

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

**KAYABAŞI MEVKİİ (MİLAS-MUĞLA) ZIMPARA TAŞI YATAKLARI
MAĞNETİK ANOMALİLERİNİN KANTİTATİF YORUMU**

Muhterem DEMİR

**Danışman
Prof. Dr. M. Nuri DOLMAZ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA-2019**



© 2019 [Muhterem DEMİR]

TEZ ONAYI

Muhterem DEMİR tarafından hazırlanan " **Kayabaşı Mevkii (Milas-Muğla) Zımpara Taşı Yatakları Mağnetik Anomalilerinin Kantitatif Yorumu** " adlı tez çalışması aşağıdaki jüri üyeleri önünde Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**'nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak başarı ile savunulmuştur.

Danışman:

Prof. Dr. M. Nuri DOLMAZ

Süleyman Demirel Üniversitesi

Jüri Üyesi

Doç. Dr. Zakir KANBUR

Süleyman Demirel Üniversitesi

Jüri Üyesi

Dr. Öğr. Üyesi H. Hüseyin AKSU

Mehmet Akif Ersoy Üniversitesi

Enstitü Müdürü

Doç. Dr. Şule Sultan UĞUR

TAAHHÜTNAME

Bu tezin akademik ve etik kurallara uygun olarak yazıldığını ve kullanılan tüm literatür bilgilerinin referans gösterilerek tezde yer aldığını beyan ederim.

Muhterem DEMİR



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER	i
ÖZET	iii
ABSTRACT	iv
TEŞEKKÜR.....	v
ŞEKİLLER DİZİNİ	vi
SİMGELER DİZİNİ	ix
1. GİRİŞ.....	1
1.2. Çalışma Alanının Konumu	5
1.3. Muğla İli Maden ve Enerji Kaynakları.....	6
1.4. Bölgenin Tektoniği ve Jeolojisi	15
2. KAYNAK ÖZETLERİ.....	21
3. MATERYAL VE YÖNTEM.....	26
3.1. Aşındırıcılar	26
3.2. Mağnetik Yöntem	31
3.2.1. Yer mağnetik alanı.....	31
3.2.2. Mağnetik bir dipol için alan çizgileri.....	34
3.2.3. Yer mağnetik alanının elemanları.....	35
3.2.4. Kayalar ve minerallerin mağnetik duyarlılıkları.....	39
3.2.5. Toplam mıknatıslanma şiddeti	41
3.3. Mağnetikte Sınır Analiz Yöntemleri.....	42
3.3.1. Analitik sinyal (AS).....	43
3.3.2. Tilt açısı	44
3.3.3. Yatay türevlerin analitik sinyali (HGAS).....	45
3.3.4. Toplam yatay türev	45
3.3.5. Teta haritası	46
3.3.6. Normalleştirilmiş standart sapma yöntemi (NSTD).....	46
3.3.7. Analitik sinyalin tilt açısı.....	47
4. ARAŞTIRMA BULGULARI	48
4.1. Çalışmada Kullanılan Mağnetik Ölçüm Cihazları Ve Teknik Özellikleri	48
4.1.1. Geometrics G-857 teknik özellikleri.....	48
4.1.2. GF Instruments SM-20 teknik özellikleri.....	51
4.2. Mağnetikte sınır analizi yöntemleri ve veri işlem	52

4.2.1. Mağnetik toplam alan anomali haritası	53
4.2.2. Mağnetik Verilerin Kutba İndirgenmesi	53
4.2.3. Rejyonel ve rezidüel anomali haritası	55
4.2.4. Yukarı analitik uzanım anomali haritası.....	57
5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA	71
6. KAYNAKÇA	73
ÖZGEÇMİŞ	90



ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

KAYABAŞI MEVKİİ (MİLAS-MUĞLA) ZIMPARA TAŞI YATAKLARI MAĞNETİK ANOMALİLERİNİN KANTİTATİF YORUMU

Muhterem DEMİR

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

Danışman: Prof.Dr. M. Nuri DOLMAZ

Ege Bölgesi'nde, çoğunlukla Türkiye ve Yunanistan'da doğal zımpara taşları oluşur. Türkiye'nin batı kesiminde yer alan Menderes Masifi, demirce zengin zımpara yatakları taşımaktadır. Bu bölgede önemli maden yataklarından biri de Türkiye'nin güney-batısında bulunan Milas'ın güney Kayabaşı köyüdür. Mostra veren zımpara taşı üzerinde jeoloji, petroloji ve jeokimya araştırmalar yapılmasına rağmen, bu tür cevher alanlarında gömülü zımpara taşı araştırılması ile ilgili jeofizik uygulamaları içeren sınırlı sayıda çalışma bulunmaktadır. Zımpara taşları esas olarak alüminyum ve demir minerallerinden oluştuğu için, ölçülebilir mağnetik anomalilere neden olurlar. Bu cevher alanında toplanan el örneklerinden gözlenen mağnetik duyarlılık değerleri, mağnetik kontrastı gösteren alanları bulmak için yararlıdır ve $0.6 - 15.3 \times 10^{-3}$ SI aralığındadır. Bu Tez çalışmasının temel amacı, zımpara alanlarından yeni mağnetik veriler sağlamak ve bunların mağnetik yorumlama teknikleri ile işlenmesidir. Bu amaçla, yüksek mağnetik kontrastlar içeren 150 m x 200 m boyutlarında bir alanda gözlemlenen mağnetik verilere kutba indirgeme, sınır analiz yöntemleri, analitik sinyal ve benzeri teknikler uygulanmıştır. Seçilen inceleme alanı için kaynak yapı lokalizasyonu özellikleri, mağnetik süreçlere göre özetlenmiştir. Bu Tez çalışmasının sonuçları, mağnetik yöntemin, gömülü zımpara taşı yataklarının araştırılmasında ileriki kazı çalışmalarına etkili bir şekilde kılavuzluk edebileceğini göstermektedir.

Anahtar kelimeler: Mağnetik, zımpara taşı, Milas-Muğla

2019, 90 sayfa

ABSTRACT

M. Sc. Thesis

QUANTITATIVE INTERPRETATION OF THE MAGNETIC ANOMALIES OF THE EMERY-BEARING DEPOSITS IN KAYABAŞI REGION (Milas-Muğla)

Muhterem DEMİR

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

Supervisor: Prof.Dr. M. Nuri DOLMAZ

Emery rocks occurs naturally in the Aegean region, mostly in Turkey and Greece. The Menderes Massif located to the western part of Turkey bears several Fe-rich emery ore deposits. One of the important ore deposits is seen at southern Kayabaşı village, Milas, SW Turkey. Although there have been researches on geology, petrology and geo-chemistry on outcropped emery rocks, there is limited number of studies involving geophysical applications related to the investigation of buried emery sources in these kind of ore fields. Since emery rocks are mainly composed of alumina and iron minerals, they cause measurable magnetic anomalies. Susceptibility values observed from hand-samples collected in this ore field are in the range of $0.6 - 15.3 \times 10^{-3}$ SI which is valuable for discover fields showing magnetic contrast. The main goal of this study is to provide new magnetic data from emery fields and process them by means of magnetic interpretation techniques. For this aim, pole reduction, hyperbolic tilt angle for edge detection and depth estimations by spectral analysis and analytic signal methods were applied to the magnetic data observed from a survey field with the dimensions of 150 m x 200 m comprising high magnetic contrasts. The localization features of the causative bodies for the selected investigation area were outlined according to the magnetic processes. The results of this study indicate that the magnetic method can effectively guide to the future excavation studies in investigating of buried emery deposits.

Key Words: Magnetic, emery rock, Milas-Muğla

2019, 90 pages

TEŞEKKÜR

Bu tez çalışması 2017-2019 yılları arasında Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda gerçekleştirilmiştir.

Yüksek Lisans tez çalışmamın en başından itibaren her anlamda örnek aldığım, sahip olduğu her türlü bilgi ve deneyimi içtenlikle paylaşan, bilimsel ve akademik deneyimini esirgemeyen, çalışma ve araştırma olanaklarını sonuna kadar zorlayarak yüksek standartlarda çalışmalara teşvik eden saygıdeğer Danışman Hocam Sn. Prof.Dr. M. Nuri DOLMAZ'a sonsuz minnet ve şükranlarımı sunarım.

Ayrıca bana kendisi ile birlikte çalışma olanağı sağlayan, arazi çalışmalarım sırasında deneyimlerini paylaşarak doğru noktalarda çalışmamı sağlayan mesleki birikimi, engin deneyimi ve yapıcı eleştirileri ile beni destekleyen, saygıdeğer hocam Dr. Erdinç ÖKSÜM'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmamda her zaman yanımda olan müstakbel nişanlım Sultan AYDIN'a en özel teşekkürlerimi sunarım.

Hayatım boyunca hiçbir fedakârlıktan kaçınmayan, maddi ve manevi destekleri ile bana her zaman güç veren aileme sonsuz sevgi, saygı ve minnettarlığımı sunarım.

Muhterem DEMİR
ISPARTA,2019

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1.1. Çalışma alanının yeri.....	5
Şekil 1.2: Muğla ili Maden Sahaları Haritası.....	14
Şekil 1.3. Türkiye'nin tektonik birimleri haritası.....	16
Şekil 1.4. Menderes Masifinin basitleştirilmiş jeoloji haritası.....	20
Şekil 3.1: Dış etkiler olmaksızın yer mağnetik alanının dipol alanı ve kuvvet çizgileri..	32
Şekil 3.2: İki mağnetik monopole bağlı kuvvetler (mor ve kırmızı oklar).....	33
Şekil 3.3: Dipolar kaynaktan oluşan mağnetik alan.....	33
Şekil 3.4: Dipolar kaynaktan oluşan kuvvet vektörleri ve mağnetik alan çizgilerini gösteren şekil.....	34
Şekil 3.5: Yer mağnetik alanının bileşenleri.....	35
Şekil 3.6: Dünya mağnetik model eğim açısı değerleri.....	37
Şekil 3.7: Dünya mağnetik model sapma açısı değerleri.....	37
Şekil 3.8: Yer mağnetik alan vektörünün toplam bileşen değerleri.....	38
Şekil 3.8: Toplam mıknatıslanma vektörü ve bileşenleri (L,M,N) ($k\Delta T=F$).....	41
Şekil 4.1: Çalışmanın yapıldığı araziden bir görünüm ve kullanılan proton presesyon manyetometre ölçüm cihazı.....	49
Şekil 4.2: Proton Presesyon Manyetometresinin çalışma prensibi.....	50
Şekil 4.3: Arazide kullanılan aletler a) Geometrics G-857 Proton manyetometre, b) GF Instr. SM-20 Süsseptibilite ölçer.....	52
Şekil 4.4: Mağnetik toplam alan anomali haritası.....	53
Şekil 4.5: Toplam alan mağnetik anomali haritasının kutba indirgenmiş haritası.....	54
Şekil 4.6: Çalışma alanının Rejyonal anomali haritası.....	56
Şekil 4.7: Çalışma alanının Rezidüel anomali haritası.....	56
Şekil 4.8: Çalışma sonucu elde edilen Yukarı analitik uzanım haritası (h = 1 m).....	57
Şekil 4.9: Çalışma sonucu elde edilen Yukarı analitik uzanım haritası (h = 3 m).....	58
Şekil 4.10: Çalışma sonucu elde edilen Yukarı analitik uzanım haritası (h = 5 m).....	58
Şekil 4.11a: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin analitik sinyal haritası.....	60
Şekil 4.11b: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin analitik sinyal tilt haritası.....	60
Şekil 4.11c: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin düşey türev haritası.....	61

Şekil 4.11d: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin analitik sinyal hiperbolik tilt açısı haritası.	61
Şekil 4.11e: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin yatay türevlerin analitik sinyali haritası.	62
Şekil 4.11f: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin normalleştirilmiş standart sapma yöntemi haritası.	62
Şekil 4.11g: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin toplam yatay türev yöntemi haritası.	63
Şekil 4.11h: Sınır analiz yöntemlerinden; h) Kutba indirgenmiş rezidüel verinin teta açısı haritası.	63
Şekil 4.11i: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin tilt açısı haritası.	64
Şekil 4.11i: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin Hiperbolik tilt açısı haritası.	64
Şekil 4.12a: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış ham haritası.	65
Şekil 4.12b: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış analitik sinyal haritası.	66
Şekil 4.12c: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış analitik sinyal tilt haritası.	66
Şekil 4.12d: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış analitik sinyal hiperbolik tilt açısı haritası.	67
Şekil 4.12e: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış yatay türevlerin analitik sinyal haritası.	67
Şekil 4.12f: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış normalleştirilmiş standart sapma yöntemi haritası.	68
Şekil 4.12g: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış toplam yatay türev yöntemi haritası.	68
Şekil 4.12h: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış theta açısı haritası.	69
Şekil 4.12i: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış tilt açısı haritası.	69
Şekil 4.12i: Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış Hiperbolik tilt açısı haritası.	70

TABLULAR DİZİNİ

	Sayfa
Tablo 3.1. Zimparanın tiplerine göre tane büyüklüğü dağılım tablosu.....	28
Tablo 3.2. Zimparanın 1100°C’de, sınıflarına göre kütlece yüzde kaybı tablosu	29
Tablo 3.3. Zimparanın sınıflarına göre korendon minerali miktarı tablosu	29
Tablo 3.4. Alüminyum Oksit (Al ₂ O ₃) Miktarı.....	29
Tablo 3.5 Yer mağnetik elemanlarının yer yüzeyinde gösterdiği dağılımlar	39
Tablo 3.6. Çeşitli mineral ve kayaçların mağnetik duyarlılık tablosu	39
Tablo 3.6. Çeşitli mineral ve kayaçların mağnetik duyarlılık tablosu (devamı).....	40



SİMGELER DİZİNİ

I	Meyil açısı
D	Sapma açısı
M	Mağnetik moment
U	Mağnetik potansiyel
V	Gravite potansiyeli
μ	Mağnetik geçirgenlik
ρ	Yoğunluk
J	Mıknatıslanma şiddeti
nT	Yer mağnetik alanı şiddet birimi (nanoTesla)
F	Yer mağnetik alanının toplam alan vektörü
z	Derinlik
Z	Yer mağnetik alanın düşey bileşen vektörü
H	Yer mağnetik alanın yatay bileşen vektörü
L	Sarkaç uzunluğu
F	Fourier dönüşümü
f	Gravitasyon sabiti
v	Birim vektör
K_x	X yönündeki birim vektör
K_y	Y yönündeki birim vektör
qu	Gravite birimi
ΔG	Gravite ve mağnetik verilerin fourier dönüşümü

1. GİRİŞ

Yer kürenin kabuğunda bulunan metalik madenlerin bulunması ve ekonomiye kazandırılmasının yollarından birisi jeofizikte mağnetik araştırmalardır. Dünya çapında jeoloji, petroloji, maden ve mineral kimyası ile ilgili araştırmalar yapılmasına rağmen (Yalçın vd., 1993; Feenstra, 1996, 1997), yüzey araştırmalarını kapsayan jeofiziksel araştırmaları ile ilgili, sınırlı sayıda yayın ve rapor bulunmaktadır. Bu tez çalışmasının temel amacı, zımpara üreticileri için yeni veriler sağlamak ve bu tür cevher alanlarındaki mağnetik yöntemlerin kabiliyetini test etmektir.

Zımpara taşı aşındırıcı ve cilalayıcı madde olarak sanayileşmiş devletlerin ihtiyaç kalemlerindendi. 1844'e kadar Ege Denizi'ndeki Naksos Adası tek zımpara üretim merkeziydi. Aynı yıl Yunan Hükümeti tüm zımpara yataklarını kamulaştırmış ve ihracat fiyatlarını da arttırmıştır. Bu gelişmeden en çok İngiltere'de zımpara ithalatı ve zımparaya dayalı maddelerin üretimini yapan şirketler etkilendiler. Bu şirketlerden birinin sahibi olan maden mühendisi George Hiller, 1845-1846 yıllarında Kula ve Kuşadası yakınlarında kaliteli zımpara yatakları buldu. İzmir'de oturan İngiliz tüccarı Ernest Abbott, Hiller'ın işletme haklarını devralan Amerikalı O. A. Langdon Şirketi'nden zımpara yatakları üzerindeki hakları satın alır. Bu aşamadan sonra yeni zımpara yataklarının bulunmasıyla Batı Anadolu, zımpara üretiminde dünyada ilk sırayı almıştır (Yorulmaz, 1994). Bunun yanında yabancılar lehine yapılan değişiklikler nedeniyle 20. yüzyılın başında Osmanlı topraklarındaki çinkonun 2/3'ü, kurşunun ve manganezin %80'inden fazlası, zımpara taşının %90'ı, antimon ve boraksitin tamamı yabancı şirketler tarafından çıkartılmaya başlandı (Quataert, 1985).

Görüldüğü üzere zımpara taşı 1800'lerin ortasından itibaren Türkiye topraklarında önemli bir ekonomik rol oynamıştır. Zımpara taşı rezervlerinin büyük bir kısmı Türkiye topraklarında olduğu için ülkemiz sektörel anlamda lider ülke konumunda bulunmaktadır. Böyle bir kaynağın ülkemiz ekonomisine kazandırılıp jeofizik yöntemlerle araştırılması, diğer arama yöntemlerine

nazaran daha pratik ve ekonomik olacaktır. Ayrıca zaman açısından daha hesaplı ve hızlı olduğu aşikârdır.

Sentetik aşındırıcıların devreye girmesi ile doğal zımparaya olan talep azalmıştır. Ancak aşındırıcıların pahalı olması, doğal zımparaya olan talebin bazı özel uygulama alanlarında halen devam etmesine neden olmaktadır. Bu alanlar ticari ve halka açık bina, anayol ve kaldırımların, aşınmaya dirençli kısımları kaymayan yüzeyleri olup yüksek alüminalı çimento sanayidir. Doğal zımparanın geleneksel olarak kullanılabilirdiği alanlar aşağıda verilmektedir;

1. İnşaat Sektöründe; Ticari ve halka açık binalarda aşınmaya dirençli ve kaymaz yüzeylerde, Anayol ve kaldırımlarda,
2. Nakil vasıtalarında; Otomobil parçalarında ve aksesuarlarında, çiftlik makinelerinde ve donanımlarında,
3. Makinelerde (Elektrikli aletler hariç), optik alanda yüzeylerin parlatılması cilalanması için,
4. Ateş tuğlası yapımında kullanılmaktadır.

Ülkemizde zımpara taşı üzerine yapılan jeofizik çalışmalar yeterli düzeyde değildir ve araştırılması gerekmektedir. Bu çalışmanın amacı, jeofizikte potansiyel alan yöntemlerinden olan manyetik yöntem ile Kayabaşı Köyü (Muğla/Milas) yöresinde bulunan demirce zengin zımpara yatakları oluşumlarını araştırmaktır. Kayabaşı mevki (Milas-Muğla) zımpara taşı madeni oluşumlarının manyetik yöntem ile araştırılması bu tez çalışmasının kapsamını oluşturmaktadır. Bu kapsamda potansiyel zımpara taşı içerebilecek bir araştırma sahasında elde edilecek olan manyetik anomalilere kutba indirgeme, yukarı analitik uzanım, filtreleme, analitik sinyal ve çeşitli sınır analiz yöntemleri gibi veri işlem teknikleri uygulanarak anomalilere sebep kaynakların kantitatif yorumu yapılmıştır.

Manyetik yöntem, jeofizikte kullanılan ilk yöntemler arasındadır. Manyetik yöntemin temelini; yeraltındaki manyetik duyarlılık farkları gösteren nesnelere oluşturdukları farklar toplamının mikro ya da makro boyutlarda ayırım haritası oluşturmak suretiyle elde edilen yapı tasarımı olduğunu

söyleyebiliriz. Mağnetik yöntem petrol ve doğalgaz aramaları gibi derin çaplı araştırmalarda kullanılmasının yanı sıra, arkeolojik araştırmalar, gömülü metalik nesnelerin araştırılması vb. gibi yüzeysel araştırmalara kadar geniş çapta araştırma yelpazesi sunan bir yöntemdir. Bu yöntem, araştırmacılara karadan, havadan ve denizden ölçümler yapabilme imkânı sunar. Veri toplama işlemleri, günümüzde sürekli kayıt şeklinde ve yeni nesil cihazlarla hızlı ve yüksek hassasiyetli toplanabilmektedir. Bu çalışmada kullandığımız cihazla mağnetik alan değerleri manüel olarak tek tek not defterine yazılıp, daha sonra el GPS'ine kaydedilen nokta koordinatlarla bilgisayar ortamında birleştirilmiştir. Elde edilen veriler ilerleyen bölümlerde gerekli veri işlem adımları uygulanarak, 2-boyutlu olarak yeraltı anomalileri haritalanmıştır.

Mağnetik kaynağın derinliği ve sınırlarının belirlenebilmesi için 1970 yılından bu yana birçok yöntem geliştirilmiştir. Bunlar, güç spektrumuna dayalı yöntemler (Spector ve Grant, 1970), Euler dekonvolüsyonu (Thompson, 1982; Reid vd., 1990) ve potansiyel alanın yatay ve düşey türevlerine dayalı analitik sinyal yöntemleri olarak sınıflandırılabilir. Havadan mağnetik verilerin yorumlanması ve mağnetik anomalilere sebep olan indüklenmiş yapı/yapıların ortaya çıkarılabilmesi için; mağnetik verilerin kutba indirgenmesi (Bhattacharyya, 1965), güç spektrumundan yapı derinliğine yaklaşım (Spector ve Grant, 1970) ve anomaliye sebep olan yapı/yapıların yaklaşık sınırlarının tayini için Yapı Sınır Analizi (YSA) teknikleri (Blakely ve Simpson, 1986) kullanılmıştır. Son yıllarda mağnetik anomaliye neden olan yapıların kenarlarının belirlenmesinde çok yaygın olarak kullanılmaya başlanılan yöntem analitik sinyal (AS) yöntemidir. Bunun nedeni, AS yönteminin Yer mağnetik alan ve mıknatıslanma yönlerinden etkilenmiyor olmasıdır (Roest vd., 1992; Blakely, 1995). Yöntem ilk olarak Nabighian (1972, 1974) tarafından geliştirilmiştir. Roest vd., (1992) AS yöntemini 3 boyutlu yapılar üzerine uygulamıştır. Hsu vd., (1996) potansiyel alan anomalilerinin ikinci derece düşey türevlerine uygulanan düşey türev analitik sinyal (DTAS) yöntemini geliştirmişlerdir. Son yıllarda kaynak sınırlarının daha iyi belirlenmesi için Bournas ve Baker (2001), yatay türev analitik sinyal yöntemini (HGAS), Fedi ve Florio (2001) ise yatay türev (YT) yöntemini önermişlerdir.

Sınır analizleri, mağnetik yorumlamada önemli bir değerlendirme adımıdır. Kenarları tespit etmek için, potansiyel alanın düşey veya yatay türevlerine dayanan birçok yöntem mevcuttur. En yaygın olarak kullanılan filtre, potansiyel alanın toplam yatay türevidir (Cordell, 1979; Cordell ve Grauch, 1985). Filtrenin en büyük avantajı, sadece alanın birinci dereceden yatay türevlerini gerektirmesi bakımından verideki gürültüye olan düşük duyarlılığıdır. Bununla birlikte, bu filtre düşük enlem bölgelerinde yer alan alanlarda kullanıldığında ciddi sınırlamalara sahip olan kutba indirgeme veya yapay gravite dönüşümüne ihtiyaç duymaktadır (Cordell ve Grauch, 1985). Ayrıca diğer bir dezavantajı ise, güçlü anomaliler üreten sığ kaynaklardan gelen yanıtın egemen olduğu durumlarda güçlü ve zayıf genlik anomali gösteren yapı sınırlarını aynı anda gösteremediği görölmektedir (Cooper ve Cowan, 2008). Hem sığ hem de derin kaynakların aynı anda sınırlarının görünür olmasını sağlamak için Miller ve Sing (1994), düşey türevin toplam yatay türeve oranına dayanan tilt açısını, Wijns vd., (2005) ise teta haritasını ve Cooper ve Cowan (2006) ise hiperbolik tilt açısı yöntemlerini önermişlerdir. Bununla birlikte, her üç yönteminde mağnetik vektörün eğim açısı ve mağnetizasyon etkilerine duyarlı olduğu bilinmektedir (Pilkington ve Tschirhart, 2017). Verduzco vd., (2004), tilt açısına dayanan ve tilt açısının toplam yatay türevi olarak adlandırılan başka bir yöntem daha önermişlerdir. Her ne kadar yöntem mağnetizasyon etkilerinden daha az etkilense de sınır belirlemede bazı hatalı sonuçlar da verebilmektedir (Pilkington ve Tschirhart, 2017).

Bu çalışmada, sıklıkla kullanılan sınır analiz tekniklerini bir arada sunan ve kullanıcı için kodlama önbilgisi gerektirmeyen bir bilgisayar kodu olan, Matlab (R2013b) tabanlı olarak oldukça basit bir arayüze sahip "SAMAG" programı kullanılmıştır. Sunulan bu program, yatay ve düşey türevler, analitik sinyal (Roest vd., 1992), tilt açısı (Miller ve Sing, 1994), yatay türevlerin analitik sinyali (Bournas ve Baker, 2001), teta açısı (Wijns vd., 2005), hiperbolik tilt açısı (Cooper ve Cowan, 2006), nstd yöntemi (Cooper ve Cowan, 2008) analitik sinyalin tilt açısı (Cooper, 2014) ve analitik sinyalin hiperbolik tilt açısı (Pham vd., 2018) yöntemlerinin uygulamalarını bir arada bulundurmaktadır.

1.2. Çalışma Alanının Konumu

Çalışma alanı, Muğla il sınırları içerisinde kalmaktadır ve Muğla merkeze 90 km uzaklıktadır. Ege Bölgesi'nde, Milas-Yatağan ilçeleri arasında kalmaktadır. $37^{\circ} 21'$ ve $27^{\circ} 53'$ koordinatlarında bulunan Kayabaşı köyüne bağlıdır ve yaklaşık 5 km uzağında bulunur (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. Çalışma alanının yeri. (Uydu Görüntüsü: Google Earth).

1.3. Muğla İli Maden ve Enerji Kaynakları

Türkiye'nin güneybatı ucunda yer alan Muğla ili, güneyinde Akdeniz ve batısında ise Ege Denizi ile çevrilidir. İl, Toros kıvrım sistemiyle Batı Anadolu kıvrım sisteminin iç içe geçtiği dağlık bir bölgede yer almaktadır (MTA, 2018).

Muğla ili, maden potansiyeli bakımından zengin sayılabilecek bir ilimizdir. Bunların başında mermer, krom ve linyit gelmektedir. Muğla ili, hem mermer üretimi hem de mermer işletmeciliği bakımından ülkemizdeki önemli illerden biridir ve mermer üretim ve işletmeciliği il ekonomisinde önemli bir yer tutmaktadır. İldeki diğer endüstriyel hammadde kaynakları ise feldispat, diyasporit, kükürt, kireçtaşı, dolomit, manyezit, kum-çakıl, grafit ve çimento hammaddeleri olarak sayılabilir. Milas-Karacahisar'da kapalı işletme yöntemiyle işletilebilecek düşük tenörlü (%16 S içerikli) kükürt yatağı bulunmaktadır. Burada kalın bir örtü tabakasının altında linyitle birlikte bulunan kükürtlü seviyeler birlikte işletildiğinde ekonomik olabilecektir. Ülkemizin bilinen önemli bazı diyasporit yatakları Milas ve Yatağan ilçelerinde bulunmaktadır. Bu yatakların bir kısmı geçmiş yıllarda Eti Maden tarafından işletilmiştir. Kireçtaşı yatakları ilde Yatağan ve Milas ilçelerinde yer almaktadır. Yatağan-Aldağ Tepe sahasında % SiO₂ içerikleri <1 ve %MgO içerikleri <0.1'den küçük, %92,4 CaCO₃ içerikli 16 milyon ton, Milas-Ören ve Sekköy sahalarında da %90-98 CaCO₃ içerikli toplam 96 milyon ton görünür+muhtemel kireçtaşı rezervi tespit edilmiştir. Milas ilçesinde ayrıca İkiztaş, Çukurköy ve Ketendere sahalarında da orta-iyi kalitede ve seramik sanayinde kullanılabilir nitelikte sodyum feldispat (albit) sahaları yer almaktadır. Bunlardan, İkiztaş sahasında %8,5 Na₂O içerikli 28 milyon ton muhtemel albit rezervi belirlenmiştir. Dolomit oluşumlarına Fethiye ve Milas ilçelerinde rastlanmaktadır. Fethiye'de Sekiköy ve İncirköy sahalarında %32-34 CaO ve %19-21 MgO arasında değişen içeriklere sahip dolomit sahaları bulunmaktadır. Milas-Ören'deki dolomitlerin ise % CaO ve % MgO içerikleri sırasıyla 30.6 ve 22'dir. Milas, Yatağan ve Merkez ilçede de grafit sahaları yer almaktadır. Bunlardan bazıları geçmiş yıllarda işletilmiştir. Ayrıca Dalaman ilçesindeki manyezit, Yatağan ilçesindeki çimento hammaddeleri ve

Merkez ve Milas ilçelerindeki grafit zuhurları da diğer endüstriyel hammadde kaynaklarıdır (MTA, 2018).

