıdır. Dekonvolüsyonda amaç çıktı üzerindeki konvolüsyonu kaldırarak girdiyi bulmaktır. Buna göre (2.10) eşitliğinin düzenlenmesi ile girdi fonksiyonu elde edilebilmektedir;

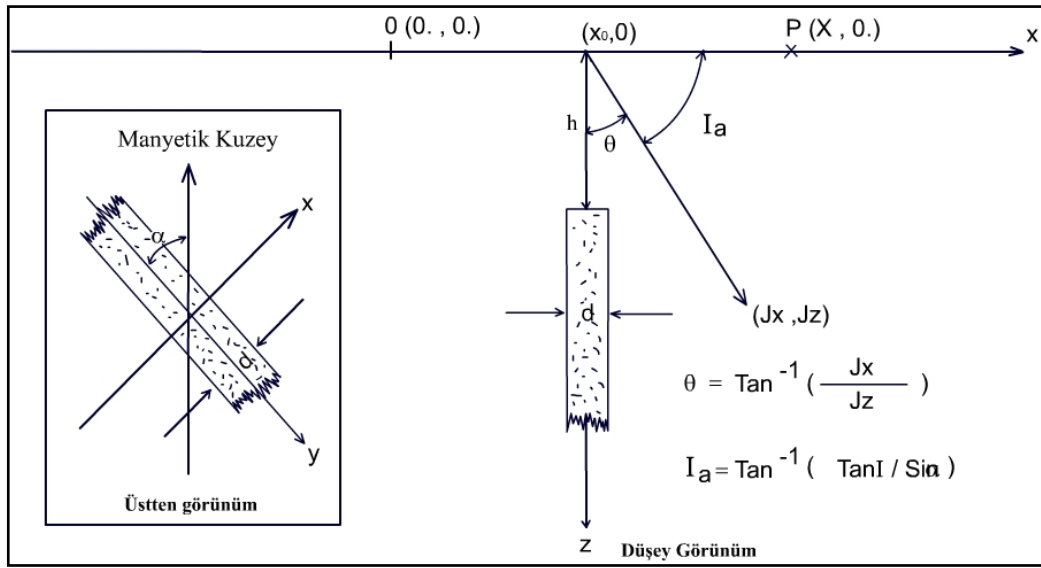
$$g(x) = y(x) * f(x)^{-1} \quad (2.11)$$

Burada $f(x)^{-1}$ impuls tepki fonksiyonunun tersidir. Şekil (2.5) dekonvolüsyon tekniğinin bir ters problem olarak çözümünü de göstermektedir.

2.4. Werner Dekonvolüsyonu

Tekniğin esası, gözlenen bir anomaliden kalkarak, bu anomaliye neden olan kaynağın modellenmesine dayanmaktadır. Böylece iteratif olamayan bir ters çözüm tekniği olarak da tanımlanabilmektedir. Kuramsal sadeliği ve uygulama kolaylığı açısından en çok tanınan ve rağbet gören tekniklerden biridir. Özellikle petrol aramalarına yönelik çalışmalarda manyetik temel derinliğini belirlemek amacıyla yaygın bir şekilde kullanılmaktadır.

Werner (1953), alt ucu sonsuza uzanan ince bir dayk modelin (Şekil 2.6) toplam manyetik alan anomalisinin analizinde bir metot ileri sürmüştür. Werner 'in adını alan bu metot bazı araştırmacılar tarafından geliştirilip otomatik yorum tekniği olarak literatürde yerini almaktadır. Teknik, belirli bir kaynak geometrisinin önceden tasarlanmasını gerektirmektedir. Çünkü Werner tekniğinin ters probleme yaklaşımı, asıl jeolojik yapının basit ve ideal biçimli homojen bir kaynak dağılımından (dayk, kontak, ribbon vb.) oluştuğu esasına dayanmaktadır.



Şekil 2.6. İki boyutlu düşey, ince bir daykın parametreleri (Ku ve Sharp, 1983)

Burada söz konusu kaynağın anomali ve türev eşitliğinin, azalma derecesi 1 birim olan rasyonel bir fonksiyon şeklinde tanımlanması gerekmektedir. Bu durumda şekil (2.6) da gösterildiği gibi x eksenine dik doğrultuda uzanan, kalınlığı d olan, derinliği h olan, dik bir daykın üst yüzeyinin merkezinin oluşturduğu $(x_0=0,h)$ lokasyonundaki manyetik toplam alan şiddetini veren bağıntı aşağıdaki gibi verilmiştir (Ku ve Sharp, 1983);

$$T(x) = \frac{A.x + B.h}{x^2 + h^2} \quad (2.12)$$

(2.12) eşitliği herhangi bir yatay (x_0,h) lokasyonunda (2.13) eşitliğindeki formu almaktadır (Ku ve Sharp, 1983).

$$T(x) = \frac{A(x - x_0) + B.h}{(x - x_0)^2 + h^2} \quad (2.13)$$

Bu eşitlikte A ve B terimleri;

$$A = -2d(J_x \cdot \sin I + J_z \cos I \cdot \sin \alpha) \quad (2.14)$$

$$B = 2d(-J_z \cos I \cdot \sin \alpha + J_x \cdot \sin I) \quad (2.15)$$

şeklinde tanımlanmaktadır. (2.13), (2.14) ve (2.15) eşitliklerindeki diğer terimler ise;

I : Etkin manyetik alanının (F) inklinasyonu,

α : saat yönünün tersi pozitif olmak üzere dayk doğrultusunun manyetik kuzeyle yaptığı açı,

J_x ve J_z : sırasıyla manyetik kutuplanma vektörünün yatay ve düşey bileşenleri,

x_0 : dayk merkezinin x eksenindeki konumunun koordinatı,

h : daykın tepe noktasına olan derinlik,

d : daykın kalınlığı olarak verilmiştir.

Ku ve Sharp (1983), Werner'in tanıttığı bu bağıntıyı, ikinci dereceden bir çok terimli ekleyerek, anomali üzerindeki bölgesel etkileri aşağıdaki eşitlikteki gibi geliştirmişlerdir.

$$T(x) = \frac{A(x - x_0) + B.h}{(x - x_0)^2 + h^2} + C_2 x^2 + C_1 x + C_0 \quad (2.16)$$

Buradaki polinomun derecesi, komşu kütlelerden kaynaklanan anomalilerin etkisi (rejyonel etki) ile ilgilidir. (2.16) eşitliğindeki bazı terimlerin birleştirilip yeniden yazılması ile Ku ve Sharp (1983) aşağıdaki eşitliği elde etmişlerdir;

$$T_i \cdot x^2 = a_0 + a_1 x_i + a_2 x_i^2 + a_3 x_i^3 + a_4 x_i^4 + b_0 T_i + b_1 x_i T_i \quad (2.17)$$

Burada;

$$a_0 = -A.x_0 + B.h + x_0^2.C_0 + h^2.C_0$$

$$a_1 = A + C_1.x_0^2 + C_1.h^2 - 2x_0.C_0$$

$$a_2 = C_2.x_0^2 + C_2.h - 2x_0.C_1 + C_0$$

$$a_3 = -2x_0.C_2 + C_1$$

$$a_4 = C_2$$

$$b_0 = -x_0^2 - h^2$$

$$b_1 = 2x_0$$

(2.17) eşitliğinin $a_0, a_1, a_2, a_3, a_4, b_0$ ve b_1 'den meydana gelen 7 adet bilinmeyen, 7 noktadaki değerler ve bunların koordinatlarının yerlerine konulmasıyla elde edilecek 7 eşitlikten hesaplanabilir. (2.16) eşitliğinde a eşitliklerinden hesaplanan C_0, C_1 ve C_2 değerleri komşu anomali etkisini (gürültüyü) verir. b_0 ve b_1 eşitliklerinden de, x_0 ve h aşağıdaki bağıntılar (Ku ve Sharp, 1983) yardımıyla hesaplanabilir.

$$x_0 = \frac{b_1}{2}, \quad h = (-b_0 - x_0^2)^{1/2} \quad (2.18)$$

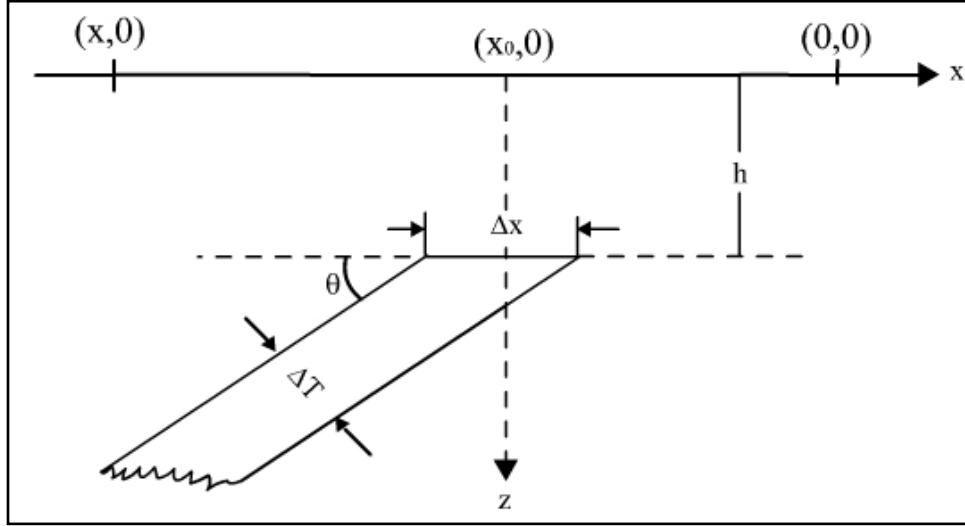
Çözüm aşamasında oluşturulacak matris aşağıdaki gibi olacaktır.

$$\begin{bmatrix} T_1 x_1^2 \\ T_2 x_2^2 \\ T_3 x_3^2 \\ T_4 x_4^2 \\ T_5 x_5^2 \\ T_6 x_6^2 \\ T_7 x_7^2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & x_1 & x_1^2 & x_1^3 & x_1^4 & T_1 & T_1 x_1 \\ 1 & x_2 & x_2^2 & x_2^3 & x_2^4 & T_2 & T_2 x_2 \\ 1 & x_3 & x_3^2 & x_3^3 & x_3^4 & T_3 & T_3 x_3 \\ 1 & x_4 & x_4^2 & x_4^3 & x_4^4 & T_4 & T_4 x_4 \\ 1 & x_5 & x_5^2 & x_5^3 & x_5^4 & T_5 & T_5 x_5 \\ 1 & x_6 & x_6^2 & x_6^3 & x_6^4 & T_6 & T_6 x_6 \\ 1 & x_7 & x_7^2 & x_7^3 & x_7^4 & T_7 & T_7 x_7 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ a_4 \\ b_0 \\ b_1 \end{bmatrix} \quad (2.19)$$

(2.13) no'lu bağıntıya birinci dereceden bir polinom eklenmesi durumunda 6, ikinci dereceden bir polinom eklenmesi durumunda ise 7 adet bilinmeyen parametre çözülecektir.

2.4.1. Manyetik 1. Yatay Türev Dekonvolüsyonu

Düşey, ince bir daykın toplam manyetik alan anomalisi (Ku ve Sharp, 1983) tarafından (2.13) no'lu bağıntı ile yukarıda verilmişti. Yine aynı çalışmada eğimli ince bir daykın (Şekil 2.7) toplam manyetik alan anomalisi (2.20) bağıntısı ile verilmektedir.



Şekil 2.7. İki boyutlu eğimli, ince daykın parametreleri (Ku ve Sharp, 1983)

$$T(x) = \frac{A'(x - x_0) + B'h}{x^2 + h^2} \cdot \Delta T \quad (2.20)$$

Bu eşitlikte;

$$\Delta T = \Delta x \cdot \sin \theta \quad (2.21)$$

İnce düşey dayk için verilen (2.14) ve (2.15) eşitliklerindeki A ve B ifadeleri aşağıdaki gibi düşünülebilir,

$$A = A' \Delta T \quad (2.22)$$

$$B = B' \Delta T \quad (2.23)$$

(2.21) no'lu bağıntı (2.22) ve (2.23) eşitliklerinde yerine konursa, A ve B ifadeleri

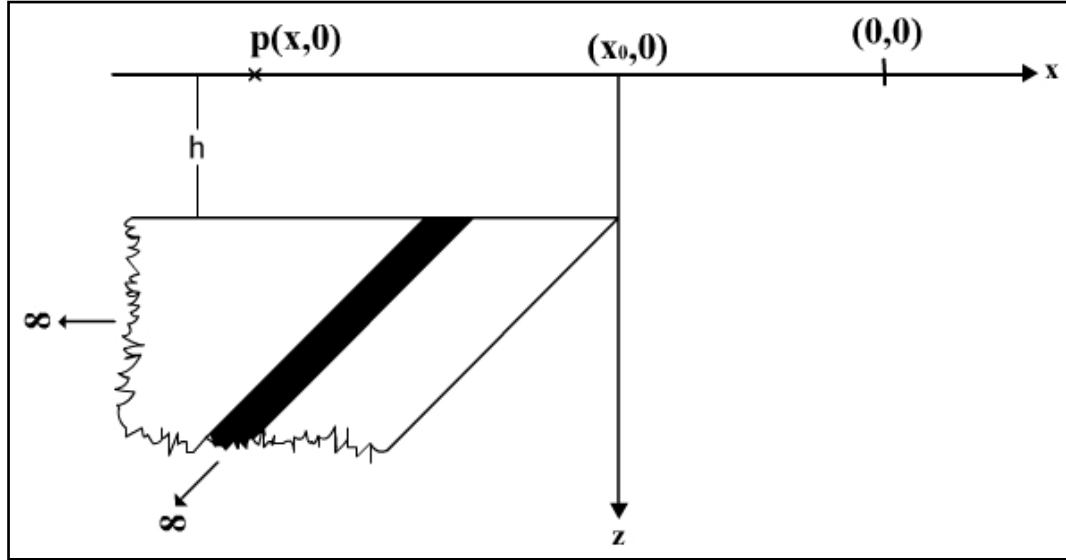
$$A = A' \cdot \sin \theta \cdot \Delta x = A'' \Delta x \quad (2.24)$$

$$B = B' \cdot \sin \theta \cdot \Delta x = B'' \Delta x \quad (2.25)$$

şeklini alır. Bu durumda eğimli, ince daykın herhangi bir $(x,0)$ noktasındaki toplam manyetik alan anomalisini veren (2.20) no'lu eşitlik ,

$$T(x) = \frac{A''(x - x_0) + B''h}{(x - x_0)^2 + h^2} \cdot \Delta x \quad (2.26)$$

eşitliğine dönüşür.



Şekil 2.8. Eğimli basamak yapıya geçişi gösteren iki boyutlu yapı ve parametreleri (Ku ve Sharp, 1983)

Şekil (2.8) de gösterildiği gibi çok sayıda birbirine paralel eğimli ince daykların oluşturduğu kalın bir yapı düşünülebilir. Burada eğimli ince daykın, anomali bağıntısının integrali, kuramsal olarak bir araya gelmiş ince daykların oluşturduğu kalın cismin manyetik anomalisini vermektedir.

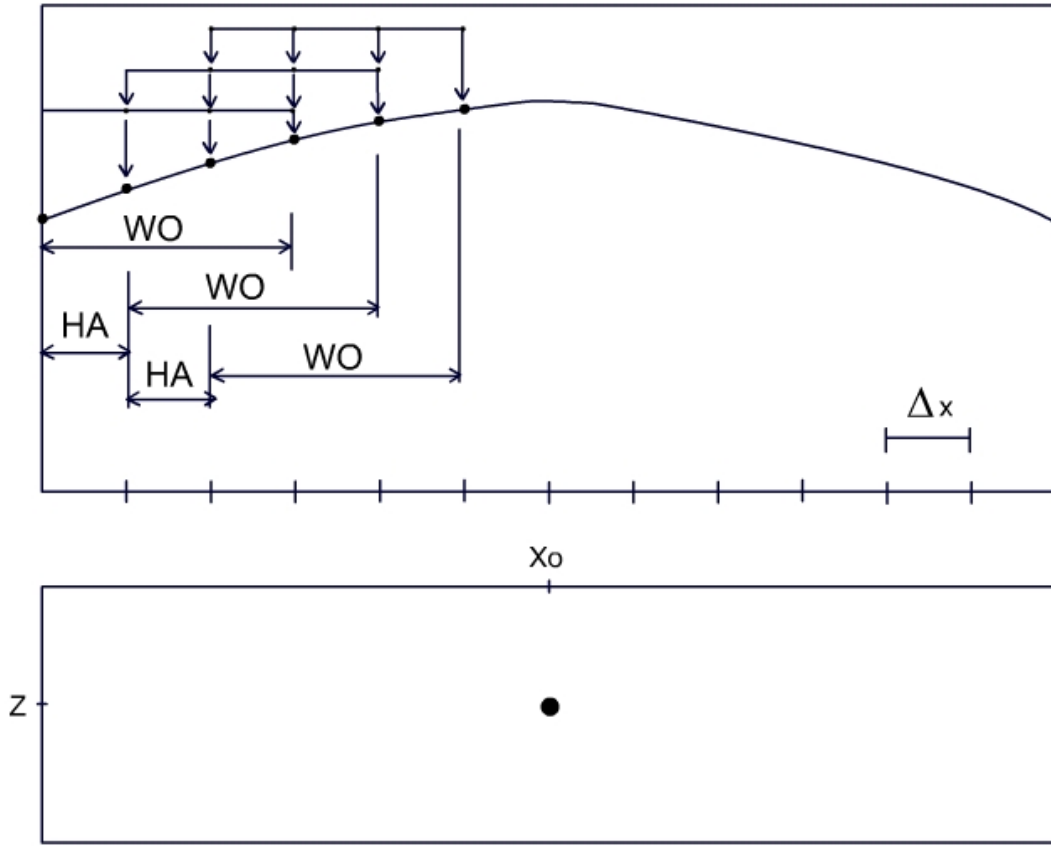
$$T(x) = \int_{-\infty}^0 \frac{A''(x - x_0) + B''h}{(x - x_0)^2 + h^2} dx \quad (2.27)$$

2.4.2. Werner Dekonvolüsyonu Uygulama Tekniği

Daha önce de belirtildiği gibi Werner dekonvolüsyon tekniğinin esası belirli bir kaynak geometrisinin kabul edilmesine dayanır. Bu kabule göre yeraltındaki jeolojik dağılımin, yarı-sonsuz ve homojen kaynaklardan (dayk, kontak, düşey basamak, ribbon) oluğuğu varsayılır. Daha sonra Werner tekniğinin uygulanacağı kaynak model verisi elde edilmelidir. Manyetikte kaynak model ince dayk ise, doğrudan manyetik anomali (T), manyetik model kontak ise, birinci yatay türev (T_x) veya birinci düşey türev (T_z) kullanılmaktadır. Bu çalışmada kullanılan programda yatay türevler lagrange veya kübik spline enterpolasyon yöntemleriyle bulunabilmektedir. Düşey türevler ise kübik spline yöntemi ile hesaplanmaktadır.

Werner dekonvolüsyonunda eşit örnekleme aralığındaki (Δx) veri gruplarını kapsayan bir operatör (WO), sabit bir hareketli aralığa (HA) göre tüm profil boyunca kaydırılır (Şekil 2.10 üst kısım). Böylece her defasında oluğturulan lineer bağıntılar sisteminin çözülmesi ile , kaynağın geometrik (x_0, h) ve alan (A,B) parametreleri belirlenir. Burada asıl amaç anomali kaynağının modellenmesi olduğundan, kaynağın geometrik parametreleri esas alınır ve çözölen değerler uygun bir ölçekte işaretilenir (Şekil 2.10 alt kısım).

Werner tekniğinde operatör boyu ve hareketli aralık için standart bir değer yoktur. Her ikisi de örnekleme aralığına bağlıdır. Çünkü operatör boyu eşit örnekleme aralığındaki veri gruplarını kapsar. Hareketli aralık ise örnekleme aralığının katları şeklinde belirlenir ($HA=1\Delta x, 2\Delta x, \dots n\Delta x$). Güröltü içermeyen veriler için 4-nokta Werner operatörü model parametrelerinin çözümünde tam tanımlı bir lineer bağıntılar sistemi sunar. Operatör boyu 4'den büyük seçilirse model parametrelerinin bulunması için aşırı tanımlı bir sistemin çözölməsi gerekir. Verilerin güröltü içermesi durumunda, 6-nokta veya 7-nokta operatörü ile güröltü polinom katsayıları (C_0, C_1, C_2) kolayca belirlenir.



Şekil 2.10. Werner dekonvolüsyon tekniğinin bir profil boyunca uygulanması (Oruç 1994). Üstteki şekil örnekleme aralığını (Δx), Werner operatörünü (WO) ve hareket aralığını (HA) göstermektedir. (Bu örnekte $WO = 4.\Delta x$ ve $HA = 1.\Delta x$ alınmıştır ve ok işareti operatörün hareket yönünü gösterir.) Altteki şekil x_0 -h çözümünün işaretlenmesini göstermektedir. (Çözümün bir noktada odaklandığı kabul edilmiştir).

Werner uygulamalarında amaç, mümkün olduğunca çok sayıda derinlik çözüm kümelenmeleri oluşturmaktır. Bu durum, yorumun güvenilirliği açısından önemlidir. Operatör boyu da bu durum dikkate alınarak seçilmelidir. Operatör boyu anomaliyi temsil etmelidir. Özellikle fazla sayıda piklere sahip olan bir anomali profilinde operatör boyu bu pikleri kapsayacak şekilde seçilmelidir. Hareketli aralığın bir örnekleme aralığı kadar olması, daha fazla verinin işleme sokulması ve yorum için yeterli sayıda derinlik çözümünün elde edilmesi bakımından idealdir. Ancak farklı konumlarda yer alan kütleler gibi bazı özel yapıların yanıltıcı sonuçları bulunabilir. Bu durum özellikle doğrudan manyetik anomali çözümlerinde görülür. Burada özellikle örnekleme aralığının çok sık olması ve hareketli aralığının da 1 örnekleme aralığında seçilmesi durumunda kütleler arasındaki geçiş bölgelerinde yanıltıcı sonuçlar bulunabilir. Böyle bir durumda hareket aralığının 2 örnekleme aralığında

seçilmesi faydalı olabilir. Örnekleme aralığının gereğinden daha fazla geniş tutulması ise hareketli aralığın 1 örnekleme aralığında seçilmesi durumunda bile, yorum için yeterli sayıda derinlik çözümünün elde edilmemesine neden olabilmektedir. Werner tekniğine ait uygulamalarda, anomali profilinin özellikle büküm noktalarını kapsayan uygun bir örnekleme aralığı için, Werner operatörünün 4-nokta, hareketli aralığın da 1 veya 2 örnekleme aralığı olarak seçilmesi önerilebilir. Hareketli aralık tüm profil boyunca aynı olmalıdır.

Sonuç olarak; Werner tekniği gerek uygulama kolaylığı gerek kuramsal sadeliği yönleriyle manyetik temel derinliği hesaplamalarında en sık başvurulan bir tekniktir. Ancak, seçilen pencere genişliğinin anomali veya anomalilerin dalga boyu kadar olmaması halinde, bulunan sonuçlar bazı kararsızlıklar doğurabilmekte ve yorumlama için oldukça iyi bir deneyim gerektirmektedir. Bu yüzden uygulamalarda pencere genişlikleri birkaç kez değiştirilerek sonuç alınmaya çalışılmalıdır.

2.5. Euler Dekonvolüsyonu

Euler dekonvolüsyonu da, Werner dekonvolüsyonu gibi jeolojik süreksizliklerin konum ve derinliklerinin saptanmasında kullanılmaktadır.

Kartezyen koordinat sistemindeki bir $f(x, y, z)$ işlevi, $z=0$ (z aşağıya doğru pozitif) gözlem düzlemini, x eksenini kuzeyi ve y eksenini doğuyu göstermek üzere eğer aşağıdaki (2.30) eşitliğini sağlıyorsa $f(x, y, z)$ işlevi n 'inci dereceden homojen denklem olarak adlandırılır.

$$f(t_x, t_y, t_z) = t^n \cdot f(x, y, z) \quad (2.30)$$

Eğer $f(x, y, z)$ n 'inci dereceden harmonik bir işlev ise, Thompson (1982) tarafından verilen ve Euler türdeşlik eşitliği veya Euler homojenite eşitliği olarak bilinen eşitlik aşağıdaki gibidir.

