

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

GRAVİTE VERİLERİ KULLANILARAK KUZEY EGE
DENİZİNDEKİ SÜREKSİZLİK SINIRLARI VE
DERİNLİKLERİNİN İNCELENMESİ

AYNUR ERDEK

KOCAELİ 2024

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

GRAVİTE VERİLERİ KULLANILARAK KUZEY EGE
DENİZİNDEKİ SÜREKSİZLİK SINIRLARI VE
DERİNLİKLERİNİN İNCELENMESİ

AYNUR ERDEK

Prof.Dr. İbrahim SERTÇELİK
Danışman, Kocaeli Üniv.

.....

Prof.Dr. Bülent ORUÇ
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.

.....

Dr. Öğr. Üyesi Günay BEYHAN
Jüri Üyesi, Sakarya Üniv.

.....

Tezin Savunulduğu Tarih: 14.06.2024

ETİK BEYAN VE ARAŞTIRMA FONU DESTEĞİ

Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez/proje çalışmada,

- Bu tezin/projenin bana ait, özgün bir çalışma olduğunu,
- Çalışmamın hazırlık, veri toplama, analiz ve bilgilerin sunumu olmak üzere tüm aşamasında bilimsel etik ilke ve kurallara uygun davrandığımı,
- Bu çalışma kapsamında elde edilen tüm veri ve bilgiler için kaynak gösterdiğimi ve bu kaynaklara kaynakçada yer verdiğimi,
- Bu çalışmamın Kocaeli Üniversitesi'nin abone olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Fen Bilimleri Enstitüsü'nün belirlemiş ölçütlere uygun olduğunu,
- Kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapmadığımı,
- Tezin/projenin herhangi bir bölümünü bu üniversite veya başka bir üniversitede başka bir tez/proje çalışması olarak sunmadığımı,

beyan ederim.

☒ Bu tez/proje çalışmasının herhangi bir aşaması hiçbir kurum/kuruluş tarafından maddi/alt yapı desteği ile desteklenmemiştir.

☐ Bu tez/proje çalışması kapsamında üretilen veri ve bilgiler tarafından no'lu proje kapsamında maddi/alt yapı desteği alınarak gerçekleştirilmiştir.

Herhangi bir zamanda, çalışmamla ilgili yaptığım bu beyana aykırı bir durumun saptanması durumunda, ortaya çıkacak tüm ahlaki ve hukuki sonuçları kabul ettiğimi bildiririm.

.....

Aynur ERDEK

YAYIMLAMA VE FİKRİ MÜLKİYET HAKLARI

Fen Bilimleri Enstitüsü tarafından onaylanan lisansüstü tezimin/projemin tamamını veya herhangi bir kısmını, basılı ve elektronik formatta arşivleme ve aşağıda belirtilen koşullarla kullanıma açma izninin Kocaeli Üniversitesi'ne verdiğimi beyan ederim. Bu izinle Üniversiteye verilen kullanım hakları dışındaki tüm fikri mülkiyet haklarım bende kalacak, tezimin/projemin tamamının ya da bir bölümünün gelecekteki çalışmalarda (makale, kitap, lisans ve patent vb.) kullanımı bana ait olacaktır.

Tezin/projenin kendi özgün çalışmam olduğunu, başkalarının haklarını ihlal etmediğimi ve tezimin/projenin tek yetkili sahibi olduğumu beyan ve taahhüt ederim. Tezimde yer alan telif hakkı bulunan ve sahiplerinden yazılı izin alınarak kullanılması zorunlu metinlerin yazılı izin alarak kullandığımı ve istenildiğinde suretlerini Üniversiteye teslim etmeyi taahhüt ederim.

Yükseköğretim kurulu tarafından yayınlanan **“Lisanüstü Tezlerin Elektronik Ortamda Toplanması, Düzenlenmesi ve Erişime Açılmasına İlişkin Yönerge”** kapsamında tezim aşağıda belirtilen koşullar haricinde YÖK Ulusal Tez Merkezi/ Kocaeli Üniversitesi Kütüphaneleri Açık Erişim Sisteminde erişime açılır.

- ☐ Enstitü yönetim kurulu kararı ile tezimin/projemin erişime açılması mezuniyet tarihinden itibaren 2 yıl ertelenmiştir.
- ☐ Enstitü yönetim kurulu gerekçeli kararı ile tezimin/projemin erişime açılması mezuniyet tarihinden itibaren 6 ay ertelenmiştir.
- ☒ Tezim/projem ile ilgili gizlilik kararı verilmemiştir.