Muğla ilindeki metalik madenlerin çeşitliliği çok fazla değildir. İldeki önemli metalik madenler başta krom olmak üzere boksit, manganez ve demir olarak sayılabilir. Türkiye krom potansiyelinin yaklaşık %6'sını Muğla-Denizli arasındaki ofiyolit birimleri içerisinde bulunan krom yatakları oluşturmaktadır. Muğla ilinde çok sayıda arama ve üretim yapılmış krom yatak ve zuhurları bulunmakta olup, bunlar ağırlıklı olarak Fethiye, Dalaman ve Köyceğiz ilçeleri ile Marmaris ve Ula ilçelerinde yer almaktadır. Bu yataklardan bazıları Karaismailler, Üzümlü, Biticealan, Kazandere ve Kandak krom yatakları bunlardan bazılarıdır. Köyceğiz-Karaismailler'de %30-38 Cr₂O₃ tenörlü 800.000 ton, Fethiye-Üzümlü'de %36 Cr₂O₃ tenörlü 100.000 ton, Ula-Biticealan'da %44-48 Cr₂O₃ tenörlü 100.000 ton, Köyceğiz-Kazandere'de %37,5 Cr₂O₃ tenörlü 236.000 ton ve Ula-Kandak'ta %40-46 Cr₂O₃ tenörlü 100.000 ton rezerv tespit edilmiştir. Krom yataklarının bazılarında geçmiş yıllarda Etibank önemli miktarlarda üretim yapmıştır ve sonraki yıllarda sahalar Üçköprü tesisleri ile birlikte özel sektöre devredilmiştir. Bazı yataklarda halen üretim yapılmaktadır. Boksit yatak ve zuhurları Yatağan ilçesinde yer almaktadır. Buradaki %Al₂O₃ içerikleri 49-53, % Fe₂O₃ içerikleri 22-29 ve % SiO₂ içerikleri 4-14 arasında değişen yatak ve zuhurların toplam muhtemel rezervi 4.900.000 ton olarak tespit edilmiştir. Bunlardan Yatağan-Meşelik yöresindeki yatak geçmiş yıllarda işletilmiştir. Yöredeki boksit oluşumları genellikle diyasporitik tipte olup, sertliği nedeniyle aşındırıcı malzeme olarak kullanılmamaktadır. Yörede zaman zaman işletilen diyasporitler yurt dışına ihraç edilmektedir. Milas-Sakarya'daki demir zuhurunun tenörü değişken olup, ekonomik cevher tenörü %30 Fe ve yukarı olarak değerlendirilmiştir. Yatakta 2.400.000 ton rezerv belirlenmiş olup, geçmiş yıllarda yataktan 140.000 ton cevher üretilmiştir (MTA, 2018).

İl sanayisinde önemli yer tutan bir diğer yer altı kaynağı ise linyittir. Yatağan ve Milas ilçelerinde önemli linyit potansiyelleri bulunmakta olup, ildeki Yatağan, Yeniköy ve Kemerköy termik santrallerinin kömür ihtiyaçları buralardan karşılanmaktadır (MTA, 2018).

Aşağıda Muğla İl'indeki cevherleşmeyle ilgili veriler, MTA resmî sitesinden alınmıştır.

ASBEST (Asb)

Köyceğiz-Beyobası zuhurları

Tenör: %10 asbest, lif uzunlukları 4-6 mm

Rezerv: Zuhur

Marmaris-Armutalan Sahası

Tenör: %30 asbest, lif uzunlukları 1.5 mm

Rezerv: 9.000 ton muhtemel rezerv.

BAKIR-KURŞUN-ÇINKO (Cu-Pb-Zn)

Bodrum-Karatoprak zuhuru

Tenör: %0.17 Cu, %1,95 Zn, %2.07 Pb

Rezerv: Zuhur olduğundan rezerve yönelik çalışma yoktur.

BOKSİT (Bx)

Yatağan (Meşelik, Kayaderesi, Çaltutmaz, Dededam, Seğdar) Sahaları

Tenör: %49-53 Al₂O₃, %22-29 Fe₂O₃, %4-14 SiO₂

Rezerv: 4.900.000 ton muhtemel. Meşelik yöresindeki yatak geçmiş yıllarda işletilmiştir.

ÇİMENTO HAMMADDELERİ (Çmh)

Yatağan-Eskihisar Sahası

Tenör: -

Rezerv: 400.000.000 ton marn ve kireçtaşı.

DEMİR (Fe)

Milas-Sakarkaya demir zuhuru

Tenör: Zuhurun tenörü değişken olup, ekonomik cevher tenörü %30 Fe ve yukarı olarak değerlendirilmiştir.

Rezerv: 2.400.000 ton rezerv belirlenmiş olup, geçmiş yıllarda yataktan 140.000 ton cevher üretilmiştir.

DOLOMİT (Dol)

Fethiye-İncirköy Sahası

Tenör: %33-34 CaO, %19-20 MgO

Rezerv: 140.000.000 ton mümkün rezerv.

Fethiye-Sekiköy Sahası

Tenör: %32-33 CaO, %20-21 MgO

Rezerv: 60.000.000 ton jeolojik rezerv.

Milas-Ören Sahası

Tenör: %30,6 CaO, %22 MgO

Rezerv: 80.000.000 ton jeolojik

FELDİSPAT (Fİd)

Milas ilçesi İıkıztaş, Çukurköy ve Ketendere Köyü sodyum feldspat (albit) sahaları

Tenör: Orta-iyi kaliteli, seramikte kullanılabilir nitelikte

Rezerv: İıkıztaş Köyü sahasında %8,5 Na₂O içerikli 28.347.185 ton; Ketendere Köyü sahasında 107.945 ton; Çukurköy sahasında ise 15.187 ton muhtemel rezerv belirlenmiştir. Bazıları önceki yıllarda özel sektör tarafından işletilmiştir.

GRAFİT (Grf)

Milas-Kuşçadağ, Kalemköy ve Hasanavku Deresi ve Merkez-Kozağaçköy sahaları

Tenör: -

Rezerv: Yataklardan bazıları geçmiş yıllarda işletilmiştir.

KALSİT (Cc)

Milas-Yatağan Sahaları

Tenör: %89-91.00 CaCO₃

Rezerv: Çok büyük rezervler bulunmaktadır.

KİREÇTAŞI (Kçt)

Yatağan-Aldağ Tepe Sahası

Tenör: %92,4 CaCO₃, % <1 SiO₂, % <0.1 MgO

Rezerv: 16.138.780 ton görünür+muhtemel rezerv.

Milas-Ören-Küçükdağ Sahası

Tenör: %90 CaCO₃, % <0.1 MgO, % <0.1 R₂O₃

Rezerv: 27.542.228 ton görünür+muhtemel rezerv.

Milas-Sekköy Sahası

Tenör: %98 CaCO₃

Rezerv: 58.565.158 ton görünür+muhtemel rezerv.

KROM (Cr)

İl genelinde çok sayıda krom yatak ve zuhuru bulunmaktadır. Bunların yaklaşık hepsinde geçmiş yıllarda arama ve üretim çalışmaları yapılmıştır. Günümüzde Üçköprü, Kazandere, Dikmen, Harmancık yataklarında üretim yapılmaktadır.

Tenör: %35 Cr₂O₃

Rezerv: 700.000 ton görünür+muhtemel+mümkün rezerv.

KUM-ÇAKIL (Kçm)

Merkez İlçe Sahası Kalite: Orta

Rezerv: 50.000 m³ görünür rezerv.

Köyceğiz-Arıkarası-Ekşiliyurt Sahası Kalite: Orta

Rezerv: Büyük potansiyel vardır.

KÜKÜRT (S)

Milas-Karacahisar Sahası

Tenör: %11-19 S

Rezerv: 8.000.000 ton. Tenörü düşük olduğundan işletilmemektedir.

MANGANEZ (Mn)

Fethiye-Gökçeovacık, Akseki, Mendos, Dağdibi Sahaları

Tenör: %20-49.35 Mn

Rezerv: 350.000 ton muhtemel rezerv.

Köyceğiz-Elcik Sahası

Tenör: %28,8 Mn, %6,2 Fe

Rezerv: 69.000 ton mümkün. Yatak geçmiş yıllarda işletilmiştir.

MANYEZİT (Mag)

Dalaman-Kızdan Köyü Sahası

Tenör: %19 MgO

Rezerv: 50.000 ton mümkün rezerv.

Dalaman-Damdır Köyü Sahası

Tenör: -

Rezerv: Düşük silisli 60.000 ton muhtemel rezerv.

MERMER (Mr)

Milas-Kozağaç ve Güney Mahallesi

Kalite: Karbonat kökenlidir.

Rezerv: -

Kalınağıl Köyü- 'EGE BORDO'

Kalite: Kırmızı renkli, Şist dokulu

Rezerv: İŐletilmektedir.

Kavaklıdere-Salkım, BaŐalan- 'Kavaklıdere Mermerleri'

Kalite: -

Rezerv: İŐletilmektedir.

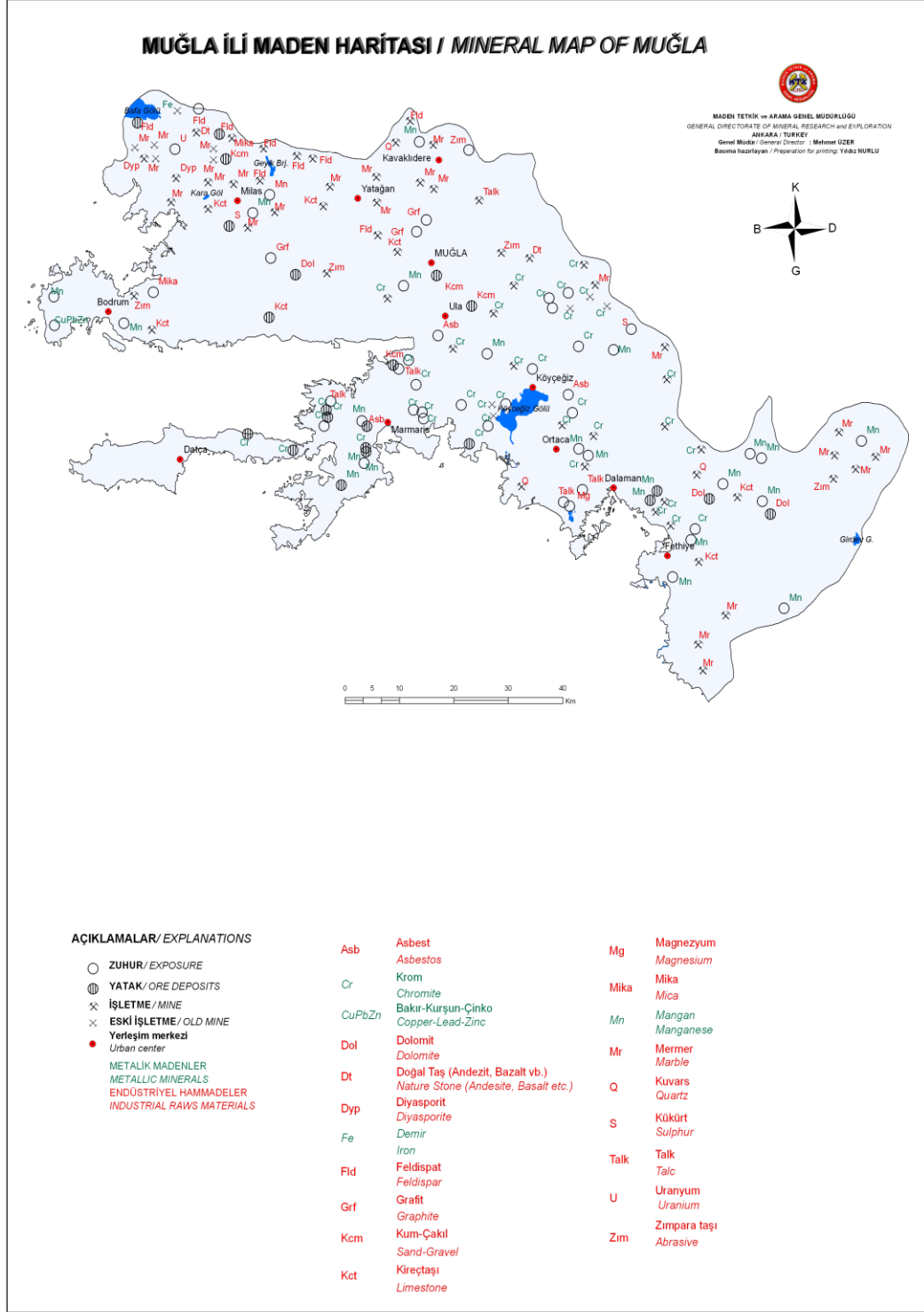
Ayrıca "DEMİRCİ YEŞİL" ve "BAL ONİKSİ" de bilinen diğer mermerlerdir.

OLİVİN (OI)

Köyceğiz

Kalite: İy kalite

Rezerv: Saha İŐletilmektedir.



Şekil 1.2. Muğla ili Maden Sahaları Haritası (MTA, 2018).

1.4. Bölgenin Tektoniği ve Jeolojisi

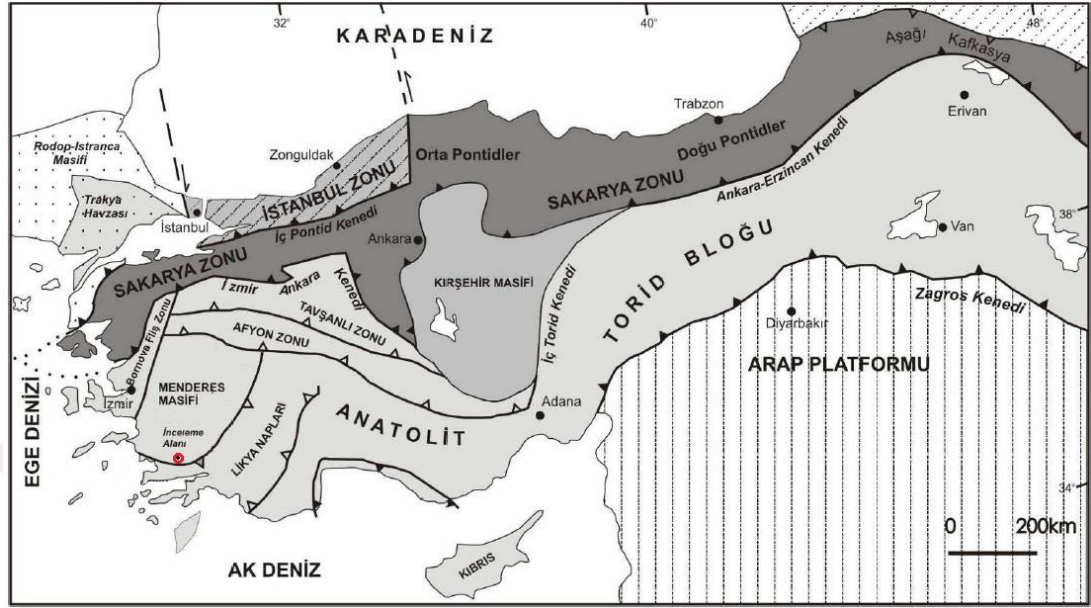
Türkiye Alp-Himalaya orojenik kuşağının doğu-batı uzanımlı bir parçasıdır ve Gondvana ile Lavrasya arasındaki sınırdaki yer almaktadır. Bu kuşak içinde Paleozoyik ve Mezozoik yaşlı okyanusların açılıp-kapanması ile ilişkili farklı kıtasal ve okyanusal topluluklar vardır. Paleozoyik ve Mezozoik yaşlı bu havzalar genel olarak Tetis Okyanusu olarak isimlendirilir (Şengör, 1986; Okay 2000). Paleozoyik ve Mezozoik sırasında, Türkiye'yi oluşturan çeşitli kıtasal bloklar, Tetis Okyanusunun kenarlarında yer almışlardır (Okay ve Tüysüz 1999; Okay 2000).

Türkiye genel olarak altı ana tektonik bölümden oluşmaktadır. Bunlar; kuzeyden güneye doğru, Istranca, İstanbul ve Sakarya Zonları ile Anatolit-Torid Bloğu, Kırşehir Masifi ve Arap Platformudur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay 1989). Tektonik birimler, suture zonları (İç Pontid Süturu, İzmir-Ankara-Erzincan Süturu, İç Torid Süturu, Zagros Süturu) ile birbirlerinden ayrılmaktadır (Şekil 1.3). Bu kıtasal parçaların, tek bir kıta olarak bir araya gelmesi, Arap ve Anadolu plakalarının Geç Tersiyerde çarpışması sonucu gerçekleşmiştir (Okay ve Tüysüz 1999).

Anatolit-Torid Bloğu ve Kırşehir Masifi, tektonik ve stratigrafik olarak Gondwana ile ilişkili iken, Istranca, İstanbul ve Sakarya Zonlarını kapsayan Pontidler Lavrasya'ya benzer stratigrafi gösterirler (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay vd., 1996; Okay ve Tüysüz, 1999; Okay 2000) (Şekil 1.3). Sakarya Zonu, Kırşehir Masifi ve Anatolit-Torid Platformunun kenarını temsil eden Anatolitlerden hem Paleo- hem de Neo- Tetis Okyanusunu temsil eden İzmir-Ankara-Erzincan Süturuyla ayrılır (Okay ve Tüysüz, 1999; Okay, 2000).

Çalışma alanının da içinde yer aldığı Batı Anadolu bölgesinde Sakarya Zonu ve Anatolit-Torid Bloğuna ait kayaçlar bulunmaktadır (Şekil 1.3). Sakarya Zonu 1500 km uzunluğunda 120 km genişliğinde kıtasal bir parçadır. Bu kıta batıda Biga yarımadasından başlayıp, doğuda Kafkasya'ya kadar uzanmaktadır (Okay 1984a, 1989, 2000; Okay ve Tüysüz 1999; Okay ve Göncüoğlu 2004). Türkiye'de

Geç Trias yaşlı deformasyon ve bölgesel metamorfizma yaygın olarak Sakarya Zonunda izlenmektedir.



Şekil 1.3. Türkiye'nin tektonik birimleri haritası (Okay ve Tüysüz, 1999).

Sakarya Zonu ve Anatolit-Torid Bloğu farklı Paleozoyik ve Mezozoik stratigrafi sergiler. Bu iki kıta Geç Kretase-Paleosen kıtasal çarpışma sırasında tek bir kıtasal birim olarak birleşmişlerdir (Şengör ve Yılmaz 1981, Okay ve Tüysüz 1999). Batı Anadolu'da Sakarya Zonunun temelini yüksek dereceli Hersiniyen yaşlı metamorfik kayalar (Uludağ, Kazdağı) oluşturur (Okay 1984b; Okay vd., 1990; Göncüoğlu vd., 1996; Göncüoğlu vd., 2000; Okay, 2000; Okay ve Satır, 2000; Duru vd., 2004; Okay ve Göncüoğlu 2004,).

Batı Anadolu'da İzmir-Ankara Sütur Zonunun güneyinde yer alan Anatolit-Torid Bloğu çeşitli tektonik birimlerden oluşmaktadır (Şekil 1.3). Kuzeyden güneye doğru bu birimler; Tavşanlı Zonu, Afyon Zonu, Bornova Fliş Zonu, Menderes Masifi ve Likya Napları'dır. Anatolit-Torid Platformunun en kuzey kenarını oluşturan ve Afyon Zonu metamorfikleri üzerinde tektonik olarak yer alan Tavşanlı Zonu, İzmir-Ankara Sütur Zonunun güneyinde ofiyolit kütlelerinin altında yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması geçirmiştir (Okay 1984a,

b, 1986; Okay ve Satır, 2006; Okay, 2007) (Şekil 1.3). İki bölüme ayrılan Tavşanlı Zonunun en alt birimini mavi şistlerden oluşan Orhaneli Birliği oluşturur. Orhaneli Birimi üzerinde ise tektonik dokanaklarla genelde ofiyolitli melanj olarak bilinen Ovacık Kompleksi yer alır (Okay 1984a, b, 1986; Okay ve Satır 2006; Okay 2007).

Tavşanlı Zonunun güneyinde, düşük dereceli yeşil şist Fasiyesinde metamorfizma geçiren Paleozoyik-Mezozoik yaşlı sedimanter bir istiften oluşan Afyon Zonu bulunur (Akdeniz ve Konak 1979a, b; Okay 1984b; Özcan vd., 1989) (Şekil 1.3). Ofiyolitler ve Ovacık Birliği tektonik olarak Afyon Zonu üzerinde yer alır. Permo-Karbonifer yaşlı klastik kayalar, kireçtaşı ve az miktardaki tuf, Afyon Zonunun en alt kısımlarını oluşturur (Okay vd., 1996). Deforme ve metamorfizmaya uğramış istif, Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı kumtaşı-denizel kireçtaşları ile uyumsuz olarak üzerlenir.

Bornova Fliş Zonu 50-90km genişliğinde, Üst Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı yoğun deformasyon geçirmiş kırıntılı (grovak ve şeyl) bir hamur içinde yer alan değişik kaya (Mezozoik neritik kireçtaşı ve mafik kayaç) blok ve dilimlerinden oluşur (Sekil 1.3.). Bu blok ve dilimler Bornova Fliş Zonunun batı kesimlerinde daha çok tektonize Mezozoik kireçtaşı olistolitlerinden, doğu kesiminde ise ofiyolitli melanj (bazalt, radyolaryalı çört ve seyrek serpantin) litolojilerinden meydana gelmektedir (Erdoğan 1990; Erdoğan vd., 1990; Okay ve Siyako, 1993; Okay ve Tüysüz, 1999). Bornova Fliş Zonu, Eosen sonrası gelişen normal faylar boyunca Menderes Masifi ile dokanak halindedir (Okay vd. 1996).

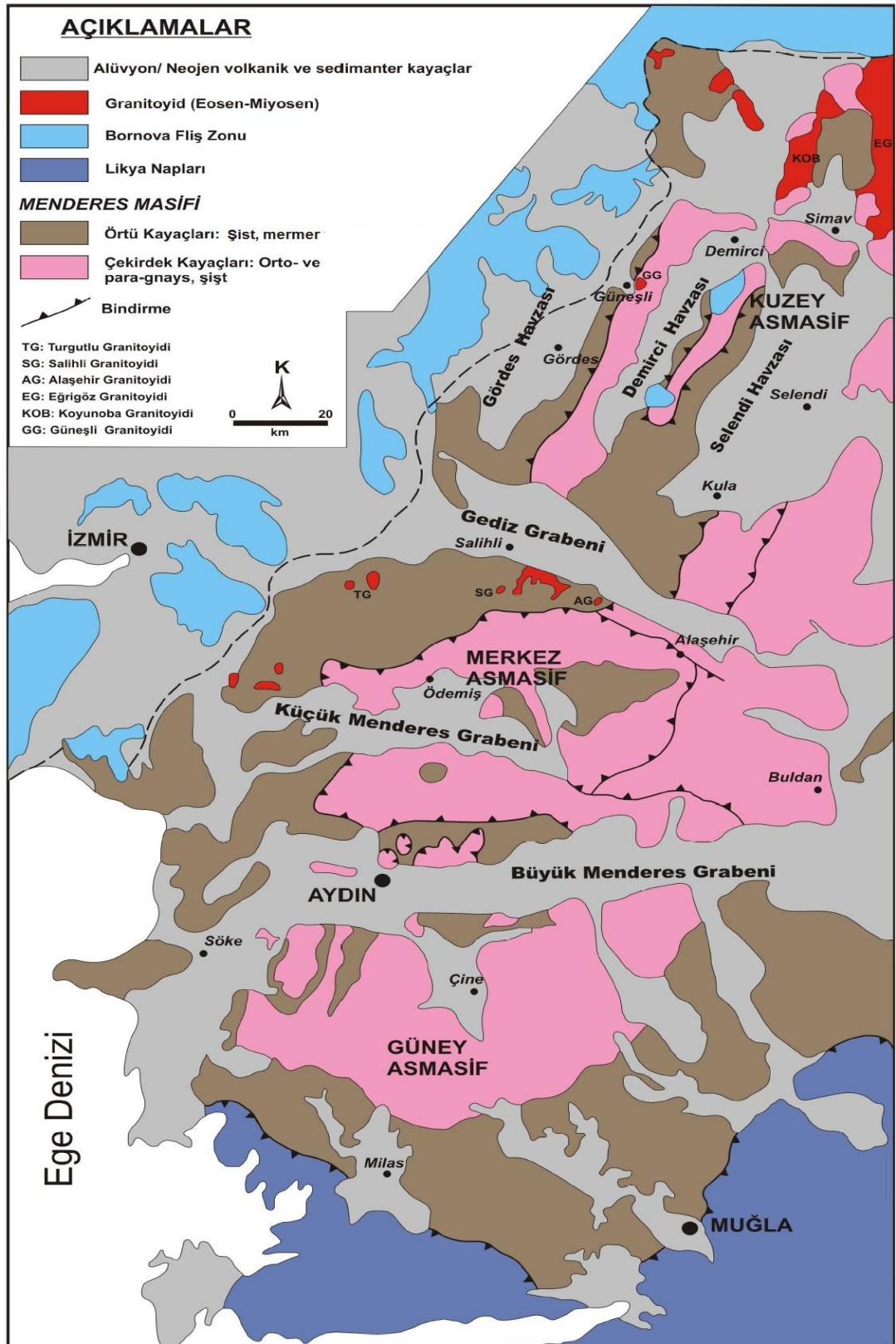
Anatolit-Torid Bloğunun en güneyinde yer alan Likya Napları birbirinden farklı ortam koşullarında gelişmiş ve birbiri üzerinde binmiş yapılar oluşturan allokon konumlu Geç Paleozoyik-Erken Tersiyer yaşlı sedimanter istifler ve ofiyolit dilimleri ile temsil edilmektedir (Okay, 1989; Collins ve Robertson, 1997; Şenel 2007). Menderes Masifi'ni tektonik olarak üzerleyen Likya Napları, Geç Kretase-Miyosen sırasında Anatolit-Torid Platformunun kuzey kenarından güneye yerleşmişlerdir (Collins ve Robertson, 1997; Şenel 2007) (Sekil 1.3).

Batı Anadolu'da geniş alanlarda yüzlek veren Menderes Masifi KD-GB uzanımlı, elips görünümde olup, Kuzeybatı' da Bornova Fliş Zonu, kuzeyde Afyon Zonu ve güneyde ise Likya Napları tarafından tektonik olarak üzerlenir (Sekil 1.4). Yaklaşık doğu-batı uzanımlı yapısal grabenler (Büyük Menderes ve Gediz Grabenleri vb.) masifi Kuzey (Gördes masifi), Merkez (Ödemiş-Kiraz masifi) ve Güney (Çine masifi) olmak üzere üç masife ayırır (Candan vd., 2001; Dora vd., 2001; Koralay vd., 2001, 2004) (Sekil 1.4). Masif Prekambriyen yaşlı bir çekirdek ile çekirdeği yapısal olarak üzerleyen Paleozoyik-Senozoik yaşlı örtü birimlerinden oluşur (Bozkurt ve Park, 1994; Dora vd., 1995; Bozkurt ve Oberhänsli, 2001; Erdoğan ve Güngör, 2004). Çekirdek istif, metamorfizma yaşı 50 milyon yıldan daha yaşlı olan gözlü gnays, metagranit, yüksek dereceli şist ve eklojitik metagabroları kapsar (Bozkurt ve Oberhänsli, 2001, Candan vd., 2001). Masifin temel kayaları granülit, eklojit ve amfibolit fasiyesi koşullarında Polimetamorfizma'ya uğramışlardır (Candan, 1995; Dora vd., 1995; Candan, 1996; Candan ve Dora, 1998; Candan vd., 2001). Menderes Masifinin örtü birimleri ise amfibolit ve yeşil şist fasiyesinde metamorfizmaya uğrayan Paleozoyik ve Mezozoik-erken Eosen olmak üzere iki kısma ayrılmıştır (Bozkurt ve Oberhänsli, 2001; Okay, 2001; Rimmelé vd., 2003; Erdoğan ve Güngör, 2004). Paleozoyik yaşlı birimler; kuvarsit, fillit ve mermerden oluşurken, mezozoik-erken Eosen yaşlı birimler ise metakonglomera, şist, dolomit ve platform tipi metakarbonat kayalardan ibarettir.

Menderes Masifinin çekirdek ve örtü istifleri, Geç Mezozoik-Erken Senozoik zamanları arasında bölgede etkili olan kıtasal çarpışma olayları sırasında bir araya toplamış birkaç Nap sistemini kapsamaktadır (Gessner vd., 2001; Ring vd., 2001; Reignier vd., 2007). Menderes Masifinin ana metamorfizma evresi Likya Napları ve ofiyolit dilimlerinin yerleşimi ile eş zamanlı gömülme rejimi sonucunda oluştuğu düşünülmektedir (Dilek ve Whitney, 2000; Yılmaz, 2002). Menderes Masifinin yüzeylemesinin, metamorfik kayaları kesen tektonikle eş zamanlı granitoid intrüzyonlarının soğuma yaşları esas alındığında Geç Oligosen-Erken Miyosen (25-21 milyon yıl) kadar erken bir zamanda başlamıştır (Bozkurt ve Satır, 2000; Catlos vd., 2002; Işık vd., 2003; Ring ve Collins, 2005; Thomson ve Ring, 2006).

Batı Anadolu'da binlerce km²'lik alan kaplayan "Menderes Masifi", KD-GB uzanımlı elipsoidal bir görünüm sunar. Yaklaşık D-B uzanımlı Büyük Menderes, Küçük Menderes, Gediz (Alaşehir) ve Simav Grabenleri masifi dört asmasife böler (Dora vd., 1992). Bu asmasifler güneyden kuzeye doğru Çine Asmasifi, Ödemiş Asmasifi (veya Ödemiş-Kiraz Asmasifi), Gördes Asmasifi (veya Demirci-Gördes Asmasifi) ve en kuzeyde Eğrigöz Asmasifi'dir. Masif için özellikle yabancı dildeki literatürde güney (southern), merkezi (central) ve kuzey (northern) asmasif şeklinde adlandırmalara da sıkça rastlanılmaktadır (Şekil 1.4) (Çolak, 2005).





Şekil 1.4. Menderes Masifinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Kuşcu, 2010).