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad (2.31)$$

Aynı eşitlik Blakely (1995) tarafından aşağıdaki şekilde de tanımlanmaktadır.

$$r \nabla f = -nf \quad (2.32)$$

Ölçüm düzlemine bağlı olarak x_0, y_0 ve z_0 noktasında yerleşmiş noktasal bir kaynak ele alınmak suretiyle toplam manyetik alan şiddeti aşağıdaki gibi olmaktadır.

$$\Delta T(x, y, z) = f[(x - x_0), (y - y_0), (z - z_0)] \quad (2.33)$$

(2.33) bağıntısının Euler eşitliğinde yerine konmasıyla (2.34) eşitliği elde edilmektedir.

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -n \Delta T(x, y, z) \quad (2.34)$$

(2.34) denklemi üç boyutlu (3-B) Euler eşitliği olarak bilinmekte ve harita düzleminde manyetik verilerin değerlendirilmesinde kullanılmaktadır. Ölçümlerin $z=0$ düzleminde, x eksenini boyunca yapılması ve $y=0$ kabulü ile problem iki boyutlu hale gelmektedir. Başka bir deyişle yapının x yönündeki genişliği y yönündeki genişliğinden çok büyükse eşitlik (2-B) Euler eşitliğine dönüşmekte ve profil verilerinin değerlendirilmesinde kullanılmaktadır. Bu eşitliği de şu şekilde ifade etmek mümkündür;

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} - z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -n \Delta T(x) \quad (2.35)$$

(2.35) eşitliğinin tekrar düzenlenmesi ile,

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} = x \frac{\partial T}{\partial x} + n \Delta T(x) \quad (2.36)$$

eşitliği elde edilmektedir.

2.5.1. Yapısal İndeks Kavramı

Genel olarak manyetik yöntemde her hangi bir manyetik alan bileşeni $f(x, y, z)$ 'in aşağıdaki genel şekle sahip olduğu varsayılmaktadır.

$$f(x, y, z) = \frac{M}{r^n} \quad (2.37)$$

Teorik olarak noktasal manyetik kaynakların çoğu (2.37) eşitliği ile ifade edilmektedir. Bu eşitlikte $r = (x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}$ çekim uzaklığını, n terimi ise anomaliyi

en iyi şekilde tanımlayan yapı tipini temsil etmektedir. Buradan da anlaşılacağı gibi manyetik anomalinin şiddeti, uzaklıkla azalan bir özellik göstermektedir.

(2.36) eşitliğindeki türev değerleri araziden elde edilmiş gravite veya manyetik verilerden hesaplanabilmektedir. Bu denklemde x_0, z_0 ve n bilinmeyenleri temsil etmektedir. Burada x_0, z_0 , nokta kaynağın profil boyunca lokasyonu ve derinliğini ifade ederken, yapı tipine (nokta kutup, nokta dipol vb.) bağlı olarak anomali azalma oranını tanımlayan n parametresi “yapısal indeks” olarak isimlendirilmekte ve $n = 0 - 3$ arasında değiştiği kabul edilmektedir.

Bazı yapılar dayk, silindir ve küre gibi basit geometrik şekillere benzetilerek çözüme ulaşılmaktadır. Buradan hareketle anomali azalma oranına bağlı olarak her bir yapı için yapısal indeks değeri Thompson (1982) tarafından çizelge (2.1) de gösterildiği şekliyle verilmektedir.

Çizelge 2.1. Basit modeller için yapısal indeks değerleri (Thompson, 1982)

BASİT MODEL	YAPISAL İNDEKS (SI)
Çizgisel-Kutup	1.0
Nokta-Kutup	2.0
Çizgisel-Dipol	2.0
Nokta-Dipol	3.0

Çizelgede yer alan nokta kutup modeli, yarı sonsuz düşey ince bir damarı ve nokta dipol ise küre modelini temsil etmektedir. Çizgisel kutup modeli ise sonlu, düşey ince bir damar modelini, çizgisel dipol ise dayk modelini temsil etmektedir (Barongo, 1984; Reid vd., 1990). Barongo (1984), manyetik nokta-kutup nokta dipol anomalilerinin tanınması için yapısal indeks değerinin bulunmasını gerektiren basit bir grafiksel işlem geliştirmiştir. Reid vd. (1990) ise manyetikte dalımlı kontak ve gravitede sonlu bir basamak için yapısal indeksi 1 olarak vermiştir. Silindirik bir

yapının yapısal indeksi ise 2'dir. Çünkü çizgisel haldeki dipollerle bir silindirik yapı temsil edilebilir. Reid (1998) ise yine harita verisine uygulanan Euler tekniğinde kontak yapılar için, yapısal indeks 1 alındığında elde edilen sonuçların uygun olduğunu belirtmektedir. Mushayandebvu vd. (2001), üç boyutlu Euler çözümlerinde, yani harita verilerine Euler tekniği uygulandığında, yapısal indeks, kontak yapılar için 0, dayklar için ise 1 alındığında iyi sonuçlar verdiğini belirtmektedir. FitzGerald vd. (2004), harita verilerinde kontak yapılar için yapısal indeksi 0, küçük atımlı faylar içinse 1 alınca iyi sonuçlar elde etmiştir. Doo vd. (2007) ise yaptığı çalışma ile FitzGerald vd. (2004)'ü onaylamıştır (Çizelge 2.2).

Çizelge 2.2. Yapısal indeks manyetik model tipleri arasındaki ilişki ve hesaplanan derinlikler (Doo vd., 2007)

YAPISAL İNDEKS (SI)	MANYETİK MODEL	MODEL İLE DERİNLİK POZİSYONU
0	Basamak veya Fay	Köşe Derinliği ve x_0
1	İnce Dayk veya Fay	Orta nokta Derinliği ve X_0
2	Düşey veya Yatay Silindir	Merkez Derinliği ve x_0
3	Küre	Merkez Derinliği ve x_0

Euler dekonvolüsyonu uygulama kolaylığı açısından tercih edilebilecek bir yorumlama tekniğidir. Ancak Euler dekonvolüsyonu ile ilgili uygulamalarda en önemli problem yapısal indeks değerinin bilinmesidir. Bu yöntemde Werner uygulamalarında olduğu gibi basit kaynak model kabulleri yapılmamaktadır. Euler uygulamalarında kaynak kabulü yapılmadığından kaynağa ait indeks değeri de kullanılamaz. Jeofizik literatüründe rastgele şekilli yapıların yapısal indeksini belirleyen bir metot yoktur. Yüksek yapısal indeks değerleri derinden, düşük yapısal indeks değerleri ise sığ bölgelerden çözüm vermektedirler.

2.5.2.Rejyonel Alan Etkisi

Toplam manyetik alan değeri içinde, kaynağın yarattığı alanın yanı sıra rejyonel alanın etkisinin de bulunduğu bilinmektedir. Bu durumda gözlem değeri,

$$T(x) = \Delta T(x) + b \quad (2.38)$$

şeklinde tanımlanmaktadır. Buradaki (2.38) no'lu denklem çözülür ve (2.36) eşitliğinde yerine konursa bu denklem aşağıdaki şekli almaktadır (Özyalın, 2003).

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} + nb = x \frac{\partial T}{\partial x} + nT(x) \quad (2.39)$$

2.5.3. Denklem Sisteminin Çözümü

(2.39) denklemi ile verilen 2-B Euler eşitliğinin 3-B gösterimi aşağıdaki gibi olmaktadır.

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} + nb = x \frac{\partial T}{\partial x} + y \frac{\partial T}{\partial y} + nT(x) \quad (2.40)$$

Bu eşitlik m, pencere içine düşen veri sayısı olmak üzere dizey şeklinde aşağıdaki şekilde gösterilmektedir.

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial T_1}{\partial x_1} & \frac{\partial T_1}{\partial y_1} & \frac{\partial T_1}{\partial z_1} & n \\ \frac{\partial T_2}{\partial x_2} & \frac{\partial T_2}{\partial y_2} & \frac{\partial T_2}{\partial z_2} & n \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \frac{\partial T_m}{\partial x_m} & \frac{\partial T_m}{\partial y_m} & \frac{\partial T_m}{\partial z_m} & n \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \\ b \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_1 \frac{\partial T_1}{\partial x_1} + y_1 \frac{\partial T_1}{\partial y_1} + nT_1 \\ x_2 \frac{\partial T_2}{\partial x_2} + y_2 \frac{\partial T_2}{\partial y_2} + nT_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ x_m \frac{\partial T_m}{\partial x_m} + y_m \frac{\partial T_m}{\partial y_m} + nT_m \end{bmatrix}$$

Bu düzey simgesel olarak aşağıdaki gibi gösterilecek olursa;

$$G.p = d \quad (2.41)$$

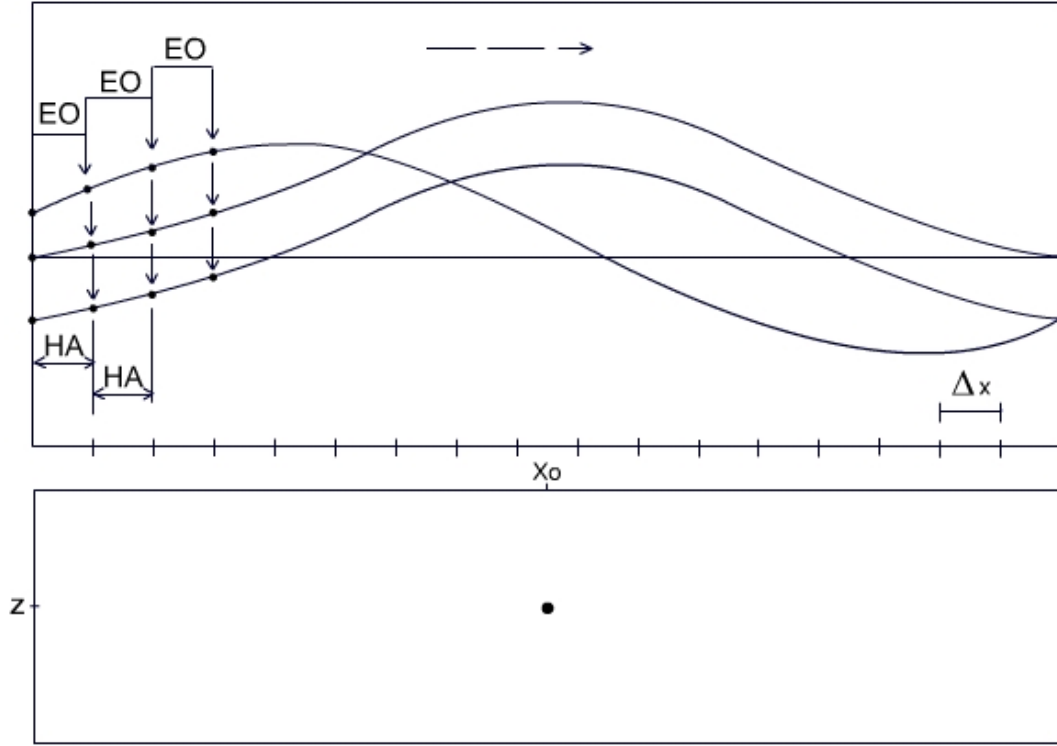
Burada $G(n \times m)$, Jacobian (çekirdek) matrisini, p, n adet bilinmeyen parametreden oluşan bilinmeyenler matrisini, d ise araziden elde edilen veri sayısını göstermektedir. Bu tip dizeylerin çözümü parametre sayısının veri sayısından az veya çok oluşuna göre değişmektedir. Eğer veri sayısı m, parametre sayısı n den daha büyükse ($m > n$) ise elde edilen parametrelerin çözümü doğruya yakındır ve çözüm durağandır. (2.40) ile verilen Euler denkleminde dört adet bilinmeyen olduğundan çözüm için en az beş noktada manyetik alan şiddeti ile manyetik alana ait yatay ve düşey türevlerin bilinmesi gerekmektedir. Eğer veri sayısı m, parametre sayısı ile aynı ($m = n$) ise sıfır hata veren yalnızca bir tane çözüm vardır (Menke, 1984). Eğer veri sayısı m, parametre sayısından eksik ($m < n$) ise denklem model parametrelerinin tam çözümü için gerekli bilgiyi kapsamıyor demektir. Bu durumda problem eksik tanımlıdır (Menke 1984).

2.5.4. Uygulama Tekniği

Bu çalışmada (2.39) Euler denkleminin çözümü sırasında T(x) toplam manyetik alan değeri araziden ölçülmüş ve $\frac{\partial T}{\partial x}$ ile $\frac{\partial T}{\partial y}$ 1. yatay türevler için kübik spline'lardan yararlanılmıştır. 1. düşey türevler ise, Fourier dönüşümünden yararlanılmıştır.

Euler eşitliğindeki n yapısal indeks değerinin, Thompson (1982)'ın çalışmasında da belirttiği gibi önceden bilinmesi gerekmektedir. Bu durumda (2.39) no'lu Euler eşitliği ile elde edilen lineer denklem sistemi sadece kaynak lokasyon parametreleri (x_0, z_0) için çözülmektedir. Yalnız burada dikkat edilmesi gereken, verilen yapı için doğru indeks değerinin kullanılmasıdır. Reid (1995) tarafından da değinildiği gibi verilen yapı için yanlış indeks kullanımı, bulunacak olan derinlikleri doğrudan etkileyecektir.

Euler dekonvolüsyonu da, Werner dekonvolüsyonu uygulamalarında olduğu gibi eşit aralıklarla örneklenmiş veri gruplarına uygulanmaktadır. Belli bir operatör boyu (EO) yine belli bir hareket aralığı ile profil boyunca kaydırılarak uygulanmaktadır (Şekil 2.11).



Şekil 2.11: Euler Dekonvolüsyon tekniğinin bir profil boyunca uygulanması (Oruç, 1994). Üstteki şekil, örnekleme aralığını (Δx), Euler operatörünü (EO) ve hareket aralığını (HA) göstermektedir. (Bu örnekte $EO = 1.\Delta x$ ve $HA = 1.\Delta x$ alınmıştır ok işareti ise operatörün hareket yönünü göstermektedir.) Alttaki şekil ise x_0 -h çözümünün işaretlenmesini göstermektedir. (Çözümün bir noktada odaklandığı kabul edilmiştir.)

2.6. Analitik Sinyal Tekniği

2.6.1. Analitik Sinyal

Gerçel bir $f(t)$ işlevinin Fourier Dönüşümü $F(w) = \mathcal{F}[f(t)]$ dir. Söz konusu $f(t)$ işlevi gerçel ve sanal bileşenlerin bir toplamı olarak yazılabilir.

$$F(w) = Ger[F(w)] + i.San[F(w)] \quad (2.42)$$

$$\left(\begin{aligned} f(t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(w) e^{iwt} dw \\ F(w) &= \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-iwt} dt \end{aligned} \right) \quad \text{Fourier Dönüşüm Eşitlikleri}$$

Fourier Dönüşüm eşitliğinde $e^{(-iwt)} = \text{Cos}(wt) - i.\text{Sin}(wt)$ konursa,

$$F(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t).\text{Cos}(wt)dt - i. \int_{-\infty}^{\infty} f(t)\text{Sin}(wt)dt \quad (2.43)$$

elde edilir. Bu bağıntıda Fourier Dönüşümünün gerçel kısmı,

$$Ger[F(w)] = G(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)\text{Cos}(wt)dt \quad (2.44)$$

ve sanal kısmı da,

$$San[F(w)] = i.S(w) = -i \int_{-\infty}^{\infty} f(t)\text{Sin}(wt)dt \quad (2.45)$$

olur.

Kısaca $F(w) = G(w) + i.S(w)$ olarak gösterilebilir. Bu aşamada $\hat{F}(w) = \mathcal{F}[\hat{f}(t)]$

sinyali tanımlanabilir. Bu izin Fourier Dönüşümü ve Ters Fourier Dönüşümü şu şekilde gösterilebilir,

$$\hat{F}(w) = \left| \hat{f}(t) \right| . e^{iw_0 t} \quad (2.46)$$

$$\hat{f}(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \hat{F}(w) . e^{iw_0 t} dw \quad (2.47)$$

$$\hat{f}(t) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} [S(w) . \text{Cos}(wt) + G(w) . \text{Sin}(wt)] dw \quad (2.48)$$

(2.42) ile (2.46) no'lu bağıntılar arasında yani $\hat{F}(w)$ ve $F(w)$ arasında,

$$\hat{F}(w) = -i . \text{Sgn}(w) . F(w)$$

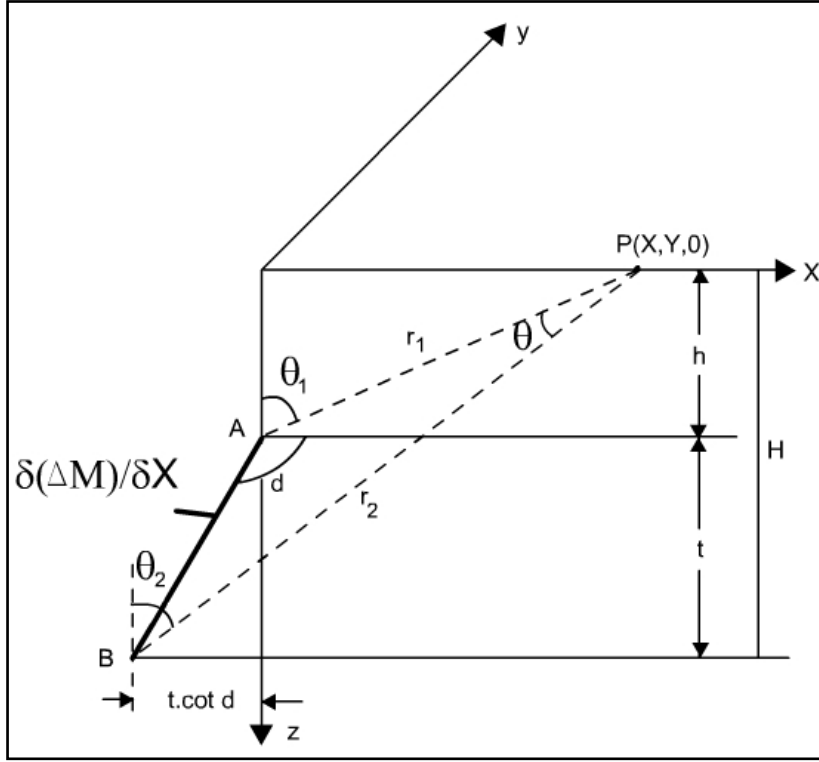
ilişkisi vardır. $f(t)$ ve $\hat{f}(t)$ birlikte kullanılarak yeni bir sinyal oluşturulur.

$$F(t) = f(t) + i . \hat{f}(t) \quad (2.49)$$

bağıntısıyla verilen $F(t)$ izine “ANALİTİK SİNYAL” denir (Pınar ve Akçığ, 1995).

2.6.2. Manyetikte Analitik Sinyal Kuramı

Şekil 2.5, iki boyutlu ve sonlu bir basamak yapıdan dolayı oluşan manyetik anomali bağıntısını çıkarmak için kullanılır. Burada , $\partial(\Delta M) / \partial X$ ile ifade edilen kalın çizgi sonlu ince bir tabakayı göstermektedir ki, bu da basamak anomalisinin yatay türev eşitliğini veren anomali eşitliğidir (Nabighian, 1972). Şekil 2.5'te manyetize olmuş sonlu basamak yapıdan dolayı oluşan ΔM ile ifade edilen toplam alan anomali (Nabighian, 1972) tarafından aşağıdaki (2.50) bağıntısında verilmektedir.



Şekil 2.12. İki boyutlu sonlu basamak yapıdan dolayı oluşan manyetik anomali bağıntısını çıkarmak için kullanılan gösterim (Nabighian 1972)

$$\Delta M = T(x) = 2.k.f.c.Sind \left[(\theta_1 - \theta_2) \cos \varphi + \sin \varphi \ln \frac{r_1}{r_2} \right]$$

(2.50)

(2.50) no'lu eşitlikte;

f: Yermanyetik alan şiddeti,

k: Yapının süseptibilite kontrastı,

d: Yapının eğimi,

$\varphi = 2I - d - 90$ (toplam alan anomalisi için),

$\varphi = I - d$ (düşey alan anomalisi için),

$c = 1 - \cos^2 I \cdot \sin^2 A$ (toplam alan anomalisi için),

$c = (1 - \cos^2 I \cdot \sin^2 A)^{1/2}$ (düşey alan anomalisi için),

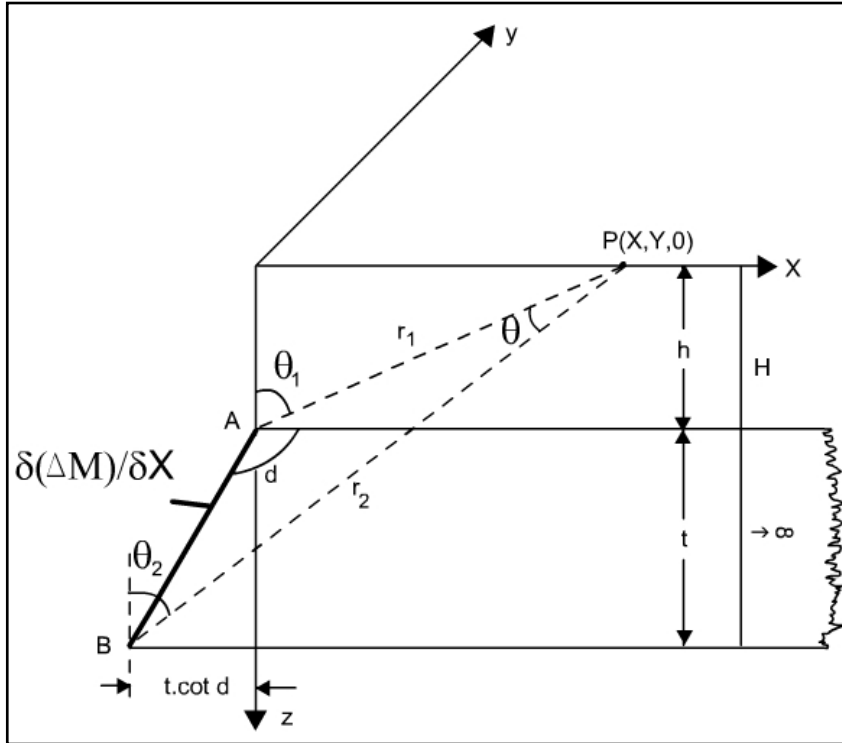
$r_1 = (x^2 + (h - z)^2)^{1/2}$,

$$r_2 = \left[(x^2 + t^2) + (x + t \cot d)^2 \right]^{1/2},$$

I: Yermanyetik alanının dalım açısı,

A: Pozitif x eksenine ile manyetik kuzey arasındaki açıdır.

(2.50) eşitliğinde x yönünde $t \rightarrow \infty$ kabul edilirse, ($y=0$ olduğu düşünülürse) bu durumda yatay türev (2.51) bağıntısı ile açıklanabilir (Şekil 2.13).



Şekil 2.13. İki boyutlu ve sonsuza uzanımlı basamak yapının şematik gösterimi (Aydın, 1999)

$$T_x(x) = \frac{\partial T(x)}{\partial x} = 2.k.f.c.Sind. \left[\frac{(h-z).Cos\varphi + x.Sin\varphi}{((h-z)^2 + x^2)} \right] \quad (2.51)$$

$T_x(x)$, bağıntısı h derinliğindeki, d açısı ile eğimli ince sonsuz tabakanın anomalisini göstermektedir.

Yine (2.50) eşitliğinin z yönünde $t \rightarrow \infty$ kabul edilirse düşey türev,

$$T_z(x) = \frac{\partial T(x)}{\partial z} = 2.k.f.c.Sind. \left[\frac{(x.Cos\varphi - (h-z).Sin\varphi)}{((h-z)^2 + x^2)} \right] \quad (2.52)$$

bağıntısı elde edilmektedir. (2.51) ve (2.52) eşitlikleri kullanılarak yeni bir bağıntı oluşturulabilir. Bu bağıntı da;

$$A(x) = T_x(x) - iT_z(x) \quad (2.53)$$

şeklinde verilebilir. Burada $i = \sqrt{-1}$ dir.

Nabighian (1972) kompleks analitik sinyali iki yolla tanımlamaktadır. Birincisi toplam manyetik alanın yatay ve düşey türevleri ile ikincisi, toplam alan ve onun Hilbert dönüşümü ile. Yukarıdaki(2.53) no'lu kompleks bağıntıda $A(x)$, uzaysal ortamda analitik sinyali temsil etmektedir ki, toplam manyetik alan şiddetinin ($T(x)$), yatay türevi sinyalin gerçel kısmında, düşey türevi ise negatif işaretli olarak sinyalin sanal kısmında yer almaktadır.