.....
Aynur ERDEK

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Kuzey Ege Denizi ve civarının yapısal özellikleri ve süreksizlik sınırlarının belirlenmesi amacıyla gerçekleştirdiğim yüksek lisans tez çalışmam ve yüksek lisans eğitimim boyunca, bilgilerinden ve tecrübelerinden faydalandığım, yanında çalışmaktan onur duyduğum değerli danışman hocam Prof. Dr. İbrahim SERTÇELİK'e teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmam süresince değerli bilgileri, yazılımları, kaynakları ve kitaplarıyla yardımcı olan değerli hocalarım Prof. Dr. Bülent Oruç ve Prof. Dr. Özkan KAFADAR'a saygılarımı ve teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmalarım süresince benden yardımlarını esirgemeyen bilgisi, becerisi ve çalışkanlığı ile övündüğüm benim kıymetli yeğenim Anıl Osman TUR'a teşekkür ederim.

Hayatım boyunca bana her konuda destek olan beni bu yolda yalnız bırakmayan babam Bilal Erdek'e teşekkürü borç bilirim. Rahmetle anarım.

Haziran - 2024

Aynur ERDEK

İÇİNDEKİLER

ETİK BEYAN VE ARAŞTIRMA FONU DESTEĞİ	i
YAYIMLAMA VE FİKRİ MÜLKİYET HAKLARI.....	ii
ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR.....	iii
İÇİNDEKİLER.....	iv
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	v
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	vi
ÖZET.....	vii
ABSTRACT.....	viii
1. GİRİŞ	1
2. GENEL BİLGİLER	4
2.1. Bölgenin Jeolojisi ve Tektoniği	4
2.2. Kuzey Anadolu Fay Zonu	4
2.3. Neotektonik (Yeni Tektonik) Döneme Genel Bakış	4
2.4. Kuzey Ege Denizi Bölgesi	5
2.5. Kuzey Ege Denizi ve Civarının WGM12 Bouguer Anomalileri	6
3. MALZEME VE YÖNTEM.....	8
3.1. Güç Spektrumu	8
3.1.1. Güç Spektrumu ile Ortalama Derinlik Tayini	8
3.1.2. Güç Spektrumlarında Derinlik Kestirimi.....	9
3.2. Spektral Analizi.....	9
3.3. Enküçük Kareler Yöntemiyle Trend Analizi düzeltme	14
3.3.1. Birinci Derece Trend Yüzeyi	14
3.3.2. İkinci Derece Trend Yüzeyi	17
3.4. Jeolojik Süreksizlikleri Görüntüleme Teknikleri	20
3.5. Yatay Türevlerin Genliği (YTG)	21
3.6. Eğrilik (Curvature) Yöntemi	23
3.6.1. CURVGRAV-GUI Yazılımı	28
4. BULGULAR VE TARTIŞMA.....	29
5. SONUÇ VE ÖNERİLER	32
KAYNAKLAR	33
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER	36
ÖZGEÇMİŞ	37

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1.	Barka, Reilinger ve diğ. (1997)'e göre Orta ve Batı Anadolu'nun neotektonik bölgelerini göstermektedir.	5
Şekil 2.2.	1989-2019 yılları arası bölgedeki deprem lokasyonları ve derinlikleri.....	6
Şekil 2.3.	WGM12 Kuzey Ege Denizi ve civarının Bouguer gravite anomali haritası.	7
Şekil 3.1.	Radial ortalama logaritmik genlik spektrumu ve derindeki ara yüzey sınırlarına ait ortalama derinliklerini ve kritik dalga sayılarını gösteren grafik. Doğru parçalarının eğimlerinden belirlenen ara yüzey ortalama derinlikleri $S_1 = 29km$, $S_2 = 10km$ ve $S_3 = 5km$	14
Şekil 3.2.	(a) Anomali Haritası 2-D Fourier Dönüşümü. (b) Low Pass filtrelenmiş 2-D Fourier Dönüşümü. (c) Alçak Geçişli Süzgeç ile filtrelenmiş Fourier haritasının tersinden elde edilen Bouguer Anomali Haritası.	15
Şekil 3.3.	a) Dalımlı düz bir yüzeyi temsil eden birinci dereceden trend yüzeyi ve yan görünümü. b) Tek bir maksimum veya minimum olan bir yüzeyi temsil eden ikinci dereceden trend yüzeyi ve yan görünümü (Bu örnek tek bir minimum özelliğine göre çizilmiştir).	16
Şekil 3.4.	(a). Süzgeçlenmiş anomali haritası. (b). Üçüncü dereceden trend yüzeyi. (c). Trend etkisi giderilmiş üst kabuk katman anomali haritası.	19
Şekil 3.5.	Eğrilik kuralı için özniteliklerin ve eğriliklerin 3 boyutlu sunumu.	24
Şekil 3.6.	$F(i, j)$ yakınındaki özel $F(x, y)$ fonksiyonunda bir sırtın test edilmesinde kullanılan grid nokta yerlerinin şematik gösterimi (Roberts, 2001).	25
Şekil 4.1.	Üst kabuk ortam anomalisinin (a) yatay türev (dx), (b) yatay türev (dy) ve (c) yatay türev genliği (YTG) haritası.	29
Şekil 4.2.	Yatay türev genliği (YTG) haritası ve Curvature (Eğrilik) yöntemi ile hesaplanan derinlikler.	30