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Türkiye’de bulunan zımpara taşı yatakları, irili ufaklı merceksi yapılarda ve yüzey plaserleri halinde oluşmuştur. Türkiye’deki en büyük zımpara taşı rezervleri Muğla merkez ve Milas-Yatağan’da bulunmaktadır. Bu tez çalışması, Muğla’nın Milas ilçesi Kayabaşı Köyü güneyinde yer alan zımpara sahasının mağnetik yöntem ile araştırılmasını kapsamaktadır. Menderes masifi zımpara oluşumları yanında diğer metalik ve metalik olmayan madenlerden demir, krom, bakır, kurşun, çinko, cıva, altın, gümüş, uranyum, kömür, feldspat, kaolin, boksit vb. bakımından da zengindir (örneğin Smith, 1850; Chazan, 1946; Calame, 1956; Yalçın vd., 1993; Gümüş vd., 1999). Bu nedenle birçok yerbilimci, Menderes masifinin özel tektonik yapısı, jeomorfolojik, jeolojik karakteristikleri ve çeşitli mineral zenginlikleri ile ilgilenmiştir. Özellikle masifin mineral bakımından zenginliği, burada antik çağlardan günümüze uzanan madencilik faaliyetlerinin yer almasına neden olmuştur.

Önay, (1949), Doktora çalışmasında, diyasporit ve zımparaların, boksitin bir metamorfizma ürünü olduğu ispat etmiş ve Menteşe Mermerleri içerisinde kesinlikle ayırt edilebilen bir horizontta bulunduğunu ortaya çıkarmıştır. Ayrıca metamorfizmanın, Menderes Masifine yaklaştıkça arttığını ve böylece diyasporitin daha dışta, zımparanın ise daha içeride; masif etrafında bir daire şeklinde birikmiş olduklarını tespit etmiştir.

Schuling, (1962), “Türkiye’nin Güneybatısındaki Menderes Migmatit Kompleksinin Petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında” başlıklı çalışmasında Menderes Masifinde geniş bir şekilde mostra veren migmatit özelliğindeki gnaysların petrografisi, yaşı ve yapıları hakkında bilgi vermiştir.

Tuğal, (1964), Milas civarının diyasporit ve zımpara yataklarını incelemiş ve hesaplamış olduğu 32 milyon ton diyasporit rezervinin 19 milyon tonunun alüminyum sanayine elverişli olduğunu belirtmiştir.

Wipperf, (1965), Menderes Masifi çevresindeki diyasporit ve zımpara yataklarını incelemiş ve bu zımparalardan alüminyum elde edilmesi ile ilgili yöntemleri araştırmıştır. Tespit ettiği 72 milyon ton diyasporit ve 8 milyon ton zımparanın, bir alüminyum fabrikasını uzun zaman besleyebileceğini belirtmiştir.

Graciansky, (1965), "Menderes Masifini güney kıyısı boyunca (Türkiye'nin GB'sı) görülen metamorfizma hakkında açıklamalar" başlıklı çalışmasında Menderes Masifinin güney kanadında görülen metamorfizma hakkında bilgi vermiş; ayrıca mermerlere de değinmiştir.

Brinkmann, (1966), Menderes Masifinin çekirdeğini teşkil eden gnaysların orijinal maddesi Pre-Kambriyen yaşında olduğunu, çekirdeğin metamorfizması muhtemelen Pre-Kambriyen arasında, Paleozoyik ve Mezozoik yaşında örtü tabakalarının Jura yaşına rastladığını savunmuştur.

Dürr, (1975), Menderes Masifi Metamorfitlerinin stratigrafisini incelemiş ve Metamorfitlerin Prekambriyenden Alt Triyasa kadar çıkan bir istif sunduğunu, metamorfizmanın en son Alt Tersiyer'de etkin olduğunu belirtmiştir.

Güneybatı Anadolu bölgesi boyunca, Afrika Levhasının Ege - Anadolu Levhasının altına dalmasıyla, dalan levhanın üst yüzeyinde büyük bir sürtünme ısı hidrodinamik kuvvetler oluşturmaktadır (Papazachos ve Comninakis, 1977). Bu kuvvetler dalma batma zonu boyunca sıcak magmayı yukarıya doğru Anadolu levhası içine doğru göçe zorlamakta ve manto hacminin artışına neden olmaktadır. Artan hacim Ege-Anadolu Levhasının kuzeye ve güneye, dolaylı olarak da manto malzemesinin kabuk içine sokulmasına, volkanik aktiviteye, yüksek ısı akısına, kabuk yapısı ve kalınlığının değişmesine neden olmaktadır (Papazachos ve Comninakis, 1977).

Çağlayan vd., (1980), Menderes Masifi Metamorfitleri Stratigrafisini açıklayan çalışmacılar tabanda Prekambriyenle başlattıkları metamorfitleri Üst Paleosene kadar çıkartmışlardır. Bununla birlikte araştırmacılar, Menderes Masifi

güneyinde yoğun bir şekilde çalışmışlar ve elde ettikleri bilgiler sayesinde bölge için yapısal yorumlar yapmışlardır.

Anadolu litosferik levhası, Afrika-Arabistan ve Asya-Avrupa litosferik levhalarının çarpışmaları sonucu meydana gelen Alp-Himalaya Dağ Kuşağı üzerinde yer alır. Afrika-Avrasya levhalarının çarpışması sonucu Afrika levhasının ön kısmını oluşturan okyanusal litosfer kıtasal olan Ege Denizi litosferinin altına dalmaktadır. Anadolu bloğu, Arap ve Avrasya levhalarının konverjan hareketi neticesinde güneybatıya Hellenik ve Kıbrıs yaylarına doğru hareket eder (Jackson ve McKenzie, 1984). Bunun sonucunda KD'ye eğimli yaklaşık 150-200 km derinliğe ulaşan Beni-off dalma batma zonu oluşmaktadır (Kalyoncuoğlu vd., 2013).

Orhon vd., (1985), Milas boksit sahalarında yer alan diyorit mostralarını haritalamışlar, sondajları değerlendirmişler ve sonuçta 12.8 milyon ton görünür diyorit rezervi vermişlerdir.

Dora vd., (1987), yapmış oldukları "Menderes Masifi Postmetamorfik Plütonlar" başlıklı çalışmalarında Menderes Masifinin genel jeolojik konumuna, litolojik istifi ve Menderes Masifinin jeotektonik evrimine değinmişlerdir.

Orhon ve Yılmaz, (1987), Milas-Kurukümes zımpara ocağının rezerv ve tenörünün belirlenmesi amacı ile çalışmışlar ve 17.650 ton görünür, 1200 ton muhtemel olmak üzere 18.850 ton %51,19 Al₂O₃ tenörlü zımpara rezervi saptamışlardır.

Ünsal vd., (1989), Muğla (Milas-Yatağan) Kozağaç, Kurukümes ve Elmacık zımpara sahalarında 1989 yılında yapılan çalışmada, sahaların 1/25 000 ölçekli ve 1/1 000 ölçekli detay jeoloji harita alımları ile birlikte, yapılan çalışmaların değerlendirilmesi sonucunda Kozağaç, Kurukümes ve Elmacık sahalarında 452.315 ton görünür+muhtemel, 45.839 ton muhtemel, 116.112 ton mümkün olmak üzere toplam 587.266 ton masif cevher, 291.216 ton plaser, toplam 878.482 ton cevher tespit edilmiştir.

Kuşçu, (1992), yayınlamış olduğu makalede, Kestanecik ve Kozagaç (Yatağan-Muğla) mermerlerinin mineralojik, fiziksel ve petrografik ve jeolojik özelliklerinin yanında, bu mermerlerin ekonomik özelliklerini de irdelenmiştir.

Yalçın vd., (1993), yayınlamış oldukları çalışmada güney batı Türkiye'deki Menderes Masifinin metaboksitlerine Zn'ce zengin högbömit ve gahnit minerallerinin varlığını saptamışlardır ve Menderes Masifindeki diyor, zımparalara ve bunlarla birlikte bulunan kloritoid, margarit minerallerine de ayrıntılı bir şekilde değinmişlerdir.

Aydoğan, (2001), "Muğla-Yatağan Elmacık Köyü İsmail Dağı Civarındaki Zımparaların Araştırılması" adlı çalışmasında Zımpara mostraları Kretase-Jura yaşlı, dolomitik mermerler içerisinde masif-mercekler-tabakalar şeklinde bulunduğunu söylemiştir. Elmacık ile Mesken köyleri arasındaki düzlükleri dolduran plaser zımparaların boyutları yer yer çok küçük çakıllardan, blok boyutuna kadar değiştiğini kanıtlamıştır. Genel olarak cevherin alt üst kloritoidler (1-30 cm) ve beyaz renkli, margaritler (1-10 cm) gözlemlemiş, Cevher mikroskopisi incelemeleri ile zımparaların hematit, korund, diyor, kloritoid, varlığı XRD, EMP analizleri ile teyit edilmiştir ve analizleri yapmıştır. Sahada yaptıkları rezerv hesabı sonucu toplam olarak 75.000 ton görünür+75.000 ton görünür+75.000 ton muhtemel rezerv tespit etmiştir.

Aydın vd., (2011), Muğla Yatağan'ın Elmacık bölgesinde Yaran Dağı ve İsmail Dağı eteklerindeki birikim havzasında, bilinen demirce zengin zımpara horizonlarının sürekliliğini belirlemek ve yeni birikintileri araştırmak için magnetik ve elektrik yöntemler kullanarak jeofiziksel bir araştırma yapmıştır. 5km²'lik bir alanda magnetik ölçümler yapmış ve olası plaser zımpara horizonlarını araştırmak ve olası fay hatlarını tespit etmek için alanın alüvyal / elüvyal kısmında 15 noktada D.E.S yaparak tabaka kalınlıklarını araştırmışlardır. İsmail dağı mermerlerindeki eski ve terk edilmiş zımpara çukurlarının çevresinde önemli magnetik anomaliler yakalamışlardır. Mermerdeki anomalilerin 10 metreden daha derin olmayan ve demirce zengin zımpara cevherlerinden kaynaklandığını öne sürmüşlerdir. Alanın alüvyal /

elüvyal kısımdaki mağnetik anomalileri incelediklerinde küçük yeni plaser zımpara çökelleri olabileceğini öne sürmüşlerdir. Dikey elektrik sondajlarının sonucu, biri kuzey güney yönünde, diğeri ise yaklaşık Doğu Batı yönünde olmak üzere iki fay zonunu tespit etmişler. Ayrıca alandaki Alüvyal / Elüvyal tabakasının kalınlığı 2-3 metrelerden 60-100 metreler arasında değiştiğini ayrıca çalışma alanının ortasında 70 metre derinliğe ulaştığını belirlemişlerdir. Sonuç olarak alanda 5 adet birincil, 5 adet plaser olmak üzere 10 farklı zımpara horizonları çıkabilecek yerleri önermişlerdir.

Mezozoik yaşı metasedimanter kayaç grubu Alpin metamorfizmasına maruz kalmış olup, zımpara yatakları içererek Menderes masifinin güney kenarı boyunca şistlerle örtülmektedir (Aydoğan, 2001). Bölgede metamorfizma süreçlerine bağlı olarak birçok endüstriyel hammadde yatağı oluşmuştur. Bunların başında grafit, korund, zımpara taşı, andaluzit, sillimanit, disten, apatit, granat ve elmas yatakları gelir. Zımpara taşları genel olarak Korundum (Al_2O_3), Manyetit (Fe_3O_4) ile daha az miktarda Hematit ve Spinelin doğal bir bileşimi olup Alüminyum ve Demir mineralleri içerir. Doğal olarak Türkiye'de Ege Bölgesinde ve Yunanistan'da görülmektedir.

Yapılan literatür araştırmalarında her ne kadar zımparalarla ilgili araştırma ve faaliyetlerin daha çok zımpara üretimi, jeolojisi, jeokimyası ve petrolojisi konusundaki çalışmalara (Yalçın vd., 1993; Feenstra, 1996, 1997) rastlanılsa da zımparalar ile ilgili dünya literatüründe jeofizik çalışmaların sayısı oldukça sınırlıdır (Aydın vd., 2011).

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Aşındırıcılar

Aşındırıcı mineral ve malzemeleri tabii ve suni aşındırıcılar olmak üzere iki guruba ayırmak mümkündür. Suni aşındırıcılar: Silikon karpit ergitilmiş alümina, borkarpit, cam, magnezyum, izabe cürufları, yapay korendon ve diğerleri. Doğal aşındırıcılar: elmas, korendon, granat, stavrolit, zımpara, çört, kuvars, kalsedon, kuvarsit, çakmaktaşı, kumtaşı, silis kumu, bazalt, feldspat, granit, perlit, apatit, diatomit, dolomit, silt, talk, kil, olivin vs. Aşındırıcı mineralleri sertlik derecelerine göre üç ayrı guruba ayırmak mümkündür: çok sert aşındırıcılar (sertlik derecesi 7'den fazla); elmas, korend, zımpara, granat orta sert aşındırıcılar (sertlik derecesi 5,5-7); kalsedon, çört, kuvars, kuvarsit, kumtaşı, perlit, pomza, feldspat, bazalt, granit düşük sertlikteki aşındırıcılar (sertlik derecesi 5,5'den küçük); kalsit, apatit, tebeşir kil, diatomit, dolomit, talk. Yukarıda adı geçen mineral ve kayaçların çoğu başka kullanım alanları nedeniyle ayrı raporlarda incelenmiştir. Genel aşındırıcılar sınıfında değerlendirilen zımpara, şistler ve metamorfizma geçirmiş kalker içinde bulunan korendon (Al_2O_3), hematit veya manyetitle birlikte koyu yumrular halinde bulunur. Sertliği 7-9, özgül ağırlığı $2,7 g/cm^3-4,3 g/cm^3$ arasında değişen koyu gri, siyah, grimsi siyah ve hematitten dolayı kırmızımsı siyah renklerde olabilir. Korendon: kimyasal bileşimi alüminyum oksit (Al_2O_3), sertliği Moh's sertlik cetveline göre 9, yoğunluğu $3,93 g/cm^3-4,1 g/cm^3$, kristal sistemi hegzagonal olan ve tabiatta mavi, yeşil, gri, kahve rengi, siyah ve çeşitli renklerde bulunan bir mineraldir (MTA, 2018).

Granat: Genel formülü $A_3B_2(SiO_4)_3$ ile gösterilir. A yerine Ca, Mg, Fe, Mn, B yerine ise genellikle Al, Cr ve Fe gelebilir. Sanayide en çok kullanılanlar almandin (Fe-Al-Silikat), pirop (Mg-Al-Silikat) ve andradit (Ca-Fe-Silikat) mineralleridir. Bunların en değerlisi olan almandin sertliği 6,5-7,5 ve özgül ağırlığı ise 3,4-4,6'dır. Zımparanın mineralojik olarak üç ayrı tipi vardır:

Gerçek Zımpara: Korendon, hematit minerallerinin karışımından ibaret olup bu tür zımpara Yunanistan ve Türkiye’de bulunmaktadır. Rengi genellikle kırmızımsı siyahtır (MTA, 2018).

Spinel Zımpara: Spinel (magnezyum alüminyum oksit) + korendon (alüminyum oksit + manyetit-demir oksit-) şeklindedir. İyi kalitede olanları siyah ve ağır olup, bu tip zımpara ABD’de üretilmektedir (MTA, 2018).

Feldspatik Zımpara: Spinel zımparaya benzemekle birlikte %30-50 oranında plajiyoklaz içermektedir (MTA, 2018).

Korendon ve zımpara yatakları Al_2O_3 bakımından zenginleşen magmatiklerde ve metamorfizmaya uğrayan killi kayalarda bulunur. Türkiye ve Yunanistan zımpara yatakları karstik boşluklardaki boksitlerin metamorfizmasına bağlıdır. Korendon plaserlerde zenginleşebilir. Ülkemizde Bitlis-Bingöl distenlerinde ve Pütürge pirofillitlerinde de korendon ve diasporit mineraline rastlanmıştır. Japon pirofillit cevherlerinin de önemli ölçüde korendon minerali içerdiği bilinmektedir. Kazakistan’da 2 km x 3 km boyutlarındaki Karaganda Masifinde kuvarsitler korendon ve andaluzit bakımından zengindir. Büyüklüğü 3 m³’ü bulan korendon blokları görülmüştür. Yakutistan’da korendon ve disten plaserleri önemli rezervler oluşturmaktadır. Ural Dağlarındaki korendon pegmatitleri de önemlidir. Kanada’nın Ontario bölgesinde bir nefelinli siyenit kantağında 100 km boyunca, birkaç km kalınlığında korendonlu zonlar mevcuttur. Tenör %5-15 korendon olmasına rağmen elektromagnetik ayırma sonucu %90-95 tenörlü korendon konsantreleri üretilebilmektedir (MTA, 2018).

Granat metamorfik bir mineraldir. Mikaşist, gnays, vollastonit şist, dolomit ve kalkerlerin kantağında bulunurlar. Bozuşmaları çok zor olduğundan plaser yataklar halinde de zenginleşebilirler. Almanya’da bir amfibol granat yatağı aşındırıcı sanayi için “Bavyera Zımparası” adı altında işletilmiştir. ABD’de %50 granat ihtiva eden gnayslar geniş alanlar kaplamaktadır. İspanya, Rusya, Sudan, Kanada, Hindistan, Avustralya ve Japonya’da da önemli granat yatakları

vardır. Kazdağı'nda ki vollastonit yatakları ile Uludağ wolfram işletmesi artıklarının da granat mineralleri bakımından çok zengin olduğu bilinmektedir. Ayrıca Menderes ve Yozgat metamorfik masifleri içinde, Kırşehir-Kaman-Savcılı Ebeyit vollastonit şistleri içindeki granat yataklanmasından da bahsedilebilir. Burada granat taneleri 0,5-6 cm büyüklüğünde olup ortalama tenör %5'dir. Ayrıca granat mineralinin grasular-andradit olduğu bildirilmektedir. Vollastonit yatağındaki safsızlıklardan olan granat da ilerisi için bir potansiyeli olabilir (MTA, 2018).

Menderes Masifinin özellikle güney kanadında izlenen zımpara yatakları, masifi bir zarf şeklinde çevreleyen mermerler içinde tortul yolla oluşmuştur. Metamorfizmanın epizonunda diasporit, mezozomunda ise zımpara yatakları yer alır. Menderes Masifinin güney kanadında ki zımpara rezervleri uzun yıllar işletilmiştir. Zımpara taşı yataklarında daha çok açık işletme metotları uygulanmaktadır. Zımpara taşı kırılıp, yıkandıktan sonra pişirilmekte daha sonra çeşitli boyutlarda kırılıp elenmektedir. Granat üretimi ise çoğunlukla kapalı işletmelerden yapılır, kırılır ve yıkanır. Son yıllarda Türkiye'de tespit edilen Kırşehir-Kaman-Savcılı Ebeyit granat yataklanması için MTA tarafından bir zenginleştirme çalışması yapılmış olup, granatın vollastonit şistler ve diğer safsızlıklardan ayrılması için iri boyutlarda jig ve ince boyutlarda yüksek alan şiddetli yaş mağnetik ayırım önerilmiştir (MTA, 2018).

Tablo 3.1. Zımparanın tiplerine göre tane büyüklüğü dağılım tablosu (MTA, 2018).

Tip	Elek Göz Açıklığı
Parça cevher	300 mm
İri	8 mm + 1,18 mm
Orta	1,18 mm + 425 mm
İnce	425 mm + 106 mm
Çok ince	106 mm

Not 1- İri orta, ince tiplerde üst sınırdan büyük taneler %5, alt sınırdan küçük taneler %5'den fazla olmamalıdır (MTA, 2018).

Not 2- Parça ve çok ince tiplerde üst sınırdan büyük taneler %5'den fazla olmamalıdır. Ateş Zayıtı: Zımparanın 1100°C'de ateş zayıtı, sınıflarına göre aşağıda verilen değerlere uygun olmalıdır:

Tablo 3.2. Zımparanın 1100°C'de, sınıflarına göre kütlece yüzde kaybı tablosu (MTA, 2018).

Sınıflar	Ateş Zayıtı % Kütlece
I Sınıf	En fazla 6
II Sınıf	En fazla 9
III Sınıf	En fazla 12

Korendon Minerali Miktarı: Zımparanın sınıflarına göre korendon minerali miktarı aşağıda verildiği gibi olmalıdır (MTA, 2018).

Tablo 3.3. Zımparanın sınıflarına göre korendon minerali miktarı tablosu (MTA, 2018).

Sınıflar	Korendon Minerali Miktarı % Kütlece
I Sınıf	En az 50
II Sınıf	En az 45
III Sınıf	En az 40

Tablo 3.4. Alüminyum Oksit (Al_2O_3) Miktarı (MTA, 2018).

Sınıflar	Al_2O_3 Miktarı, % Kütlece
I Sınıf	$85 < Al_2O_3 > = 60$
II Sınıf	$60 < Al_2O_3 > = 55$
III Sınıf	$55 < Al_2O_3 > = 45$

Bugün aşındırıcılar bileme ve değirmen taşı, sileks bilye, zımpara kâğıdı, disk, macun ve püskürtme kumu şeklinde kullanılmaktadır. Granat ve pomza türü

aşındırıcılar mobilya ve müzik enstrümanları imalatçıların çalışmaları, gümüşlerin parlatılmasında, taş yüzeylerin düzenlenmesinde önemli işlev görürler. Granat ocağı artıkları yol inşaatlarında kaymayı önleyici agrega olarak değerlendirilir. Yine granat filtre sanayiinde, seramik, elektronik, cam üretimi kristalleri mücevher olarak ve saat imalinde rubi kristali yerine kullanılır. Gemilerin yapımında güvertede kaymaz, aşınmaz kaplama olarak, havuzlama ve boya öncesi raspa işlemi, merdiven basamaklarında kaymayı önleyici satırlar. Hava alanlarında yolcu terminallerinde aşınmaz yer kaplaması, iniş ve kalkış pistlerinde kaymayan pist yüzeyleri, emniyetli iniş-kalkış. Asma köprülerde, viyadüklerde, karayolları kavşaklarda, şehir merkezlerinde, eğimli yollarda kaymayı önleyici zemin ve yollar, emniyetli trafik seyri. Ağır sanayi tesislerinde çalışma sahaları, haddeleme betonları agregası, ağır makinelerin çalıştığı zeminlerde, vagon sanayisinde, saç yüzeyleri temizleme işlerinde. Mermer tesislerinde silme taşları, parlaticılar, değirmen taşları, zımpara taşları, fleks taşı, zımpara kâğıdı imalatı için standart boyut zımpara tozu (Otoparklarda ve büyük iş merkezlerinde aşınmaz, tutucu zemin merdiven basamaklarında ve hastane yer kaplamalarında) (MTA, 2018).

Çalışma alanı, Türkiye'nin güneybatısındaki Menderes Masifinin güney kenarına yakın bir yerde bulunmaktadır. Gediz, Küçük ve Büyük Menderes nehirlerinin drenaj alanı içerisinde yer alan Menderes masifi Batı Anadolu'da oldukça geniş bir alan kaplar (Ketin, 1983). Menderes masifi, uzun ekseni KD doğrultulu olan ve yaklaşık 300 km uzanan elips biçimli bir metamorfik topluluktur. Menderes masifi kuzeyden İzmir-Ankara ofiyolitik suture zonu ile sınırlanırken, güney sınırında Kale-Tavas molası havzası çökelleri, Menderes masifi ile Toros karbonat platformunun ilişkisini örter (Yılmaz vd., 1999).

Menderes masifinde iki farklı stratigrafik düzey ayırt edilir. Bunlardan birisi ileri derecede metamorfizma geçirmiş, gözlü gnays, migmatit, amfibolit ve çeşitli sistler ile kökeni eklojit olan kayalardan oluşan bir çekirdek fasiyesi, diğeri ise bu çekirdeği örten kuvarsit, mikaşist, fillat, mermer ve rekrystalize kireçtaşlarından oluşan örtü seviyesidir (Baran, 2003).

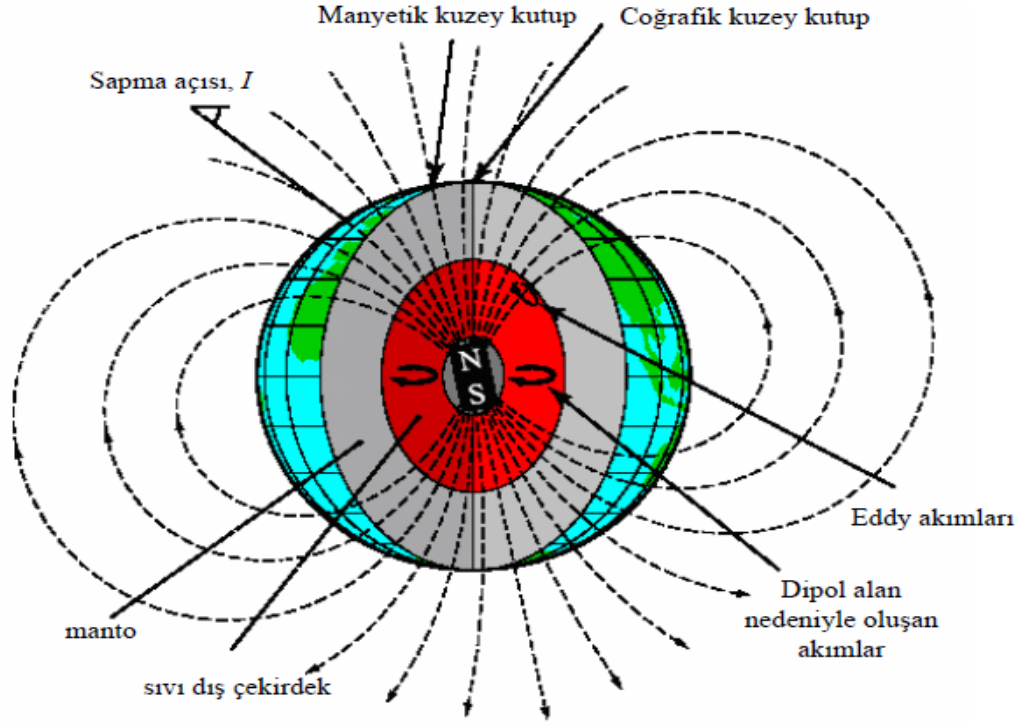
Menderes Masifi birçok Fe'ce zengin zımpara taşı yatakları taşımaktadır ve ayrıca demir, krom, bakır, kurşun, çinko, cıva, altın, gümüş, uranyum, kömür, feldspat, kaolin ve boksit gibi metalik ve metalik olmayan mineraller açısından da zengindir (örneğin Smith, 1850; Chazan, 1946; Calame, 1956; Yalçın vd., 1993; Gümüş vd., 1999). Bu nedenle birçok jeostivist, özel tektonik ve jeolojik özellikleri ve çeşitli maden yatakları için Menderes masifi ile ilgilenmiştir. Antik çağlardan beri masifte çeşitli madencilik faaliyetleri gerçekleşmiştir ve bu faaliyetlerin çoğu rapor edilmemiş veya yayınlanmamıştır.

3.2. Mağnetik Yöntem

Mağnetik yöntemler jeofizik araştırmalarda kullanılan en eski yöntemlerden biridir ve bu yöntemlerin kullanılmasındaki amaç, yer yuvarının mağnetik alanında meydana gelen değişimlerin belirlenmesidir. Mağnetik yöntemler ile: genellikle metalik maden aramaları, petrol ve doğalgaz aramaları, jeotermal alanların araştırılması gibi derin kaynaklı yapılar incelendiği gibi arkeolojik araştırmalar ve gömülü metal nesnelerin araştırılması gibi yüzeye çok yakın yapıların araştırılması da mümkündür (Arısoy, 2007).

3.2.1. Yer mağnetik alanı

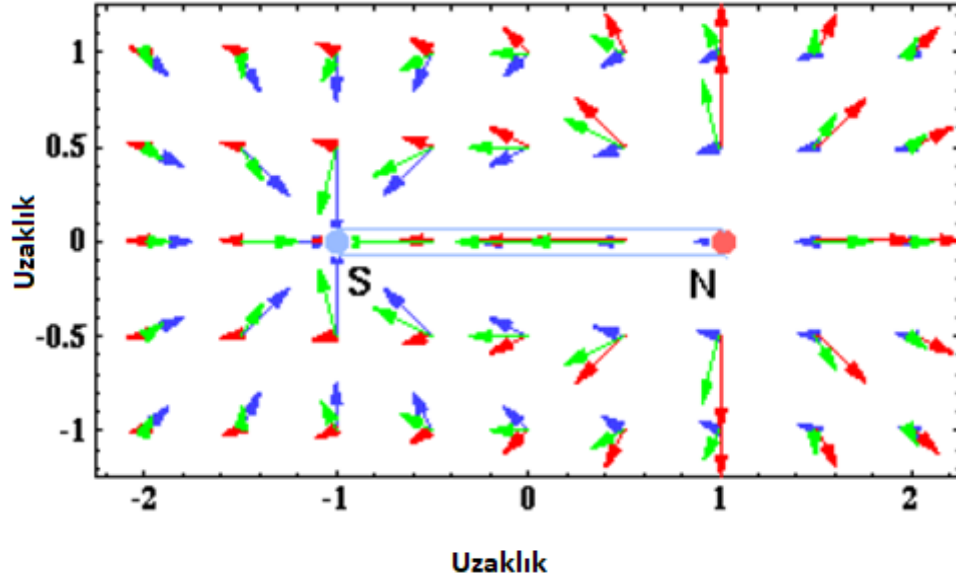
Yer yuvarı çevresinde bir mağnetik alanın varlığı, bu alanın hangi etkenler tarafından oluşturulduğu uzun yıllardan beri birçok araştırmacının uğraşı alanını oluşturmuştur. Esas olarak yer mağnetik alanı yer içinden gelen ve yer dışından gelen etkiler ile meydana gelmiştir. Yer içinden gelen etkiler dipol olan alan ve dipol olmayan alandan meydana gelir. Yer mağnetik alanının oluşumundaki asıl etken olan dipol alanı, dünyanın merkezinde olduğu kabul edilen ve coğrafik eksenlerle 11,5°'lik bir açı yapan dipolden oluşur (Şekil 3.1). Dipol olmayan alan ise yeraltında bulunan ve mıknatıslanma özelliği gösteren yapılar tarafından oluşturulur. Yer dışından gelen etkilerin yer mağnetik alanının oluşumdaki etkileri oldukça azdır (Arısoy, 2007).



Şekil 3.1. Dış etkiler olmaksızın yer mağnetik alanının dipol alanı ve kuvvet çizgileri (Linford, 2004).