(2.51) ve (2.52) eşitliklerindeki tanımlamaları (2.53) eşitliğinde yerine koyup ve $z=0$ olarak bir dizi matematiksel işlemler yapıp tekrar yazıldığında,

$$A(x) = \frac{\partial T(x)}{\partial x} - i \frac{\partial T(x)}{\partial z} \quad (2.54)$$

$$A(x) = 2.k.f.c.Sind. \left[\frac{((h-z)\cos\varphi)}{((h-z)^2 + x^2)} \right] - i.2.k.f.c.Sind. \left[\frac{(x.Cos\varphi - (h-z).Sin\varphi)}{((h-z)^2 + x^2)} \right] \quad (2.55)$$

$\alpha = 2.k.f.c.Sind$ ve $z = 0$ alınırsa

$$A(x) = \alpha. \frac{h.Cos\varphi + x.Sin\varphi}{x^2 + h^2} - i.\alpha \frac{x.Cos\varphi - h.Sin\varphi}{x^2 + h^2} \quad (2.56)$$

$$A(x) = \alpha \frac{h.Cos\varphi + x.Sin\varphi - i.x.Cos\varphi + i.h.Sin\varphi}{(h-ix)(h+ix)} \quad (2.57)$$

$$A(x) = \alpha \frac{x(Sin\varphi - i.Cos\varphi) + h(Cos\varphi + i.Sin\varphi)}{(h-ix)(h+ix)} \quad (2.58)$$

Paydaki $x.Sin\varphi$ ifadesi $-(i)^2$ ile çarpılınca ifadede hiçbir şeyi değiştirmeyeceğinden,

$$A(x) = \alpha \frac{-(i)^2 .x.Sin\varphi + i.h.Sin\varphi + h.Cos\varphi - i.x.Cos\varphi}{(h-ix)(h+ix)} \quad (2.59)$$

$$A(x) = \alpha \frac{i.Sin\varphi(h-ix) + Cos\varphi.(h-ix)}{(h-ix)(h+ix)} \quad (2.60)$$

Gerekli sadeleştirme yapılır ve $e^{i\varphi} = Cos\varphi + iSin\varphi$ olduğu hatırlanırsa,

$$A(x) = \frac{\alpha.e^{i\varphi}}{(h+ix)} \quad (2.61)$$

olur. $A(x)$ ifadesi n köşeli çokgen bir yapı için yazılırsa,

$$A(x) = \sum_{j=1}^n \frac{\alpha_j e^{i\varphi_j}}{h_j + ix_j} \quad (2.62)$$

eşitliği oluşur. Bu $A(x)$ sinyalinin Fourier dönüşümü $F(w)$ olsun. (2.54) eşitliğine göre $A(x)$ sinyalinin uzay ortamındaki gerçel yatay bileşeni $A_x(x)$ ve sanal düşey bileşeni $A_z(x)$ 'dir. Bunların sırasıyla Fourier dönüşümü de $F_x(w)$ ve $F_z(w)$ olacaktır. Bu durumda $F_x(w) = i.w.F(w)$ ve $F_z(w) = -w.F(w)$ yazılabilir (Roest vd., 1992). Böylece yukarıda $A(x)$ sinyali için verilen eşitlik frekans ortamı için de düzenlenebilir. Bu durumda da eşitlik $A(w) = i.w.F(w) - i.[-w.F(w)] = 2.i.w.F(w)$ biçimine dönüşür. Yani $A(x)$ sinyalinin frekans ortamındaki tanımı manyetik toplam

alan anomalisi T 'nin Fourier dönüşümünün 2 katının i ile çarpımına eşit olacaktır. Bu da (2.76) eşitliği ile analitik sinyalin Fourier dönüşümü ilişkileri konusunda verilmektedir

Bu analitik sinyalin bazı özellikleri vardır. Örneğin tek bir köşe için, sinyalin amplitüdü,

$$|A(x)|^2 = [T_x(x)]^2 + [T_z(x)]^2 = \frac{\alpha^2}{(h^2 + x^2)} \quad (2.63)$$

eşitliği ile verilmektedir. Bu eşitlikte, analitik sinyalin amplitüdünün grafiği tek kutup anomalisi gibi x eksenine göre simetrik bir eğri olacaktır. Analitik sinyalin T_x ve T_z bileşenlerinin x 'e göre türevlerinin kareleri toplamı ile yeni bir ifade elde edilmektedir.

$$\left(\frac{\partial^n T_x(x)}{\partial x^n}\right)^2 + \left(\frac{\partial^n T_z(x)}{\partial x^n}\right)^2 = \frac{(1^2 \cdot 2^2 \cdot 3^2 \dots n^2 \cdot \alpha^2)}{(h^2 + x^2)^{n+1}} \quad (2.64)$$

Diğer taraftan $A(x)$ daha değişik bir şekilde de tanımlanabilir. Yeni tanım $B(x)$ simgesiyle gösterilirse,

$$B(x) = T_z(x) + iT_x(x) \quad (2.65)$$

eşitliği Hansen ve Simmonds (1993), tarafından (2.65) eşitliği ile verilmektedir. Bu durumda $B(x)$ in tam açılımı aşağıdaki gibi verilebilir,

$$B(x) = \frac{\alpha}{((x - x_0) - ih)} \quad (2.66)$$

$A(x)$ gibi $B(x)$ 'i de çok köşeli bir yapı için, örneğin n köşeli bir yapı için genelleştirilmiş olarak aşağıdaki şekilde vermek mümkündür.

$$B(x) = \sum_{j=1}^n \frac{\alpha_j}{(x - u_j)} \quad (2.67)$$

Bu eşitlikte $u_j = x_j + ih_j$ alınmıştır.

2.6.3. Analitik Sinyalin Fourier Dönüşümü İlişkileri

Zaman ortamındaki bir $T(x)$ sinyalinin frekans ortamındaki Fourier dönüşümü $F(w)$ olsun. $T(x)$ sinyalinin yatay türevi $T_x(x)$, dikey türevi $T_z(x)$ ise bunların Fourier dönüşümleri sırasıyla $F_x(w)$ ve $F_z(w)$ olsun. $F(w)$ ile bunun yatay ve dikey türevleri arasında aşağıdaki gibi bir ilişki vardır.

$$F_x(w) = i.w.F(w) \quad (2.68)$$

$$F_z(w) = -w.F(w)$$

Ayrıca $F_x(w)$ ile $F_z(w)$ arasında yukarıda analitik sinyal konusunda da değinildiği gibi, aşağıdaki şekilde bir ilişki vardır.

$$F_z(w) = i.Sgn(w).F_x(w) \quad (2.69)$$

Burada,

$$\left\{ \begin{array}{l} w > 0 \quad \text{için} \quad Sgn(w) = 1 \\ w = 0 \quad \text{için} \quad Sgn(w) = 0 \\ w < 0 \quad \text{için} \quad Sgn(w) = -1 \end{array} \right\} \quad (2.70)$$

değerini almaktadır (Nabighian, 1972).

Burada $T_x(x)$ ile $T_z(x)$ arasındaki bir diğer ilişki de Hilbert dönüşüm ilişkisidir. Bu dönüşümü de ,

$$T_x(x) \Leftrightarrow -T_z(x) \quad (2.71)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Burada çift yönlü ok işareti Hilbert dönüşümünün çift yönlü olduğunu göstermektedir.

Diğer bir taraftan analitik sinyal $A(x)$ 'in amplitüdü ve $|A(x)|$ ile sinyalin faz açısı β aşağıdaki şekilde verilebilir (Rao ve Krishna, 1994 ile Thurston ve Smith, 1997).

$$|A(x)| = [T_x(x)^2 + T_z(x)^2]^{1/2} \quad (2.72)$$

$$\beta = \tan^{-1} \left[\frac{T_z(x)}{T_x(x)} \right] \quad (2.73)$$

Eğer analitik sinyaller frekans ortamında kullanılıyorsa, bu durumda kompleks eşitliklerin sanal ve gerçel bileşenleri kullanılarak amplitüd ve faz açıları belirlenmektedir.

$$|A(x)| = [\operatorname{Re}(w)^2 + \operatorname{Im}(w)^2]^{1/2} \quad (2.74)$$

$$\beta = \tan^{-1} [\operatorname{Im}(w) / \operatorname{Re}(w)] \quad (2.75)$$

(2.53) ve (2.68) bağıntılarından yararlanılarak ve Fourier dönüşümünün doğrusallık özelliği göz önüne alınarak,

$$A(w) = 2.i.w.F(w) \quad (2.76)$$

bağıntısı elde edilmektedir. Söz konusu eşitlik frekans ortamında ve üç boyutlu kullanılarak manyetik anomalilerin konum ve derinlikleri hakkında bilgi edinilebilir (Roest vd., 1992).

Yine (2.65) ve (2.68) bağıntılarından ve yine Fourier dönüşümünün doğrusallık özelliğinden yararlanılarak (2.77) bağıntısı elde edilir.

$$B(w) = -2.w.F(w) \quad (2.77)$$

(2.76) ve (2.77) numaralı bağıntıları gerek frekans ortamında gerekse zaman ortamında çalışmak için idealdir. Ters Fourier dönüşümü ile kolaylıkla zaman ortamına geçilmektedir. Fourier dönüşüm kuramına göre, zaman ortamındaki x kadar bir kayma, frekans ortamında da kendini aynı miktarda fakat kompleks karakterde göstermektedir. Buna göre $A(w)$ daha açık şekilde yazılacak olursa ,

$$A(w) = \begin{cases} \frac{2\pi\alpha e^{i\varphi}}{e^{w(h+ix)}} & w > 0 \\ \pi\alpha e^{i\varphi} & w = 0 \\ 0 & w < 0 \end{cases} \quad (2.78)$$

bağıntısı elde edilir (Nabighian, 1972). (2.78) bağıntısı n köşeli bir çokgen yapı için geliştirilirse,

$$A(w) = \sum_{j=1}^n 2\pi\alpha e^{i\varphi} e^{-w(h_j+i.x_j)} \quad w > 0 \text{ için} \quad (2.79)$$

bağıntısı elde edilmektedir.

2.6.4. Analitik Sinyalden Parametrelerin Çözümü

Yukarıda verilen kuramsal eşitlikler analitik sinyal kavramının anlaşılması ve uygulamada kullanılan eşitliklerin çıkartılışının daha iyi algılanması için verilmiştir. Bilindiği gibi, tek bir kaynağın anomalisinin çözümlenip kaynağa ait parametrelerin hesaplanması daha kolay ve sağlıklı olarak yapılabilmektedir. Ancak bir çok kaynağın anomalilerinin girişimi nedeniyle, hesaplanan parametreler gerçek parametrelerden bir miktar farklı olmaktadır. Yukarıda ve şimdi açıklanacak olan bağıntılar tek bir kaynağın parametrelerinin hesaplanmasında kullanılan bağıntılardır.

(2.63), (2.72) ve (2.74) eşitlikleri ile bir sinyalin amplitüdü yukarıda verilmiştir. Eğer bir yapıyı oluşturan köşelerin her birinin sinyali yeterince güçlü ise bunları genlik grafiğinde birer pik olarak görebiliriz. Bu piklerin genlikleri o pike ait köşenin derin veya sığ olması ve süsebtibilite değerinin küçük veya büyük olmasına bağlıdır. Yani amplitüd parametresi yapının köşelerinin yerlerinin belirlenmesinde her zaman yeterli olmamaktadır (Aydın, 1999).

Yine (2.73) ve (2.75) bağıntılarıyla verilen faz açısı da her tür yapı için (dayk, Basamak yapı vb.) o yapının köşelerini tam ve açık olarak göstermemektedir (Atchuta vd., 1981). Bu çalışmada bir yapının köşelerinin derinliklerini hesaplamada Thurston ve Smith (1997)'in verdiği bağıntılardan yararlanılırken, köşelerin x koordinatlarının bulunmasında ise anomalinin yatay ve düşey türevlerinin x'e göre ikinci ve dördüncü türevlerinden oluşturulan bağıntılardan yararlanılmıştır. Bu bağıntılara ileride değinilecektir.

Bir manyetik anomalinin analitik sinyalinin bileşenlerini kullanarak Thurston ve Smith, (1997) aşağıdaki eşitliği vermiştir.

$$f = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \tan^{-1} \left[\frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{\frac{\partial T}{\partial x}} \right] \quad (2.80)$$

Thurston ve Smith (1997) bu eşitliği yerel frekans olarak tanımlamışlardır. Yerel frekans, (2.73) ve (2.75) eşitliklerinde verilen fazın x'e göre türevidir. Ancak potansiyel alanlar söz konusu olduğunda frekans tanımı yerine dalga sayısı tanımını kullanmak daha doğru olacaktır. Bu durumda yerel dalga sayısı,

$$\kappa = 2\pi \cdot f \quad (2.81)$$

bağıntısı ile tanımlanabilir. Burada aşağıda verilen türev kuralını göz önüne alarak yerel dalga sayısı eşitliği yeniden düzenlenebilir.

$$\frac{\partial(\tan^{-1} \phi)}{\partial x} = \frac{\phi'}{1 + \phi^2} \quad (2.82)$$

(2.82) no'lu bağıntı ile verilen türev özelliği göz önüne alınarak (2.80) no'lu bağıntıyı düzenleyecek olursak;

$$f = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial(\tan^{-1} \phi)}{\partial x} \quad (2.83)$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = T_z \quad \text{ve} \quad \frac{\partial T}{\partial x} = T_x \quad \text{olmak üzere,} \quad \phi = \frac{T_z}{T_x} \quad \text{alınırsa,}$$

(2.82) eşitliği aşağıdaki şekilde düzenlenebilir,

$$\frac{\partial(\tan^{-1} \phi)}{\partial x} = \frac{\frac{T_z' T_x - T_z T_x'}{T_x^2}}{1 + \left(\frac{T_z}{T_x}\right)^2} \quad (2.84)$$

(2.84) bağıntısını tekrar düzenleyecek olursak,

$$\frac{\partial(\tan^{-1} \phi)}{\partial x} = \frac{T_z' T_x - T_z T_x'}{T_x^2} \cdot \frac{1}{\frac{T_x^2 + T_z^2}{T_x^2}} = \frac{1}{T_x^2 + T_z^2} (T_z' T_x - T_z T_x') \quad (2.85)$$

(2.72) bağıntısı göz önüne alınarak

$$\frac{\partial(\tan^{-1} \phi)}{\partial x} = \frac{1}{|A|^2} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x \partial z} \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (2.86)$$

Buradan da (2.80) bağıntısını tekrar yazacak olursak,

$$f = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{1}{|A|^2} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x \partial z} \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (2.87)$$

elde edilir. Elde edilen bu yerel frekans bağıntısını (2.81) ile verilen yerel dalga sayısı bağıntısında yerine koyacak olursak,

$$\kappa = \frac{1}{|A|^2} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x \partial z} \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (2.88)$$

elde edilir. Pratikte, dalga sayısını bulmak için (2.88) eşitliğinin kullanılması pek sağlıklı sonuçlar vermeyecektir. Çünkü anomalinin tekrar tekrar türevinin alınması ve bulunan değer ve yine türev alma işlemleri ile bulunan $|A|$ 'ya bölünmesi bir çok işlem gerektirecektir. Her bir işlem sonucu oluşacak yuvarlatma hataları elde edilecek nihai sonucun beklenen hassasiyette olmasını, olumsuz etkileyeceği açıktır.

Her ne kadar yukarıda manyetik anomalinin yatay ve düşey türev bağıntıları verildiyse de Thurston ve Smith (1997) yatay ve düşey türev anomalilerini $\varphi = 2I - d - 90^\circ$ olarak aşağıdaki gibi ifade etmişlerdir.

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 2KFc.Sind \frac{x.Cos(2I - d - 90) - h.Sin(2I - d - 90)}{h^2 + x^2} \quad (2.89)$$

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 2KFc.Sind \frac{h.Cos(2I - d - 90) + x.Sin(2I - d - 90)}{h^2 + x^2} \quad (2.90)$$

(2.89) ve (2.90) numaralı bağıntılarını (2.88) numaralı yerel dalga sayısı bağıntısında yerine koyacak olursak,

$$\kappa = \frac{h}{h^2 + x^2} \quad (2.91)$$

elde edilir. Bu bağıntı bize yerel dalga sayısının sadece kaynağın derinlik ve x eksenine göre konumuna bağlı olduğunu göstermektedir. Yani dalga sayısı mıknatıslanma vektörü ile ilişkili değildir. Yine bağıntıdan anlaşılacağı gibi $x=0$

noktasında yerel dalga sayısı, kaynağın derinliğinin tersine eşit olacaktır. Bir başka deyişle yapının köşesinin derinliği yerel dalga sayısının tersine eşit olacaktır.

$$h = \frac{1}{\kappa} \quad (2.92)$$

Diğer bir parametre olan faz açısı β 'nin hesaplanmasını sağlayan bağıntılar (2.73) ve (2.75) numaralı eşitlikler yukarıda verilmişti. (2.89) ve (2.90) bağıntıları ile verilen yatay ve düşey türev eşitliklerini (2.73) bağıntısında yerine koyarsak,

$$\beta = \tan^{-1} \left(\frac{x \cdot \cos(2I - d - 90) - h \cdot \sin(2I - d - 90)}{h \cos(2I - d - 90) + x \cdot \sin(2I - d - 90)} \right) \quad (2.93)$$

eşitliği elde edilir. (2.93) eşitliğinde, (2.92) bağıntısı ile hesaplanan h değeri yerine konur ve $x=0$ alınmak suretiyle β bulunur ve aşağıdaki eşitlikte yerine konularak yapının eğimi d , hesaplanabilmektedir.

$$d = \beta + 2I - 90 \quad (2.94)$$

Buna da yerel eğim açısı denilmektedir.

2.6.5. Analitik Sinyalin İlerleyen Pencere İçin Parametrelerin Çözümü

Buraya kadar anlatılan tekniklerden Werner ve Euler dekonvolüsyonu bir pencere verisi içinde çözümlenerek, veriyi sağlayan kaynağın fiziki ve geometrik parametrelerinin bulunması hedeflenmiştir.

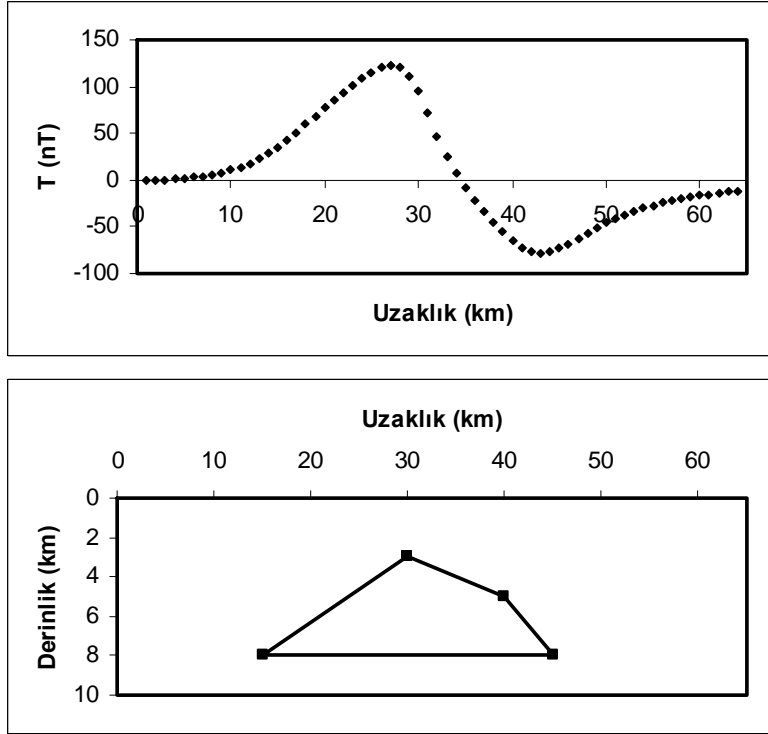
Analitik sinyalin de analizinden, yine anomaliye sebep olan kaynağın fiziki ve geometrik özelliklerinin çözümü konusunda daha önce de sözünü ettiğimiz Nabighian (1972,1974), Debeglia (1997) bazı teknikler önermişlerdir. Burada önerilen teknik ise yine analitik sinyal verisinin ilerleyen pencere içinde çözümlenip anomaliye neden olan kaynağın köşe noktalarının lokasyon ve derinliğinin

(dolayısıyla da geometrisinin) bulunması esasına dayanır. Kompleks analitik sinyalin elde edilmesi Bölüm 2.6.2'deki (2.65), (2.66), (2.67) eşitlikleri ile verilmiştir. (2.67) eşitliği 5 noktadan oluşan bir pencere içinde en küçük kareler tekniği ile çözümlenmiş, yine aynı eşitlik içinde kompleks parametre olan (u) fonksiyonunun $u = x_0 - ih$ reel kısmı yatay lokasyon ($-x$) parametresini, sanal kısmı ise derinlik (h) parametresini vermiştir. Daha önce, teknik dörtgen bir kaynak için ilerleyen pencere genişlikleri 15, 20, 25, 30, 40 nokta alınarak köşe noktalarının derinlik ve lokasyonları hesaplanıp bir sonraki bölümde çizelgeler halinde verilmiştir.

3. ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA

3.1. Teorik Model Çalışmaları

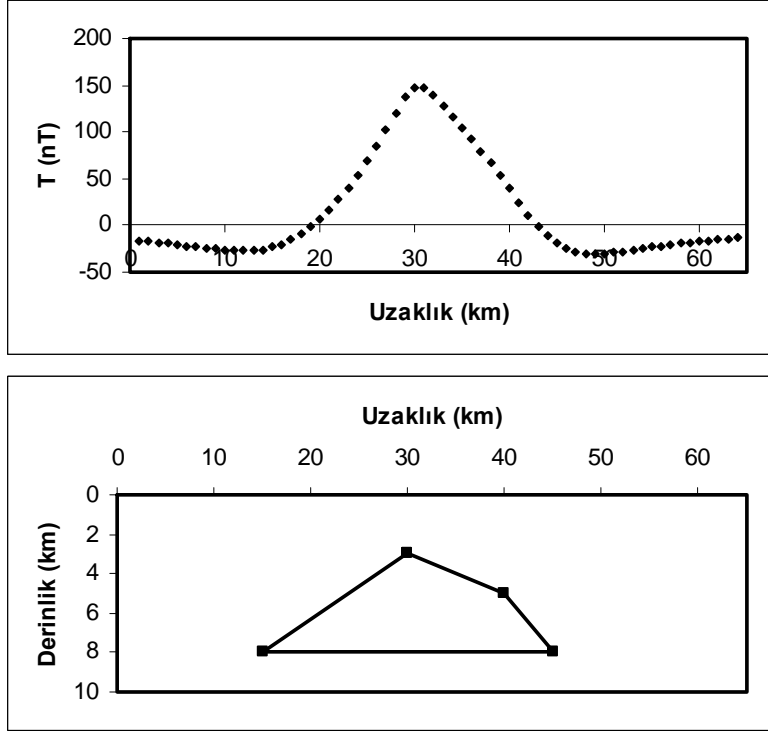
Bu çalışmada Werner ve Euler dekonvolüsyonu ile analitik sinyal ters çözüm tekniklerinin üçünün bir arada kullanılmasıyla, manyetik modellemedeki etkinliklerini ve çözüm yeteneklerini araştırmak ve bu üç tekniğin birbirine göre avantaj ve dezavantajlarını ortaya koymak amacıyla tek bir model üzerinde denemeler yapılmıştır. Seçilen modelin şekli, manyetik profilimizin geçtiği yerden alınan jeolojik kesit göz önüne alınarak belirlenmiştir. Seçilen model küre, üçgen, silindir gibi basit bir model olmayıp, bunlara göre biraz daha karmaşık şekillidir.



Şekil 3.1. Teorik model ve bu modelin iki boyutlu Talwani Modelleme tekniği ile elde edilmiş $I=60^0$ anomalisi

Bunun için düşey kesiti yamuk şeklinde olan modelin manyetik anomalisi $I=60^0$ ve $I=90^0$ için, 2D Boyutlu Talwani Modelleme tekniği ile hesaplanmıştır (Şekil 3.1, 3.2.). Söz konusu modelin, $I=60^0$ ve $I=90^0$ anomalilerinin hesabında, yer manyetik alanının şiddeti 45.000 nT, sapma açısı 0, yani profil manyetik kuzey doğrultusunda

alınmıştır. Yine modelin süseptibilitesi $k=0.002$ emu yani $k=0.025$ SI alınmıştır ($1\text{emu} * 4\pi = 1\text{SI}$).