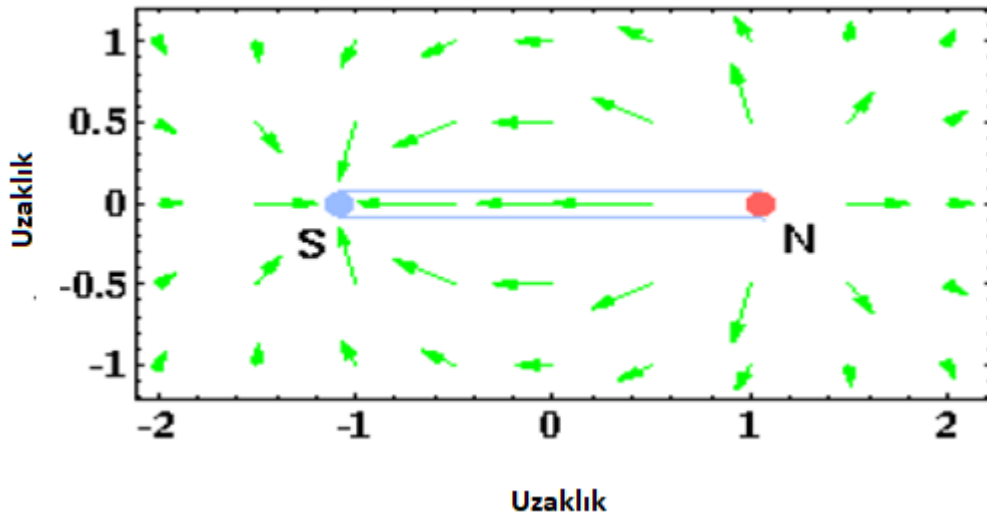
Temel mağnetik alanda belli bir mesafe ile ayrılan bir pozitif ve bir negatif iki mağnetik kutup oluşur. İki tane tek kutuptan oluşan bu temel mağnetik alan, mağnetik dipol olarak adlandırılır. Bir çift kutup tarafından üretilen mağnetik kuvveti, iki mağnetik monopole ait kuvveti dikkate alarak türetebiliriz. Bir dipol basitçe iki mağnetik monopolden oluşuyorsa, üretilen kuvvetin bir dipol ile, bir ikinci monopolden üretilen kuvvete eklenen bir monopol tarafından üretilen kuvvettir.

İki mağnetik monopole bağlı mağnetik kuvvetler, aşağıda kırmızı ve mor oklarla gösterilmektedir (Şekil 3.2).



Şekil 3.2. İki mağnetik monopole bağlı kuvvetler (mor ve kırmızı oklar) (Anonim 2002).

Bu kuvvet vektörlerini toplarsak, yeşil okları elde ederiz. Bu yeşil oklar şimdi $x = -1$, S etiketli negatif bir monopol ve $x = 1$ 'de N olarak etiketlenmiş bir pozitif monopolden oluşan bir mağnetik dipol ile ilişkili kuvveti gösterir. Aşağıda bu aynı mağnetik dipolün kuvvet okları vardır (Şekil 3.3).

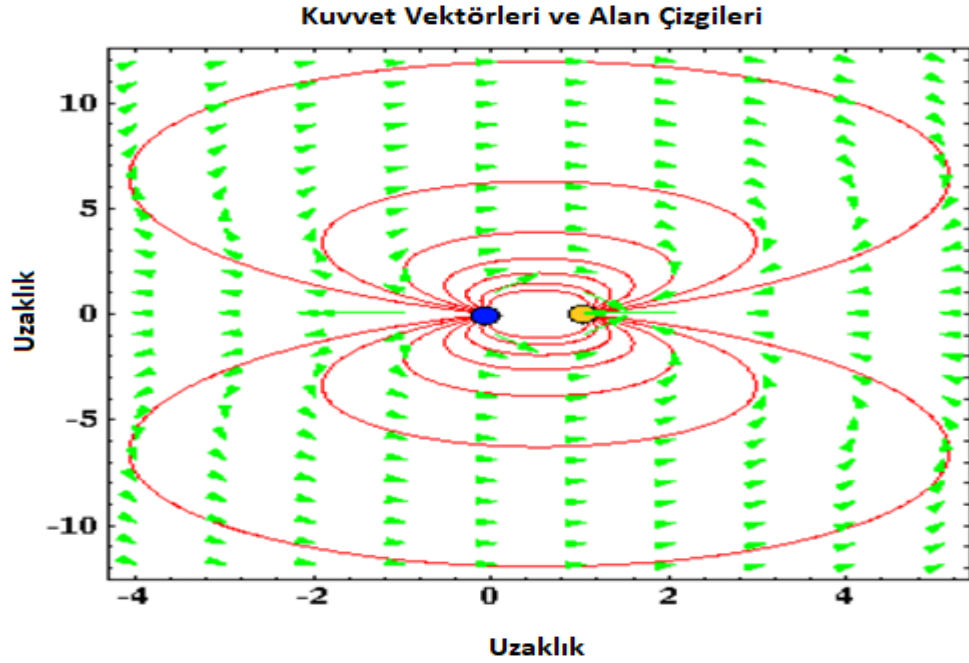


Şekil 3.3. Dipolar kaynaktan oluşan mağnetik alan (Anonim 2002).

Mağnetik kuvveti açıklayan okların, N etiketli monopolden S etiketli monopole nasıl çıktığına dikkat edilmelidir. Bu kuvvet dağılımını tanımlayabiliriz. Basit bir çubuk mıknatısı çevresinde gözlenen mağnetik kuvvet dağılımından başka bir şey değildir. Aslında bir çubuk mıknatısı, mıknatısın uzunluğu ile ayrılmış iki mıknatıslı monopolden başka bir şey olarak düşünülmemelidir. Mağnetik kuvvet, mıknatısın kuzey kutbundan (N) kaynaklanmakta ve mıknatısın güney kutbunda (S) son bulmaktadır (Şekil 3.3).

3.2.2. Mağnetik bir dipol için alan çizgileri

Bir mağnetik dipol ile ilişkili mağnetik kuvvet alanını görselleştirmenin bir başka yolu, kuvvetin alan çizgilerini çizmektir. Alan çizgileri, tarif etmeye çalıştığımız kuvvetin yönüne, bu durumda mağnetik kuvvetin her yönüne paralel olacak şekilde çizilen çizgilerden başka bir şey değildir. Aşağıda, kuvveti tanımlayan bir mağnetik dipol ve bir dizi alan çizgisi (kırmızı çizgi) ile ilişkili mağnetik kuvvetin (yeşil oklar) mekânsal değişimi gösterilmektedir.

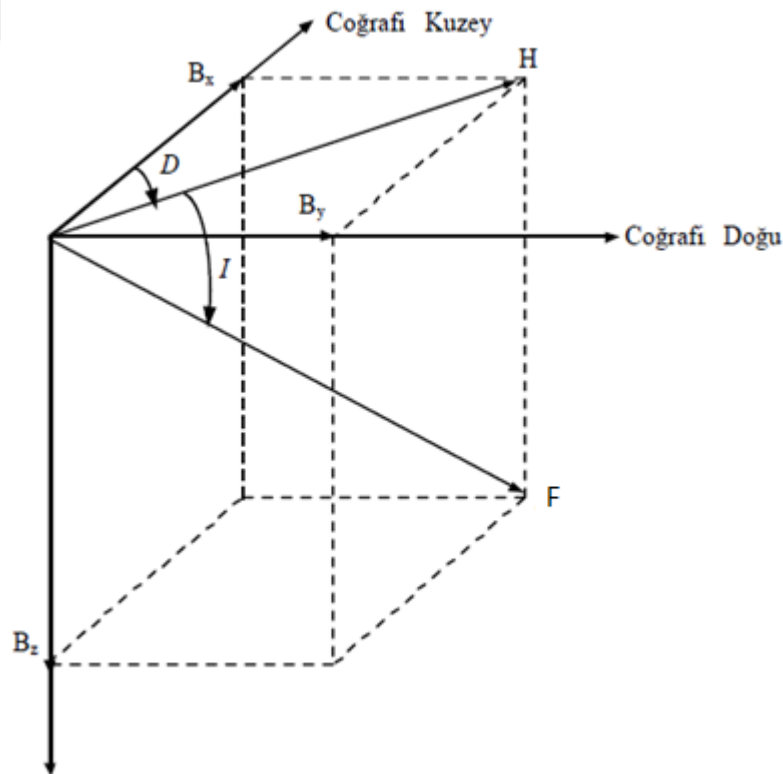


Şekil 3.4. Dipolar kaynaktan oluşan kuvvet vektörleri ve mağnetik alan çizgilerini gösteren şekil (Anonim 2002).

Alan çizgilerini temsil eden kırmızı çizgilerin daima yeşil oklarla gösterilen kuvvet yönlerine paralel olduğuna dikkat edilmelidir. Seçmiş olduğumuz kırmızı çizgilerin sayısı ve aralığı bir faktör dışında isteğe bağlıdır. Gösterilen kırmızı çizgilerin konumu, manyetik alanın göreceli kuvvetini niteliksel olarak belirtmek için seçilmiştir. Bitişik kırmızı çizgiler, dipol içeren iki monopole (mavi ve sarı daireler) yakın olduğu yerde, manyetik kuvvet büyüktür. Bitişik kırmızı çizgiler arasındaki mesafe ne kadar büyük olursa, manyetik kuvvette o kadar küçük olur (Şekil 3.4).

3.2.3. Yer manyetik alanının elemanları

Yeryüzünde herhangi bir noktadaki manyetik alan vektörünün bileşenleri Kartezyen koordinat sisteminde B_x , B_y , B_z olarak gösterilirse, bunlardan yatay bileşenin şiddeti (H) ve toplam alan bileşenin şiddeti (F) olmak üzere iki büyüklüğü temsil eder (Şekil 3.5).



Şekil 3.5. Yer manyetik alanının bileşenleri.

Yer mağnetik alan vektörünün yatay bileşeninin (H) şiddeti,

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (3.1)$$

bağıntısıyla gösterilmektedir.

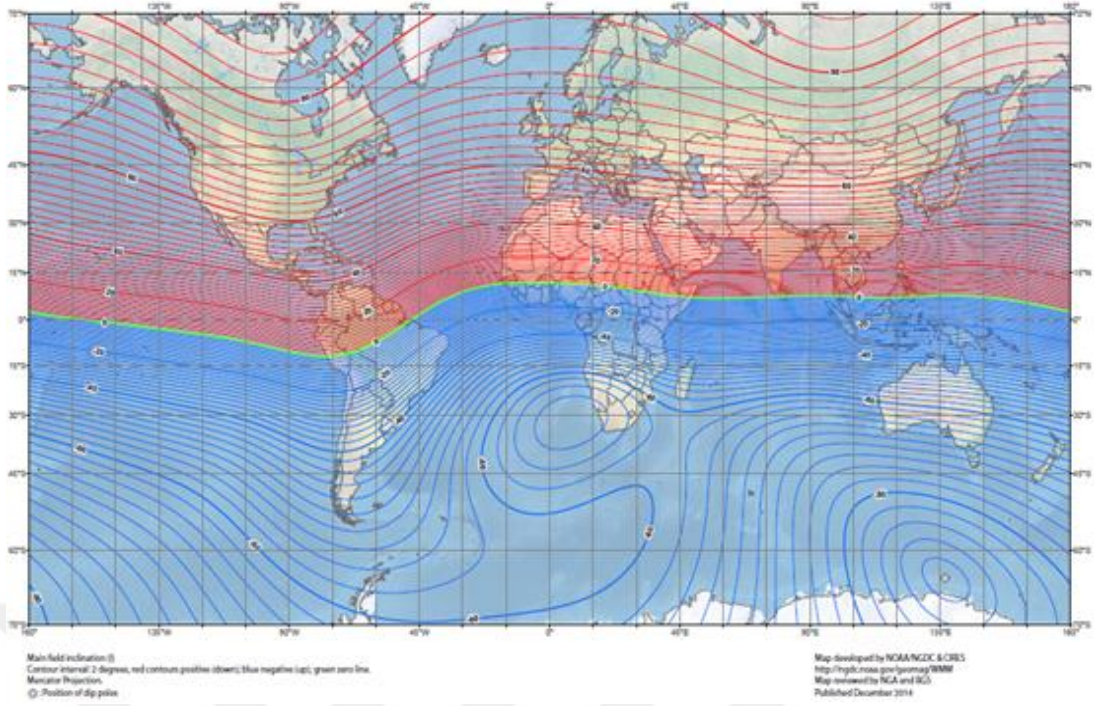
Yer mağnetik alan vektörünün toplam bileşeninin (F) şiddeti,

$$F = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (3.2)$$

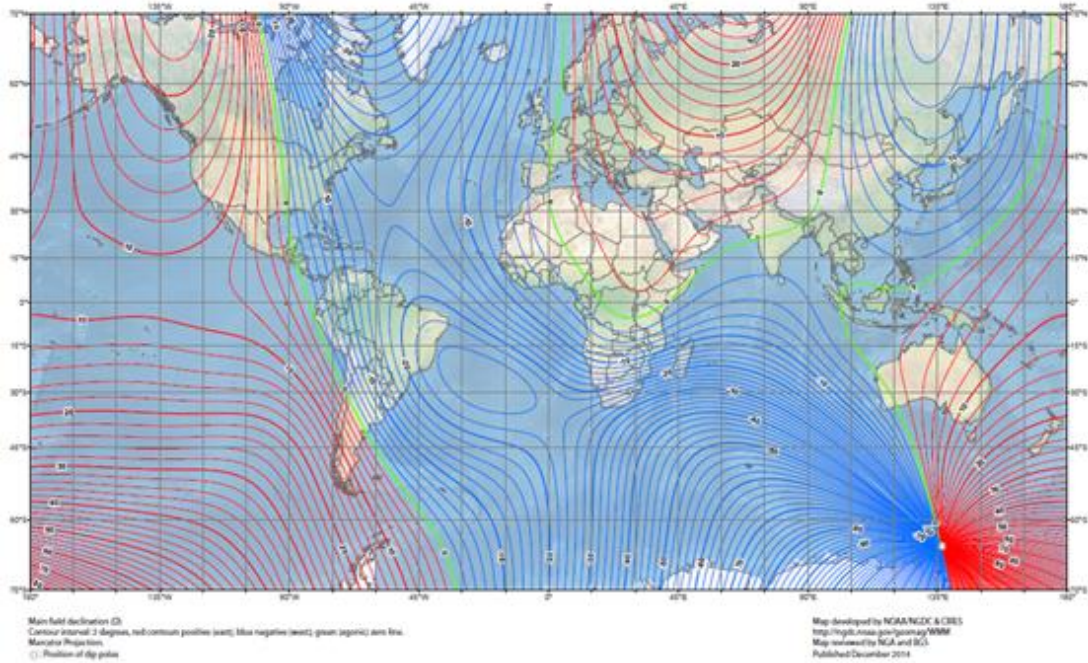
bağıntısıyla gösterilmektedir.

Yer mağnetik alan vektörü ile yatay düzlem arasındaki düşey açı (F ile H arasındaki açı) yer mağnetik alanının eğim açısı veya inklinasyon açısı olarak adlandırılır. Yer mağnetik alanının eğim açısının yer yüzeyi üzerindeki dağılımı Şekil 3.6 'da verilmiştir.

$$I = \tan^{-1} \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (3.3)$$



Şekil 3.6. Dünya mağnetik model eğim açısı değerleri (NOAA / NGDC& CIRES, 2014).

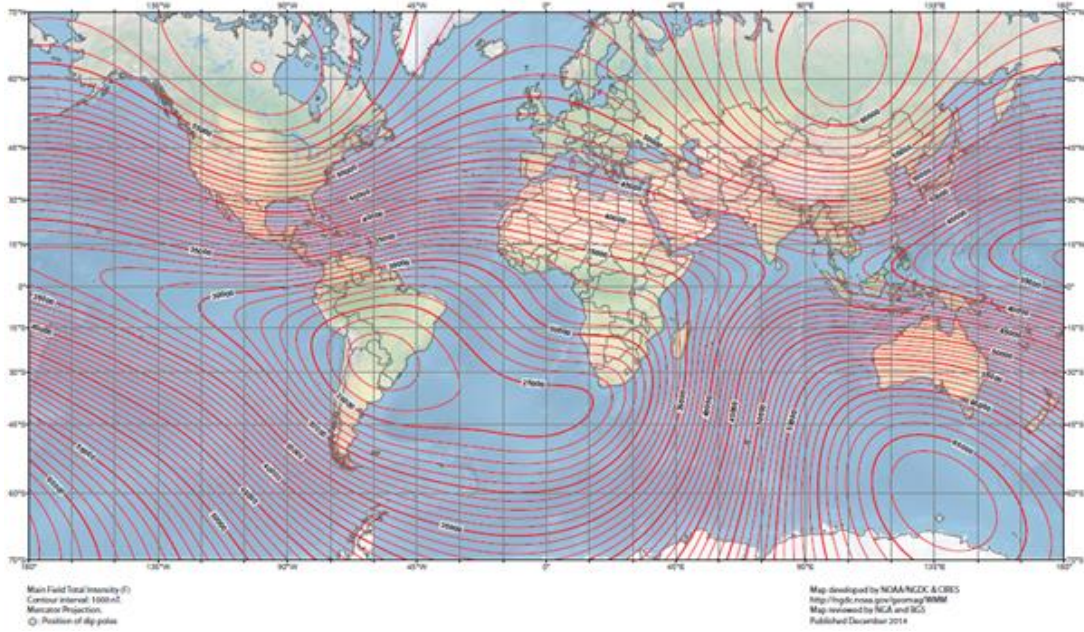


Şekil 3.7. Dünya mağnetik model sapma açısı değerleri (NOAA / NGDC& CIRES, 2014).

Coğrafik kuzey ile yer mağnetik alan vektörünün yatay bileşeni arasındaki açı ise yer mağnetik alanının sapma açısı veya deklinasyon açısı olarak adlandırılır. Yer mağnetik alanının sapma açısının yer yüzeyi üzerindeki dağılımı Şekil 3.7'de verilmiştir.

$$D = \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (3.4)$$

Günümüzde yapılan mağnetik ölçümlerin birçoğunda yer mağnetik alanının toplam bileşenindeki değişimler incelenmektedir. Yer mağnetik alan vektörünün toplam bileşeninin (F) yer yüzeyindeki dağılımı Şekil 3.8'de gösterilmiştir.



Şekil 3.8. Yer mağnetik alan vektörünün toplam bileşen değerleri (NOAA / NGDC& CIRES, 2014).

Yukarıda anlatılan yer mağnetik alanının tüm elemanları ve yer yüzeyinde yapılacak olan ölçümlerde alabilecekleri en düşük ve en yüksek değerleri tablo 3.5'de verilmiştir.

Tablo 3.5. Yer mağnetik elemanlarının yer yzeyinde gsterdiği dağılımlar (McLean vd., 2004).

Eleman	İsim	Yer yzeyindeki dağılım		
		Minimum	Maksimum	Birimi
B _x	Kuzey bileşen	-17,000	42,000	nT
B _y	Doğu bileşen	-18,000	18,000	nT
B _z	Düşey bileşen	-67,000	61,000	nT
H	Yatay şiddet	0	42,000	nT
F	Toplam şiddet	22,000	67,000	nT
I	Eğim	- 90	90	Derece
D	Sapma	- 180	180	Derece

3.2.4 Kayalar ve minerallerin mağnetik duyarlılıkları

İndüktif mağnetizasyonun ortaya çıkabileceği mekanizmalar oldukça karmaşık olmasına rağmen, bu mekanizmalar tarafından üretilen alan, duyarlılık “k” olarak bilinen tek bir basit parametre ile niceltilebilir. Aşağıda göstereceğimiz gibi, duyarlılığı ile bir malzeme türünün belirlenmesi, yoğunluğu bilgisiyle bir malzeme türünü belirlemekten çok daha zordur (Tablo 3.6).

Tablo 3.6. Çeşitli mineral ve kayaçların mağnetik duyarlılık tablosu (Anonim 2002).

Malzeme	Duyarlılık x 10 ³ (SI)
Hava	~0
Kuvars	-0.01
Kaya tuzu	-0.01
Kalsit	-0.001- 0.01
Sfarit	0.4
Pirit	0.05- 5
Hematit	0.5- 35
İlmenit	300- 3500
Magnetit	1200- 19,200

Tablo 3.6. Çeşitli mineral ve kayaçların mağnetik duyarlılık tablosu (devamı)
(Anonim 2002).

Kireç Taşı	0- 3
Şeyl	0.01- 15
Şist	0.3- 3
Gnays	0.1- 25
Arduaz	0- 35
Granit	0- 50
Gabro	1- 90
Bazalt	0.2- 175
Peridotit	90- 200

Yoğunluğun aksine, yalnızca çeşitli kayaçlar ve mineraller arasında değil, aynı türden kayaçlar arasında da geniş duyarlılık farklarına dikkat edilmelidir. Farklı magmatik kaya örnekleri için, birkaç büyüklük derecesine sahip duyarlılık değişimlerini görmek zor değildir. Buna ek olarak, yoğunluk gibi ölçülen veri, mağnetik verileriyle önemli ölçüde benzerlik gösterir. Dolayısıyla, duyarlılığa ilişkin bir bilgi, kaya türünü belirlemek için yeterli olmayacaktır ve alternatif olarak, kaya türünün bir bilgisi de beklenen duyarlılığı tahmin etmek için genellikle yeterli değildir.

Duyarlılıktaki bu geniş aralık, gözlemlenen mağnetik alanın uzamsal değişkenliklerinin jeolojik yapı ile kolayca ilgili olabileceği anlamına gelir. Bununla birlikte, temel gravitasyonel düzeltmelerin (Bouguer düzeltmesi ve Topoğrafik düzeltmeler) bazılarının oluşturulmasında olduğu gibi, kabul edilen duyarlılıklarda gözlenen mağnetik alana düzeltmeler yapmak zordur.

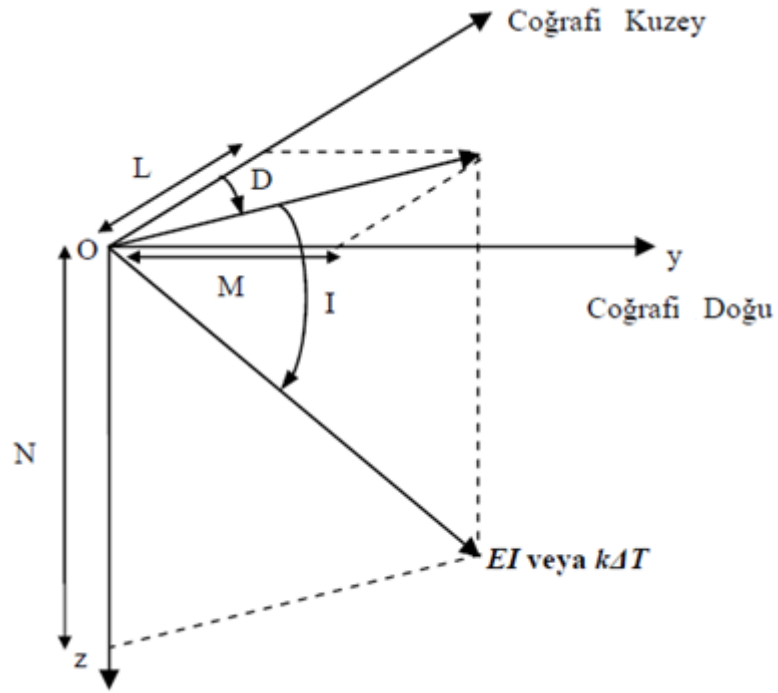
3.2.5 Toplam mıknatıslanma şiddeti

Kayaçlarda görülen toplam mıknatıslanma şiddeti yukarıda anlatılan indüklem ve kalıcı mıknatıslanma vektörlerinin toplamı şeklinde ve

$$EI = EI_i + EI_k \quad (3.5)$$

bağıntısıyla ifade edilir. (3.5) bağıntısında EI_i ; indüklem mıknatıslanmayı ve EI_k ; kalıcı mıknatıslanmayı simgelemektedir.

Toplam mıknatıslanma vektörünün yer manyetik alan vektörü ile aynı yönde olduğu varsayılırsa, (Şekil 3.8), mıknatıslanma vektörünün bileşenleri veya doğrultu kosinüsleri aşağıdaki bağıntılar ile ifade edilebilir.



Şekil 3.8. Toplam mıknatıslanma vektörü ve bileşenleri (L,M,N) ($k\Delta T=F$) (Talwani, 1965).

$$L = EI \cos I \cos D \quad (3.6)$$

$$M = EI \cos I \sin D \quad (3.7)$$

$$N = EI \sin I \quad (3.8)$$

Eğer mıknatıslanma yer magnetik alanının indüklemesi ile oluşmuş ise, mıknatıslanma yer magnetik alanının toplam bileşeni ile magnetik duyarlılık, k , değerinin çarpımına eşittir (Talwani, 1965).

3.3. Magnetikte Sınır Analiz Yöntemleri

Potansiyel alan birincil/ikincil türevlerinin, maksimum/sıfır değerlerinin veya dönüm noktalarının uzanımları, yoğunluğun/mıknatıslanmanın ani değişimleri üzerinde gözlenir. Bu nedenle, potansiyel alan anomalilere neden olan kaynak sınırlarını belirlemek için, potansiyel alanın yatay ve düşey türevleri uzun zamandır kullanılmaktadır (Ör: Cordell ve Grauch, 1985; Hood ve Tasked, 1989; Hsu vd., 1996; Dolmaz, 1999; Hisarlı ve Orbay, 2000; Fedi ve Florio, 2001; Bilim ve Ateş, 2003; Ekinci ve Kaya, 2006; Sanver ve İşseven, 2007; Arısoy vd., 2007; Dolmaz vd., 2009; Arısoy ve Dikmen, 2011; Aydoğan, 2011; Oruç, 2011). Yapı sınırların tespiti için yatay ve düşey türevlerin farklı kombinasyonlarına dayanan pek çok yöntem tanımlanmıştır (Ör: Nabighian, 1984; Nelson, 1986, 1988; Roest vd., 1992). Ayrıca, analitik sinyal genliğinin maksimumlarının, gömülü yapı sınırlarına karşılık geldiği kanıtlanmıştır (Nabighian, 1972; Roest vd., 1992). Jeofizik potansiyel alan verilerinin yorumunda, gömülü yapıların sınırlarının belirlenmesi oldukça önemli bir yere sahiptir. Anomaliye neden olan gömülü yapı sınırlarını belirlemek için, potansiyel alan vektör bileşenlerinin yatay ve düşey türevlerine ve bunların farklı kombinasyonlarına dayanan pek çok yöntem tanımlanmıştır (Nabighian, 1984; Nelson, 1986, 1988; Roest vd., 1992). Söz konusu bu yöntemlerin birçoğu yatay ve düşey türevlerin veya bunların kombinasyonu ile sonuçlanan değerlerinin aşırı tanım veya sıfır noktalarına ait konumlarının belirlenmesi esasına dayanmaktadır (Wanyin vd., 2009). Buna göre genel olarak potansiyel alan verilerinin düşey türev değerleri kaynak yapı üzerinde pozitif, yapı sınırında sıfır ve yapı dışında negatif değerler

ile karakterize olur. Potansiyel alan verilerinin yatay türevleri ise yapı kenarlarında pik değerler verirken yapı üzerinde sıfır değerleri ile gözlenir ve yapı dışında negatif değerler ile karakterize olur. Araştırmacılar yatay ve düşey türev değerlerini genel olarak birlikte kullanarak anomaliye sebep olan yapıların sınırlarının belirlenmesine yönelik farklı yöntemler geliştirmişlerdir. Nabighian, (1972), potansiyel alan verilerinin yatay ve düşey türevlerini kullanarak analitik sinyal (AS) ifadesini tanımlamış ve sinyalin genliklerine ait maksimumlarının gömülü yapı sınırlarına karşılık geldiğini göstermiştir. Potansiyel alan verilerinden yapı sınırlarının belirlenmesine yönelik geliştirilen “SAMAG” programı sıklıkla kullanılan yatay ve düşey türevler, analitik sinyal (Roest vd., 1992), tilt açısı (Miller ve Sing, 1994), yatay türevlerin analitik sinyali (Bournas ve Baker, 2001), teta açısı (Wijns vd., 2005), hiperbolik tilt açısı (Cooper ve Covan, 2006), nstd yöntemlerini (Cooper ve Covan, 2008), analitik sinyalin tilt açısı (Cooper, 2014) ve analitik sinyal hiperbolik tilt açısı (Pham vd., 2018) yöntemlerini bir arada bulundurmaktadır. Söz konusu yöntemlerin matematiksel tanımları aşağıda yer alan bölümlerde verilmiştir.

3.3.1. Analitik sinyal (AS)

Potansiyel alan verisi üzerine analitik sinyal uygulamaları ve teorisi, bugüne kadar literatürde birçok yazar tarafından verilmiştir (Nabighian 1972- 1974; Mohan ve Anand Babu, 1995; Bilim ve Ateş, 2003; Jeng vd., 2003). Analitik sinyal yöntemi yeraltındaki yapıların sınırlarını belirlemek için mağnetik anomalilerin yatay ve düşey türevlerinin alınmasıyla uygulanmaktadır. Analitik sinyalin genlik fonksiyonu Roest vd. (1992) tarafından;

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (3.9)$$

ile verilmiştir.

Türevlerden dolayı, değişimin olduğu yerler, en büyük genlikle ifade edilmektedir. Buradaki ifadede yapının kaynak kısmının ön plana çıktığı anlaşılmaktadır. Çoklu yapılar kaynak kütleyle indirgendiğinde artık jeolojik yapı sınırları haline geldiğinden daha fazla ayrıştırılamamaktadır (Ansari ve Alamdar, 2011).

3.3.2. Tilt açısı

Mağnetik anomalilere kaynak olan yer altındaki yapıların sınırlarının belirlenmesinde anomalilerin tilt açısı temel faz filtrelerinden biri olarak tanımlanmaktadır. Bu filtreyi ilk geliştiren ve kullanan Miller ve Sing (1994) olmuştur. Tilt açısı, mağnetik anomalilerin düşey türevlerinin toplam yatay türevlerine olan oranlarının tanjantı ile ifade edilmektedir.

$$\text{Tilt} = \arctan \frac{\left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)}{\left(\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2\right)^{\frac{1}{2}}} \quad (3.10)$$

Tilt açısı kaynak yapı üzerinde ve yakınında pozitif değerler (+90) alır. Kütlelerin üzerinden uzaklaştıkça önce sifıra yaklaşır, ardından eksi değerlere geçer (-90) ve pozitif ve negatif anomalilerin arasında bir bant şeklinde uzanır. Sıfır olduğu yerler kenar zonlardır. Anomali konturları $-\pi/4$ ve $\pi/4$ arasındaki mesafenin yarısı, yapı sınırının üst yüzey derinliğine eşittir (Salem vd., 2007). Cooper ve Covan, (2006), (3.10) bağıntısında tanjant fonksiyonu yerine hiperbolik tanjant fonksiyonu kullanmışlar ve bunun reel bileşeni olarak hiperbolik tilt açısını tanımlamışlardır. Buna göre tilt süzgeçlemesinin gömülü yapı sınırlarında daha iyi pikler verdiğini ifade etmişlerdir.

3.3.3. Yatay türevlerin analitik sinyali (HGAS)

Yatay gradyan analitik sinyal (HGAS) yapıların sınırlarını hassas bir şekilde tespit etmek için kullanılmaktadır. Bournas ve Baker, (2001), bu yöntem ile yapıların sınırlarını belirlemede analitik sinyal yönteminden daha iyi sonuçlar aldıklarını belirtmişlerdir ve yöntemi şu şekilde tanımlamışlardır;

$$|A_h(x, y)| = \sqrt{|A_{S_x}(x, y)|^2 + |A_{S_y}(x, y)|^2} \quad (3.11)$$

$$A_{S_x}(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial M_x}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M_x}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M_x}{\partial z}\right)^2} \quad (3.12)$$

$$A_{S_y}(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial M_y}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M_y}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M_y}{\partial z}\right)^2} \quad (3.13)$$

M_x ve M_y potansiyel alan verisinin x ve y yönlerinde alınan türevleridir. Bu yöntem, dünyanın manyetik alanının yönünden etkilenmediği için yapının sınırlarını tanımlarken avantaj sağlar.

3.3.4. Toplam yatay türev

Manyetik verilerin yorumlanmasındaki amaçlardan biri, manyetik anomaliye sebep olan yapıların sınırlarının belirlenmesidir. Yapı sınırlarının belirlenmesi için birçok yöntem mevcuttur. Bunlardan biri olan toplam yatay türev; manyetik alan anomalilerinin yatay türevlerinin karelerinin toplamının karekök fonksiyonu olarak tanımlanır.

$$TDX = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2} \quad (3.14)$$

TDX süzgeçlemesi, gömülü yapı sınırlarında pozitif pikler vermekte olup, sığ yapıların pikleri daha belirgindir.

3.3.5. Teta haritası

Wijns vd., (2005), teta haritası isimli ve analitik sinyal tabanlı, sınır belirleme süzgecini aşağıdaki şekilde tanımlamışlardır:

$$TETA = \cos \frac{\sqrt{TDX}}{\sqrt{AS}} \quad (3.15)$$

Teta süzgeçlemesi, gömülü yapı sınırlarında pikler vermektedir.

3.3.6. Normalleştirilmiş standart sapma yöntemi (NSTD)

Sayısal bir görüntünün pencerelenmiş standart sapma değeri, görüntünün yerel değişimini gösteren bir ölçüsüdür. Buna göre bir görüntünün düzgün değişen yumuşak sınırlarında standart sapma değeri düşük değerler gösterirken, daha keskin köşe sınırlarda yüksek değerler gösterir. Standart sapma tanım olarak, bir serideki sayıların o serinin ortalaması etrafındaki dağılımlarını ifade eder. Örneğin bir x veri serisinin standart sapması;

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} (\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2)} \quad (3.16)$$

şeklinde hesaplanır.

Cooper ve Cowan, (2008), bu ölçütü potansiyel alan verilerinin analizinde bir sınır analizi tekniği olarak kullanmışlardır. Buna göre araştırmacılar sayısal verideki küçük ve büyük genlikli sınırların ayırtılmasında normalleştirilmiş standart sapma (NSTD) oranını önermektedirler. Potansiyel alan verilerinin sınır analizinde veriye ait boyutu belirlenen her bir pencerenin normalleştirilmiş standart sapma değeri aşağıda ki bağıntıda ifade edilmiştir.

$$NSTD = \frac{\sigma\left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)}{\sigma\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right) + \sigma\left(\frac{\partial M}{\partial y}\right) + \sigma\left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)} \quad (3.17)$$

Burada $\frac{\partial M}{\partial x}$, $\frac{\partial M}{\partial y}$, $\frac{\partial M}{\partial z}$, sırasıyla potansiyel alan verilerinin yatay ve düşey türevleridir. σ ise ilgili pencere verisinin standart sapmasını ifade etmektedir.

Yöntemin uygulanmasında pencere boyunun büyük seçilmesi veri içerisindeki gürültüye daha az hassasiyet gösterirken diğer taraftan pencere boyundan daha küçük sınır etkilerini bulanık hale getirmektedir. Dolayısıyla NSTD yönteminin sınır analiz tekniği olarak uygulanmasında pencere boyunun amaca uygun seçilmesi gerekmektedir.

3.3.7. Analitik sinyalin tilt açısı

Cooper (2014), analitik sinyalin tilt açısı filtresini teorik olarak 2B ortam için kaynak mıknatıslanma vektörü yönünden bağımsız olduğunu ve 3B ortam için ise mıknatıslanma yönünün etkisini azaltabildiğini göstermiştir.

$$R = \frac{\frac{\partial AS}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial AS}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial AS}{\partial y}\right)^2}} \quad (3.18)$$

Buna göre Cooper, (2014), R ifadesinin arctanjantını filtre olarak kullanmış ve sınır analizi uygulamalarında iyi sonuç verebilecek bir yöntem olarak kullanılabileceğini vurgulamıştır.

Bu tez kapsamında Cooper, (2014), çalışmasına dayanarak ayrıca R ifadesinin arctanjantı yerine hiperbolik arctanjantı kullanılarak (3.19 bağıntısı) bir sınır analiz filtresi de test edilmiştir (Pham vd., 2018).

$$HT = \tanh(R) = \frac{e^R - e^{-R}}{e^R + e^{-R}} \quad (3.19)$$

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

Yapılan çalışmada iki adet Geometrics marka G-857 model proton manyetometre (Şekil 4.1) kullanılmıştır. Ölçüler alan taraması şeklinde profiller boyunca alınarak daha sonra birleştirilip mağnetik anomali haritası hazırlanmıştır. Bu çalışmada materyal olarak bu verilerden yararlanılmıştır. Bunlara ek olarak bölgesel jeolojik ve tektonik haritalardan da yararlanılmıştır.

4.1. Çalışmada Kullanılan Mağnetik Ölçüm Cihazları Ve Teknik Özellikleri

Kullanılan aletler şunlardır; Geometrics G-857 Proton manyetometre, GF Instr. SM-20 Süsseptibilite ölçer.

4.1.1. Geometrics G-857 teknik özellikleri

Çözünürlük: 0.1 nT

Doğruluk: Mutlak 0.5 nT

Saat: Julian tarihi, doğruluk 5 saniye ayda.

Tuning: Otomatik veya manuel, 20.000 ila 90.000 nT aralığında

Gradyan toleransı: 1000 nT / metre

Çevrim süresi: 1.6 sn 999 sn standart

Oku: Baz istasyonu kullanımı için manuel veya otomatik döngü.

Bellek: 65.000 alan veya baz istasyonu okumaları

Ekran: Alan / zamanın altı haneli ekranı, hat numarasının üç haneli yardımcı ekranı, gün

Dijital Çıkış: RS-232, 115200 baud olarak seçilebilir.

Giriş: Harici çevrim komutunu kabul eder.

Fiziksel Konsol: 7 × 10,5 × 3,5 inç, (18 × 27 × 9 cm) 6 lbs (2,7 kg)

Sensör: 3,5 × 5 inç (9 × 13 cm) 4 lbs (1,8 kg)

Çevresel: 0 ila 40 C arasında spesifikasyonları karşılar. -20 ila 50 C arasında tatmin edici bir şekilde çalışır.

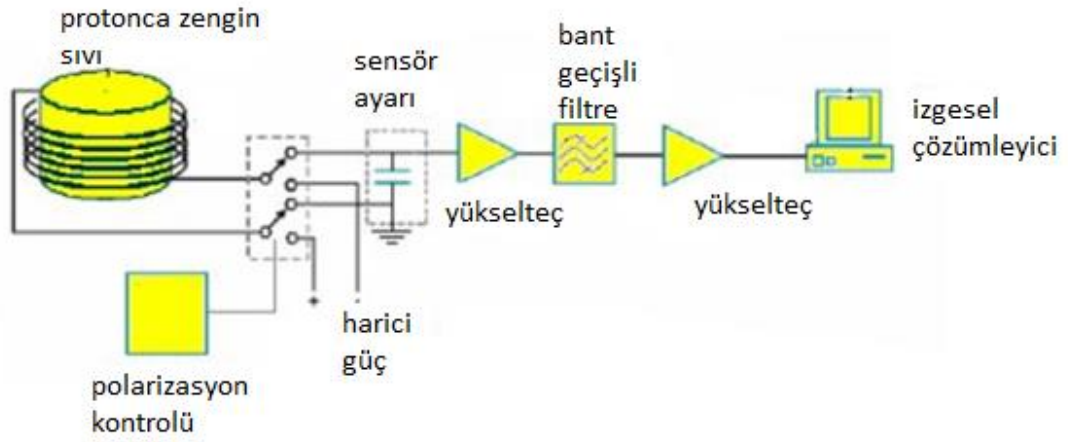
Güç: 12 Volt şarj edilebilir Jel Hücre



Şekil 4.1. Çalışmanın yapıldığı araziden bir görünüm ve kullanılan proton presesyon manyetometre ölçüm cihazı.

Proton presesyon manyetometresi, mağnetik alandaki protonların preslenmesine dayanır. Bir proton presesyon manyetometresindeki ortak bir proton kaynağı sudur. Bir su örneğindeki protonların (hidrojen çekirdeği) mağnetik dipolleri, bir tel bobinde akım tarafından üretilen bir mağnetik alanın uygulanmasıyla geçici olarak hizalanır veya polarize edilir. Akım aniden söküldüğünde, protonların dönüşü onların toprak mağnetik alanının yönünü önceden belirlemeye neden olur. Protonların bu şekilde basılması, aynı bobin içinde protonları polarize etmek için kullanılan küçük bir sinyale neden olur.

Tipik Proton Presesyon Manyetometresi



Şekil 4.2. Proton Presesyon Manyetometresinin çalışma prensibi.

Proton bakımından zengin ortamda protonların oluşumu fazla olmayacaktır. Bu nedenle proton bakımından zengin ortam, bobini bir güç kaynağına bağlayarak güçlü bir manyetik alana maruz kalmaktadır. Bu işlem polarizasyon olarak adlandırılır. Polarizasyon voltajı, dipollerin hizalanması gerçekleşene kadar uygulanır. Minimum polarizasyon süresi, ortamın, genellikle su için birkaç saniye olan spin-latt gevşeme zamanı tarafından belirlenir.

Polarizasyondan sonra, protonların manyetizasyonu üssel olarak bozulur ve böylece sinyal birkaç saniye sonra kaybolur. Sensör tarafından alınan sinyal, veri noktalarının kaydedilmesi için bir amplifikatör zincirine bağlanır.

Tel sargılı bobinin çapı genellikle birkaç inç mertebesindedir. Bu tür cihazlardan indüklenen rms sinyali voltajı mikro voltlar sırasına göre değişir.

Proton manyetometresinde sözü edilen topaç hareketinin frekansı ölçülür. Topaç hareketin frekansı ise protonun içinde yer aldığı manyetik alanın şiddeti ile doğru orantılıdır. Manyetik alan ne kadar şiddetli ise, topaç hareketinin frekansı o kadar büyük olur.

$F = \mu H / 2\pi a$; $f = \text{Larmor frekansı}$; $\mu/a = \text{protun mağnetik momenti}$

Protonun mağnetik momentinin protonun kinetik momentine oranı $\gamma_p = \text{Gyromağnetik oran olup} = 0.267513 (\gamma\text{-saniye})^{-1}$ 'dir.

böylece bağıntıda;

$F = \gamma_p H / 2\pi$ buradan hareketinin açısıl frekansı $w = \gamma_p H$

olarak elde edilir. Bu ise protonun içinde bulunduğu mağnetik alan şiddeti ile doğru orantılıdır.

Yer mağnetik alanın şiddeti İstanbul'da $H = 0.466 \text{ Oe} \cong 46600 \text{ nT}$ olduğuna göre proton manyetometresinin ölçtüğu frekans $\cong 1984 \text{ Hz}$ olmalıdır.

4.1.2. GF Instruments SM-20 teknik özellikleri

SM-20 mağnetik duyarlılık ölçer, küçük, gömlek cep boyutu ve düşük ağırlığı ile birlikte 10^{-6} SI ünitesinin benzersiz hassasiyetinin takdir edildiği bir dizi jeolojik ve jeofiziksel uygulama için çok kullanışlı bir araçtır (Şekil 4.3b).

SM-20, özellikle saha jeologları için ve kaya türlerinin veya temel örneklerinin analizi ve sınıflandırması için hızlı laboratuvar deneyleri için tasarlanmıştır. Bu ölçümler, kayaçların (diamağnetik, paramağnetik ve ferromağnetik) temel farklılaşmasına ve hassas duyarlılık ölçümlerine izin verir.



Şekil 4.3. Arazide kullanılan aletler a) Geometrics G-857 Proton manyetometre, b) GF Instr. SM-20 Süsseptibilite ölçer.

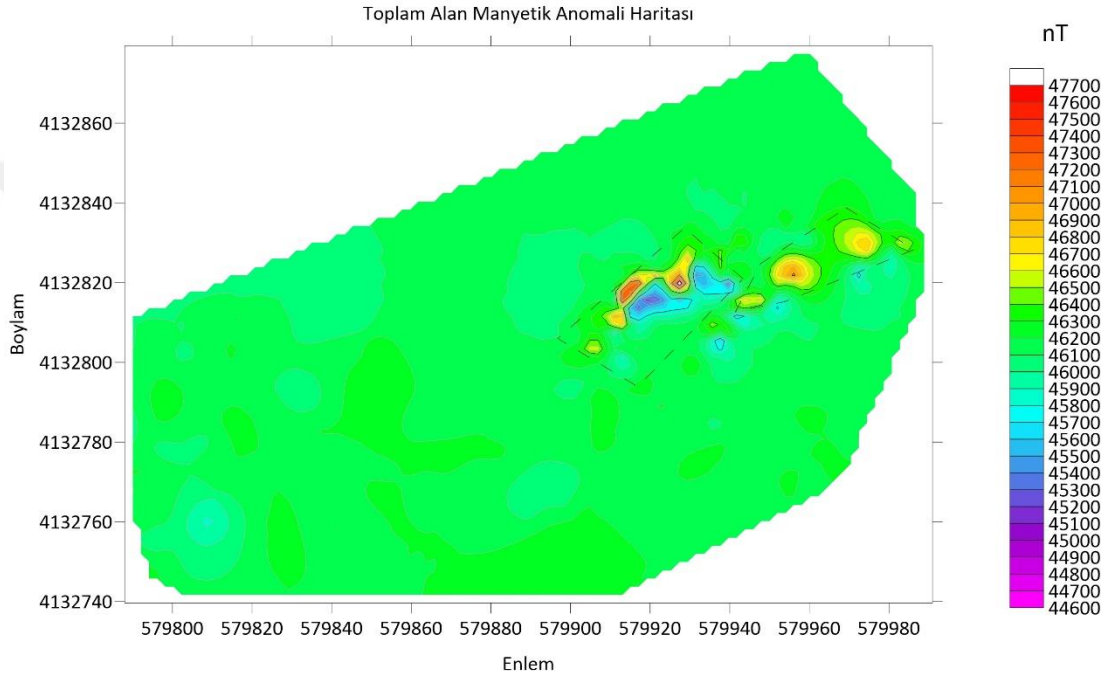
Toplam alan mağnetik ölçümleri, alan konumlarında dolaşım aracı olarak kullanılan iki manyetometre kullanılarak gerçekleştirilmiştir (Şekil 4.3a), diğeri ise sabit bir yerde baz istasyonu olarak kullanılmıştır. Hem alan hem de istasyon ölçümleri için, 0.1 nT'lik ölçüm çözünürlüğüne sahip bir Geometrics G 857 Proton manyetometresi kullanılmıştır. Ayrıca mağnetik duyarlılık farklarını belirlemek amacıyla sahadan 5 adet el örneği alınıp, SDÜ Deprem Araştırma Merkezi'nde süsseptibilite ölçümleri yapılmıştır. Sahadan elde edilen el örneklerinin mağnetik duyarlılık ölçümleri GF Instruments SM-20 duyarlılık ölçer (Şekil 4.3b) kullanılarak yapılmıştır.

4.2. Mağnetikte sınır analizi yöntemleri ve veri işlem

Milas ilçesinin Kayabaşı köyünün güneyinde yer alan alanda mağnetik anomali haritası sayısal hale getirilerek matematiksel anlam kazandırılmış ve 2 m kontur aralıkları ile 150x200 m gridlenerek veri işlem aşamaları için uygun hale getirilmiştir. Daha sonra sınır analiz yöntemleri uygulanarak yeraltındaki zımpara zuhurlarının sınırları hakkında yorum yapılmıştır.

4.2.1. Mağnetik toplam alan anomali haritası

Şekil 4.3 araziden elde edilen mağnetik verileri Surfer bilgisayar yazılımı ile 20 m grid aralıklarında enterpolasyonu sonucu elde edilen mağnetik toplam alan anomali haritasını göstermektedir. Burada mağnetik toplam alan değerleri 45900 ile 47400 nT arasında bir değişim göstermekte olup yaklaşık 1500 nT değerinde bir fark oluşturmaktadır.



Şekil 4.4. Mağnetik toplam alan anomali haritası.

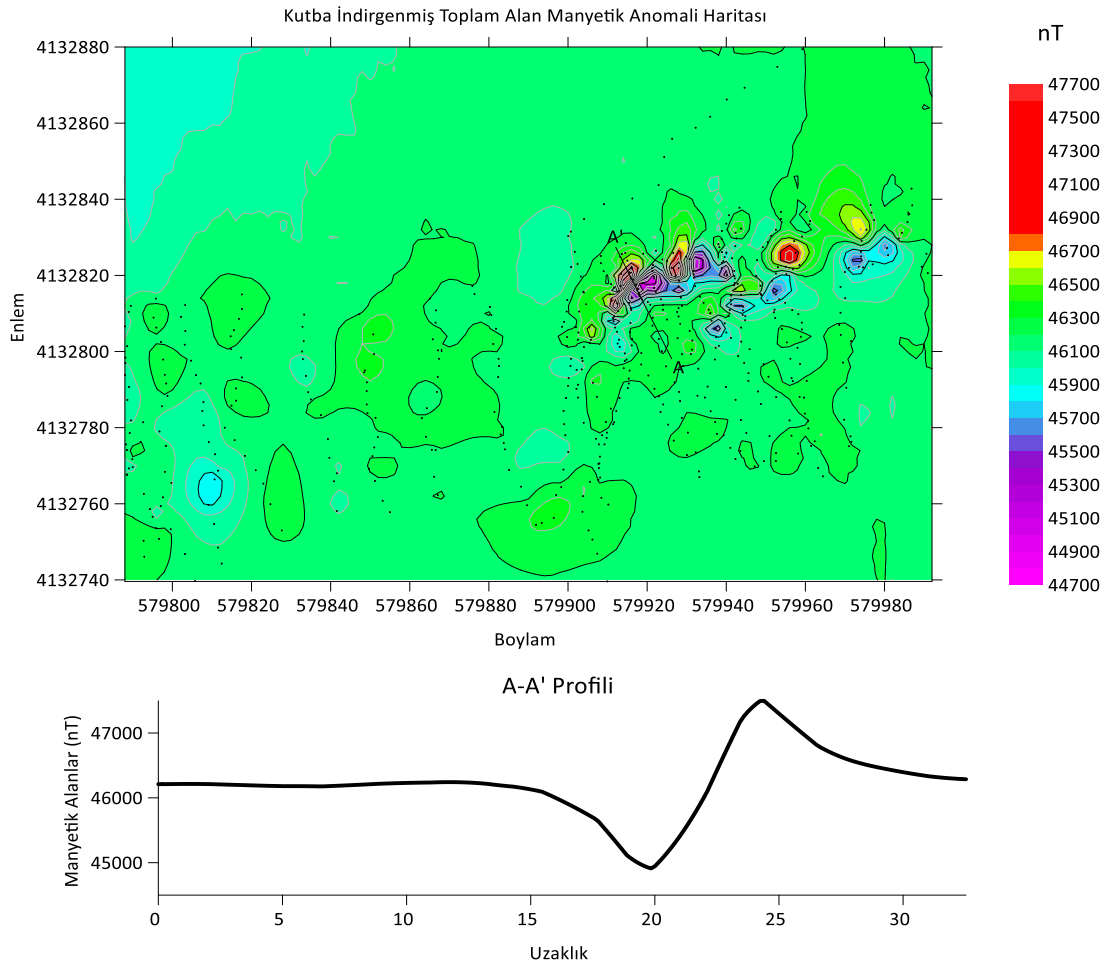
Kesikli çizgilerle gösterilen alanlarda maksimum negatif ve pozitif değerleri gözlemlenmiştir. Bu alanlarda muhtemel zımparaların olduğu düşünölmektedir (Şekil 4.4).

4.2.2. Mağnetik Verilerin Kutba İndirgenmesi

Mağnetik ölçümler 150×200 m boyutlarında bir alanı içerir. 10 dakikalık bir adımda günlük mağnetik alan okumaları, alan araştırmasında gözlemlenen mağnetik okumaları belirli bir günün belirli bir saatine indirgemek için kullanılmıştır. Mağnetik anomali haritası, herhangi bir ortalama veya bir taban

alanı çıkarılmadan 2m x 2m gridlenmiş verilerden üretilmiştir (Şekil 4.5). Mağnetik ölçümleri kapsamında yaklaşık 150 × 200m boyutlarında olan çalışma sahasında toplam 518 noktada mağnetik ölçümler alınmıştır.

Mağnetik anomali haritalarında maksimumların anomaliye sebep olan yer altı yapılarının düzeyinde konumlandırılması ve toplam alan anomali haritasının daha doğru yorumlanması açısından Baranov, (1957), tarafından geliştirilen kutba indirgeme yöntemi verilen bölgenin mağnetik anomali değerlerine uygulanmıştır. Kutba indirgeme işlemi için yer mağnetik alanının inklinasyon açısı değeri 57°, denklinasyon açısı değeri 4° olarak alınmıştır. Yapı mağnetizasyonu yer mağnetik alanı ile aynı doğrultuda olduğu varsayılmıştır. Burada mağnetik toplam alan değerleri 44700 ile 47700 nT arasında değişmektedir (Şekil 4.5).

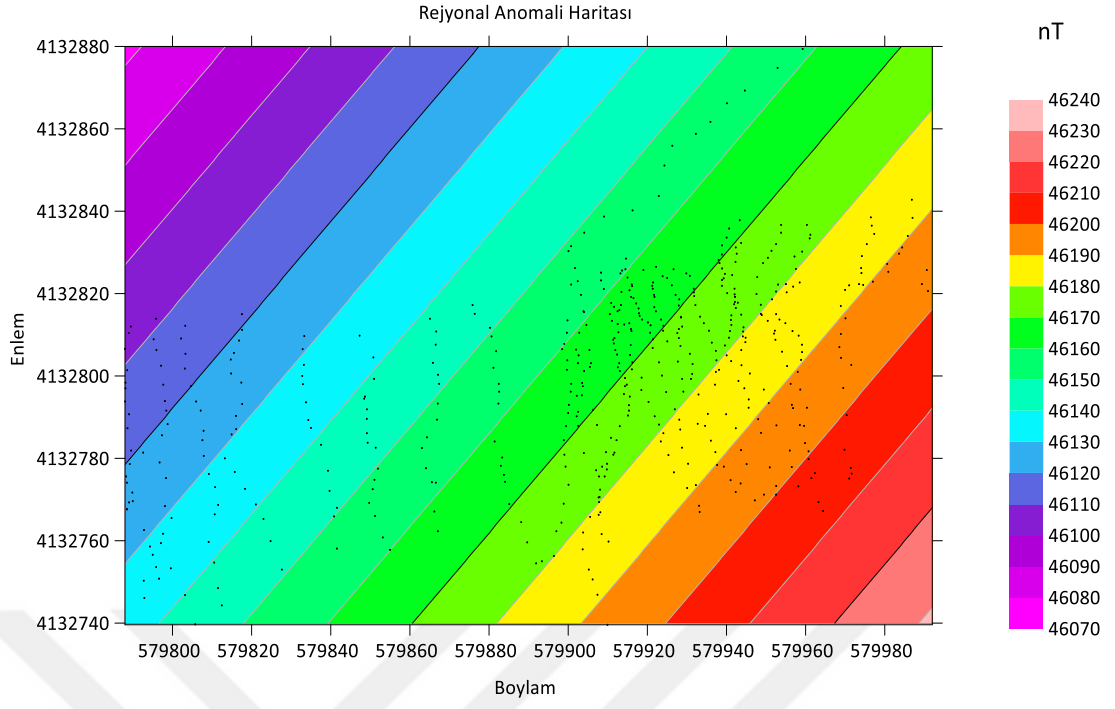


Şekil 4.5. Toplam alan mağnetik anomali haritasının kutba indirgenmiş haritası.

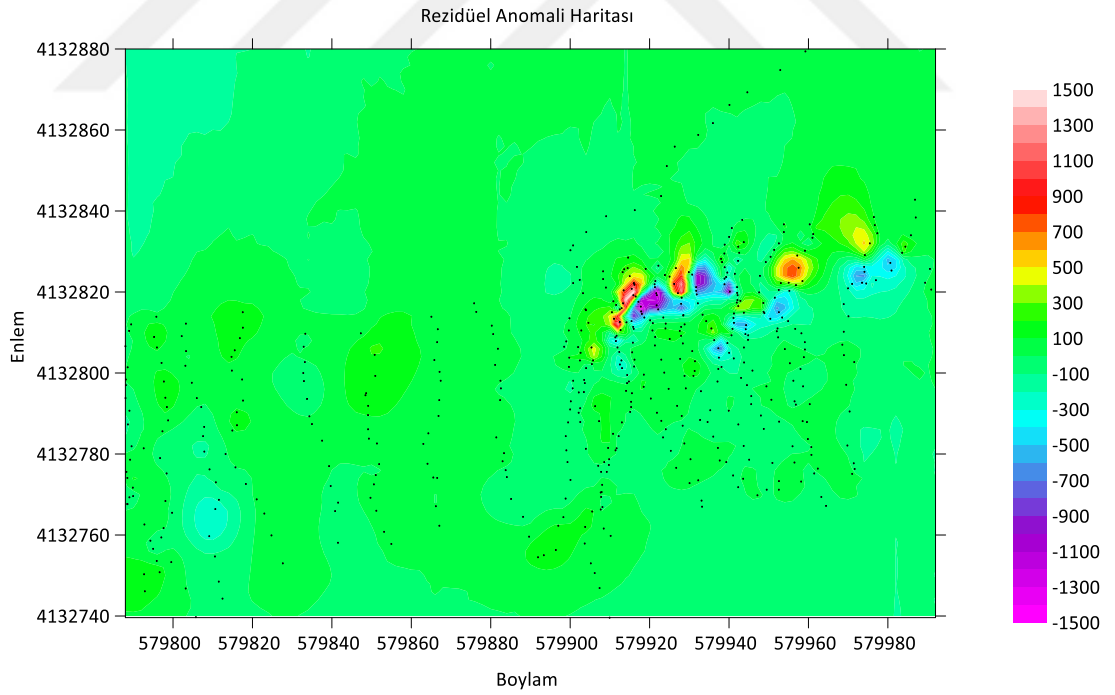
Anomali haritasında A-A' profili boyunca bakıldığında (Şekil 4.5) amplitüdler 45100-48060 nT arasında bir aralık göstermektedir. Bu profil boyunca değişimlere dikkat edecek olursak, profilin 15-20 m'leri arasında minimum ve maksimum değerleri almıştır. Yani 4132800-4132830 K ve 579900-579960 D koordinatları arasında kalan alana denk gelmektedir. Olası zımpara cevheri bu bölümde çıkabileceği öngörülmüştür. Ayrıca 4132750-4132850 K ve 579800-579820 D koordinatları arasında daha derin bir yapının olduğu öngörülmektedir.