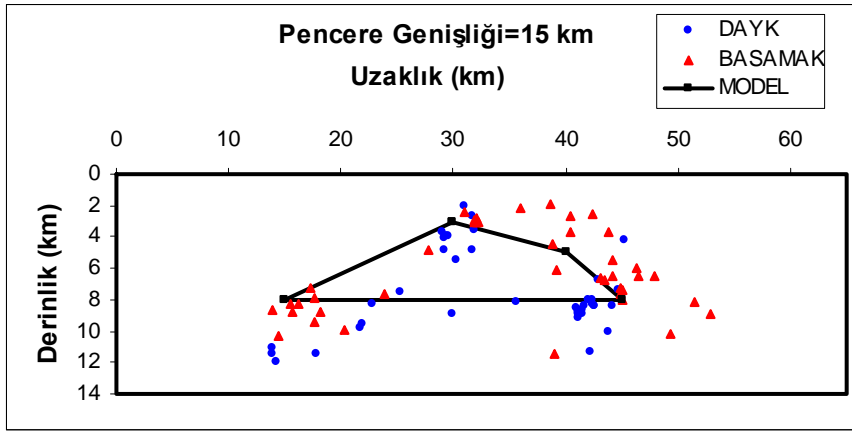
Şekil 3.2. Teorik model ve bu modelin iki boyutlu Talwani Modelleme tekniği ile elde edilmiş $I=90^0$ anomalisi

Model anomalilerinde x eksen uzunluğu 64 km olarak alınmış ve örnekleme aralığı da 1 km seçilmiştir. Uzunluğun 64 birim alınmasının nedeni, analitik sinyal elde etmede hızlı Fourier dönüşümü (Fast Fourier Transformation-FFT) için 2'nin kuvvetleri olan sayıda veriye gereksinim olmasıdır. Bunun için uzaysal ortamdaki manyetik veri önce FFT ile frekans ortamına aktarılır, sonrada ($A(w) = i.w.F(w) - i.[-w.F(w)] = 2.i.w.F(w)$) biçimindeki eşitlik yardımıyla da frekans ortamındaki analitik sinyal elde edilir.

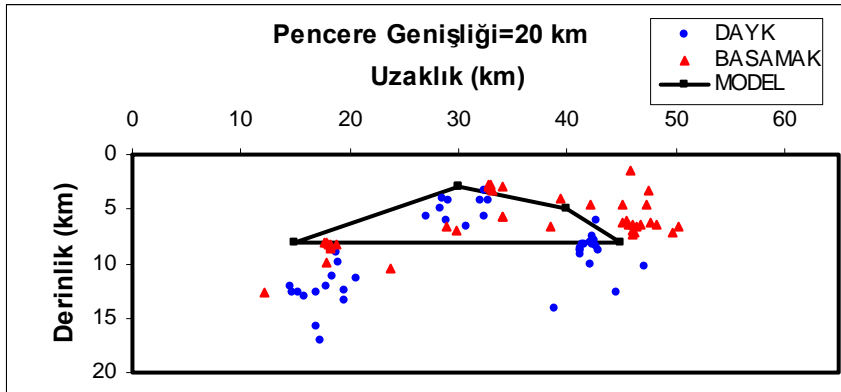
Burada tek bir dayk ve ya küre gibi basit modeller yerine düşey kesiti yamuk olan modelin, farklı uzaklıklarda ve farklı derinliklerdeki köşelerinin konumlarının bulunması hedeflenmiştir. Bilindiği gibi dayk veya küre gibi basit modellerde x_0 ve h gibi iki parametre kolaylıkla belirlenebilmektedir.

3.1.1. Teorik Modelin Werner Çözümleri

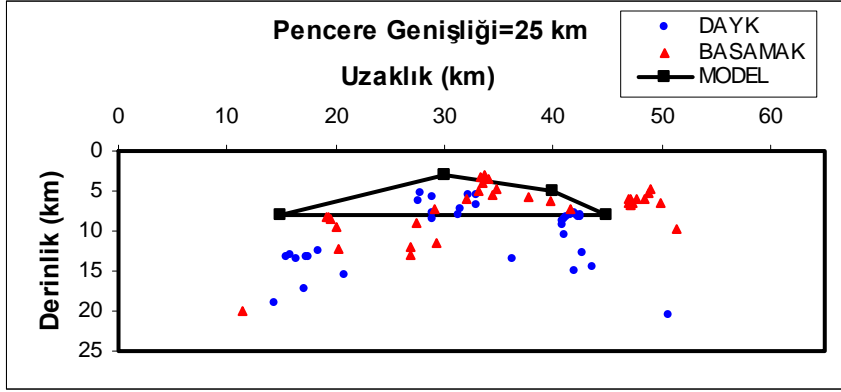
Yukarıda toplam manyetik alan anomalisinin elde edildiği teorik modele, değişik pencere genişlikleri kullanılarak Werner dekonvolüsyon tekniği uygulanmıştır. Burada modellerin x_0 ve h parametrelerinin yanı sıra köşe noktalarının lokasyon ve derinlikleri de belirlenmeye çalışılmıştır. Elde edilen çözümlerle seçilen pencere genişliğinin önemi ortaya konmaya çalışılmıştır. Ayrıca Werner dekonvolüsyonunun aynı modele ait basamak yapı için üretilen çözümlerle, dayk yapıya ait üretilen çözümleri kıyaslanmaya çalışılmıştır.



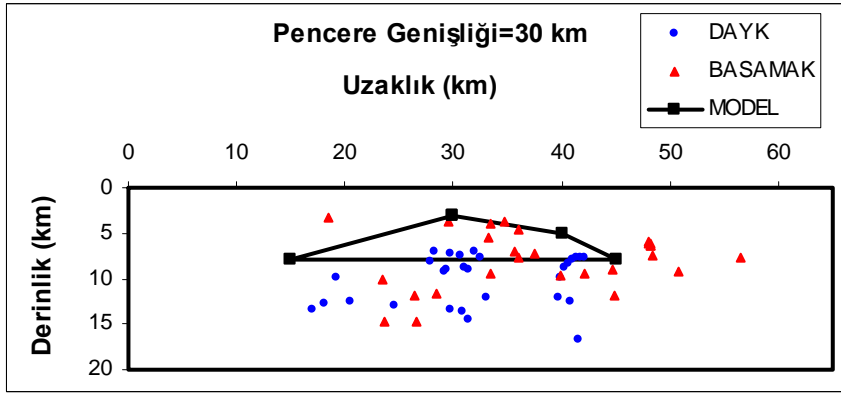
Şekil 3.3. Teorik model , $I=60^\circ$ anomalisinin $W=15$ km genişlikli Werner çözümü



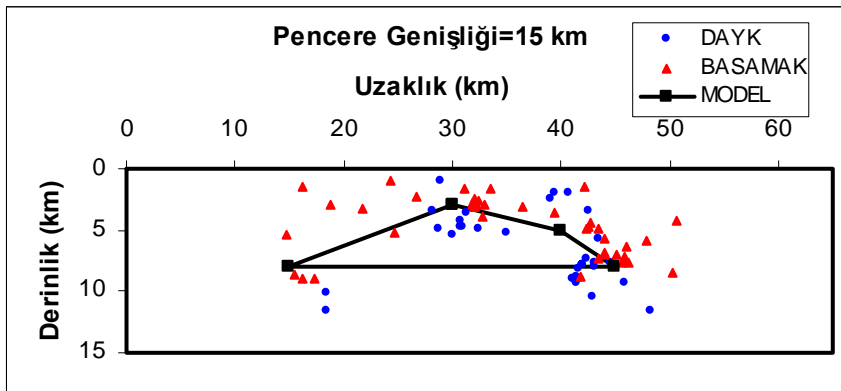
Şekil 3.4. Teorik model, $I=60^\circ$ anomalisinin $W=20$ km genişlikli Werner çözümü



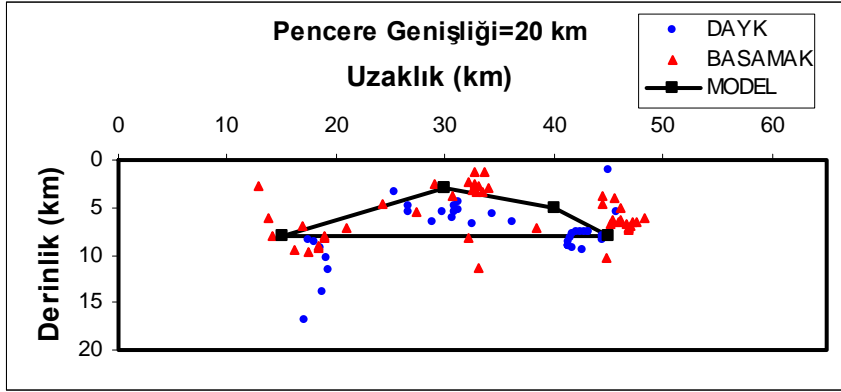
Şekil 3.5. Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $W=25$ km genişlikli Werner özümü



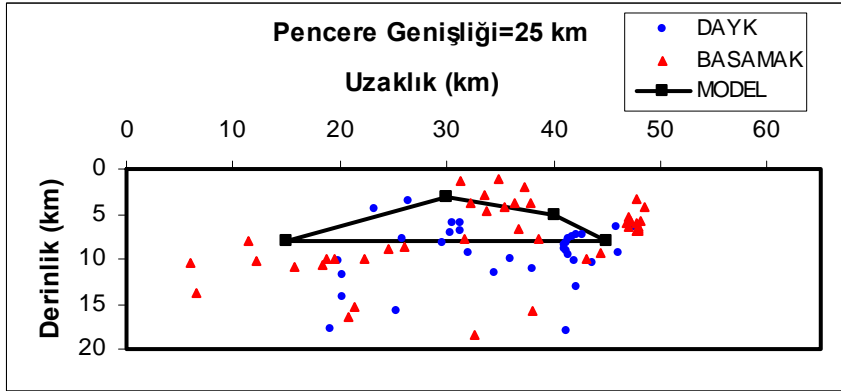
Şekil 3.6. Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $W=30$ km genişlikli Werner özümü



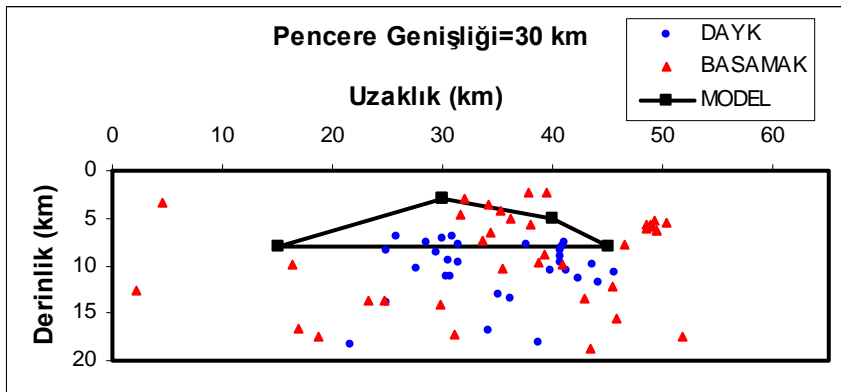
Şekil 3.7. Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $W=15$ km genişlikli Werner özümü



Şekil 3.8. Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $W=20$ km genişlikli Werner çözümü



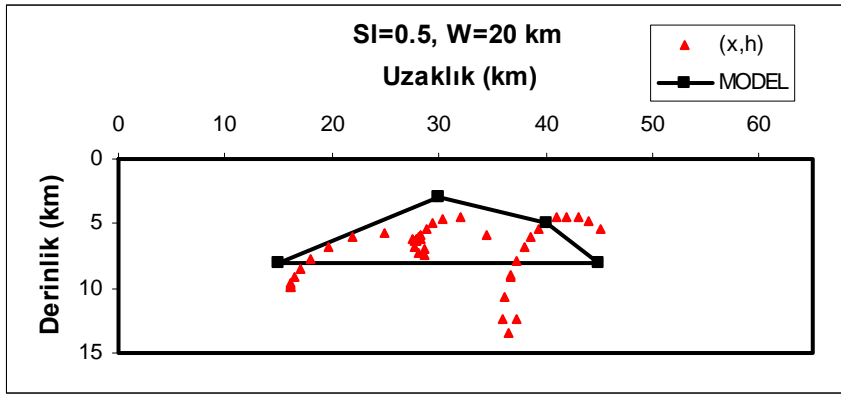
Şekil 3.9. Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $W=25$ km genişlikli Werner çözümü



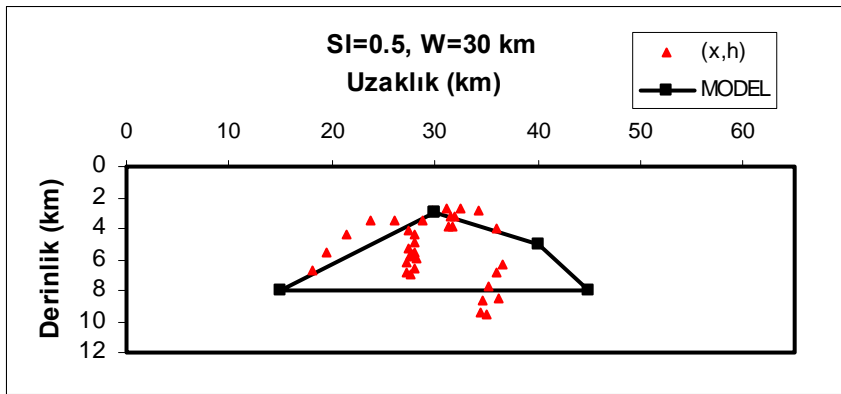
Şekil 3.10. Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $W=30$ km genişlikli Werner çözümü

3.1.2. Teorik Modelin Euler Çözümleri

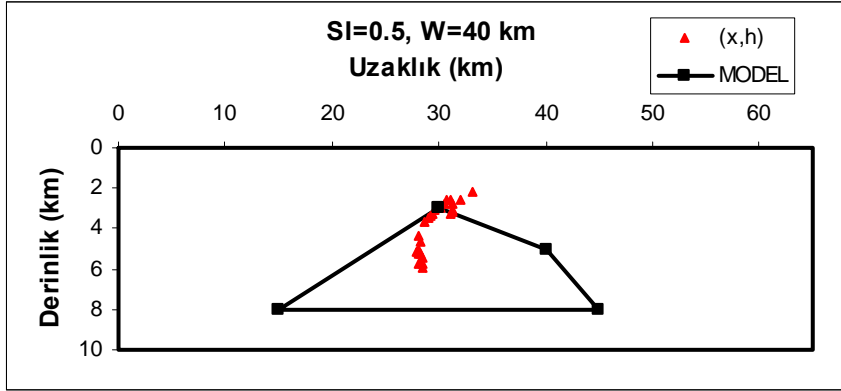
Yukarıda adı geçen modele ikinci olarak Euler dekonvolüsyonu uygulanmıştır. Bu teknikte seçilen pencere genişliğinin ve yapısal indeks seçiminin elde edilen sonuçlar açısından önemi ortaya konmaya çalışılmıştır. Burada yapısal indeks değerinin seçilmesine önem verilmesi gerektiği ortaya çıkmıştır. Çünkü aşağıda verilen çözüm grafiklerinde de görüldüğü gibi, yapısal indeks değeri arttıkça, elde edilen derinlik değerleri de artmaktadır. Aynı şekilde uygulamalarda pencere boyunun seçimine de özen gösterilmelidir. Pencere boyu en az anomalinin yarısını kapsayacak uzunlukta seçilmelidir.



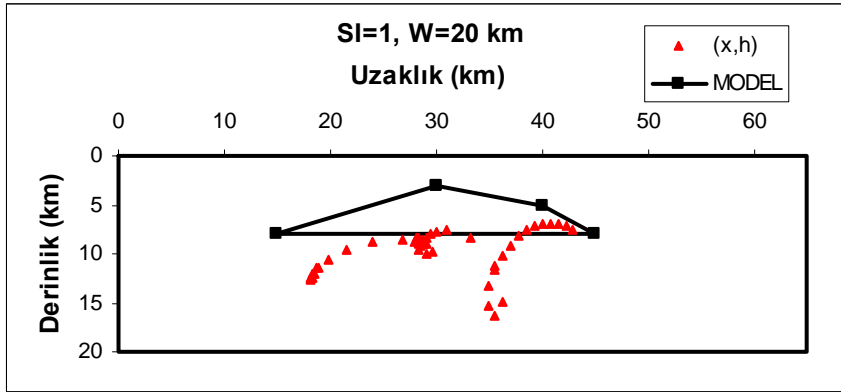
Şekil 3.11. Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $N=0.5$, $W=20$ km Euler çözümü



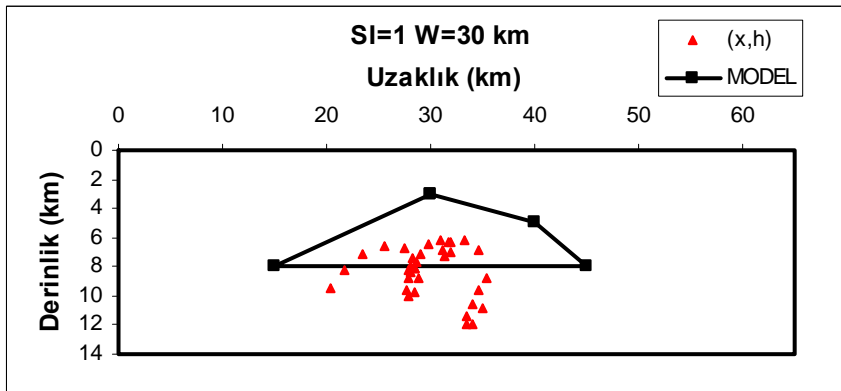
Şekil 3.12. Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $N=0.5$, $W=30$ km Euler Çözümü



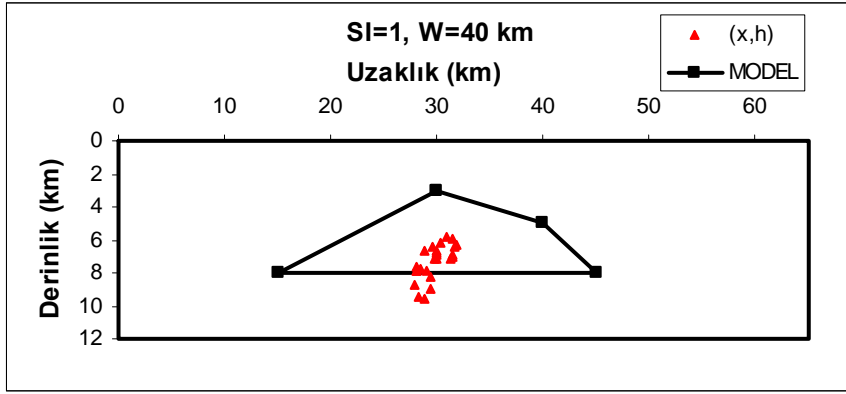
Şekil 3.13. Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $N=0.5$, $W=40$ km Euler çözümü



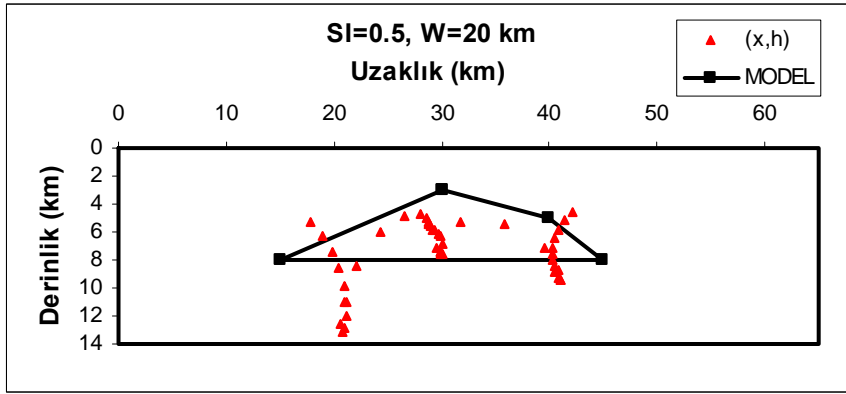
Şekil3.14. Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $N=1$, $W=20$ km Euler çözümü



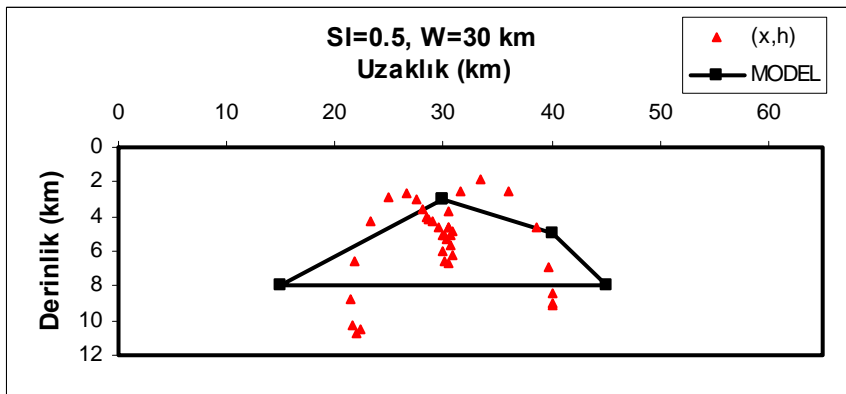
Şekil 3.15. Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $N=1$, $W=30$ km Euler çözümü



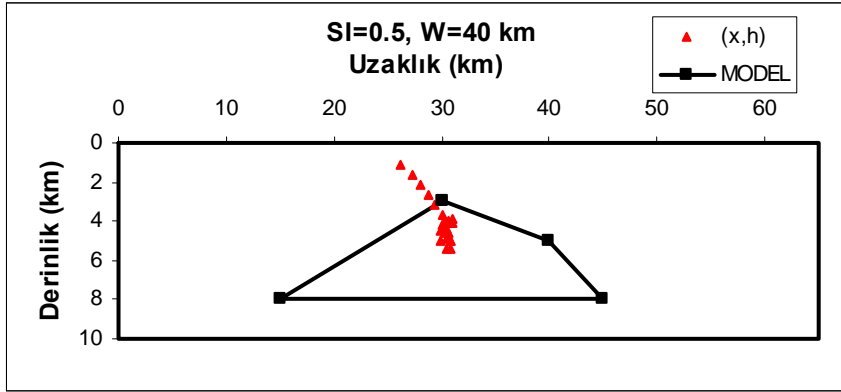
Şekil 3.16. Teorik model, $I=60^\circ$ anomalisinin $N=1$, $W=40$ km Euler çözümü



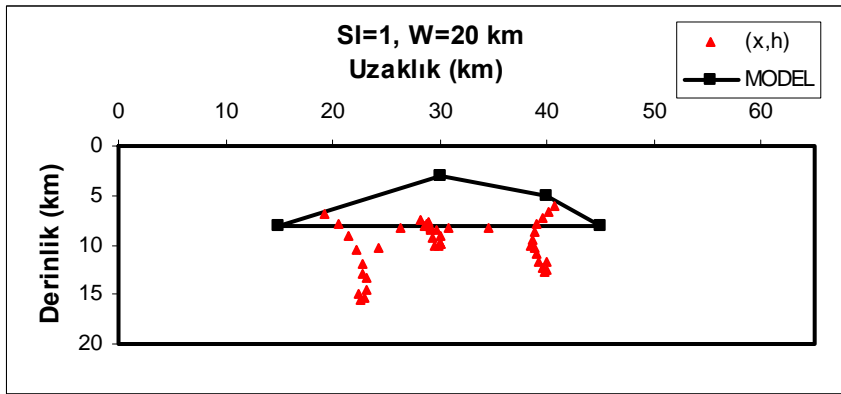
Şekil 3.17. Teorik model, $I=90^\circ$ anomalisinin $N=0.5$, $W=20$ km Euler çözümü



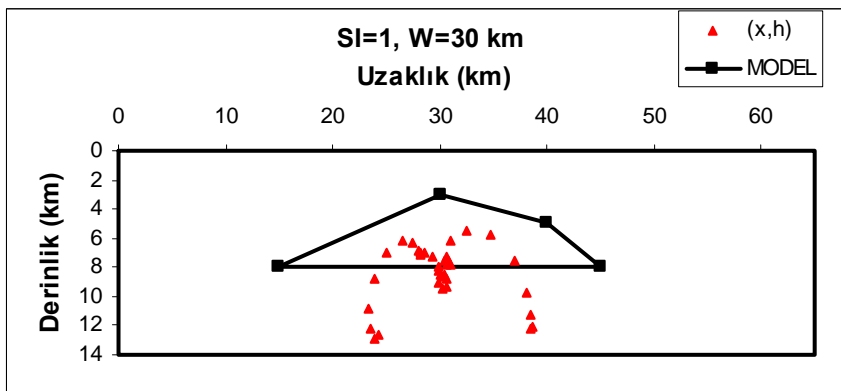
Şekil 3.18. Teorik model, $I=90^\circ$ Anomalisinin $N=0.5$, $W=30$ km Euler çözümü



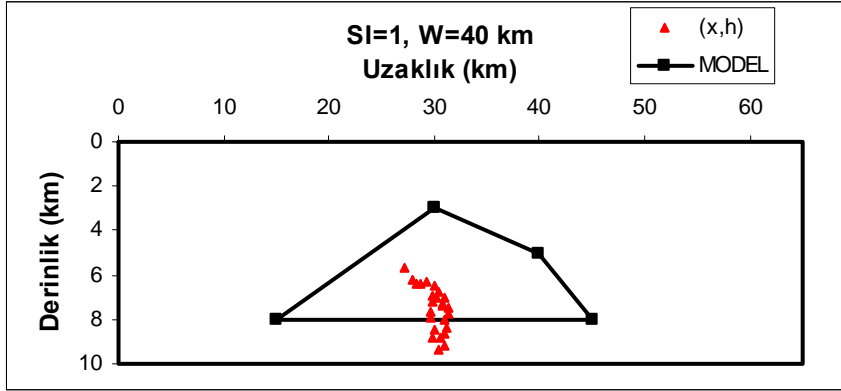
Şekil 3.19. Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $N=0.5$, $W=40$ km Euler çözümü



Şekil 3.20. Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $N=1$ $W=20$ km Euler çözümü

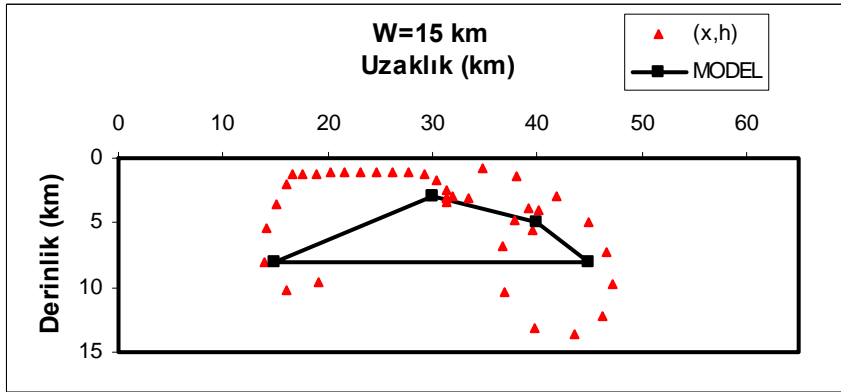


Şekil 3.21. Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $N=1$ $W=30$ km Euler çözümü

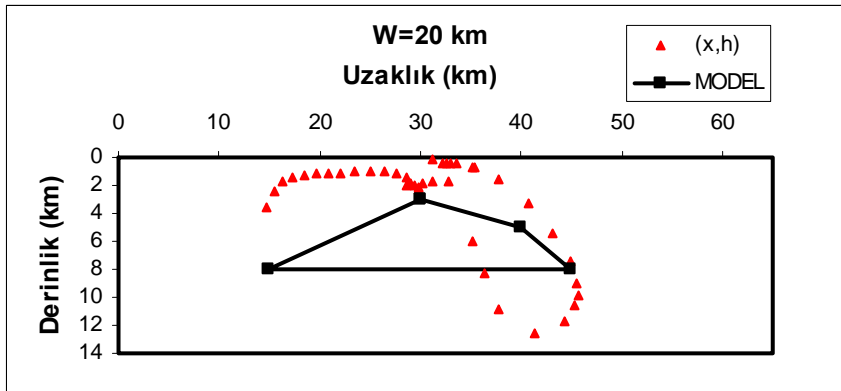


Şekil 3.22. Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $N=1$ $W=40$ km Euler çözümü

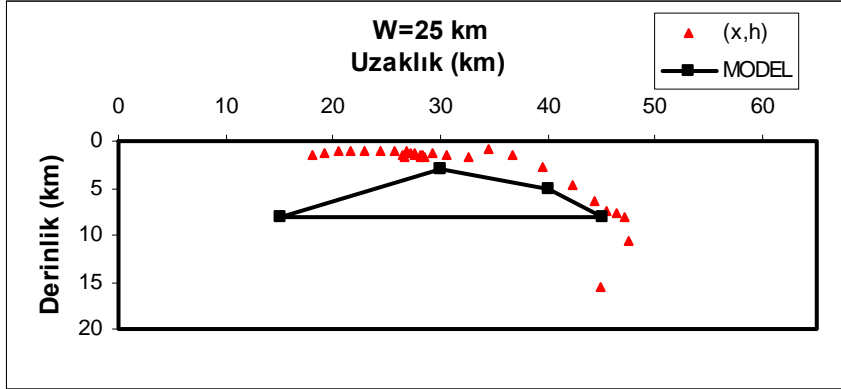
3.1.3. Teorik Modelin Analitik Sinyal Çözümleri



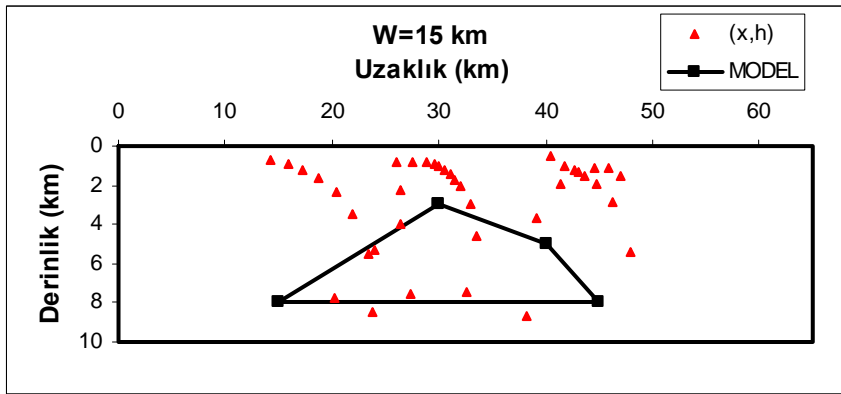
Şekil 3.23. Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $W=15$ km analitik sinyal çözümü



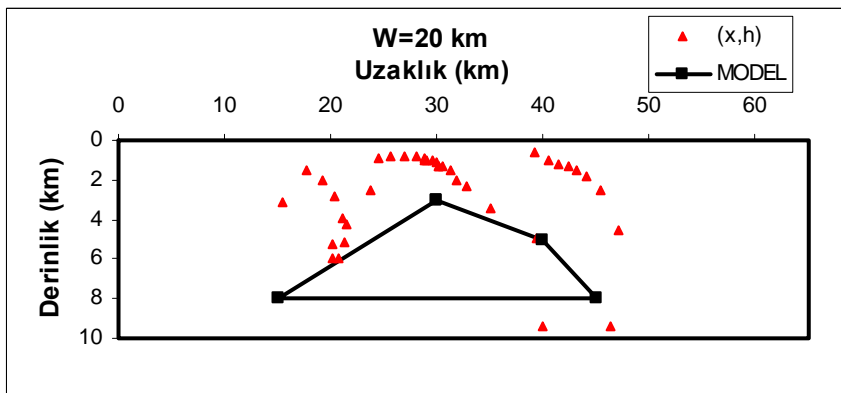
Şekil 3.24. Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $W=20$ km analitik sinyal çözümü



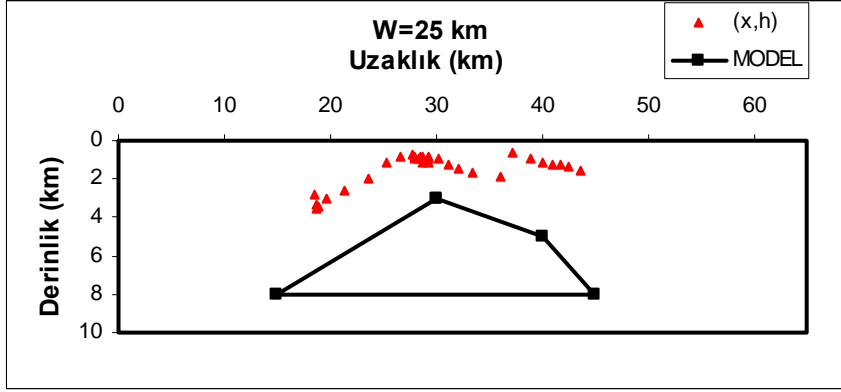
Şekil 3.25. Teorik model, $I=60^0$ anomalisinin $W=25$ km analitik sinyal çözümü



Şekil 3.26. Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $W=15$ km analitik sinyal çözümü



Şekil 3.27. Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $W=20$ km analitik sinyal çözümü



Şekil 3.28. Teorik model, $I=90^0$ anomalisinin $W=25$ km analitik sinyal çözümü

Analitik sinyal tekniği modelimize uyguladığımız üçüncü teknik olup çözümleri grafik şeklinde yukarıda her bir pencere genişliği için ayrı ayrı sunulmuştur. Burada, sonlu basamak yapıdan dolayı oluşan manyetik anomali (2.50) bağıntısının, yatay yöndeki türevi analitik sinyalimizin reel bileşenini oluşturmaktadır. Aynı anomali bağıntısının düşey yöndeki türevi ise analitik sinyalimizin sanal bileşenini oluşturmaktadır. Analitik sinyalin sanal kısmı Spline Fonksiyonlarla, reel kısmı da sanal kısmın, yani anomalinin yatay türevi, düşey türevinin Hilbert Dönüşümü alınarak elde edilmiştir.

3.2. Werner, Euler ve Analitik Sinyal Tekniklerinin Kuramsal Model Çözümlerinin Yorumu

Buraya kadar Werner, Euler ve analitik sinyal tekniklerinin, şekli basit olmayan tek bir modele ait toplam manyetik alan verisinin, $I=60^0$ ve $I=90^0$ anomalilerine uygulanması tanıtılmıştır. Bu tekniklerin genel uygulaması doğrudan $I=60^0$ verisine yapıldığı gibi $I=90^0$ verisine de denenmiş ve sonuçları grafikler şeklinde Bölüm 3.1.1, 3.1.2 ve 3.1.3’de verilmiştir.

Ayrıca teorik modelin $I=90^0$ alınarak elde edilen toplam manyetik alan verisinden oluşturulan Werner ve Euler çözümleri, özellikle modelin köşe noktalarını göstermesi bakımından, $I=60^0$ alınarak elde edilen çözümlerden daha iyidir.

Adı geçen bu üç tekniğin her birinin sonuçlarının yer aldığı genel üç ayrı çizelge oluşturulmuştur (Çizelge 3.1, 3.2, 3.3). Bu çizelgelerde tüm uygulama sonuçları gösterilmiş ve en iyi çözümler daha koyu yazılarak verilmiştir.

Model şekil üzerinde yapılan denemeler sonucu, $I=60^0$ verisine, pencere boyu 15 km alınarak Werner tekniği uygulandığında çözümlerin modelin köşe noktalarında yoğunlaştığı gözlenmiştir. $I=90^0$ verisinde ise modelin bir veya en fazla iki köşesi yakalanabilmiştir. Pencere boyu 20 km alındığında ise modelin köşe koordinatları daha az başarı ile yakalanabilmiştir (Bkz. Çizelge 3.1). Buna karşın pencere boyu 20 km ve $I=90^0$ alındığında orta derinlikte köşe hariç diğer köşelerin derinlik ve konum olarak yakalanması daha başarılı olmuştur. Pencere genişliği 25 ve 30 km alındığında ise çözüm sonuçlarının belli noktalarda birikmediği ve saçılım gösterdiği gözlenmiştir. Ayrıca zorlama ile belirlenebilen köşe noktalarının modelin köşe noktalarında daha da derinlerde elde edildiği gözlenmiştir.

Euler tekniğinde ise Yapısal indeks (SI=Structural Index) 0.5 ve pencere boyu 20 ve 30 km ve $I=60^0$ alındığında elde edilen verilerle iyi sonuçlar elde edilmiş, $I=90^0$ verisi kullanıldığında ise aynı parametrelerde daha az başarı elde edilmiştir. İndeks büyüdükçe elde edilen derinliklerin arttığı gözlenmiştir (Bkz. Çizelge 3.2).

Analitik sinyal tekniği çözümleri de toplu olarak değerlendirildiğinde, $I=60^0$ verisine pencere boyu 15 km alınarak elde edilen çözümde Werner ve Euler tekniklerine göre daha az başarılı sonuçlar elde edilmiştir. Kaynak modelin en sığ ve en derin köşelerinin varlığını gösteren, ancak derinlik ve konum konusunda tam bir rakam verilemeyen sonuçlar elde edilmiştir (Bkz. Çizelge 3.3). Analitik sinyal tekniğinde kullanılan kuramsal eşitliğin kompleks olması ve bu eşitliklerin çözümünde hata oranının hatırı sayılır bir düzeyde olması elde edilen sonuçların bu şekilde oluşmasına neden olduğunu düşündürmektedir.

Werner, Euler ve analitik sinyal tekniklerinin her birinden anomali kaynağı olan kütle veya yapının lokasyonu ve derinliği yanında, süseptibilitesinin de bulunması mümkündür (Doo vd., 2007; Thurston ve Smith, 1997; Stavrev ve Reid, 2007).

Hesaplanan parametrelerin gerçek parametrelerden % 50'ye kadar varan hatalı sonuçlar verebildiği için, bu çalışmada süseptibilite hesaplaması yapılmamıştır.

Werner, Euler ve analitik sinyal yorumlama teknikleri, kütlenin köşe noktalarının bulunmasında etkili olduğu için, kütle geometrisinin de ortaya konması açısından önemlidir. Yani kütle geometrisini bulmak için Werner, Euler ve hatta analitik sinyal tekniklerinin kullanılması gerekir. Bir diğer önemli sayılabilecek bulgu da, $I=90^0$ alınması ile kütle köşe noktalarının konumlarının daha doğru olarak bulunabileceğidir. Bu bulgu Werner dekonvolüsyon tekniğinin arazi verisine uygulanmadan önce, verinin kutba indirgenmesi ile daha sağlıklı sonuç alınabileceğini ortaya koymuştur.

Çizelge 3.1. Kuramsal modelin parametreleri ve farklı pencere boyları için Werner çözümleri

PENCERE BOYU (km)		MODEL											
		KOŞE I			KOŞE II			KOŞE III			KOŞE IV		
		$X_1 = 30$ km	$Z_1 = 3$ km	$X_2 = 40$ km	$Z_2 = 5$ km	$X_3 = 45$ km	$Z_3 = 8$ km	$X_4 = 15$ km	$Z_4 = 8$ km				
I=60°	Dayk	29.5	3.5	45.0	4.0	43.0	8.0	16.0	8.5				
	Basamak	31.0	3.0	38.9	4.4	44.9	7.5	13.0	11.0				
	Dayk	32.9	4.5	41.0	8.0	42.5	8.3	18.4	12.5				
	Basamak	32.5	3.5	39.0	4.0	46.3	6.8	17.1	8.0				
	Dayk	30.5	8.0	39.7	12.0	41.0	8.0	18.0	12.5				
	Basamak	25.0	11.0	35.0	3.5	48.4	6.5	25.0	11.4				
	Dayk	29.0	2.4	40.0	1.9	----	----	----	----				
	Basamak	35.0	1.2	40.0	1.2	48.0	1.5	14.3(1 adet)	7.29(1 adet)				
I=90°	Dayk	30.8	4.0	40.0	1.8	41.0	8.2	18.0	11.0				
	Basamak	31.9	3.2	42.7	4.6	45.0	7.7	16.0	9.0				
	Dayk	29.7	5.5	36.0	6.6	42.0	7.5	18.5	11.0				
	Basamak	32.8	2.5	44	3.7	46.3	7.4	17.1	9.2				
	Dayk	30.0	9.2	40.0	8.6	44.0	11.0	17.0	20.2				
	Basamak	31.0	17.0	35.1	5.5	45.5	12	16.8	16.6				
	Dayk	29.0	2.0	40	2.8	----	----	----	----				
	Basamak	33.0	1.5	39.0	1.0	44.5	1.4	8.5(1 adet)	8.3(1 adet)				

Çizelge 3.2. Kuramsal modelin parametreleri ve farklı pencere boyları için Euler çözümleri

İNKLİNASYON	YAPISAL İNDEKS	PENCERE BOYU (km)	M ODEL											
			KOŞE I			KOŞE II			KOŞE III			KOŞE IV		
			X ₁ =30 km	Z ₁ =3 km	X ₂ =40 km	Z ₂ =5 km	X ₃ =45 km	Z ₃ =8 km	X ₄ =15 km	Z ₄ =8 km				
I=60°	SI=0.5	W=20	29.5	4.5	40.0	4.9	45.0	5.3	16.5	9.1				
		W=30	31.2	3.3	35.5	9.3	36.1	8.5	18.1	6.65				
		W=40	29.5	3.3	----	----	----	----	----	----				
	SI=1.0	W=20	29.5	9.5	37.2	9.1	42.1	7.2	18.3	12.4				
		W=30	29.5	7.8	35.0	10.1	----	----	----	----				
		W=40	29.9	6.8	----	----	----	----	----	----				
	SI=2.0	W=20	29.3	13.26	38.4	11.8	----	----	22.4	17.3				
		W=30	30.4	13.6	----	----	----	----	----	----				
		W=40	29.0	14.6	----	----	----	----	----	----				
	I=90°	SI=0.5	W=20	29.3	5.4	40.5	5.1	40.8	8.3	18.7	6.8			
			W=30	30.7	5.1	38.6	4.7	39.9	9.1	21.0	10.1			
			W=40	30.1	4.1	----	----	----	----	----	----			
SI=1.0		W=20	29.6	8.4	39.1	7.9	----	----	20.5	7.9				
		W=30	30.6	7.8	----	----	----	----	----	----				
		W=40	31.2	7.45	----	----	----	----	----	----				
SI=2.0		W=20	30.3	13.7	37.9	18.9	----	----	----	----				
		W=30	30.2	13.6	----	----	----	----	----	----				
		W=40	31.1	14.6	----	----	----	----	----	----				

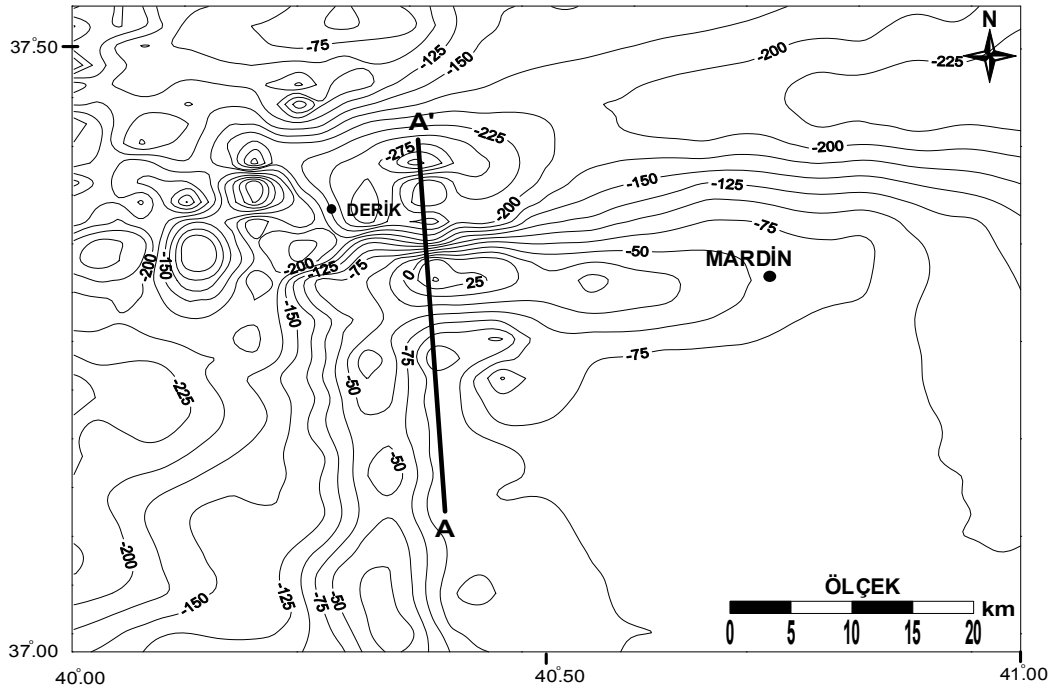
Çizelge 3.3. Kuramsal modelin parametreleri ve farklı pencere boyları için Analitik Sinyal çözümleri

İNKLINASYON	PENCERE BOYU (km)	MODEL							
		KÖŞE I		KÖŞE II		KÖŞE III		KÖŞE IV	
		$X_1=30$ km	$Z_1=3$ km	$X_2=40$ km	$Z_2=5$ km	$X_3=45$ km	$Z_3=8$ km	$X_4=15$ km	$Z_4=8$ km
I=60°	W=15	31.8	2.9	39.5	4.5	46.6	9.8	15.3	8.5
	W=20	29.7	1.8	----	----	45.6	10.5	----	----
	W=25	28.2	1.4	----	----	45.3	7.8	----	----
	W=30	26.5	1.0	----	----	45.2	5.8	----	----
	W=40	32.8	0.4	----	----	----	----	----	----
I=90°	W=15	32.3	2.1	43.1	1.3	----	----	----	----
	W=20	31.2	1.3	39.9(1 ad)	4.9	46.3	9.4	20.1	5.9
	W=25	29.2	0.9	41.1	1.2	----	----	----	----
	W=30	28.8	0.6	----	----	----	----	----	----
	W=40	29.7	0.2	----	----	----	----	----	----

3.3. Werner ve Euler Dekonvolüsyonu ile Analitik Sinyal Tekniklerinin Mardin-Derik Yükselimi Anomalisine Uygulanması

3.3.1. Sahanın Havadan Manyetik Haritası ve Seçilen Profil

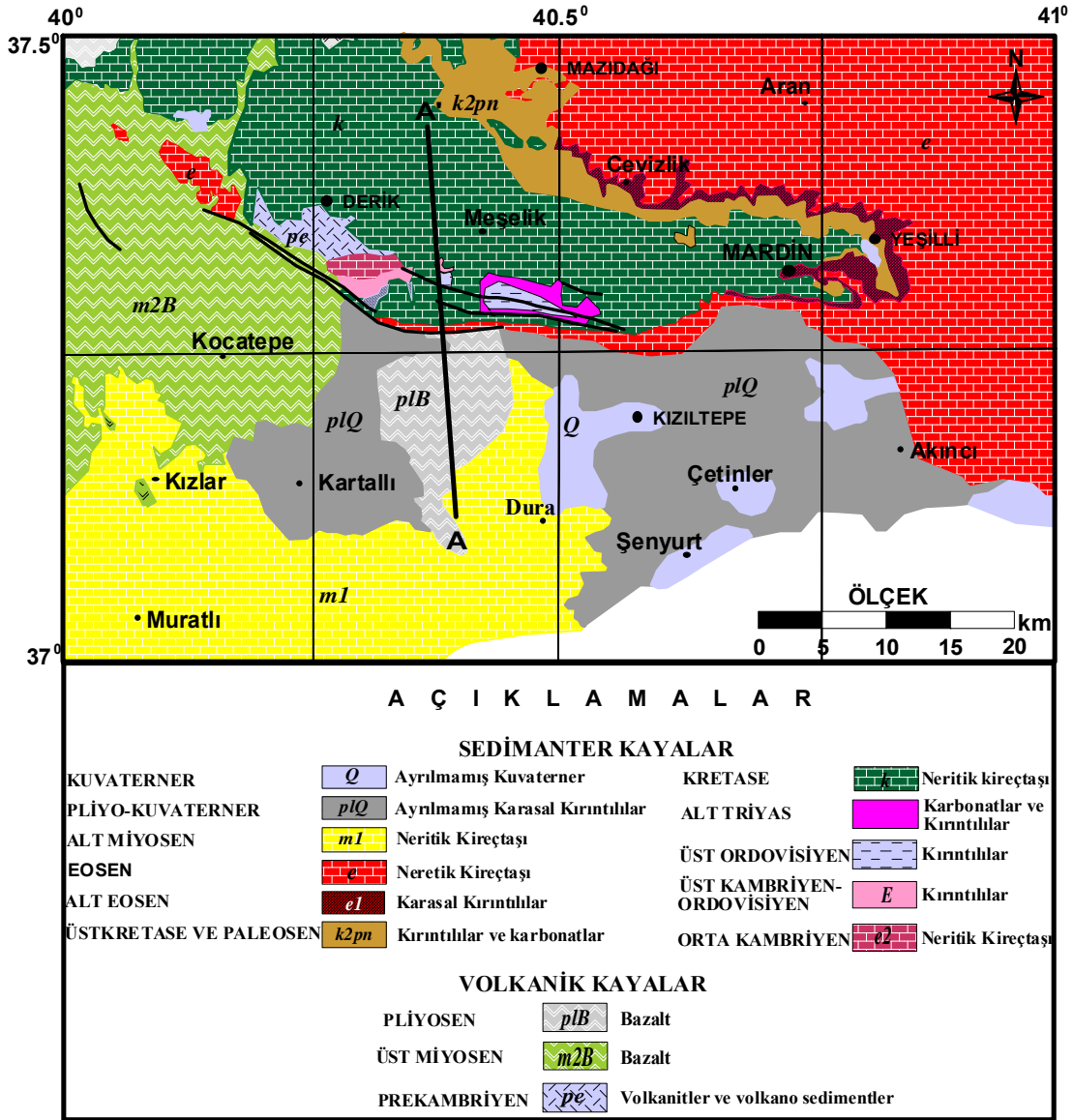
Çalışma sahasına ait toplam manyetik alan anomali haritası, M.T.A. Genel Müdürlüğü Jeofizik Etüdlere Dairesi tarafından, 1979-1989 yılları arasında, havadan manyetik çalışmalar sonucu oluşturduğu manyetik haritadan alınmıştır (Şekil 3.29).