4.2.3. Rejyonel ve rezidüel anomali haritası

Sığ kütlelerin etkisini belirginleştirmek ve derin kütlelerin etkisini uzaklaştırmak için rejyonel rezidüel ayrımı gerçekleştirilmiştir. Buna göre mağnetik toplam alan haritasına birinci dereceden bir yüzey geçirilerek 46070 ile 46240 nT arasında değişim gösteren rejyonel anomali haritası elde edilmiştir (Şekil 4.6). Rezidüel anomali haritası ise rejyonel anomali değerlerinin mağnetik toplam alan anomali değerlerinden çıkartılmasıyla elde edilmiştir (Şekil 4.7). Buna göre rezidüel anomali haritasında mağnetik anomali değerleri -1500 nT – 1500 nT arasında bir değerşim göstermektedir (Şekil 4.7). Rezidüel anomali haritasındaki mağnetik değerlerinin genel dağılımına bakıldığında göreceli olarak yüksek mağnetik anomali değerlerinin 4132800-4132830 K ve 579900-579960 D koordinatları arasında yer aldığı görölmektedir. Ayrıca 4132750-4132850 K ve 579800-579820 D koordinatları arasında daha derin bir yapının olduğu öngörülmektedir



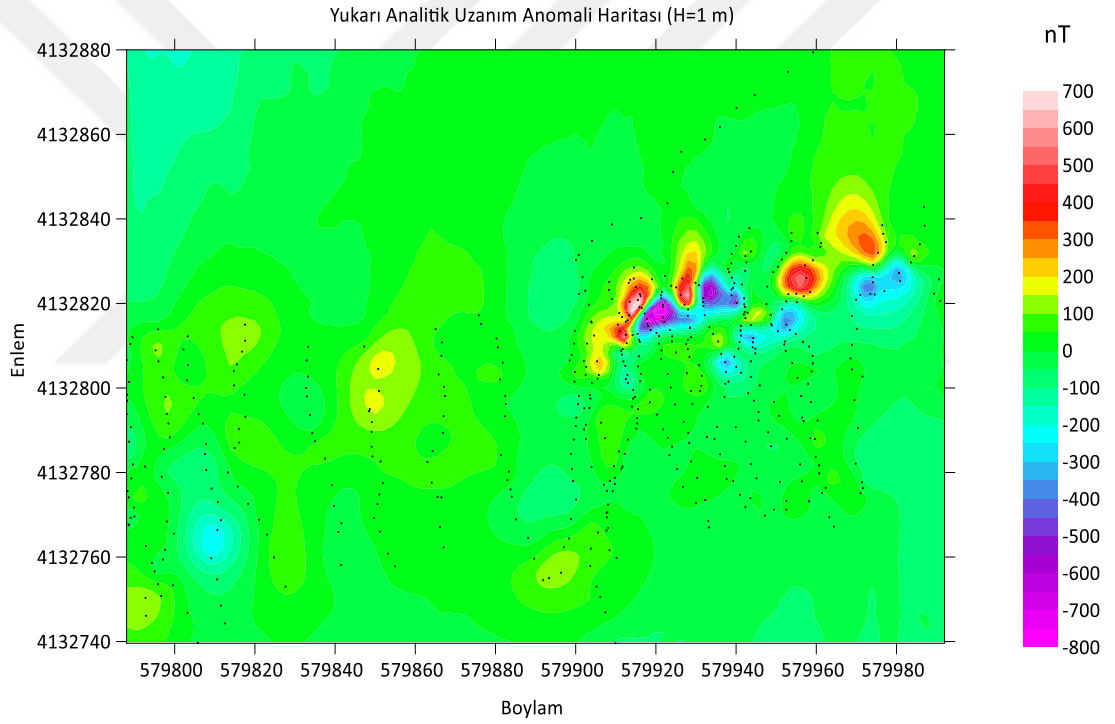
Şekil 4.6. Çalışma alanının Rejyonel anomali haritası.



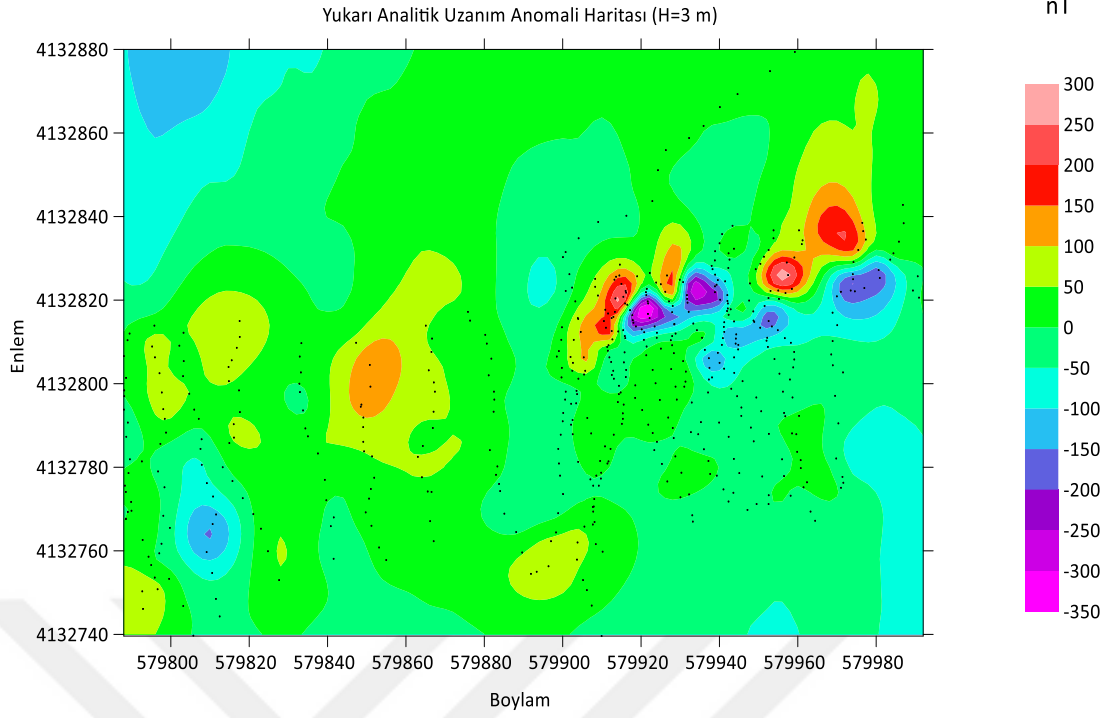
Şekil 4.7. Çalışma alanının Rezidüel anomali haritası.

4.2.4. Yukarı analitik uzanım anomali haritası

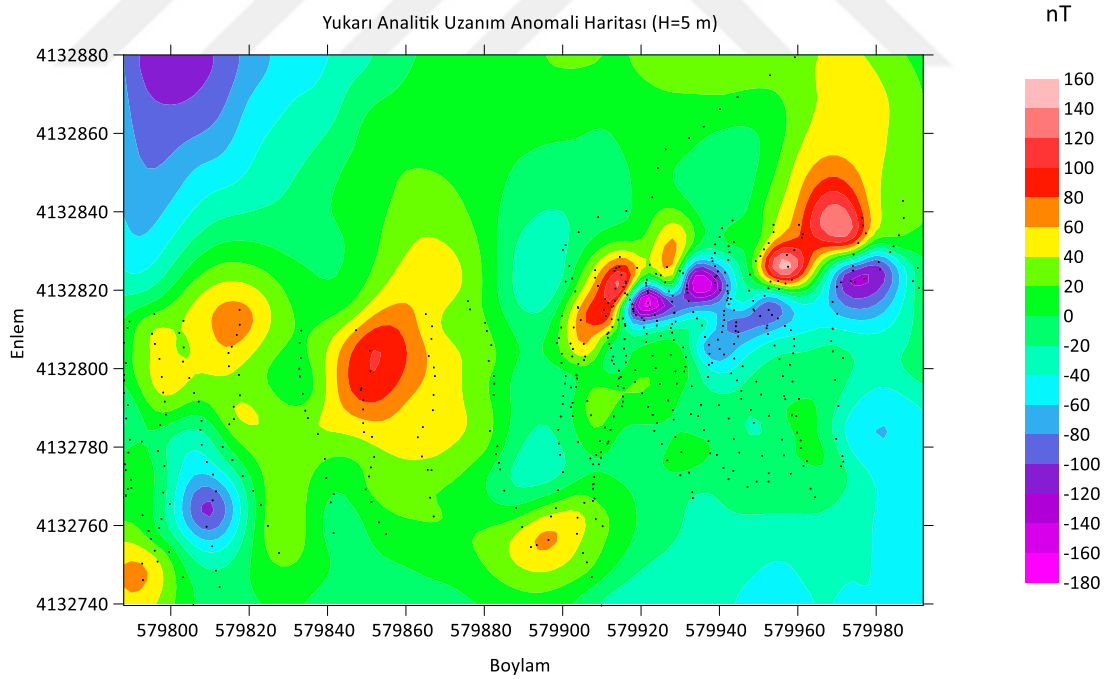
Derinde bulunan kütlelerin etkisini saptamak ve yüzeye yakın bozucu kütlelerin etkisini bastırmak amacıyla yukarı analitik uzanım yöntemi uygulanmıştır. Buna göre bu çalışmada elde edilen rezidüel anomali haritasının sırasıyla $h = 1$ m (Şekil 4.8), $h = 3$ m (Şekil 4.9) ve $h = 5$ m (Şekil 4.10) için yukarı analitik uzanım haritaları elde edilmiştir. Elde edilen bu haritalar incelendiğinde magnetik toplam alan anomalisinin genelinde görülen küçük dalga boyuna sahip kapanımların uzanımın artışıyla orantılı şekilde tedrici olarak yok olduğu görülmektedir.



Şekil 4.8. Çalışma sonucu elde edilen Yukarı analitik uzanım haritası ($h = 1$ m).



Şekil 4.9. Çalışma sonucu elde edilen Yukarı analitik uzanım haritası (h = 3 m).



Şekil 4.10. Çalışma sonucu elde edilen Yukarı analitik uzanım haritası (h = 5 m).

Çukurlardan alınan beş numunenin duyarlılığı 0.6×10^{-3} SI - 15.3×10^{-3} SI arasında değişmişim göstermektedir. Duyarlılıktaki bu çeşitlilik göz önüne alındığında, çevreleyen kayalara (marneller) göre, muhtemel zımpara tortuları üzerinde anomaliler beklemek makul olabilir.

Bu çalışmada kutba indirgenmiş verilerin önce rezidüelleri alınarak sınır analiz yöntemlerinden;

Analitik sinyal,

Analitik sinyal tilt açısı,

Analitik sinyal hiperbolik tilt açısı,

Yatay türevlerin analitik sinyali,

Toplam yatay türev,

Normalleştirilmiş standart sapma,

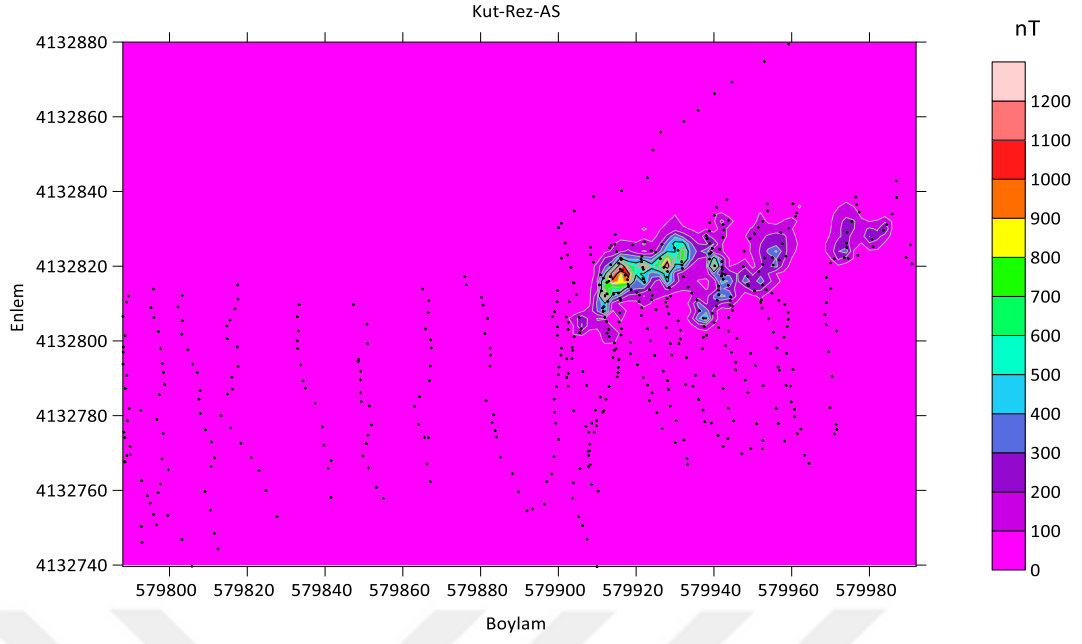
THD,

Teta açısı,

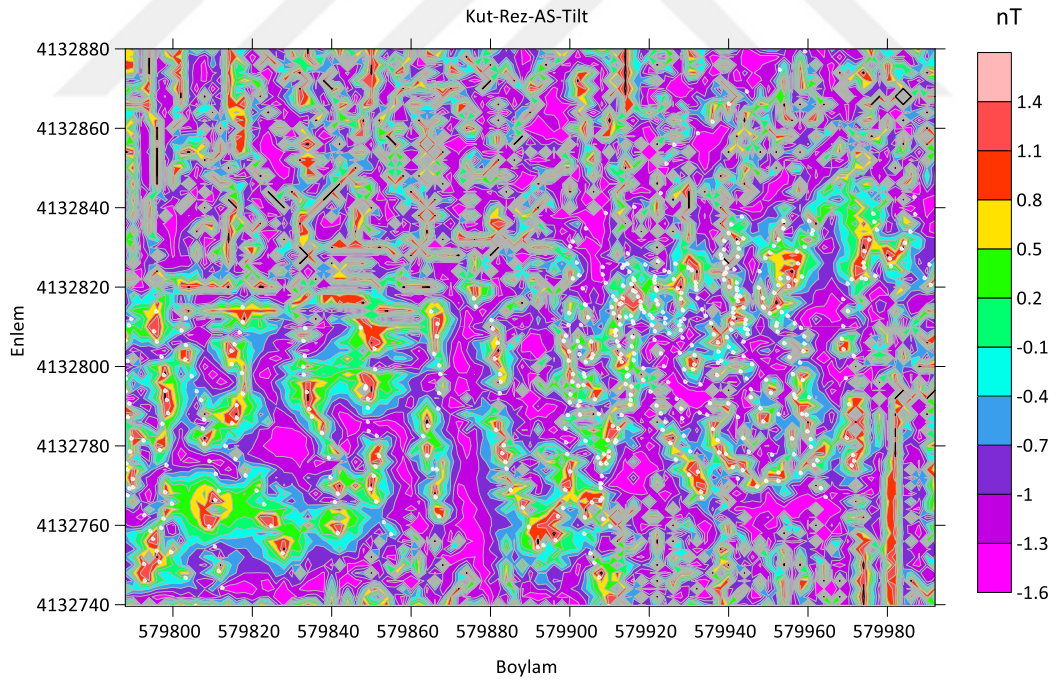
Tilt açısı,

Hiperbolik tilt açısı

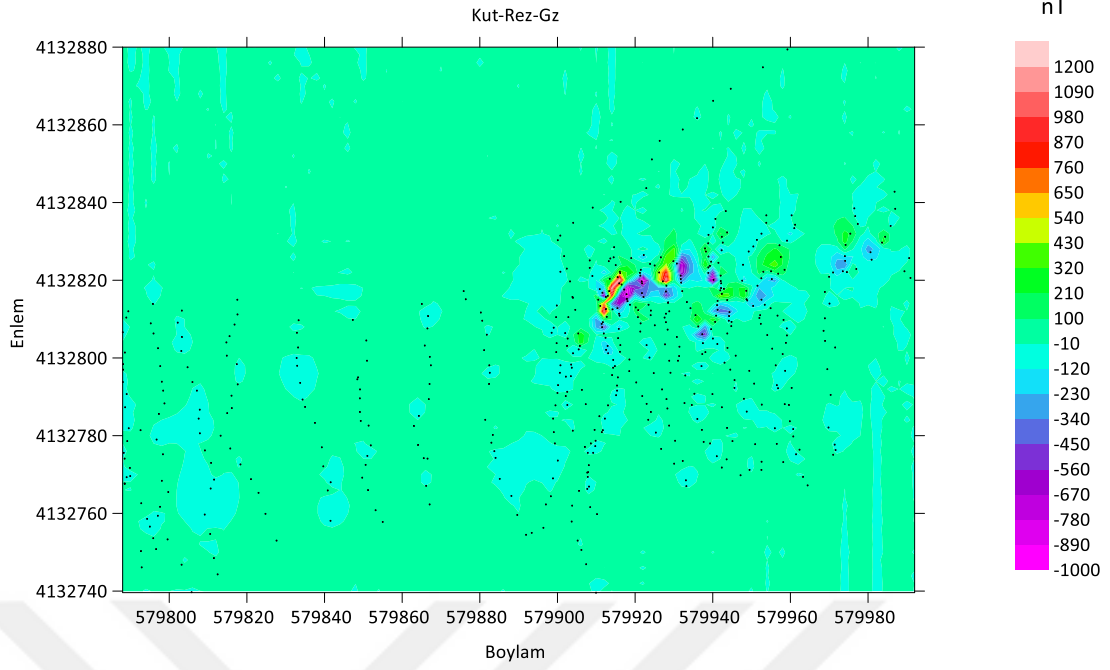
olmak üzere on farklı yöntemle sınır analizi yöntemleri uygulanarak zımpara zuhurlarının gerçek sınırları tespit edilmeye çalışılmıştır (Şekil 4.11). Ayrıca veriler 3 metre yukarı analitik uzanım yapılarak aynı sınır analiz yöntemleri ile tekrar haritalanarak en iyi yorumun yapılması ve karşılaştırılması amaçlanmıştır (Şekil 4.12).



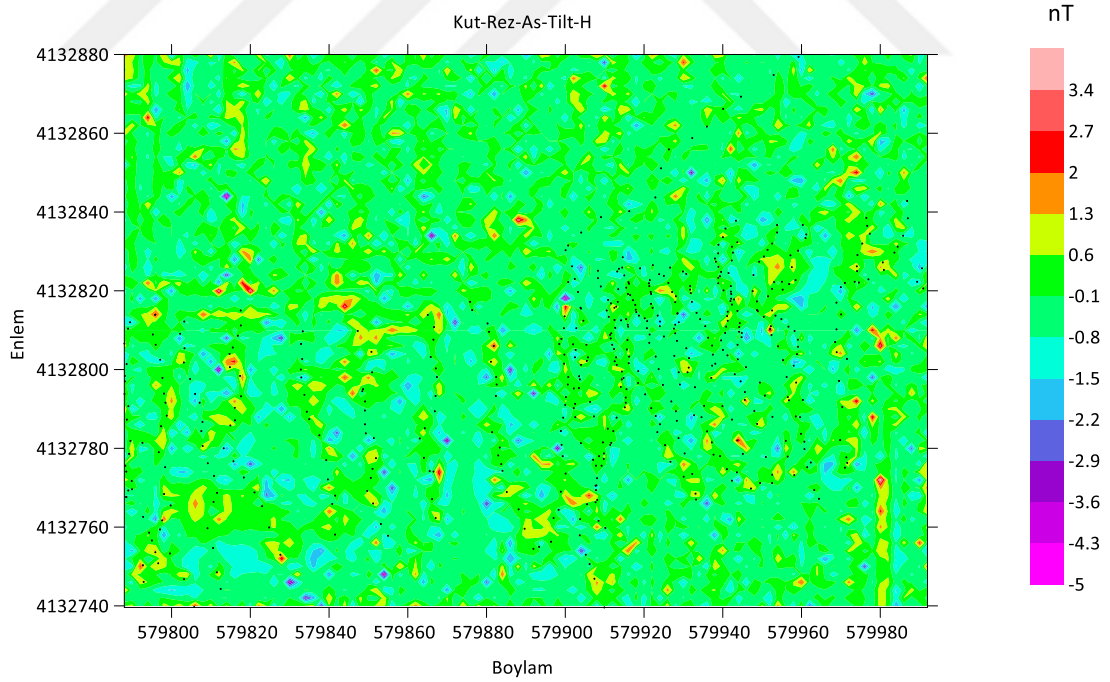
Şekil 4.11a. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin analitik sinyal haritası.



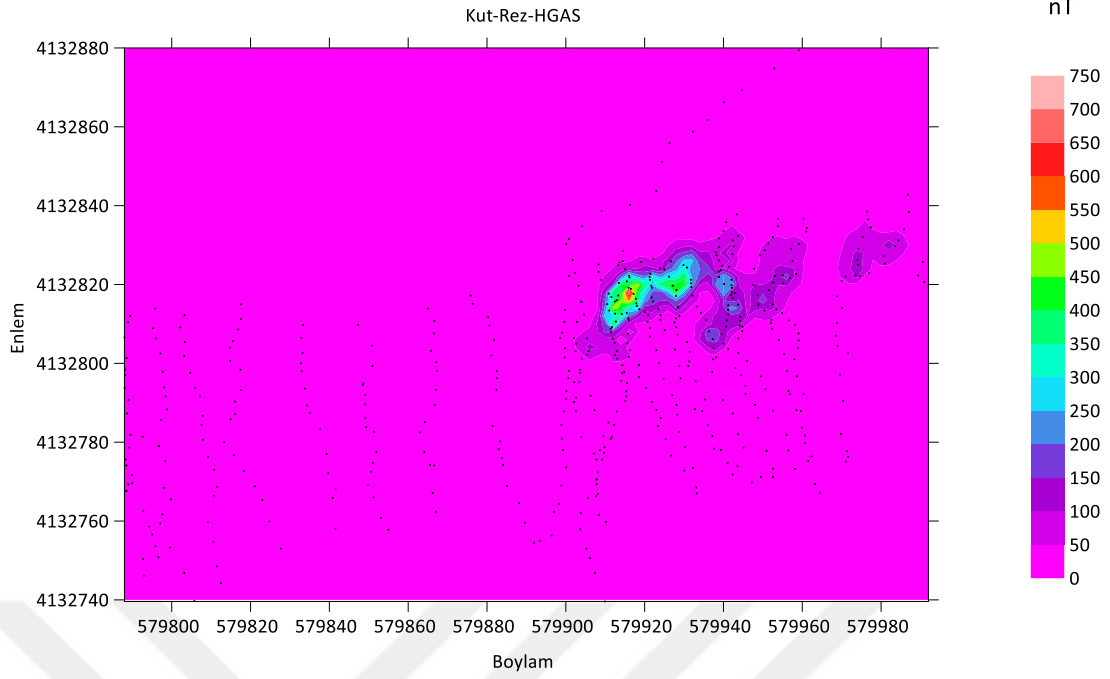
Şekil 4.11b. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin analitik sinyal tilt haritası.



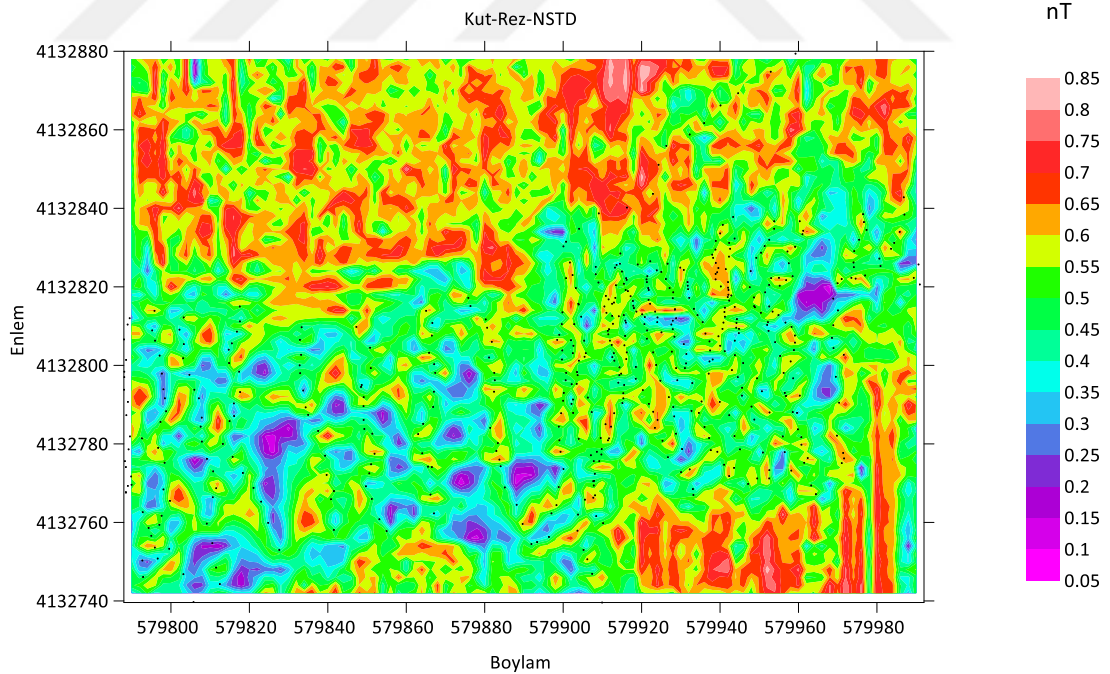
Şekil 4.11c. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin düşey türev haritası.



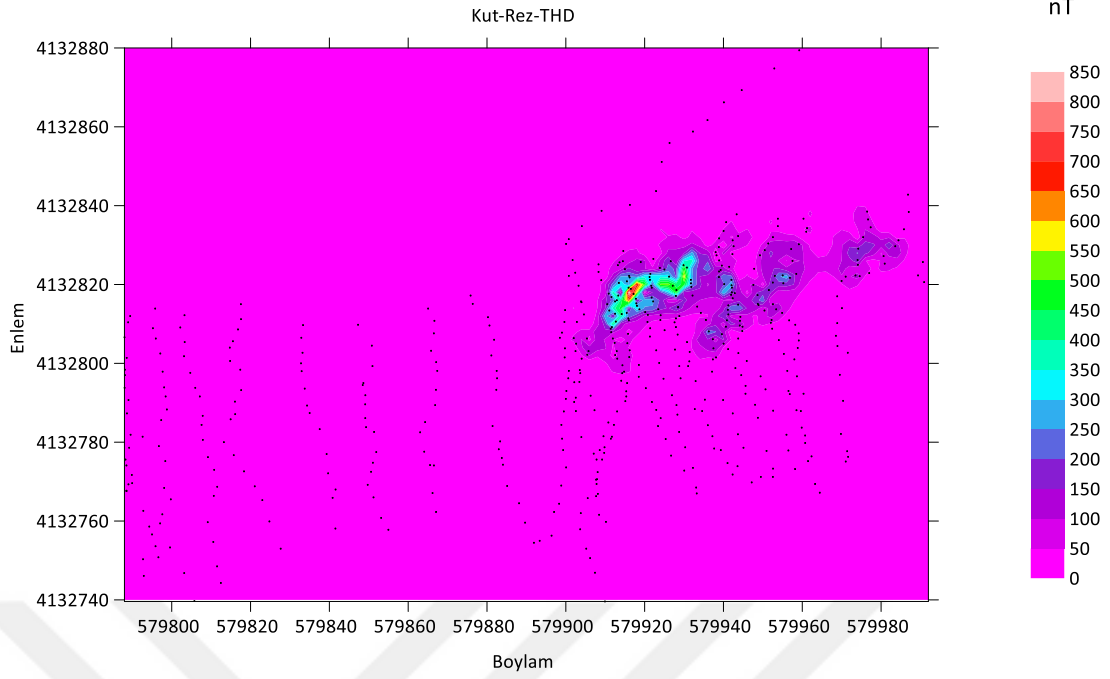
Şekil 4.11d. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin analitik sinyal hiperbolik tilt açısı haritası.



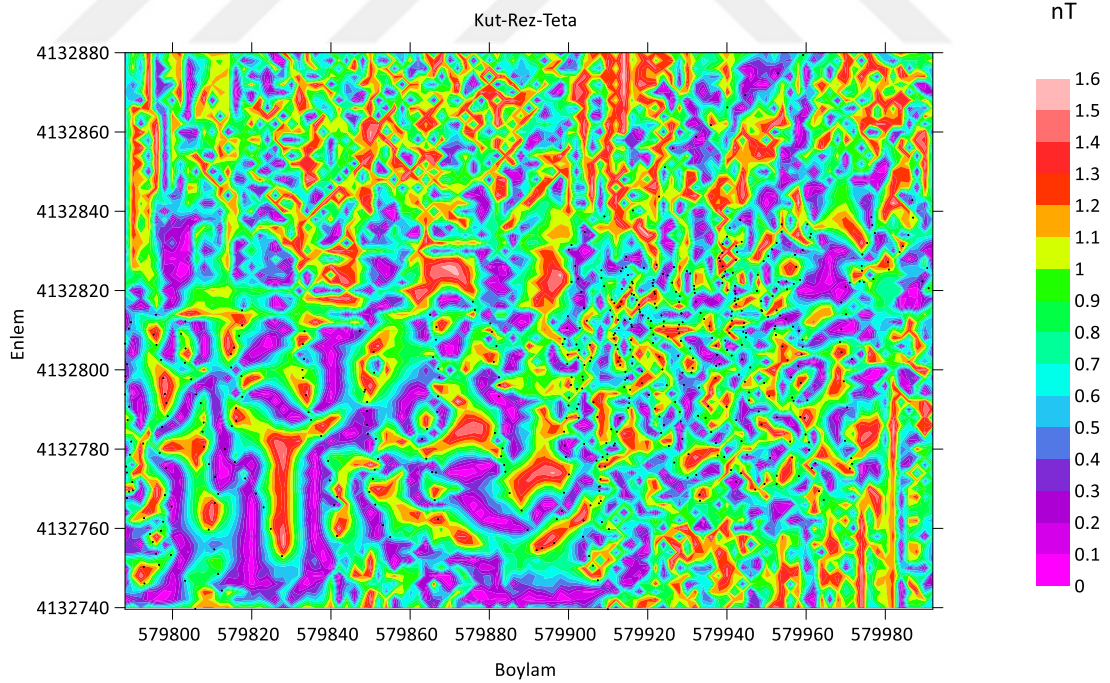
Şekil 4.11e. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin yatay türevlerin analitik sinyali haritası.