Şekil 3.29. Mardin-Derik yöresine ait aeromanyetik anomali haritası ve AA' profili (M.T.A. tarafından 1999 yılında hazırlanmış, 1/2000.000 ölçekli Türkiye havadan manyetik rejyonal haritasından alınarak düzenlenmiştir.)

Havadan manyetik veriler ortalama 650 m yükseklikten 2.5 km aralıklı, kuzey-güney yönlü, profiller boyunca, yer manyetik alanının toplam bileşenini ölçen manyetometrelerle, uçakla uçularak alınmıştır. Bu uçuşlardan elde edilen toplam manyetik alan değerleri, yer manyetik alanının günlük değişim değerleri ile uçağın uçuş yönüne bağlı değişim miktarları çıkartılarak gerekli düzeltmeler yapılmıştır. 1 nT hassasiyetli proton manyetometresi kullanılarak toplanan verilere sözü edilen düzeltmelere, ilave olarak IGRF (International Geomagnetic Reference Field), (1982) düzeltmesi uygulanmıştır. Şekil 3.29'da verilen harita, tüm düzeltmeler

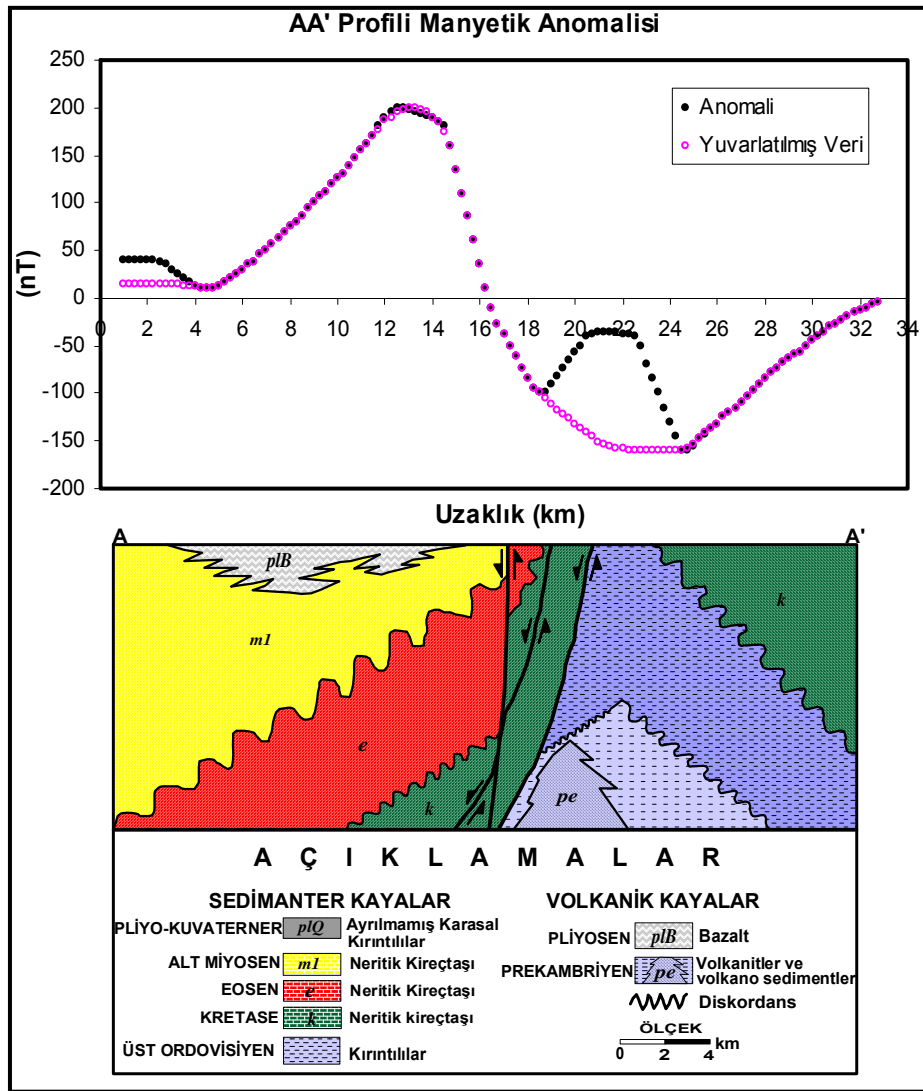
uygulandıktan sonra bulunan değerlerden hazırlanmış havadan manyetik toplam alan anomali haritasıdır.



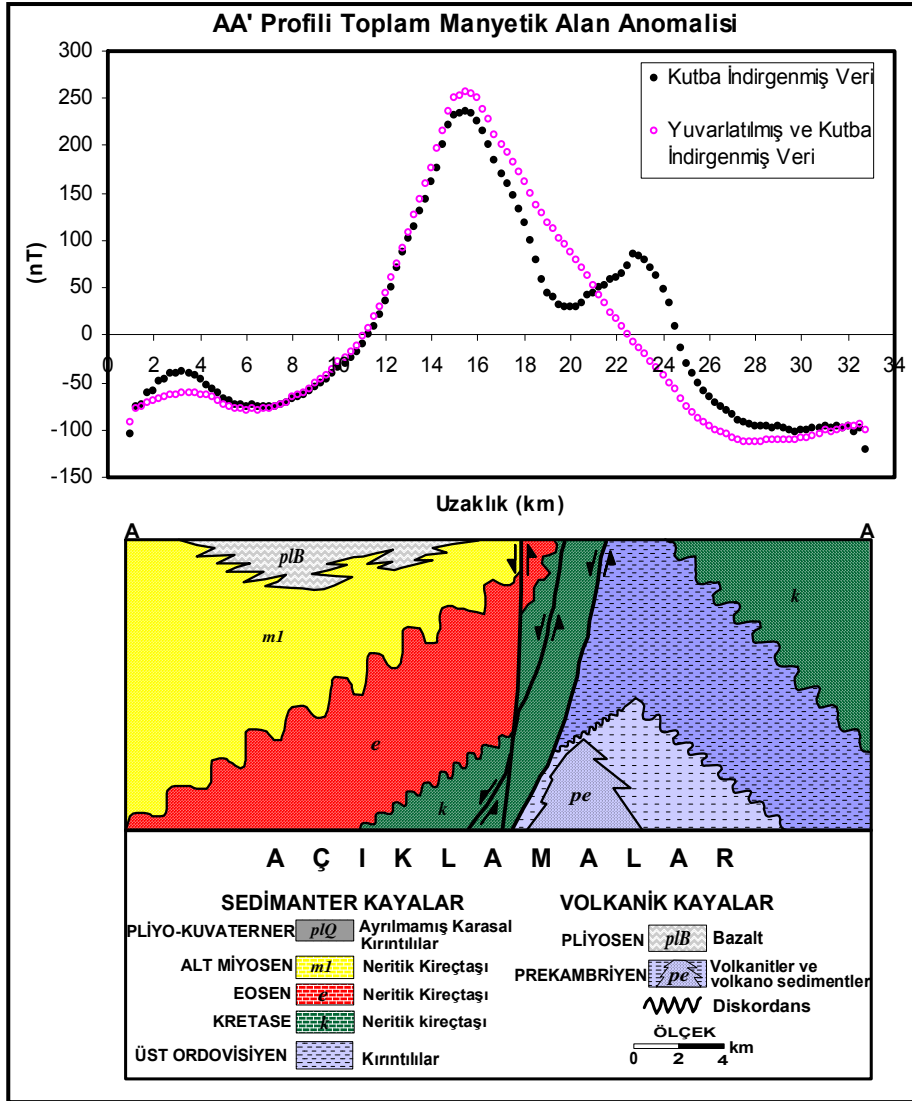
Şekil 3.30. Çalışma sahasına ait jeoloji haritası ve AA' profili (M.T.A. tarafından 2002 de hazırlanan, 1/500.000 lik Diyarbakır paftasına ait haritadan alınarak düzenlenmiştir.)

25 nT aralıklarla konturlanmış manyetik anomali haritasının batı yarısında görülen Kuzey-Güney yönlü kontur uzanımları, Karacadağ volkaniklerinin doğu sınırı gibi gözükse de Kuzeybatı-Güneydoğu (daha çok KKD-GGB) yönlü olası bir fayı da simgeleyebileceği göz önünde bulundurulmalıdır. Haritanın tam ortasına rastlayan Doğu-Batı uzanımlı anomali ise Derik yükselimi olarak tanınan bir yapının

anomalisidir. Haritanın doğu yarısı (Derik yükselimi hariç) manyetik olarak sakin, yani kalın ve mıknatıslanması zayıf sedimanların bulunduğu bölgedir. Şekil 3.30’da üzerinde çalıştığımız profil ve profilin jeolojik harita üzerindeki konumu verilmektedir. AA’ profili olarak adlandırdığımız bu profil Derik yükselimini dik kesecek şekilde yaklaşık olarak Kuzey-Güney yönlü seçilmiştir. AA’ profili boyunca, jeoloji haritasından alınan kesit ile manyetik haritadan alınan anomali kesiti ve bu anomalinin yuvarlatılmış hali de şekil 3.31 ile verilmektedir. Manyetik haritadaki değerler tüm Türkiye için rejyonel değerlerdir. Sadece AA’ profilinin bulunduğu yörenin manyetik anomalisini temsil edecek değerleri elde etmek için haritadan alınan değerlere +150 nT ilave edilmiştir.



Şekil 3.31. AA’ profiline ait manyetik anomali ile yuvarlatılmış anomali ve jeoloji kesitleri (M.T.A. 1/500.000 lik Diyarbakır paftasından alınarak hazırlanmıştır.)



Şekil 3.32. AA' profiline ait kutba indirgenmiş anomali ile yuvarlatılmış verinin kutba indirgenmiş anomali ve jeoloji kesitleri

Manyetik anomalilerin yorumlanmasında karşılaşılan sorunlardan bir tanesi de, anomaliye sebep olan kaynak kütle ile bu kütlenin anomali arasında bir kayma olmasıdır. İşte bu sorunu gidermek için AA' profil verisi kutba indirgenmiştir. Şekil 3.32'de manyetik anomalinin hem kutba indirgenmiş anomali hem de yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomali ile profile ait jeolojik kesitleri birlikte verilmektedir.

3.3.1.1. Manyetik Verilerin Kutba İndirgenmesi

Manyetik anomalilerin yorumlanması sırasında genellikle, manyetik kütle ile anomali arasında açık bir ilişki gözlenememektedir. Bunun en önemli nedeni anomalinin maksimumunun cismin düşeyinde bulunmamasıdır. Yorumlama sırasında bu tür sorunları en aza indirgeyip, doğru bir yorumlama yapmak için manyetik verilere kutba indirgeme yöntemi sıklıkla uygulanmaktadır. Biz de manyetik profil verimizi bu nedenden ötürü kutba indirgedik.

İlk olarak Baranov (1957), daha sonra Baranov ve Naudy (1964) mıknatıslanma vektörünün, toplam alan vektörü yönünde olduğunu kabul ederek, düşey ve toplam manyetik anomalileri ile kutba indirgenmiş anomali ve türevleri arasındaki ilişkileri göstermiştir.

Bu çalışmada kullanılan kutba indirgeme tekniği ise uzaysal ortamda Bhattacharya (1965)'nin tanıttığı tekniktir.

3.3.2. Seçilen Manyetik Profilin Werner , Euler ve Analitik Sinyal Çözümleri

Kuramsal bir model ile analiz edilen Werner, Euler ve Analitik Sinyal teknikleri, Mardin-Derik yöresindeki Prekambriyen yaşlı mıknatıslanması yüksek bazik kütlelerin üst derinliğini ve geometrik yapısını belirlemek amacıyla uygulanmıştır. Bu nedenle Şekil 3.29'da verilen manyetik anomali haritasından, yine aynı şekil üzerinde gösterilen AA' kesiti alınmıştır.

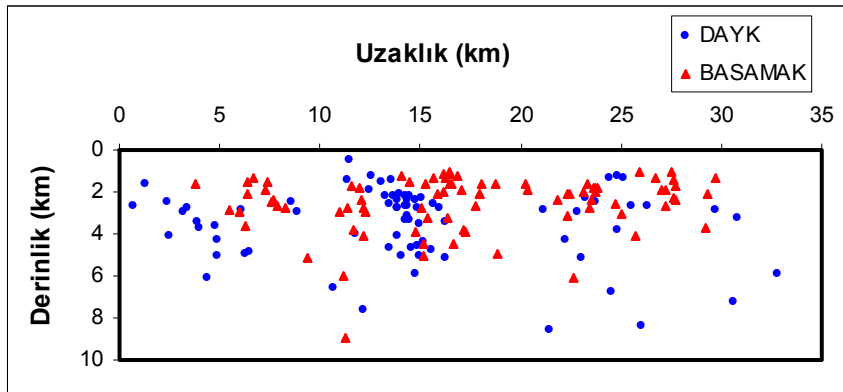
Sahanın toplam manyetik alan şiddeti 45000 nT civarında, İnklinasyon (eğim) açısı 52^0 kadardır. Manyetik anomali haritası üzerinden alınan AA' profiline göre çizilen anomali kesiti Şekil 3.31 de, 150 nT ilave edilerek belli bir baza taşınarak verilmiştir. Bu manyetik anomali $\Delta x = 250m$ aralıklarla örneklenmiştir. Bu manyetik anomalinin eğim açısı 52^0 olduğundan, anomalimiz kutba indirgenmiştir, yani eğim açısının 90^0 olması durumundaki anomali verilerimiz elde edilmiştir (Şekil 3.32). Aynı zamanda anomali verimiz, Karacadağ volkaniklerinden kopup gelen, Pliyosen

yaşlı bazaltların etkisinden kurtarmak için, gözle yuvarlatılmış ve bu yuvarlatılmış anomali de kutba indirgenmiştir (Şekil 3.32).

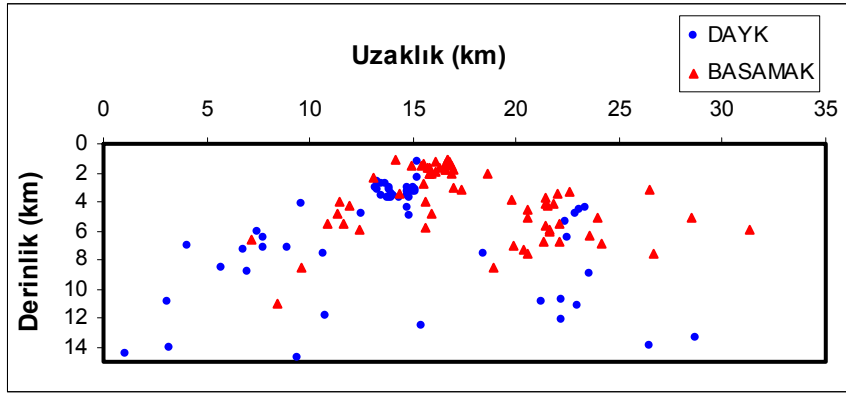
Bu çalışmada kullanılan teknikler yuvarlatılmış veri ile yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş verilere uygulanmıştır. Adı geçen üç teknikte pencere genişliği $WO = 4.\Delta x$ ve kayan pencere aralığı $HA = 1.\Delta x$ alınmıştır. Bütün bu verilenlerin ışığında AA' anomalisinden elde edilen derinlik çözümleri aşağıda sırasıyla verilmiştir. Her üç teknikte de çözümlerin yoğunlaştığı yerler dikkate alınmıştır.

3.3.2.1. Werner Dekonvolüsyon Çözümleri

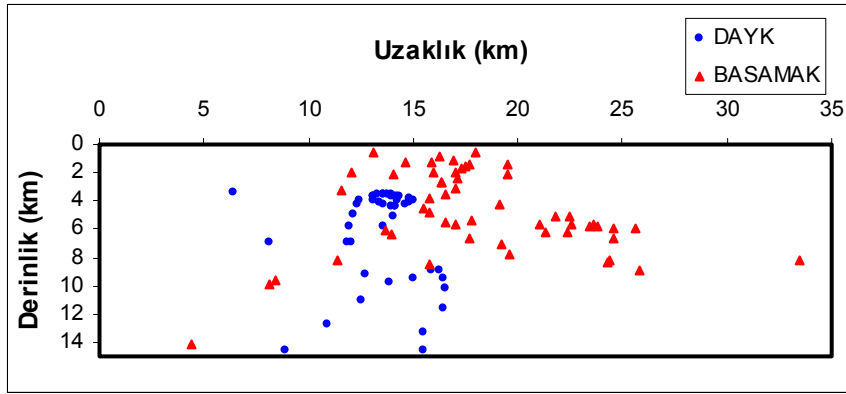
Yuvarlatılmış veriye ait Werner çözümleri incelendiğinde pencere boyu 10 km alındığında $x=6-7$ km'de $h=1$ km, $x=14-16$ km'de $h=1.5-3$ km ve $x=23-24$ km'de $h=2$ km civarlarında anomali verebilecek kütleler olduğu saptanmıştır. Pencere boyu 15 km alındığında elde edilen çözümde ise $x=14-16$ km $h=2-3$ km'de ve $x=22$ km $h=4$ km'de iki kütle olduğu görülmektedir. Pencere boyu 20 ve 25 km alındığında ise $x=14-16$ km'deki kütlelerin derinliği artmakta ve $x=6-7$ km ve $x=23-24$ km deki kütlelerin çözümlerinin gözlenmediği saptanmıştır.



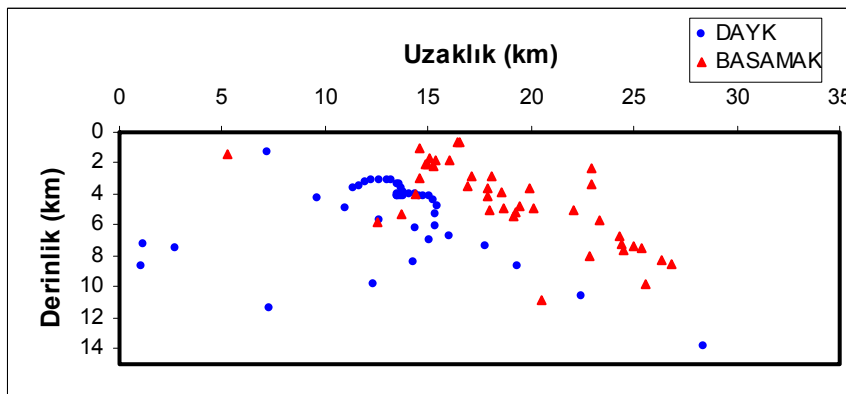
Şekil 3.33. AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $W=10$ km pencere genişlikli Werner çözümü



Şekil 3.34. AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin W=15 km pencere genişlikli Werner çözümü

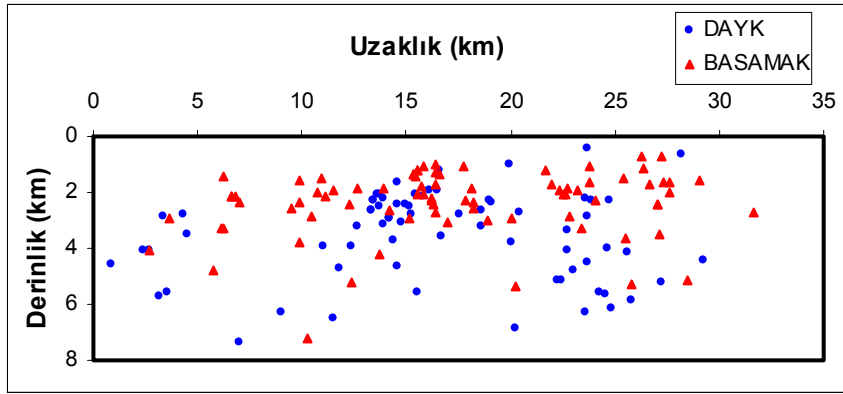


Şekil 3.35. AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin W=20 km pencere genişlikli Werner çözümü

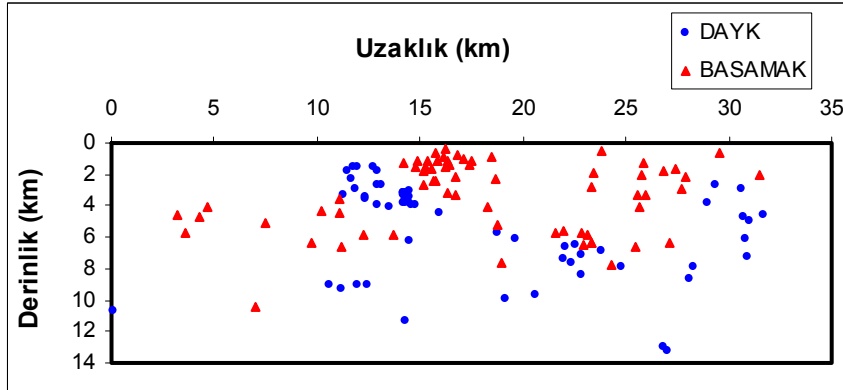


Şekil 3.36. AA' Profiline ait yuvarlatılmış anomalinin W=25 km pencere genişlikli Werner çözümü

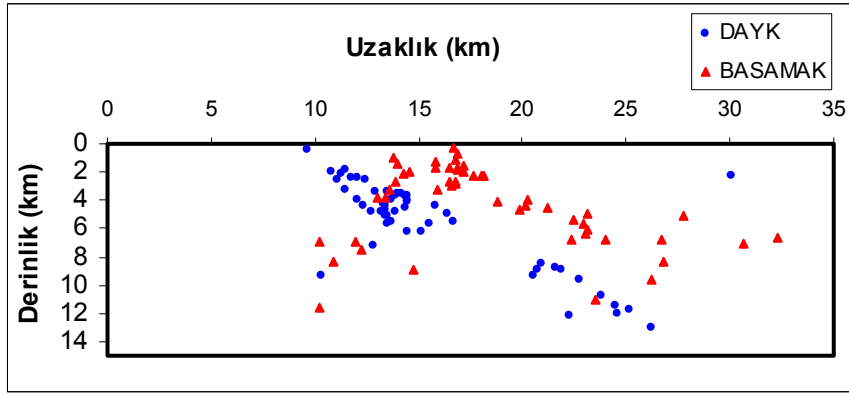
Yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş verinin Werner çözümleri ele alındığında ise; yine $x=14-16$ km $h=1.5-2$ km'de ve $x=23$ km $h=2$ km'de anomali verebilecek olası iki kütle saptanmıştır, $x=6-7$ km'lerdeki üçüncü kütle saptanamamıştır. Pencere boyu arttıkça $x=16$ km'de basamak yapı çözümleri aynı derinlikte yoğunlaşırken, $x=14$ km'deki dayk yapı daha derinde çözüm vermiştir. Pencere boyu arttıkça $x=23$ km'deki olası yapının derinlik çözümlerinde elde edilen değerler de artmıştır.