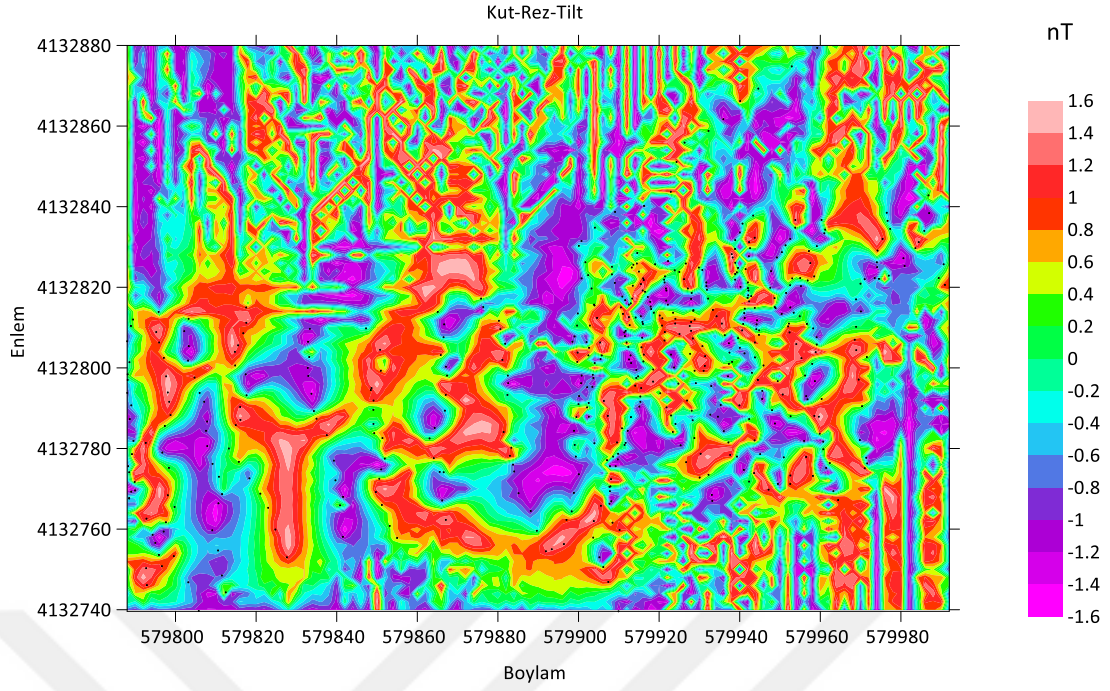
Şekil 4.11f. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin normalleştirilmiş standart sapma yöntemi haritası.



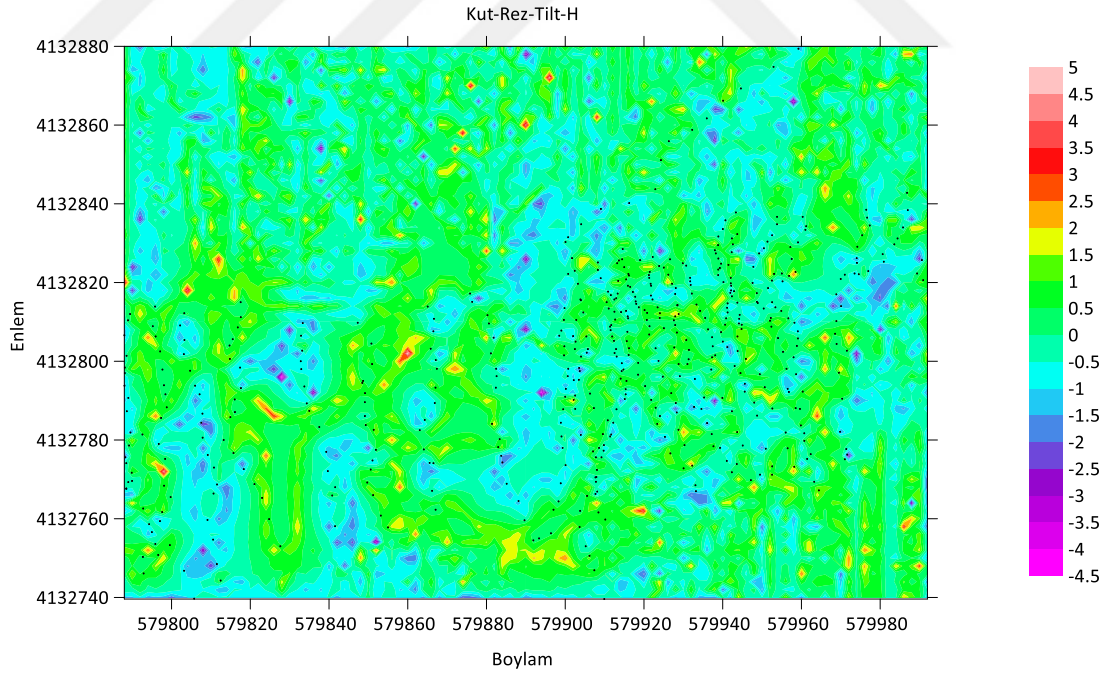
Şekil 4.11g. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin toplam yatay türev yöntemi haritası.



Şekil 4.11h. Sınır analiz yöntemlerinden; h) Kutba indirgenmiş rezidüel verinin teta açısı haritası.



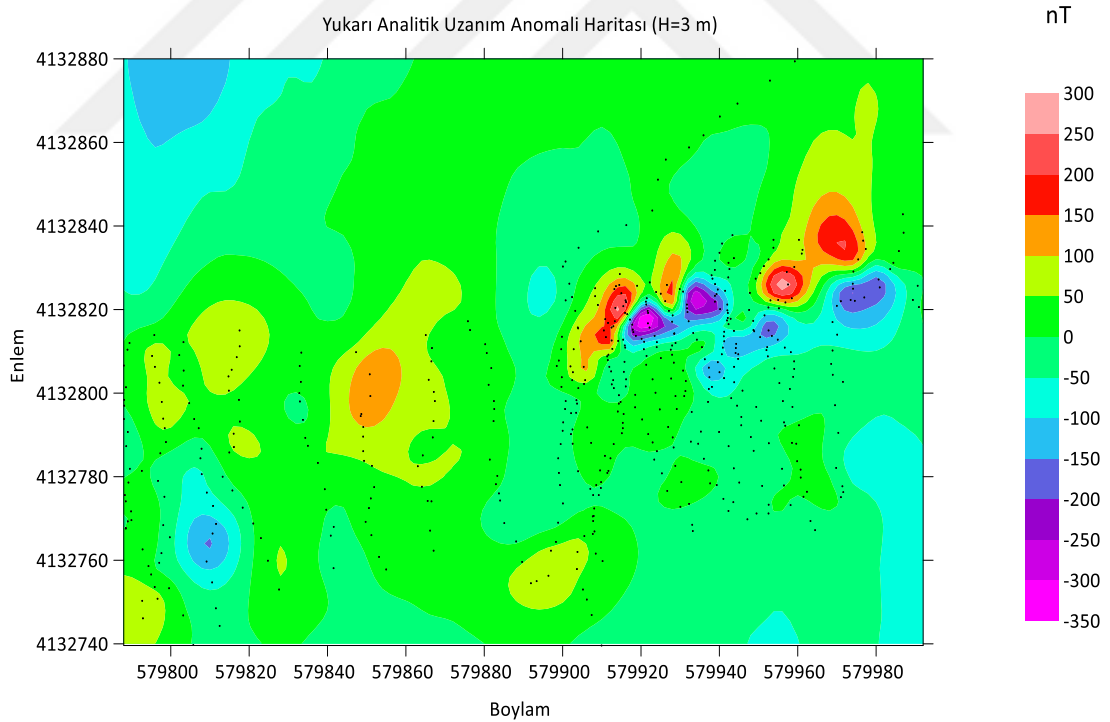
Şekil 4.11i. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin tilt açısı haritası.



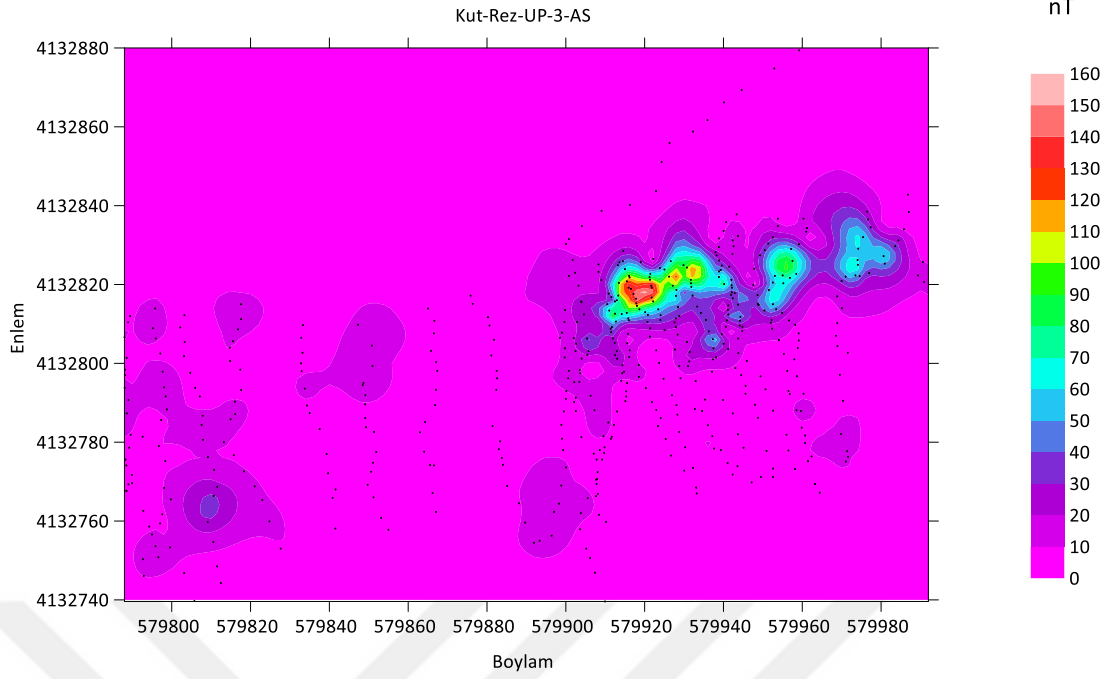
Şekil 4.11i. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin Hiperbolik tilt açısı haritası.

Kutba indirgenmiş rezidüel verinin analitik sinyali, düşey türev yöntemi, yatay türevlerin analitik sinyali ve toplam yatay türev yöntemi haritalarında (Şekil 4.11.a, c, e, g) 4132800-4132830 K ve 579900-579960 D koordinatları arasında kalan bölümde muhtemel zımpara taşı cevheri olduğu öngörülmüştür. Ayrıca 4132750-4132850 K ve 579800-579820 D koordinatları arasında daha derin bir yapının olduğu öngörülmektedir. Yani, AS, GZ, THD ve HGAS yöntemleri yeraltındaki cevherin muhtemel sınırlarını verirken, diğer kullanılan yöntemlerdeki haritalarda “Y” harfi gibi görünen bölümde daha derinlerde bir metalik cevher olabileceği konusunda fikirler sunmaktadır.

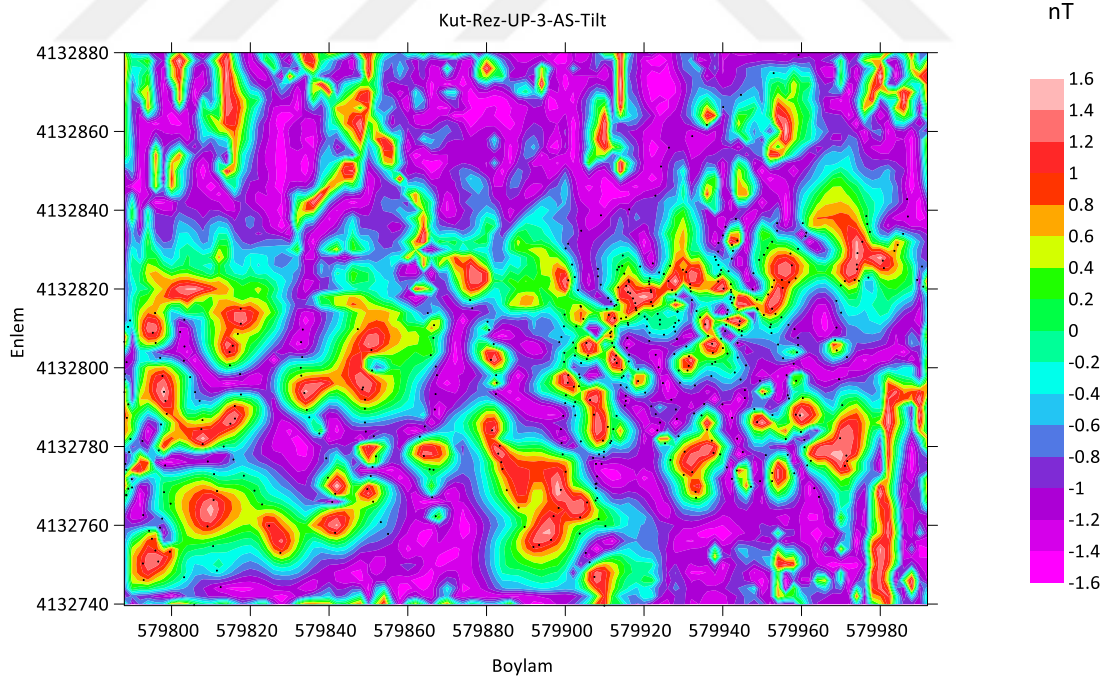
Elde edilen verileri çözünürlük ve daha kapsamlı araştırmalar bakımından 3 metre yukarı analitik uzanım yaparak tekrar değerlendirerek karole edilmeye çalışılmıştır. Bu sayede yüzeydeki bozucu sinyallerden arınmış haritalar elde edilmiştir (Şekil 4.12).



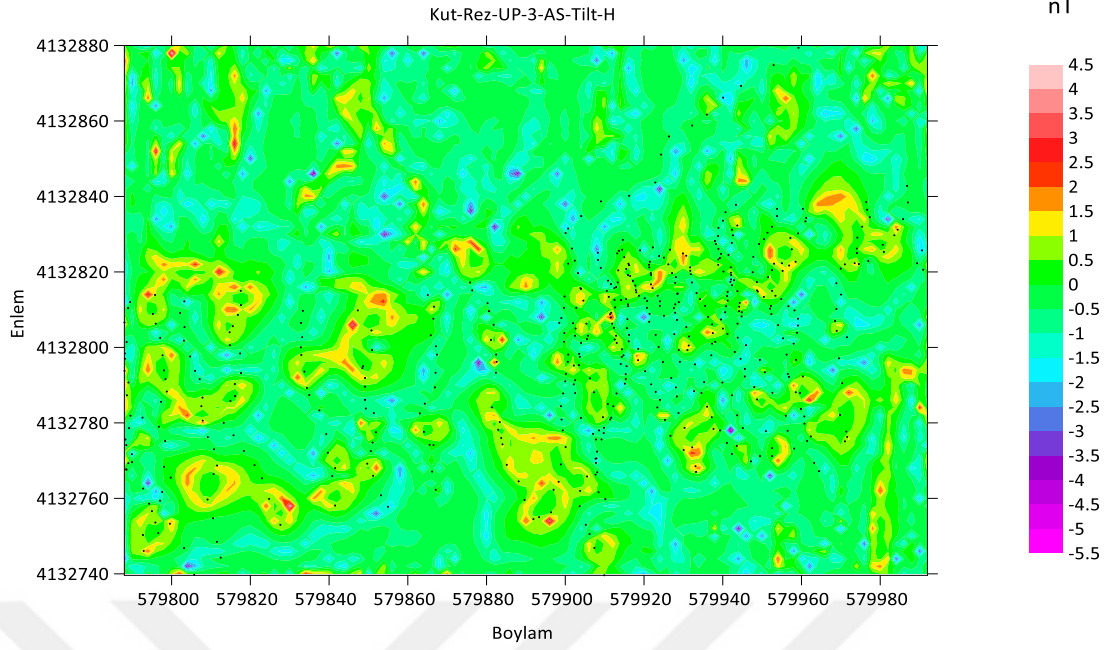
Şekil 4.12a. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış ham haritası.



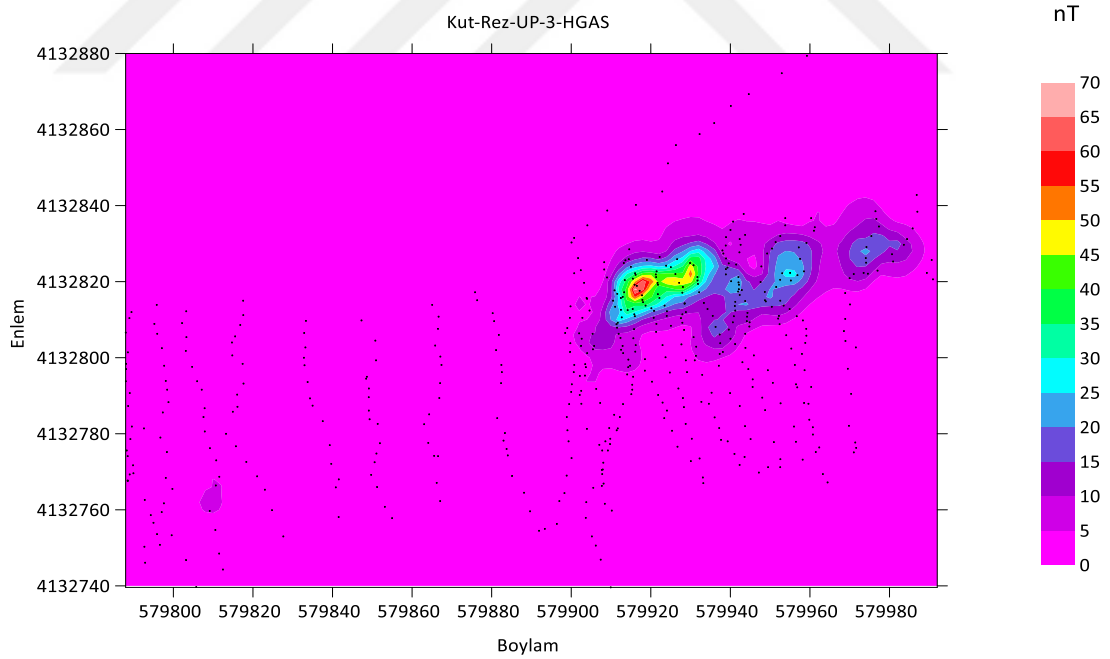
Şekil 4.12b. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış analitik sinyal haritası.



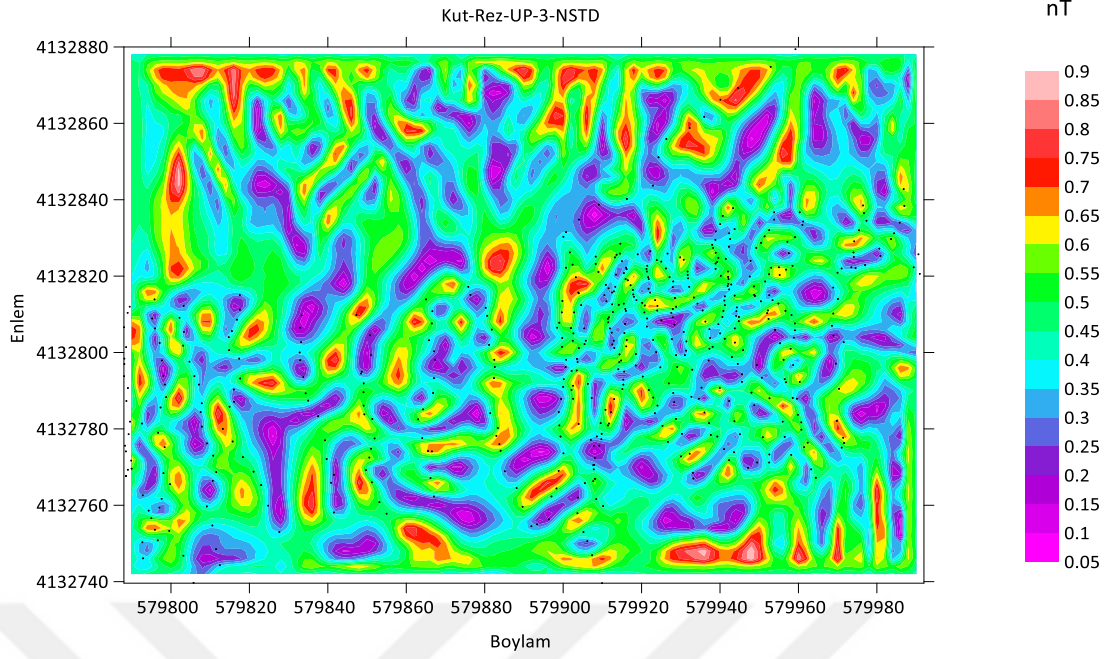
Şekil 4.12c. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış analitik sinyal tilt haritası.



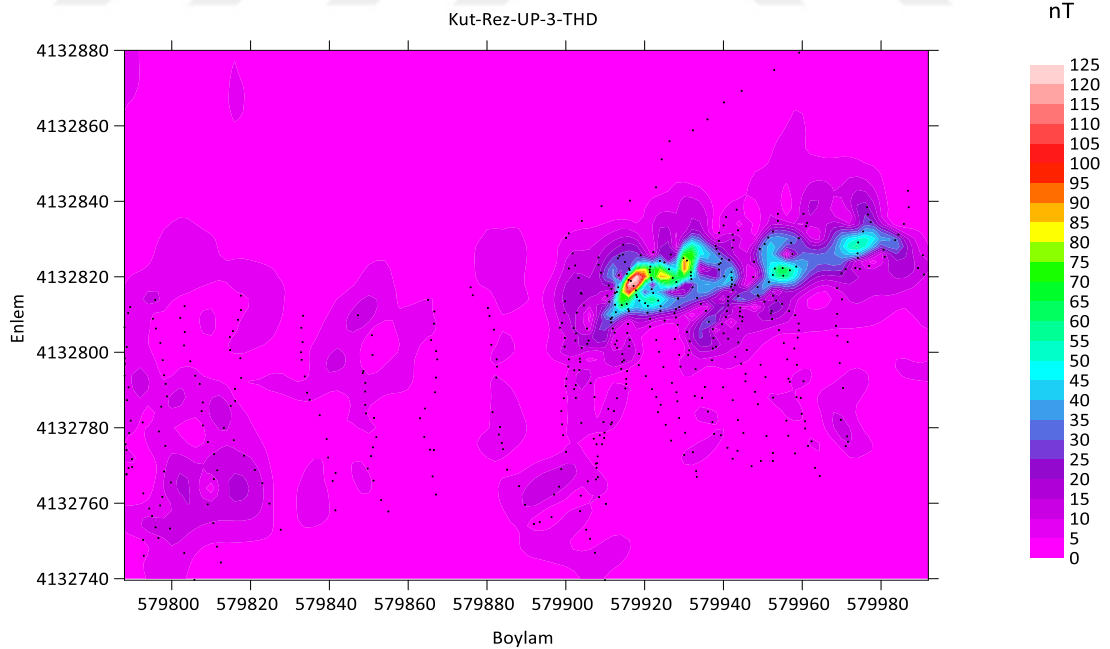
Şekil 4.12d. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış analitik sinyal hiperbolik tilt açısı haritası.



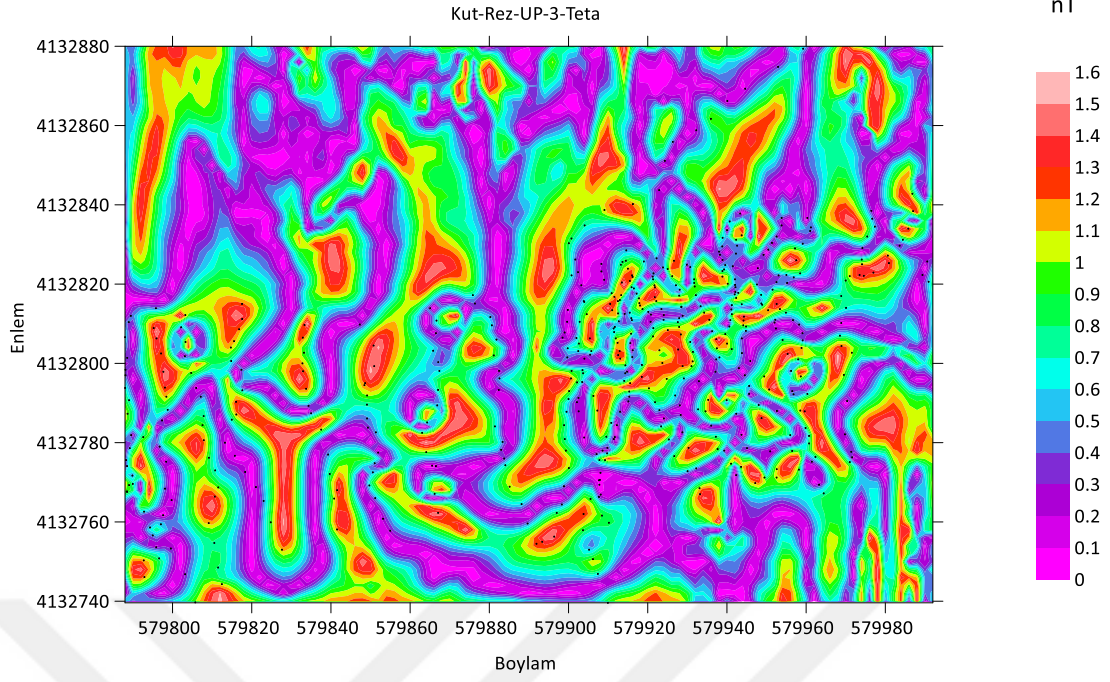
Şekil 4.12e. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış yatay türevlerin analitik sinyal haritası.



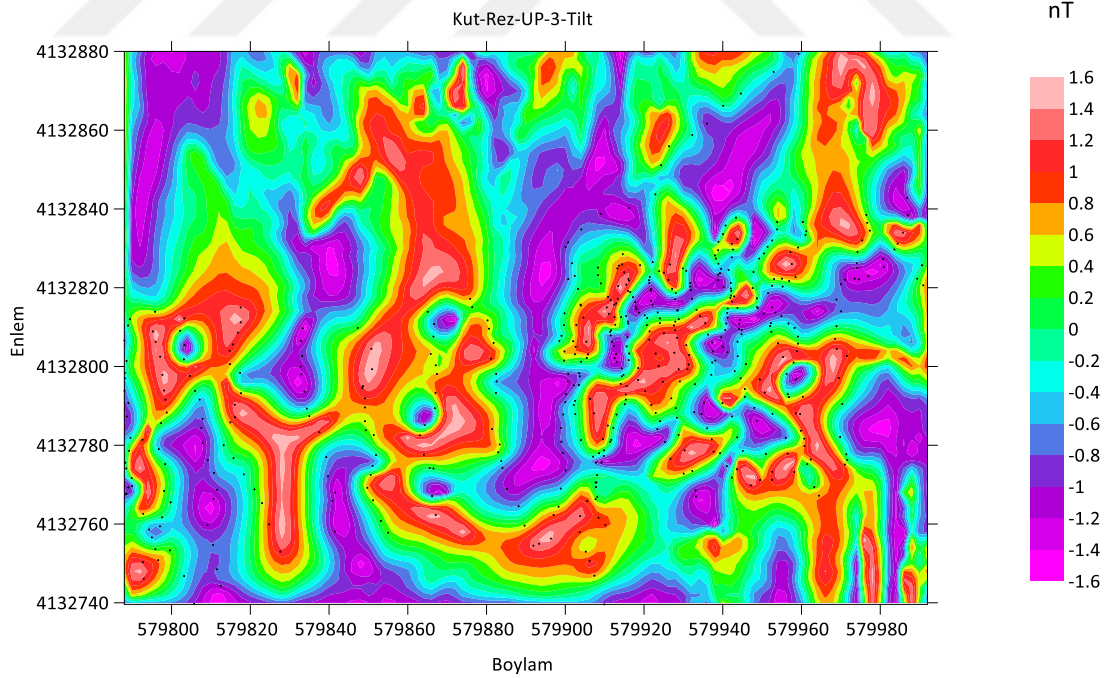
Şekil 4.12f. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış normalleştirilmiş standart sapma yöntemi haritası.



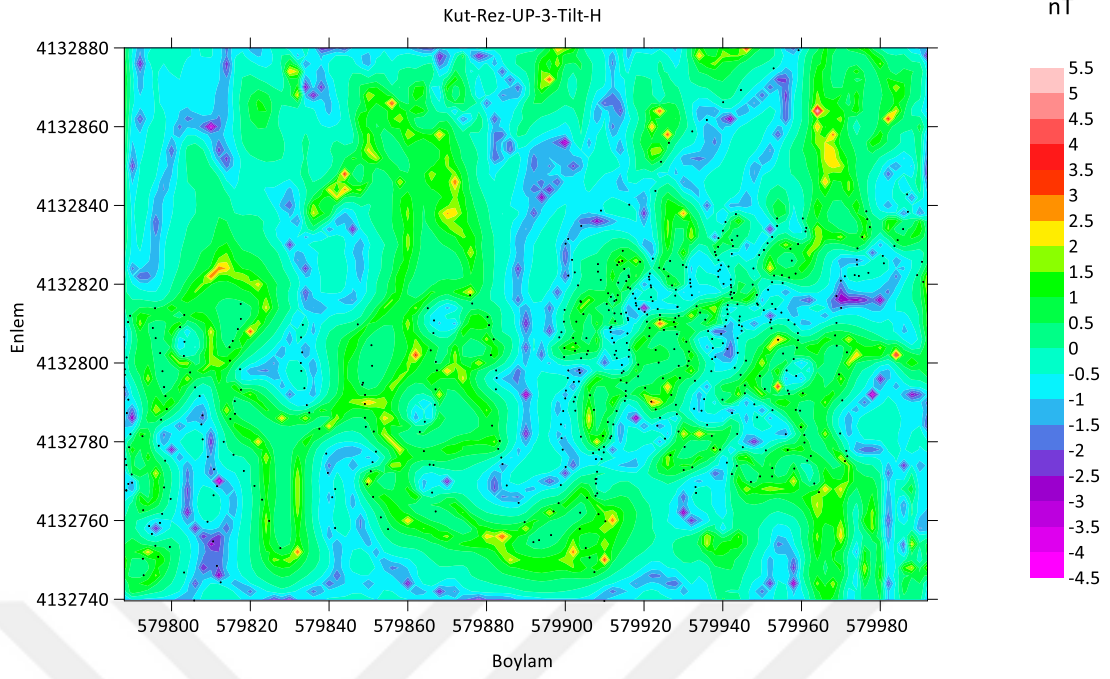
Şekil 4.12g. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış toplam yatay türev yöntemi haritası.