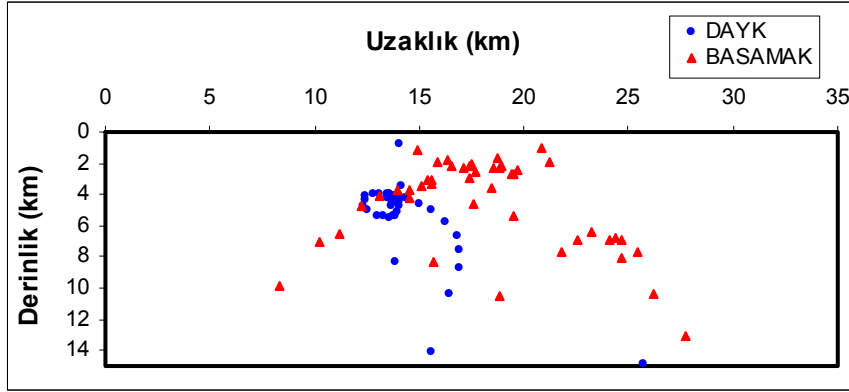
Şekil 3.37. AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $W=10$ km pencere genişlikli Werner çözümü



Şekil 3.38. AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $W=15$ km pencere genişlikli Werner çözümü



Şekil 3.39. AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin W=20 km pencere genişlikli Werner çözümü



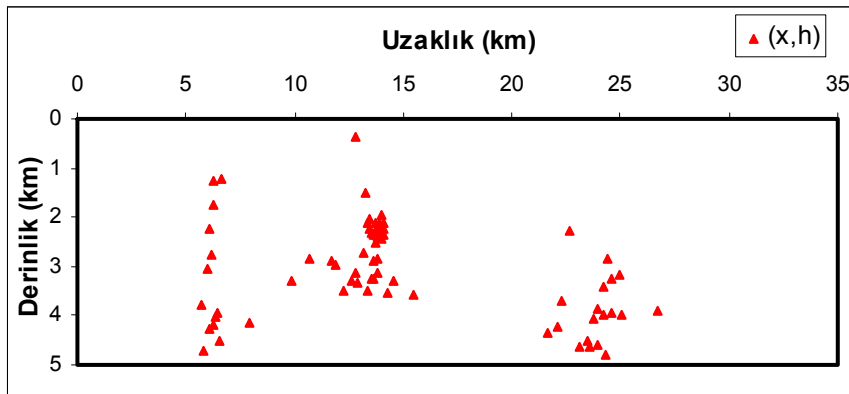
Şekil 3.40. AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin W=25 km pencere genişlikli Werner çözümü

3.3.2.2. Euler Dekonvolüsyon Çözümleri

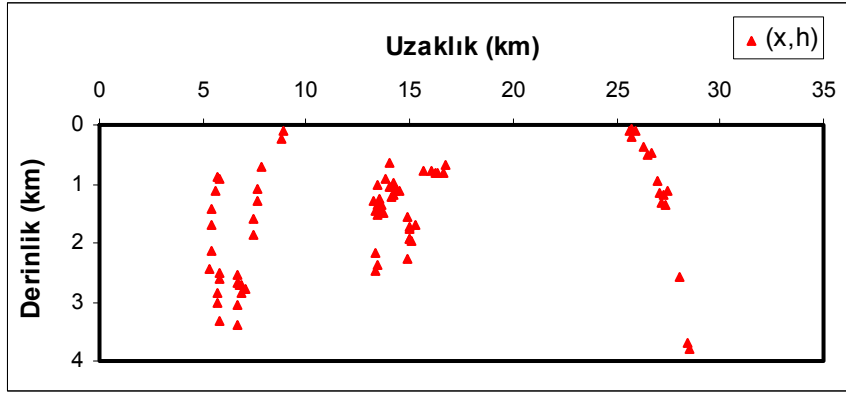
Kuramsal model uygulamalarından elde edilen sonuçlara ve Reid (1998), Mushayandebvu vd. (2001), FitzGerald vd. (2004) ile Doo vd. (2007) gibi araştırmacıların yaptığı çalışmalara dayanarak bu saha için en uygun yapısal indeks değerinin 0.5 ve 0 olabileceği kabul edilmiş ve Euler çözümleri bu indeks değerlerine göre yapılmıştır. Uygulamada yapısal indeks değerinin ve uygun pencere boyunun dikkatli seçilmesi gerektiği yapılan çözümlerde gözlenmiştir. Keza yapısal indeks değeri arttıkça elde edilen derinlik değerleri de artmaktadır.

Yuvarlatılmış veriye ait Euler çözümlerini de inceleyecek olursak; Buradaki çözümlerde de anomali verebilecek üç olası kütle göze çarpmaktadır. Birinci kütle $x=6$ km $h=1$ km de, ikinci kütle $x=14-15$ km $h=2-2.5$ km'de ve üçüncü kütle $x=24-25$ km $h=3-4$ km'de olabileceği görülmektedir. Kuramsal model çözümleri sonucu bu bölgeye ait yapısal indeksin $SI=0.5$ olduğu belirlenmişti. Ancak yapısal indeks $SI=0$ alınarak elde edilen çözümlerde yatay konumlarda pek bir değişiklik gözlenmezken elde edilen derinliklerin yüzeye doğru yaklaştığı gözlenmiştir.

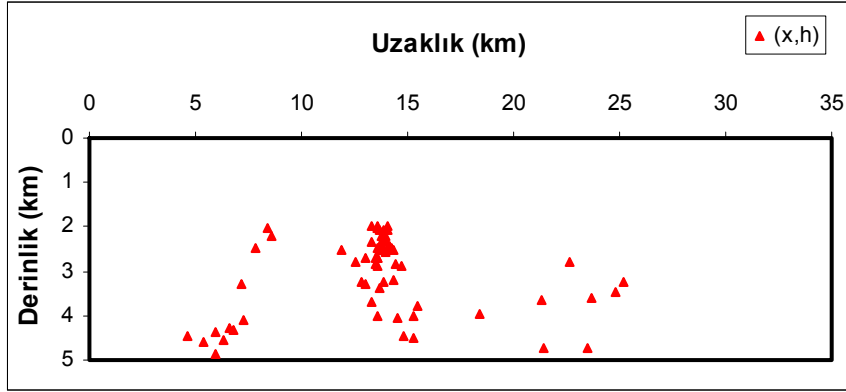
Pencere boyu büyüdükçe olası ikinci kütle konumu belirginleşirken anomalinin kenarlarına tesadüf eden olası diğer iki kütle etkileri gözlenmemiştir. Pencere boyunun uygun pencere boyundan daha büyük seçilmesi durumunda birbirine yakın kütlelerin ayırt edilmesi güçleşmektedir. Bir kez daha görülmüştür ki, doğru yapısal indeksin seçilmesi ve uygun pencere boyunun saptanması en doğru çözüme ulaşılması bakımından çok önemlidir.



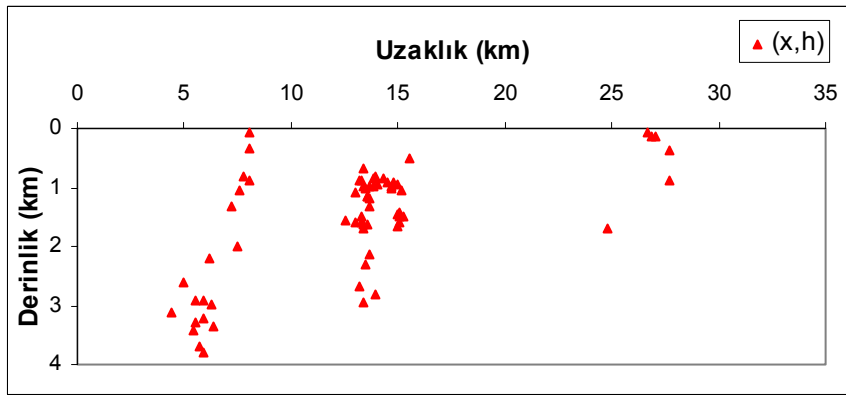
Şekil 3.41 AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $SI=0.5$, $W=7.5$ km pencere genişlikli Euler çözümü



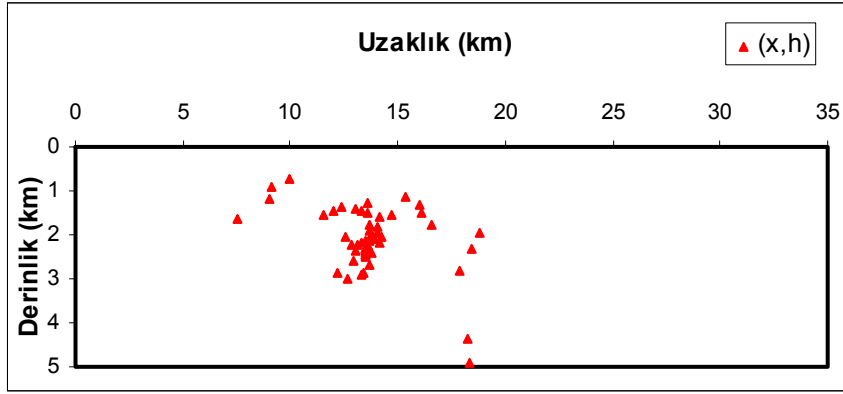
Şekil 3.42. AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $SI=0$, $W=7.5$ km pencere genişlikli Euler çözümü



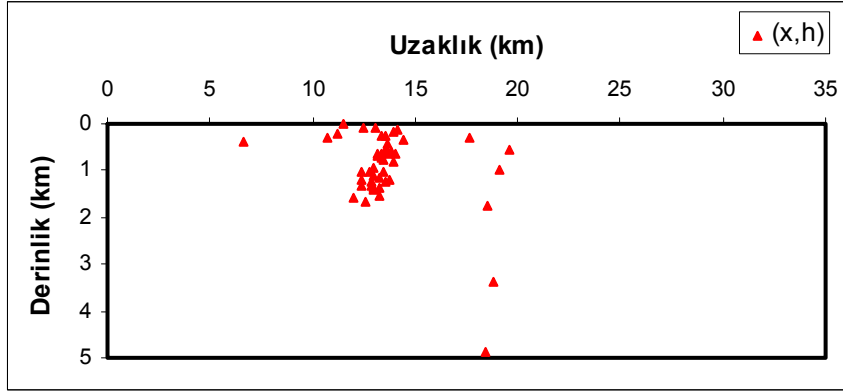
Şekil 3.43. AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $SI=0.5$, $W=10$ km pencere genişlikli Euler çözümü



Şekil 3.44. AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $SI=0$, $W=10$ km pencere genişlikli Euler çözümü

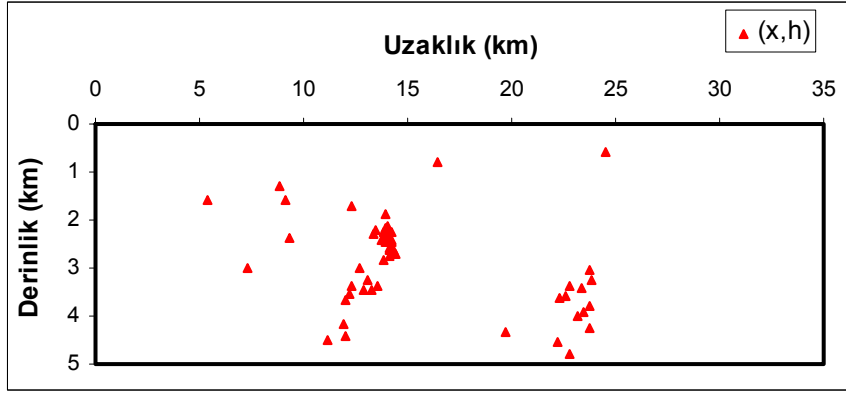


Şekil 3.45. AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $SI=0.5$, $W=15$ km pencere genişlikli Euler çözümü

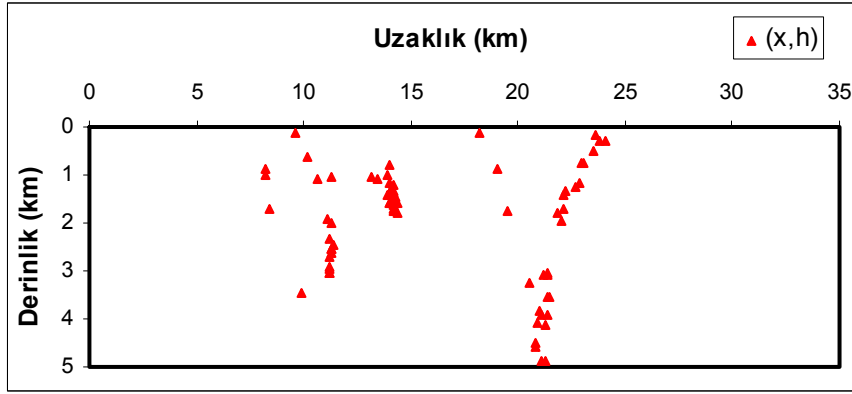


Şekil 3.46. AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $SI=0$, $W=15$ km pencere genişlikli Euler çözümü

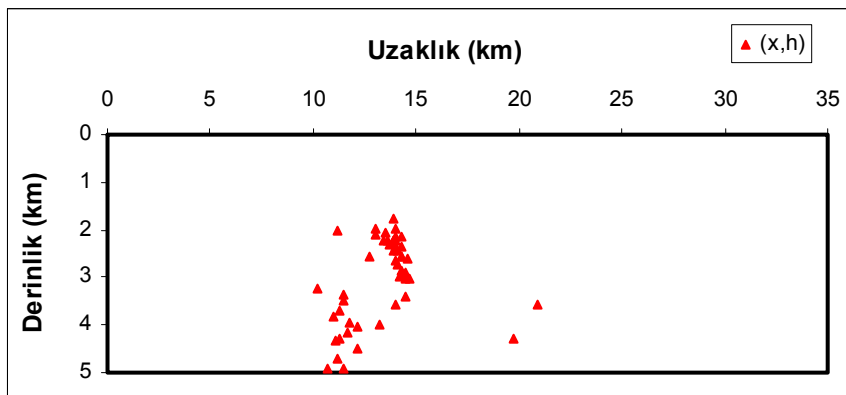
Yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin Euler çözümlerine bakıldığında ise; yukarıda sözü edilen birinci kütle gözlenememiştir. Pencere boyu 7.5 km iken yapısal indeks 0 ve 0.5 alınarak elde edilen çözümlerde olası ikinci ve üçüncü kütlelerin yatay konumları aynı olurken elde edilen derinlik çözümleri farklılık göstermiştir. Yapısal indeks 0.5 alınarak elde edilen çözümler Werner ve yuvarlatılmış Euler çözümleriyle daha uyumlu bulunmuştur. Pencere boyu 10 km alındığında yapısal indeks 0.5 iken olası üçüncü kütle gözlenmeyip, ikinci kütle $x=14$ km $h=3-4$ km'de net bir şekilde görülürken, yapısal indeks 0 iken olası ikinci ve üçüncü kütle gözlenmekte ama elde edilen derinlikler yüzeye daha yakın olmuştur. Pencere boyu 15 km yapısal indeks 0.5 iken olası ikinci kütle net bir şekilde gözlenmektedir.



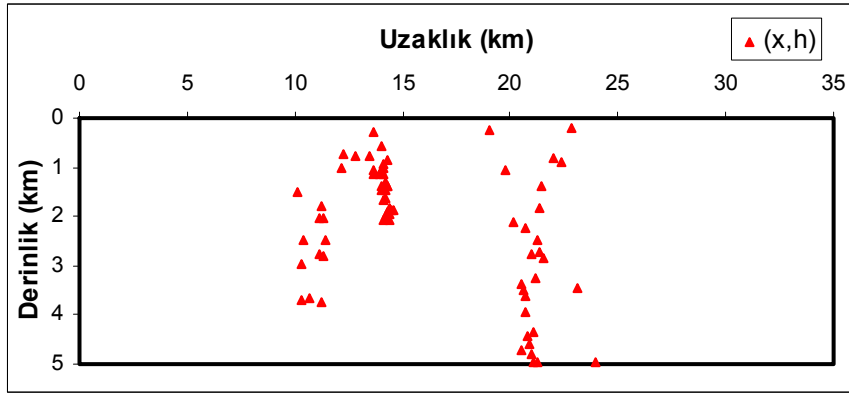
Şekil 3.47. AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $SI=0.5$, $W=7.5$ km pencere genişlikli Euler çözümü



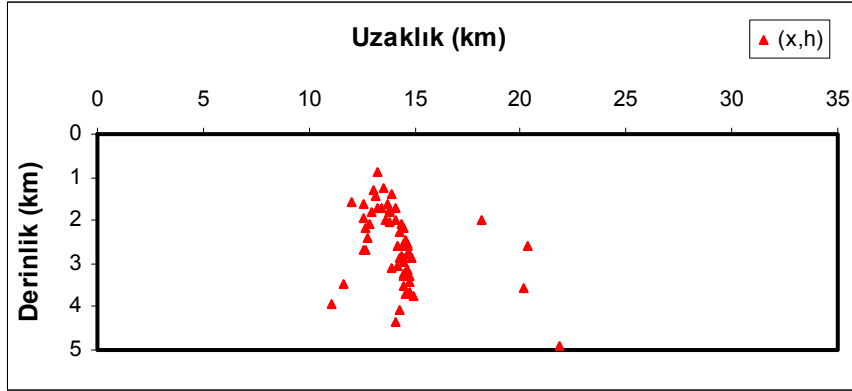
Şekil 3.48. AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $SI=0$, $W=7.5$ km pencere genişlikli Euler çözümü



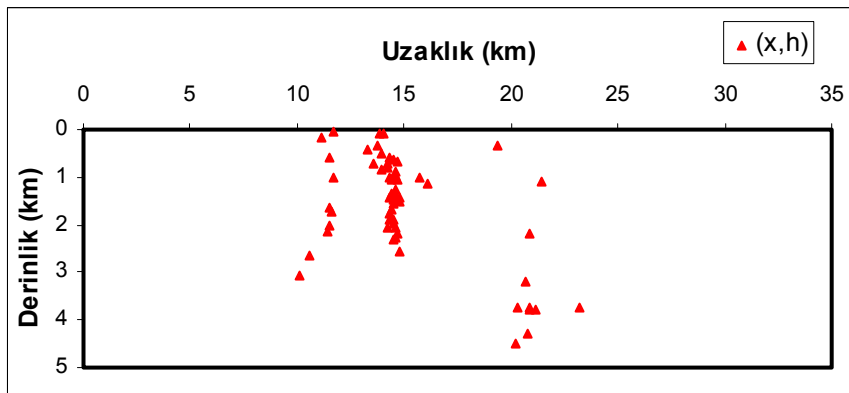
Şekil 3.49. AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $SI=0.5$, $W=10$ km pencere genişlikli Euler çözümü



Şekil 3.50. AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $SI=0$, $W=10$ km pencere genişlikli Euler çözümü



Şekil 3.51. AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $SI=0.5$, $W=15$ km pencere genişlikli Euler çözümü

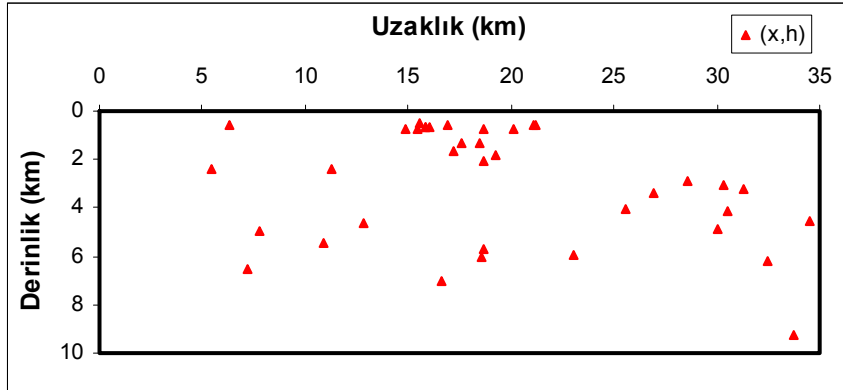


Şekil 3.52. AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin $SI=0$, $W=15$ km pencere genişlikli Euler çözümü

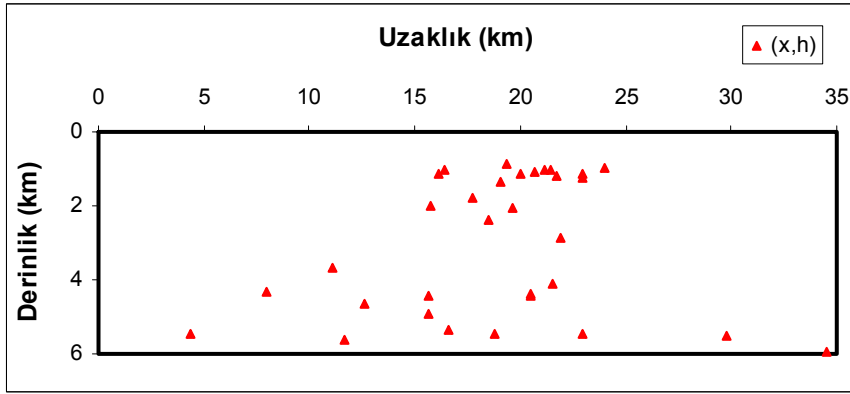
3.3.2.3. Analitik Sinyal Tekniği Çözümleri

Analitik sinyal çözümlerinden elde edilen sonuçlara gelince; $x=15-20$ km arasında $h=1-3$ km arasında olası bir kütle gözleniyor gibi gözükse de genel anlamda çözümlerin tümüne bakıldığında elde edilen sonuçların pek güven verici olmadığı söylenebilir.

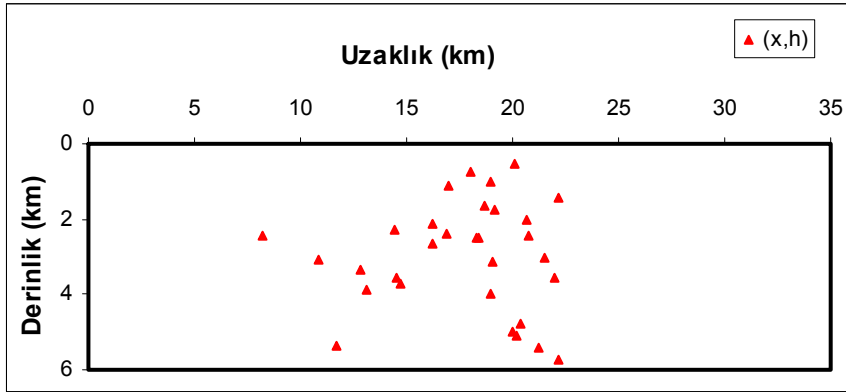
Eğer kaynak kütle çok köşeli ve köşeler birbirinden yeterli uzaklıkta değilse köşelerin koordinatlarının belirlenmesinde güçlüklerle karşılaşılabilir. Dikkat edilmesi gereken diğer bir konu da profil uzunluğudur. Eğer kütlenin derin köşeleri profilin başına ve sonuna yakın ise o köşelerden gelecek sinyallerin sönümü profilin dışında kalan noktalarda olacaktır ve kütle parametreleri ile ilgili hesaplamalarda bazı belirsizlikler meydana gelebilecektir (Aydın, 1999).