Şekil 4.12h. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış theta açısı haritası.



Şekil 4.12i. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış tilt açısı haritası.



Şekil 4.12i. Sınır analiz yöntemlerinden; Kutba indirgenmiş rezidüel verinin üç metre yukarı analitik uzanım yapılmış Hiperbolik tilt açısı haritası.

Yukarıdaki tüm haritaların ortak yönü, 4132800-4132830 K ve 579900-579960 D koordinatları arasında bir yapının olabileceğine işaret etmektedir.

5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Milas ilçesinin Kayabaşı köyünün güneyinde yer alan alanda yeni zımpara taşıyan alanların yanı sıra, zımpara taşı sürekliliğini belirlemek için bu Yüksek Lisans Tez çalışmasının sonucu ve önerileri aşağıda özetlenmiştir:

Alandan elde edilen 5 el örneğinde yapılan duyarlılık ölçümleri, $0.6 \pm 10^{-3} - 15.3 \times 10^{-3}$ SI arasında değişmektedir. Bunlar, mağnetik anomalilerin, bu çeşitli duyarlılıklarının, çevredeki kireçtaşlarından farklı olması nedeniyle, zımpara taşı yataklarından kaynaklandığını yorumlamaya yeterlidir (15×10^{-6} SI). Bununla birlikte, duyarlılığın çeşitliliği ya da başka bir deyişle, zımpara taşı kaynaklarında farklı miktarlarda demirin varlığı, mağnetik anomalilere, amplitüdlerde nispeten yüksek / alçak olarak da yansıtılabilir. Böylece geometrik olarak benzer nedensel gövdelerin temini, mağnetik yoğunluk açısından farklı semptomlara neden olabilir.

Mağnetik anomaliler, sahada görülen zımpara taşı lokalleri yüzeylerinden elde edilen anahtar mağnetik değerler içinde dikkate alındığında, muhtemel zımpara taşıma alanlarının ya çökeltme ya da primerde birikme özelliğinin çalışma alanının 4132800-413830 K ve 579900-579960 D koordinatları arasında olası bir süreklilik gösterdiğine işaret etmektedir.

Bölgesel olarak mağnetik karakterizasyonun genel eğilimi 46100-46200 nT aralığında gözlenmiştir (Şekil 4.5). Bu eğilimin üstünde ve altında olan anomaliler, mağnetizasyon miktarlarının çevrelerinden farklı olması gereken yeraltı yapılarına işaret etmektedir.

Mağnetik haritadan elde edilen olası kaynak alanlarının genel dağılımı ana hatlarıyla belirtilmiştir. Test alanından elde edilen mağnetik etkilerin, çalışma alanının çeşitli bölgelerinde bulunan zımpara taşı mostraları üzerinde doğrudan doğruya kullanılması, bu nispi yükseklerle referans olarak dikkate alındığında, kaynakların muhtemel sürekliliği, çalışma alanının bu bölümünün yokluğunda önemli bir potansiyel haline gelir.

Sınır analiz haritalarına göre, çalışma alanının doğusunda gözlemlenen bu tür anomaliler, bu anomalilerin doğasını yerine getirmek için ayrıntılı bir çalışma için öncelikli hedefleri temsil etmektedir. Anomaliler 4132800-413830 K ve 579900-579960 D koordinatları arasında doğu-kuzeydoğu trendini yaklaşık 100 m mesafede göstermektedir.

Çalışmanın ön sonuçları, mağnetik araştırmanın uygulanmasının, zımpara lokaliteleri üzerindeki inceleme alanını daraltmak için yararlı bir araç olabileceğini göstermektedir.

Bununla birlikte, mağnetik anomalilerden net derinliklerin elde edilmesi, birçok fiziksel değişkene bağlı olarak, doğası gereği hala bir tartışma konusudur. Bu nedenle, mekanik kazı / sondaj aktivitelerinin veya düşey elektrik sondajı (DES) gibi yöntemlerin, zımpara horizonlarının derinliklerine dikey bir çözünürlük elde etmek için etkili olabileceği düşünölmektedir.

6. KAYNAKÇA

- Akdeniz, N. ve Konak, N. 1979a. Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci Yörelerinin Jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme No: 6547, 108s., Ankara (yayınlanmamış).
- Akdeniz, N. ve Konak, N. 1979b. Menderes Masifinin Simav Dolayındaki Kaya Birimleri ve Metabazik, Metaultramafik Kayaların Konumu, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c. 22, 175-183s.
- Anonymous, 2002. Exploration Geophysics: Magnetic Notes 2002, National Technical University Of Athens, School Of Mining & Metallurgical Engineering. Athens.
- Ansari A.H. and Alamdar, K., 2011. A New Edge Detection Method Based on The Analytic Signal of Tilt Angle (ASTA) for Magnetic and Gravity Anomalies, Iranian Journal of Science and Technology, IJST A2, 81-88.
- Arısoy, M.Ö., 2007. Düşey Ve Yatay Mağnetik Gradient Verilerin 3-Boyutlu Modellenmesi Ve Ters Çözümü, Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 129s, Sivas.
- Arısoy, M.Ö., Koçak, Ö., Büyüksaraç, A., and Bilim, F., 2007, Images of buried graves in Bayat, Afyon (Turkey) from high-resolution magnetic data and their comparison with preliminary excavations, Journal of Archaeological Science, 34(9), 1473-1484.
- Arısoy MÖ, Dikmen Ü. "Potensoft: MATLAB-based Software for potential field data processing, modelling and mapping". Computer & Geosciences, 37(7), 935-942, 2011.

- Aydin I., Uyanık O., Öksüm E., Aydoğan M.S., 2011. Geophysical applications for Fe-rich emery exploration in the Elmacık area on the Menderes Massif (Turkey), *EXPLORATION GEOPHYSICS*, pp.159-166.
- Aydoğan, M. S., 2001. The research of the emery occurrences at the Elmacık, Mt İsmail (Muğla-Yatağan). Sciences Institute Suleyman Demirel University, M.Sc. Thesis, pp. 53 (in Turkish with English abstract).
- Aydoğan D. "Extraction of lineaments from gravity anomaly maps using the gradient calculation: Application to Central Anatolia". *Earth Planets Space*, 63(8), 903-909, 2011.
- Baran, A., H., 2003. Andızlık-Zımparalık (Fethiye-Muğla) Civarındaki Ultramafik Kayaçların ve Kromitlerin Kökeni Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, 82s, Denizli.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudogravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359-383.
- Bhattacharyya, 1966. Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, 31, 97-121.
- Blakely, R.J., Simpson, R.W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51, 1494-1498.
- Blakely, R., 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, New York.
- Bournas ,N. and Baker, H.A., 2001. Interpretation of magnetic anomalies using the horizontal gradient analytic signal, *Annali Di Geofisica* 44, 505-526.

- Bozcu, M., Yağmurlu, F., Şentürk, M. 2007. Fethiye-Burdur Fay Zonunun Bazı Neotektonik ve Paleosismolojik Özellikleri, GB-Türkiye. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 31, 1, 25-48.
- Bozkurt, E. and Park, R. G. 1994, Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey, Journal of the Geological Society, London, 151, 213-216.
- Bozkurt, E. and Satir, M. 2000, The southern Menderes Massif (western Turkey): geochronology and exhumation history: Geological Journal, v. 35, p. 285-296.
- Bozkurt, E. and Oberhänsli, R. 2001, Menderes Masif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution - a synthesis, International Journal of Earth Sciences, 89, 679-708.
- Brinkmann, R., 1966 : Geotektonische Gliederung von West-Anatolien. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. 1966, 603-618, Stuttgart.
- Bilim, F. And Ateş, A., 2003, Analytic signal inferred from reduced to the pole data, Journal of the Balkan Geophysical Society, 6, 66-74.
- Çağlayan, M. A., Öztürk, E. M., Öztürk, Z., Sav, H., Akat, V., 1980. Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorumu: Jeoloji Mühendisleri Odası Dergisi, 9,17.
- Calame, J.J., 1956. Iron mine deposits in the southern part of the Menderes Massif. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü. Report no 2485, Ankara.
- Candan, O. 1995. Menderes Masifindeki kalıntı granülit fasiyesi metamorfizması (Relict granulite-facies metamorphism in the Menderes Massif), Turkish Journal of Earth Sciences 4, 35-55s.

Candan, O. 1996. Çine asmasifindeki (Menderes Masifi) gabroların metamorfizması ve diğer asmasiflerle karşılaştırılması (Metamorphism of gabbros in the Çine submassif (Menderes Massif) and its comparison with other submassifs), Turkish Journal of Earth Sciences 5, 123-39s.

Candan, O. ve Dora, Ö., 1998, Menderes Masifi'nde granülit, eklojit ve mavi şist kalıntıları: Pan-Afrikan ve Tersiyer metamorfik evrimine bir yaklaşım, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c.41/1, 1-35s.

Candan, O. Dora, O.Ö. Oberhänsli, R. Çetinkaplan, M. Partzsch, J.H. Warkus, F.C. and Dürr, S., 2001, Pan-African high-pressure metamorphism in the Precambrian basement of the Menderes Massif, western Anatolia, Turkey, International Journal of Earth Sciences, 89, 793-811p.

Chazan, W., 1946. Arsenopyritite deposits in Çine-Madran Babadağ (Aydın). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü report no. 1752, Ankara (unpublished, in Turkish and French).

Çolak, A., 2005. Alaşehir-Karadağ Köyü (Manisa) Civarında Menderes Masifi Metamorfitleri İçerisinde Gözlenen Pegmatoidlerin Petrografik Özelliklerinin İncelenmesi: Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 159s, Ankara.

Collins, A. S. and Robertson, A. H. F., 1997. Lycian mélange, southwest Turkey: an emplaced Cretaceous accretionary complex, Geology, 25, 255-258.

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

Cooper, G.R.J., and Cowan, D.R., 2008, Edge enhancement of potential-field data using normalized statistics." Geophysics, 73(3), pp.1-4.

Cooper, G. R. J., 2014, Reducing the dependence of the analytic signal amplitude of aeromagnetic data on the source vector direction, *Geophysics*, 79, pp.55-60.

Cordell, L. (1979). Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe country and the Espanola basin, New Mexico, in Ingersoll, R. V. Ed. Guidebook to Santa Fe country: New Mexico Geological Society Guidebook. 30th Field Conference, 59-64.

Cordell, L., Grauch, V.J.S., 1982. Reconciliation of the discrete and integral Fourier transform. *Geophysics*, 47, 237-343.

Cordell, L and Grauch, V. J. S., 1985, Mapping Basement Magnetization Zones from Aeromagnetic Data in the San Juan Basin, New Mexico, The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp.181-197.

Çatlıoğlu, E.J., Çemen, I., Işık, V. and Seyitoğlu, G., 2002, In situ timing constraints from the Menderes massif, western Turkey: Geological Society of America Abstracts with Programs, no. 6, 180 p.

Dilek, Y., and Whitney, D.L. 2000, Cenozoic crustal evolution in central Anatolia: Extension, magmatism and landscape development, in Panayides, I., Xenophontos, C., and Malpas, J., eds., Proceedings, Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean, Nicosia, September 1998: Nicosia, Geological Survey Department, p. 183-192.

Dora, O. Ö., Savaşçın, M. Y., Kun, N., ve Candan, O., 1987. Menderes Masifi'nde Postmetamorfik Plütonlar: *Yerbilimleri Dergisi*, 14, 79-87 s.

Dora, O. Ö., Kun, N., Candan, O., 1992, Menderes Masifinin Metamorfik Tarihçesi ve Jeotektonik Konumu, *TJ Bülteni*, 35, 1-14.

- Dora, O. Ö. Candan, O. Oberhänsli, R. and Dürr, S. 1995, New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif. In: Piskin, O., Ergün, M., Savaşın, M. Y. and Tarcan, G. (eds), Proceedings of International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, İzmir 1, 53-72p.
- Dolmaz, M.N., 1999. Isparta ve civarının gravite ve havadan magnetik anomalilerinin incelenmesi. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 133 sayfa, Isparta.
- Dolmaz, M.N., Öksüm, E., Kalyoncuoğlu, Ü.Y., Elitok, Ö., Aydın, İ., Poyraz S.A. 2009. Güneydoğu Anadolu Çarpışma Kuşağındaki (MALATYA-ELAZIĞ-BİNGÖL-DİYARBAKIR-ADİYAMAN) Litosferik Yapının Mağnetik Ve Gravimetrik Yöntemler İle Araştırılması. İstanbul Yerbilimleri Dergisi, SS. 105-118, Y. 2009
- Dora, O.Ö. Candan, O. Kaya, O. Koralay, E. and Dürr, S. 2001, Revision of "Leptitegneisses" in the Menderes Massif: a supracrustal metasedimentary origin, International Journal of Earth Sciences, 89, 836-851.
- Duru, M., Pehlivan, S. Sentürk, Y. Yavas, F. and Kar, H. 2004. New Results on the lithostratigraphy of the Kazdag Massif in Northwest Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 13, 177-186p.
- Dürr, S., 1975. Über alter und geotektonische Stellung des Menderes Kristallin/SW-Anatolien und seine aequivalente in der mittleren Aegaeis. Marburg/Lahn 198-75, (Doçentlik Tezi).
- Ekinci, Y.L., Kaya, M.A. 2006. "Mağnetik verilerde sınır analizi yöntemi kullanılarak gömülü arkeolojik yapı sınırlarının tanımlanması". Yerbilimleri, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 27(2), 97-107.

- Erdoğan; B. 1990. İzmir-Seferihisar arasındaki İzmir-Ankara Zonun stratigrafisi ve tektonik gelişimi, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 2:1-20s., Ankara.
- Erdoğan; B. Altıner, D. Güngör, T. ve Özer, S. 1990. Karaburun Yarımadasının Stratigrafisi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Dergisi 111, 1-23s., Ankara.
- Erdoğan; B. and Güngör, T. 2004. The Problem of the Core-Cover Boundary of the Menderes Massif and Emplacement Mechanism for Regionally Extensive Gneissic Granites, Western Anatolia (Turkey), Turkish Journal of Earth Sciences, 13, 15-36p.
- Fedi, M. and Florio, G., 2001. Detection of potential fields source boundaries by enhanced horizontal derivative method, Geophysical Prospecting, 49, 40-58.
- Feenstra, A., 1996. An EMP and TEM-AEM study of margarite, muscovite and paragonite in polymetamorphic metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the implications of fine-scale mica interlayering and multiple mica generations. Journal of Petrology, 37, 201-233.
- Feenstra, A., 1997. Zincohogbomite and gahnite in a diaspore-bearing metabauxite from eastern Samos (Greece): mineral chemistry, element partitioning and reaction relations. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 77, 73-93.
- Gessner, K. Ring, U., Johnson, C. Hetzel, R. Passchier, C.W. and Gungor, T. 2001. An active bidivergent rolling-hinge detachment system: The central Menderes metamorphic core complex in western Turkey: Geology, p. 611-614.

Göncüoğlu, M. C. Turhan, N. Sentürk, K. Uysal, S. Özcan, A. and Isık, A. 1996. Orta Sakaryada Nallıhan-Sarıcakaya arasındaki yapısal birliklerin jeolojik özellikleri: M.T.A. Derleme Rapor No: 10094, 39s. ANKARA (yayınlanmamış).

Göncüoğlu, M. C., Turhan, N. Sentürk, K. Özcan, A. Uysal, S. and Yalnız M. K. 2000. A geotraverse across northwestern Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution: Bozkurt, E., Winchester, J. A . and Piper, J. D. A.(eds), Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area. Geological Society, London, Special Publications, v. 173, 139-161pp.

Graciansky, P.C., 1965. Menderes Masifi güney kıyısı boyunca görülen metamorfizma hakkında açıklamalar. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 64:88-121.

Gümüş , A., Kocaturk, U., Dayal, A., Ozer, S., 1999. Formation and economical potential of emery deposits in the south of the Menderes Massif. First Symposium on Raw Material Resources in western Anatolia, 8-14 March 1999, Izmir (in Turkish).

HİSARLI, Z.M., ORBAY, N., 2000. Bouguer gravity anomalilerinden Ege Denizi'nin kabuk kalınlığının belirlenmesi. İstanbul Üniversitesi, Yerbilimleri Dergisi, S.13, 119-131.

Hood, P.J. and Tasked, D.J., 1989. Aeromagnetic gradiometer program of the Geological Survey of Canada. Geophysics, 54, 1012-1022.

Hsu, S-K., Sibuet, J-C. and Shyu, C-T., 1996. High resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique, Geophysics, 61, 373-389.

- Işık, V. Seyitoğlu, G. and Cemen, I., 2003. Ductile–brittle transition along the Alaşehir detachment fault and its structural relationship with the Simav detachment fault, Menderes massif, western Turkey: *Tectonophysics*, p. 1–18.
- Jackson, J.A., Mckenzie, D, 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77, 185-264.
- Jeng, Y., Lee Y-L., Chen, C-Y. and Lin, M-J., 2003. Integrated signal enhancements in magnetic investigation in archaeology, *Journal of Applied Geophysics*, 53, 31-48.
- Kalyoncuoğlu, Ü. Y., Elitok, Ö., Dolmaz M.N, 2013. Tectonic implications of spatial variation of b-values and heat flow in the Aegean region: *Marine Geophysical Research*. March 2013, Volume 34, Issue 1, pp 59–78.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye'nin bindirmeli-naplı yapısında yeni gelişmeler ve bir örnek: Uludağ Masifi: *Ketin sempozyumu tebliğler Kitabı*, 5-10.
- Koralay, R. Satır, M. and Dora, O.Ö. 2001. Geochemical and geochronological evidence for Early Triassic calc-alkaline magmatism in the Menderes Massif, western Turkey, *International Journal of Earth Sciences*, 89, 822-835.
- Koralay, E. Dora, O.Ö. Chen, F. Satır, M. and Candan, O. 2004. Geochemistry and Geochronology of Orthogneisses in the Derbent (Alasehir) Area, Eastern Part of the Ödemiş-Kiraz Submassif, Menderes Massif: *Pan-African Magmatic Activity*, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 37–61.
- Kuşcu, R., 2010. Güneşli Granitoidinin (Gördes-Manisa) Jeoloji ve Petrolojisi: Ankara Üniversitesi, Fenbilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 83s, Ankara.

Kuşçu, M., 1992, Kestanecik ve Kızağaç (Yatağan-Muğla) mermer yatakları: Türkiye Mühendisler ve Mimarlar Odası Birliği Dergisi, 23-36 s.

Linford N., 2004. Magnetic ghosts: mineral magnetic measurements on Roman and Anglo-Saxon graves, Archaeological Prospection, 11.

McLean, S., S. Macmillan, S. Maus, V. Lesur, A. Thomson, and D. Dater, 2004, The US/UK World Magnetic Model for 2005-2010, NOAA Technical Report NESDIS/NGDC-1. p. 1-5.

Miller, H.G. and Sing, V. 1994. Potential Field Tilt, A New Concept For Location of Potential Field Sources. Journal of Applied Geophysics, 32, 213-217.

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA), 2018. Aşındırıcılar. Erişim tarihi: 10.11.2018. <http://www.mta.gov.tr/v3.0/bilgi-merkezi/asindiricilar>

Mohan, N.L. and Anand Babu, L., 1995, An analysis of 3-D analytic signal, Geophysics, 60, 531-536.

Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of twodimensional magnetic bodies with polygonal crosssection: 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.

Nabighian, M.N., 1984. Toward A Three Dimensional Automatic Interpretation of Potential Feld Data Via Generalized Hilbert Transforms: Fundamental Relations. Geophysics, 49, 780-786.

Nelson, J.B., 1986. An Alternate Derivation of The Three-Dimensional Hilbert Transform Relations From First Principles. *Geophysics*, 51, 1014-1015.

Nelson, J.B., 1988. Calculation of The Magnetic Gradient Tensor From Total Field Gradient Measurements and Its Application to Geophysical Interpretation, *Geophysics*, 53, 957-966.

NOAA/NGDC & CIRES, 2014. Erişim tarihi: 15.05.2017
<http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM>

Okay, A. İ. 1984a. Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschist: Geological Society, London, Special Publications, 17, 455-466.

Okay, A. İ. 1984b. Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kusaklar: Ketin Sempozyumu, Türkiye Jeoloji Kurultayı yayını, 83-92.

Okay, A. İ. 1986. High-pressure/low temperature metamorphic rocks of Turkey: Geological Society of America, no:164, 333-348p.

Okay, A. İ. 1989. Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In: Şengör, A. M. C. (eds) *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, Kluwer Academic Publications, 109-115p.

Okay, A. İ. Siyako, M. ve Bürkan, K. A. 1990. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi: Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 83-121s.

Okay, A.İ. and Siyako, M. 1993. The new position of the İzmir-Ankara Neo-Tethyan suture between İzmir and Balıkesir. In: Turgut, S. (ed), *Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions*, Proceedings Ozan Sungurlu Symposium, 333-355.

- Okay, A. İ. Satır, M. Maluski, H. Siyako, M. Monie, P. Metzger, R. and Akyüz, S. 1996. Paleo- and Neotethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In: Yin, A. and Harrison, M. (eds) *Tectonics of Asia*, Cambridge University Press, 420-441p.
- Okay, A. İ. and Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. and Seranne, M. (eds). *The Mediterranean Basin: Tertiary Extension with the Alpine Orogen*, Geological Society, London, Special Publications, 156, 475-515p.
- Okay, A. İ. and Satır, M. 2000. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey, *Geological Magazine*, 137, 495-516p.
- Okay, A. İ. 2000. Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of oceanic plateau?: Bozkurt, E., Winchester, J. A. and Piper, J. D. A.(eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*. Geological Society, London, Special Publications, 25-41pp.
- Okay, A. İ. 2001. Stratigraphic and metamorphic inversions in the central Menderes Massif: a new structural model, *International Journal of Earth Sciences*, 89, 709-727p.
- Okay, A. İ. and Göncüoğlu, M. C. 2004. The Karakaya Complex: A Review of Data and Concepts: *Turkish Journal of Earth Sciences*, A special issue commemorating Okan Tekeli, 77-95.
- Okay, A. İ. and Satır, M. 2006. Geochronology of Eocene plutonism and metamorphism in northeast Turkey: evidence for a possible magmatic arc, *Geodinamica Acta*, 19/5, 251-266p.
- Okay, A. İ. 2007. Tavşanlı-Zonu-Torosların Dalma-Batmaya Uğramış Kuzey Kenarı, *Menderes Masifi Kolokyumu*, 34-38s., İzmir.

- Orhon, Ş., 1985. Milas Boksit Sahalarında M+F firması hesabına yapılan çalışmalar: Etibank Maden Arama Merkezi arşiv No:1076, s. 10.
- Orhon, Ş., Yılmaz, A., 1987. Kurukümes (Milas) zımpara yatağı arama raporu: Etibank Maden Arama Merkezi arşiv No:1268, s. 11.
- Oruç B., 2011. "Edge detection and depth estimation using a tilt angle map from gravity gradient data of the Kozaklı-Central Anatolia region, Turkey". Pure and Applied Geophysics, 168(10), 1769-1780.
- Önay, T., 1949. Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XXIX, Zürich.
- Özcan, A. Göncüoğlu, M. C. ve Turhan, N. 1989. Kütahya-Çifteler-Bayat-İhsaniye Yöresinin Temel Jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme No: 8974, 139s., Ankara (yayınlanmamış).
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., 1977. Modes of Lithospheric interaction in the Aegean area. Biju-Duval, B., Montadert, L. (eds.), Structural History of the Mediterranean basins de: Editions Technip, Paris, 319 – 332.
- Pham, L. T., Do, T. D., OKSUM., E., 2018. A new method for edge detection in interpretation of potential field data. Journal of Engineering Sciences and Design , 6(4), 637– 642, 2018.
- Pilkington, M and Tschirhart, V., 2017, Practical considerations in the use of edge detectors for geologic mapping using magnetic data. Geophysics, 82(3), pp.1-8.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J. and Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution, Geophysics, 55, 80-91.

- Reignier, J.L. Mezger, J.E. and Passchier, C.W. 2007, Metamorphism of Precambrian-Paleozoic schists of the Menderes core series and contact relationships with Proterozoic orthogneisses of the western Çine Massif, Anatolide belt, Western Turkey: *Geological Magazine*, v. 144, p. 67-104.
- Rimmelé, G. Jolivet, L. Oberhänsli, R. and Goff, B. 2003, Deformation history of the high-pressure Lycian Nappes and implications for tectonic evolution of SW Turkey, *Tectonics* 22, 1007-1029p.
- Ring, U. Willner, A.P. and Lackman, W. 2001, Stacking of nappes with different pressure-temperature paths: An example from the Menderes nappes of western Turkey: *American Journal of Science*, v. 301, p. 912-944.
- Ring, U. Johnson, C. Hetzel, R. and Gessner, K. 2003, Tectonic denudation of a Late Cretaceous-Tertiary collisional belt: regionally symmetric cooling.
- Ring, U. and Collins, A.S. 2005, U-Pb SIMS dating of synkinematic granites: timing of core-complex formation in the northern Anatolide belt of western Turkey: *Journal of the Geological Society of London*, v. 162, p. 289-298.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57, 116-125.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, D., Smith, R., Ravat, D. 2007. Interpretation of magnetic data using tiltangle derivatives. *Geophysics*, 73, 1, L1-L10.
- Sanver, M., İşseven, T., 2007. *Gravite ve Mağnetik Arama Yöntemleri*, Nobel Yayın Dağıtım, ISBN: 978-9944-77-168-9, 368 sayfa, İstanbul.

Schuling, R. D., 1962. Türkiye' nin Güneybatısındaki Menderes Migmatit Kompleksinin Petrolojisi, Yaşı ve Yapısı Hakkında: Mineralogical-Geological Institute, Utrecht, Holânda.

Smith, J.L., 1850. Memoir on metabauxite – First part on geology and mineralogy of metabauxites, from observations made in Asia Minor. American Journal of Science, 10, 354–369.

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

Şenel, M. 2007, Likya Naplarının Özellikleri ve Evrimi, Menderes Masifi Kolokyumu, 51-55s., İzmir

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

Şengör, A. M. C., 1986. The dual nature of the Alpine-Himalayan system: Progress, problems and prospects: Tectonophysics Volume 127, Issues 3–4, 1 August 1986, Pages 177-195.

Talwani, M., 1965, Computation With The Help Of a Digital Computer of Magnetic Anomalies Caused by Bodies of Arbitrary Shape: Geophysics, Soc. of Expl. Geophys., 30, 797-817.

Thompson, D.T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, Geophysics, 47, 31-3.

Thomson, S.N. and Ring, U. 2006. Thermochronologic evaluation of postcollision extension in the Anatolide orogen, western Turkey, Tectonics, v. 25, TC3005, doi: 10.1029/2005TC001833.

Tuğal, H. T., 1964. Milas civarının diyorporit ve zımpara yatakları: M.T.A: Derleme No: 3446, s. 55.

Ünsal, A., Yılmaz, A., Yazgan, S. B., Ertürk, H., 1989. Muğla (Milas-Yatağan) Kozağaç, Kurukümes ve Elmacık Zımpara sahalarında 1988 yılında yapılan çalışmalarına ait rapor: ETİBANK Maden Arama Dairesi Başkanlığı, 62 s.

Verduzco, B., J. D. Fairhead, C. M. Green, and C. MacKenzie, 2004, New insights to magnetic derivatives for structural mapping: The Leading Edge, 23, pp.116-119,

Quataert, Donald. (1985). "19. Yüzyılda Osmanlı Devletinde Madencilik". Tanzimattan Cumhuriyete Türkiye Ansiklopedisi, c. 4, İstanbul, 914-915.

Wanyin, W., Yu, P. and Zhiyun, Q. 2009. A New Edge Recognition Technology Based on The Normalized Vertical Derivative of The Total Horizontal Derivative for Potential Field Data Appl. Geophys. 6 226-33.

Wijns, C., Perez, C., Kowalczyk, P., 2005. Theta map: edge detection in magnetic data, Geophysics, 70, 39-43.

Wippert, J., 1965. Boksit Teşekkülünün başlangıç kayaları: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Dergisi, 64 s., 37-41.

Yalçın, Ü., Schreyer, W., Medenbach, O., 1993. Zn-rich högbomite formed from gahnite in the metabauxites of the Menderes Massif, SW Turkey: Contributions to Mineralogy and Petrology, 113, 314-324.

Yorulmaz, Ş., 1994. Aydın Vilayetinde Madenler (1850-1908). Dokuz Eylül Üniversitesi Atatürk İlkeleri ve İnkılâp Tarihi Enstitüsü. (Yayınlanmamış) Doktora Tezi, 343s, İzmir.

Yılmaz, Y., Genç, S.C., Gürer, Ö.F., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Bozcu, M., Yılmaz, K. ve Elmas, A., 1999. Ege Denizi ve Ege bölgesinin jeolojisi ve evrimi: Türkiye Denizlerinin ve yakın çevresinin jeolojisi (Editör N. Görür). S. 210-336.

Yılmaz, Y., 2002. Tectonic evolution of western Anatolian extensional province during the Neogene and Quaternary, Geological Society of America Abstracts with Programs, 34(6), 179.



ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Muhterem DEMİR

Doğum Yeri : Giresun

Doğum Yılı : 10.08.1990

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dil : İngilizce

Mail : muhosius@yandex.com



Eğitim Durumu

Lise :2004-2008 Endüstri Meslek Lisesi –Elektrik Bölümü-Giresun-Merkez

Lisans :2010-2014 Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü

İŞ TECRÜBELERİ

2016 : (6 Ay) JRG Zemin Mühendislik, Büro Ve Saha Mühendisi, Torbalı/İZMİR.

2017-2018 : Yer Yapı Sondaj, Büro Ve Saha Mühendisi, Altınordu/ ORDU.

YAYINLAR

Muhterem DEMİR, Erdinc OKSUM, M. Nuri DOLMAZ, 2018. A case study of magnetic method applications on a emery bearing ore field. "9th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology", Antalya, Turkey, 07-11 May 2018.