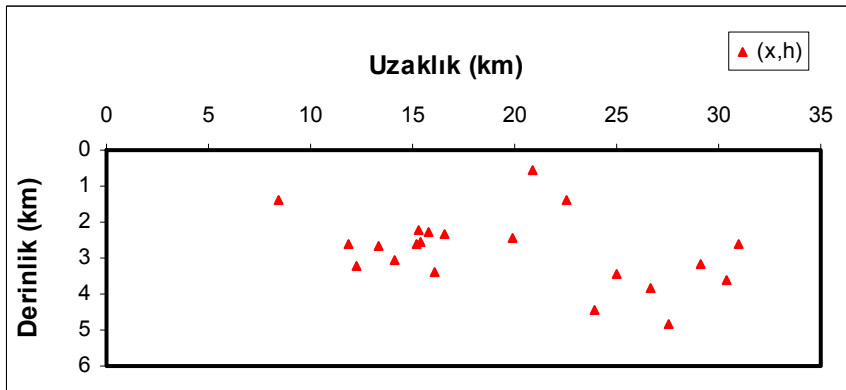
Şekil 3.53. AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin $W=5$ km pencere genişlikli analitik sinyal çözümü



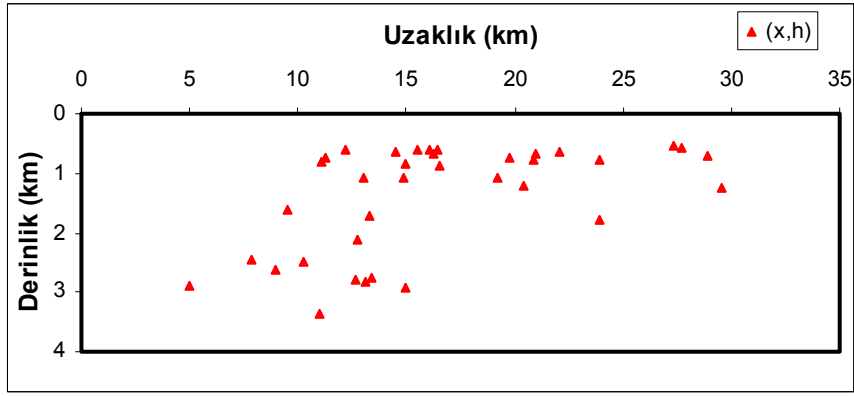
Şekil 3.54. AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin W=7.5 km pencere genişlikli analitik sinyal çözümü



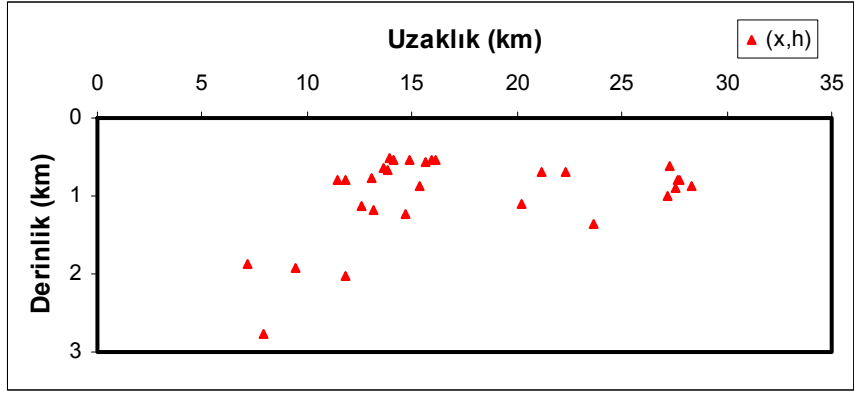
Şekil 3.55. AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin W=10 km pencere genişlikli analitik sinyal çözümü



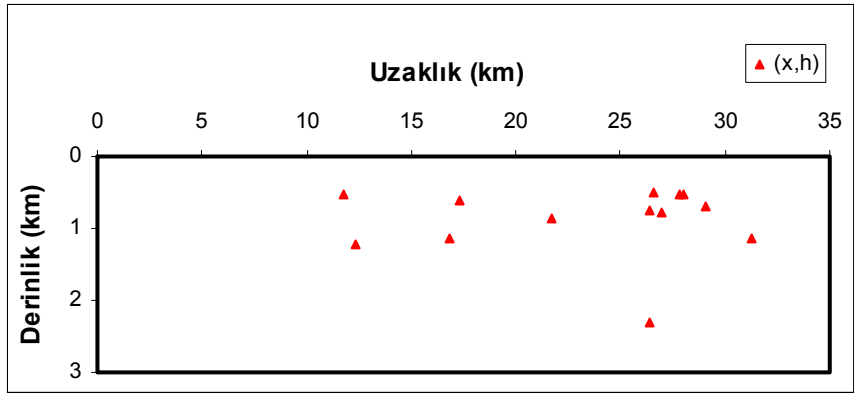
Şekil 3.56. AA' profiline ait yuvarlatılmış anomalinin W=15 km pencere genişlikli analitik sinyal çözümü



Şekil 3.57. AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin W=5 km pencere genişlikli analitik sinyal çözümü



Şekil 3.58. AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin W=7.5 km pencere genişlikli analitik sinyal çözümü



Şekil 3.59. AA' profiline ait yuvarlatılmış ve kutba indirgenmiş anomalinin W=10 km pencere genişlikli analitik sinyal çözümü

4. SONUÇ

Düşey kesiti yamuk olan kuramsal bir model ile sınıanan Werner, Euler ve Analitik Sinyal teknikleri, daha sonra Mardin-Derik yöresindeki Prekambriyen yaşlı bazik kütlenin derinliğini ve geometrik yapısını ortaya koymak için AA' manyetik profil verisine uygulanmıştır.

Model çalışma sonuçlarını değerlendirdikten sonra gerçek anomali verileri kullanılarak sebep olan kaynak kütlenin lokasyon ve derinliğini saptamak üzere bir önceki bölümde sunulan çalışmalar yapılmıştır. Çalışmaları, AA' profili üzerindeki büyük genlikli asıl anomali üzerinde yoğunlaştırmak için anomali gözle yuvarlatılmıştır.

Bu çalışmada elde edilen sonuçlar iki kısımda incelenecektir. Birinci kısım uygulanan teknikler açısından bir değerlendirme, ikinci kısım ise sahanın jeolojik yapısına getirilen katkı şeklinde olacaktır.

Kullandığımız tekniklerden ilki olan Werner dekonvolüsyon tekniğinin en önemli özelliği teorik sadeliği ve uygulamadaki kolaylığıdır. Bu tekniğin modellemedeki başarısını etkileyen en önemli etken türev verilerinin hassas bir şekilde elde edilmesidir. Werner dekonvolüsyonu parametre tahmini gerektirmez. Anomaliye neden olan yapıların geometrilerine dayalı olarak minimum varsayımlar gerektirmektedir. Dalımlı dayk ve kontak yapılar son derece kullanım alanı olan iki modeldir. Aynı zamanda kaynak geometrileri geniş bir yelpazede modellenebilir. Werner dekonvolüsyonunda, kaynak parametrelerinin tahmin sonuçları, final yorumda direkt olarak kullanılabilir. Veya ilk modeller ters çözüm çalışmalarıyla daha fazla detaylandırılarak şekillendirilebilir.

İkinci olarak ele alınan Euler dekonvolüsyon tekniğinin de uygulama kolaylığı ve teorik sadeliği dikkat çekicidir. Bu tekniğin en önemli özelliği yapısal indeks değerinin seçimidir. Thompson (1982) ve Reid vd. (1990) gibi araştırmacıların önerdiği en küçük saçılımı veren indeksin seçilmesi veya Barbosa vd. (1999)'ın

önerdiği en düşük ilişkiyi veren yapısal indeksin tercih edilmesi gibi metotlar yerine, kuramsal model ile yapılan denemeler sonucu en uygun yapısal indeks bulunması yoluna gidilmiştir. Çünkü seçilen kuramsal model, basit bir kaynak model olmayıp yamuk şeklinde bir modeldir. Yüksek yapısal indeks değerlerinin derinden, düşük yapısal indeks değerlerinin sığ bölgelerden çözüm verdiği gözlenmiştir.

Ayrıca hem Werner hem de Euler dekonvolüsyon tekniklerinde örnekleme aralığına bağlı olarak seçilen pencere genişliğinin, çözümlerdeki başarısını etkileyen önemli bir unsur olduğu gözlenmiştir. Her iki teknikte de profilin başlangıç ve son kısımlarına ait bazı çözümler ihmal edilebilir. Çünkü bu kısımlardan elde edilen çözümler bazı kararsızlıklar içerebilmektedir. Pencere boyu anomalinin en az yarısını kapsayacak uzunlukta seçilmelidir. Pencere boyunun normalden uzun seçildiği durumlarda birbirine yakın kütlelerin ayırt edilmesinde zorluklar gözlenmiştir.

Üçüncü ve son teknik olan Analitik Sinyal tekniğinde Werner ve Euler dekonvolüsyon tekniklerine göre daha az başarı elde edilmiştir. Bunun nedenini, bu teknikte kullanılan kuramsal eşitliğin kompleks olmasına ve bu eşitliklerin çözümünde hata oranının yüksek olmasına bağlayabiliriz.

Bu çalışmaya konu olan üç tekniğin, programlanabilir olması ve çok sayıda verinin otomatik olarak yorumlanmasında sağladığı zaman tasarrufu avantajları arasında yer alırken, kişisel yoruma açık olması ve deneyimli bir yorumcuya ihtiyaç göstermesi de dezavantaj sayılabilir.

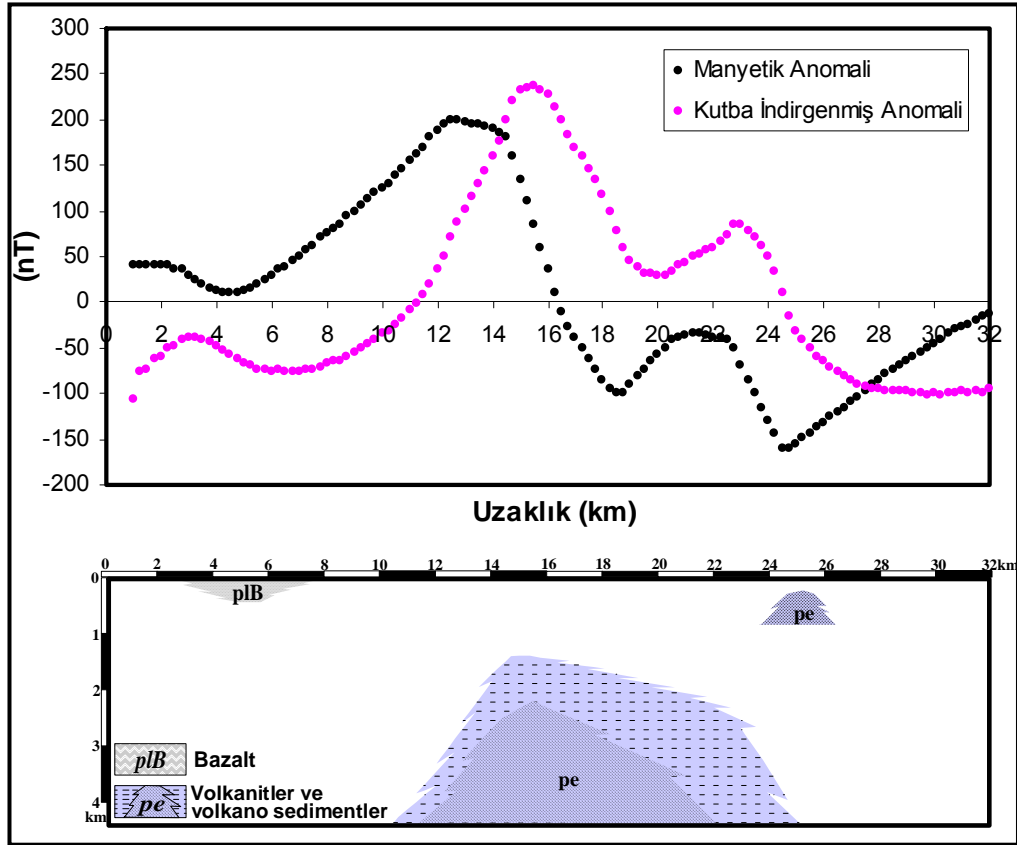
Werner, Euler ve Analitik Sinyal tekniklerinin uygulanmasıyla elde edilen derinlik çözümlerinin birleştirilmesi sonucu; Üzerinde çalışılan AA' profilinin batısında yüzlek vermiş olan Doğu-Batı uzanımlı Prekambriyen yaşlı volkanitler ve volkano sedimentlerin, Şekil 3.31 ve 3.32 de verilenden biraz daha farklı konumda olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.1). Şöyle ki profil üzerinde yatayda 5. ile 6. km arasında uçuş yüzeyinden 700-800 m kadar uzakta anomali veren bir

kaynak gözlenmektedir. Bu kütleinin Karacadağ volkanitlerinden kopup gelen Pliyosen yaşlı bazaltlar olduğu söylenebilir. Uçuş yüksekliğinin 650 m olduğu düşünülecek olursa, profilin 5. ve 6. kilometreleri arasında yüzeyde gözlenen bu pliyosen yaşlı bazaltların hemen yeryüzünde olduğu düşünülebilir.

Werner, Euler ve analitik sinyal teknikleri ile profilin 14. ile 16. kilometreleri civarında 2-2.5 km kadar derinde, ve profilin 23.ile 24. kilometreleri civarında 3-3.5 km kadar derinde anomaliye neden olan kaynaklar hesaplanmıştır. Bu noktalar asıl büyük genlikli anomaliye neden olan tek bir kütleinin köşe noktalarının uçuş yüksekliğinden olan derinlikleridir. Yine uçuş yüksekliği olan 650 m göz önüne alındığında, anomaliye neden olan bu prekambriyen yaşlı bazik kütleinin köşe noktalarının yeryüzünden derinlikleri sıg olan köşe için 1350-1850 m, daha derin olan köşe için 2350-2850 m civarında olduğu düşünülebilir.

Yuvarlatılmamış veride gözlenen küçük genlikli anomali ile yuvarlatılmış verinin Werner ve Euler çözümlerini göz önüne alacak olursak, 25. km civarında yeryüzüne oldukça yakın yine bazik bir kütleinin olduğu düşünölmektedir. Bu kütleinin yukarıda bahsettiğimiz ana kütlenden kopan alloktan bir yapı olduğu söylenebilir.

Buraya kadar kuramsal eşitlikleri verilen Werner dekonvolüsyon, Euler dekonvolüsyon ile analitik sinyal teknikleri tanıtılmış, model yapıya uygulama sonuçları tartışılmış ve bir arazi eğrisine yapılan uygulamasının sonuçları verilmiştir. Derik yükselimi olarak bilinen bu tektonik yapının çekirdeğini oluşturan ve Türkiye manyetik ve gravite haritalarında anomali veren (bakınız: www.mta.gov.tr/mta_web/haritalar.asp) asıl yapının yüzeyden ortalama 1.5 km derinde olduğu söylenebilir. Bu yapının süseptibilitesi ve özgül ağırlığı çevresine göre daha yüksek bazik karakterli bir kayaç grubunu temsil etmektedir.



Şekil 4.1. AA' profili önerilen jeolojik kesit ile manyetik anomali ve bu manyetik anomalinin kutba indirgenmiş anomalisi

5.KAYNAKLAR

- Akçığ, Z., Pınar, R., 1994. Gravite ve Manyetik arama yöntemleri. D.E.Ü. Mühendislik Fakültesi Yayınları, No.249, İzmir.
- Arni, P., 1939. Relations entre la structure régional et les gisements minéraux et pétrolifères de l'Anatolie. M.T.A. Mecn. No.2, p.29, Ankara.
- Atchuta, R., Ram Babu, H.V., and Narayan, P.V.S., 1981. Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: the complex gradient method. Geophysics, 46, 1572-1578.
- Aydın, İ., 1991. Manyetik verilerin hızlı ve otomatik yorumunda Werner tekniği ve yatay türevleri. Jeofizik, 5, 111-125, Ankara.
- Aydın, İ., 1999 Tuz Gölü Doğusu manyetik anomalilerinin Analitik Sinyal tekniği ile yorumlanması. İ.T.Ü., Fen Bil. Ens. Doktora Tezi, İstanbul.
- Aydın, İ., Karat, H., 1995. Türkiye aeromanyetik haritalarına genel bir bakış. Jeofizik Bülteni, 9(1-2), 41-44.
- Aydın, İ., Karat, H.İ. ve Koçak A., 2005. Curie point depth map of Turkey. Geophys. J.Int., 162, 633-640.
- Barbosa, V.C.F., Silva, J.B.C. and Medeiros, W.E., 1999. Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution. Geophysics, Vol. 64, p.48-60.
- Barongo, J.O., 1984. Euler's differential equation and the identification of the magnetic point-pole and point-dipole sources. Geophysics 45,1549-1553.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo gravimetric anomalies. Geophysics, 22(2), 359-383.
- Baranov, V., Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formulate of reduction to the magnetic pole. Geophysics, 29,67-69.
- Başokur, A.T., 2002. Doğrusal ve doğrusal olmayan problemlerin ters çözümü. TMMOB Jeofizik Müh. Odası Yayını, Ankara.

- Bhattacharya, B.K., 1965. Two dimensional harmonic analysis a tool for magnetic interpretation. *Geophysics*, 30, 829-857.
- Blakely, R.J., 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Pres. New York, 435 pp.
- Blumenthal, M., 1944. Quelques considérations sur la stratigraphie et la tectonique de la région de Harbol et son importance pour la recherche du pétrole. M.T.A. Rep., No.1683, Ankara, (unpublished).
- Canitez, N., 1997. *Jeofizikte modelleme*. İ.T.Ü. Yayınları, İstanbul.
- Debeglia, N. and Corpel, J., 1997. Automatic 3-D interpretation of potential field data using Analytic Signal derivatives. *Geophysics* 62, 87-96.
- Doo, W.B., Hsu, S-K., and Yeh, Y-C., 2007. A Derivative-based interpretation approach to estimating source parameters of simple 2D magnetic sources from Euler deconvolution, the Analytic-Signal method and analytical expressions of the anomalies. *Geophysical Prospecting*, 55, 255-264.
- Erentöz, C. ve Ketin İ., 1962. Explanatory text of the geological map of Turkey. M.T.A. yayınları, Ankara, 1962.
- FitzGerald, D., Reid, A. ve McInerney, P., 2004. New discrimination techniques for Euler deconvolution. *Computur & Geosciences*, 30, 461-469.
- Foley, E.J., 1937. *Geology of the area Northwest of Nusaybin*. M.T.A. Rep., No 258, Ankara, (Unpublished).
- Hansen, R.O. and Simmonds, M., 1993. Multiple source Werner deconvolution. *Geophysics*, 58, 1792-1800.
- Hartman, R.O., Tesky, D.J. ve Friedberg, J.L., 1971. A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, 36, 891-918.
- Hjelt, S.E., 1973. Experience with automatic magnetic interpretaion using the tick plate model. *Geophysical Prospecting* 21, 243-265.
- Hood, P., 1965. Gradient measurement in magnetic prospecting. *Geophysics* 30, 891-902.

- Hutchison, R.D., Lucarelli, L.B. and Hartman R.R., 1962. Türkiye'nin müntehasp sahalarda maden kaynaklarının kıymetlendirilmesi hakkında istikşaf programı. M.T.A. Yayınları, 108, 109,110, Ankara.
- Jain, S., 1976. An automatic method of direct interpretation of magnetic models. *Geophysics* 41, 531-541.
- Johnson, W.W., 1969, A least-squares method of interpreting magnetic anomalies caused by two-dimensional structures. *Geophysics*, 34, 65-74.
- Karat, H.İ., Metin, O., 1992. Türkiye'nin havadan rejyonel manyetik haritalarının hazırlanması hakkında genel bilgi. M.T.A. raporu, No.9402.
- Keating, P.B. ve Pilkington, M., 1990. An automated method for interpretation of magnetic vertical gradient anomalies. *Geophysics*, 55, 336-343.
- Kenar, Ö., 1998. Gravite ve manyetik prospeksiyon. K.Ü. Yayınları, Kocaeli.
- Kilty, K.T., 1983. Werner deconvolution of profile potential field data. *Geophysics* 48, 234-237.
- Kingele, E.E., Marson, I., ve Kahle, H., 1991. Automatic interpretation of gravity gradiometric data in two dimensions: vertical gradient. *Gephysical Pros.* 39, 407-434.
- Koulomzine, T., Lamontagne, Y. ve Nadeau, A., 1970. New methods for the direct interpretation of magnetic anomalies caused by inclined dikes of infinite length. *Geophysics* 35, 812-830.
- Ku, C.C. ve Sharp, J.A., 1983. Werner deconvolution for magnetic interpretation of magnetic anomalies caused by inclined dikes of infinite length. *Geophysics* 35, 812-830.
- Mason, S.L., 1930. Geology of prospektive oil territory in Republic of Turkey. A.A.P.G., Vol. 14, No.6.
- Maxson, J.H., 1937. Reconnaissance geology, oil possibilities and mineral resources of southeastern Turkey. M.T.A. Rep., No.680, Ankara.
- Mc. Grath, P.H. ve Hood, P.J., 1970. The dipping dike case: A compiturer curve matching method of magnetic interpretation. *Geophysics*, 35, 831-848.

- Menke, W., 1984. Geophysical data analysis: Discrete inverse theory, (2th ed.) Academic Press. New York. 285 pp.
- Moses, H.F., 1934. Geological report on the Mardin-Cizre region Southeastern Turkey. M.T.A. Rep., No.212, Ankara, (Unpublished).
- Mushayandebvu, M.F., Driel, P.V., Reid, A.B. ve Fairhead, J.D., 2001. Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution. Geophysics, vol.66, no.3, 814-823.
- Naudy, H., 1971. Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles. Geophysics, 36, 717-722.
- Nabighian, M.N., 1972. The Analytic Signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. Geophysics 37, 507-517.
- Nabighian, M.N., 1974. Additional comments on the Analytic Signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. Geophysics 39, 85-92.
- O'Brien, D., 1972. Compu Depth, a new method for depth-to-basement computation. presented at the 42 nd Int. Meeting of SEG in Anaheim, California.
- Oruç, B., 1994. Kırklareli gravite-manyetik anomalilerinin Werner ve Euler dekonvolüsyon teknikleri ile yorumlanması. İ.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi.
- Özyalın, Ş., 2003. Potansiyel alanlarda otomatik değerlendirme teknikleri ve arkeolojik alanlara uygulanması. D.E.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi.
- Paige, S., 1946. The Geology of a portion of Southeastern Anatolia between Mardin and Diyarbakır, Siirt and Cizre. MTA, Rep., No 217, Ankara.
- Peters, L.J.,1949. The direct approach to magnetic interpretation and its practical applications. Geophysics 14, 290-320.
- Philips, J.D., 1978. A program to estimate depth to magnetic basement from magnetic profiles. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia.

- Pınar, R. ve Akçıĝ Z., 1995. Jeofizikte sinyal kuramı ve dönüşümler. T.M.M.O.B. Jeofizik Mühendisleri Odası Yayını, Ankara.
- Rao, D.A., Babu, H.V.R. and Narayan, P.V.S., 1980. Relationship of magnetic anomalies due to subsurface features and the interpretation of sloping contacts. *Geophysics*, Vol. 45, No.1, 32-36.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millet, A.J., ve Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution. *Geophysics* 55, 877-892.
- Reid, A.B., 1995. Euler deconvolution: past, present and future, a review: 65th International Mtg., Soc., Exp., Geophys., Expanded Abstracts, 727-273.
- Reid, A.B., 1998. Prospect scale interpretation of Hram data: Euler depth estimates. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, vol.34, 23-29.
- Roest, W.R., Verhoef, J. And Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the Analytic Signal. *Geophysics*, 57, 116-125.
- Stavrev, P. And Reid. A., 2007. Degrees of homogeneity of potential fields and structural indices of Euler deconvolution. *Geophysics*, vol. 72, No.1, p.L1-L12.
- Talwani, M., and Heirtzler, J.R., 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape, in compitures in the mineral industries. G.A. Parks, Ed., Stanford Univ. Publ., 9, 464-480.
- Talwani, M., 1973. Computer usage in the computation of gravity anomalies; *Methods in computational physics*. Edited By Bruce A. Bolt, V13, 343-389.
- Thompson, D.T.,1982. Euldph: A new technique for making compiturer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47, 31-37.
- Thurston, J.B. and Smith, R.S., 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip and susceptibility contrast using the SPI method. *Geophysics* 62, 807-813.
- Tolun, N., Ternek, Z., 1952. Notes Géologiques Sur la Région de Mardin. *Bult. Geol. Soc., Turkey*, Vol.III, No.2, p.15, Ankara.

Tromp, S.W., 1941. Preliminary compilation of the stratigraphy, structural features and oil possibilities of South-Eastern Turkey and a comparison with neighbouring areas. M.T.A. Publ., Ser.A, No.4, Ankara.

Vanderschmidt, L., 1933. Report on the stratigraphy of the Mardin area.T.A. Rep. 226, Ankara.

Werner, S., 1953. Interpretation of magnetic anomalies at sheetlike bodies. Sver. Geol. Undersok, Ser.C.C. Arsbok 43, No.6.

Whitheill, D.E., 1973. Automated interpretation of magnetic anomalies using the vertical prism model. Geophysics, 38, 1070-1087.

www.mta.gov.tr/mta_web/haritalar.asp

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Nurten Ayten UYANIK

Doğum Yeri ve Yılı: Kutlubey - 1969

Medeni Hali : Evli

Yabancı Dili : İngilizce



Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)

Lise : İzmir Buca Lisesi - 1986

Lisans : D. E. Ü. Müh. – Mim. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü - 1991

Çalıştığı Kurum/Kurumlar ve Yıl: S.D.Ü - 2000

Yayınları (SCI ve diğer makaleler)

1-Alüvyonal Zeminlerin Sismik Hızları İle Gözeneklilik Arasında Bir Yaklaşım. Kocaeli Deprem Sempozyumu Bildiri Özetleri Kitabı. 2003, S.44.

2-Gutenberg-Richter Bağıntısına Yeni Bir Yaklaşım ile İstanbul ve Civarının Sismisitesinin Belirlenmesi. Mühendislik Bilimleri Genç Araştırmacılar I. Kongresi Bildiriler Kitabı. 2003, S.591-600.

3-İzmir İl Sınırları İçindeki Yüzey Kayaçlarının Radyoaktivite Kökenli Isı Üretimi. Türkiye 15. Jeofizik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı. 2003, S, 131.

4-Radiogenic heat production rates of the rocks in İzmir district (Turkey) and their relation to tectonic and geothermic features. 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology. 2004, V.3, P.1267-1268.