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

km	: Kilometre.
dx	: x 'e göre türev
dy	: y 'e göre türev
K_m	: Ortalama eğrilik
K_g	: Gauss eğriliği
K_{max}	: Maksimum eğrilik
K_{min}	: Minimum eğrilik
λ_-	: Negatif özdeğer
λ_+	: Pozitif özdeğer
θ	: Tilt açısı
g_i	: Gözlem verileri
g_1	: Gravite değeri
g_2	: Ölçü noktası gravite değeri
g_n	: Gravite ivmesi
ρ	: Yoğunluk
d	: Derin ara yüzey sınırının ortalama derinliği
Δg	: Yoğunluk farkı
Δx	: x eksenindeki grid aralığı
Δy	: y eksenindeki grid aralığı
z	: Düşey doğrultu
h	: Kalınlık
k_r	: Kesme dalga sayısı

Kısaltmalar

AFAD	: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı
FFT	: Fast Fourier Transform (Hızlı Fourier Dönüşümü)
HGM	: Horizontal Gradient Magnitude (Yatay Türev Genliği)
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KD-GB	: Kuzeydoğu-güneybatı
NAT	: North Aegean Trench (Kuzey Ege Çukuru)
WGM	: World Gravity Map (Dünya Yerçekimi Haritası)

GRAVİTE VERİLERİ KULLANILARAK KUZEY EGE DENİZİNDEKİ SÜREKSİZLİK SINIRLARI VE DERİNLİKLERİNİN İNCELENMESİ

ÖZET

Bu çalışmada Kuzey Ege Denizi ve civarına ait uydu gravite verileri indirilerek bölgenin Bouger Anomali Haritası elde edilmiştir. Bu haritadan bölgenin yapısal süreksizlik sınırları ve derinliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda öncelikle farklı yoğunluk ve derinliklerdeki anomalilerin birbirinden ayrılması için Fourier dönüşümü kullanılarak genlik spektrumu hesaplanmıştır. Spektrum eğrisinin eğimlerinden üst kabuk için dalga boylarını içeren k_1 ve k_2 kritik dalga sayıları belirlenmiştir. Daha sonra bu aralıklarda bant geçişli bir süzgeçle veri süzülerek üst kabuk anomali dalga boyları ortaya çıkarılmıştır. Yerkürenin en üst katmanını oluşturan üst kabuk ortam anomalisini elde etmek için üst-alt kabuk anomali arasındaki sınırın etkisi 3. dereceden trend analizi ile giderilmiştir. Elde edilen bu anomali üst kabuk içerisindeki süreksizliklerin dağılımını belirlemede kullandığımız temel veri olmuştur. Bu temel veriden x ve y yönlü türevler hesaplanarak Yatay Türev Genliği Haritası elde edilmiştir. YTG haritasındaki maximumlar süreksizlik sınırlarını göstermektedir. Buradan elde edilen çizgiselliklerin bölgedeki fay dağılımı ile uyumlu olduğu görülmüştür.

Ayrıca anomali kaynakları ve süreksizliklere ait derinliklerin belirlenmesi amacıyla Curvature (Eğrilik) yöntemi kullanılmıştır. Yatay Türev Genliği Haritası giriş verisi olarak CURVGRAV-GUI isimli programa girilerek derinlikler bulunmuştur. Bulunan derinlikler bölgedeki deprem derinlik dağılımı ile uyumlu görünmektedir. Örneğin Saroz Körfezindeki deprem episantır dağılımları 10 km civarında kümelenmiş iken Curvature derinlikleride o bölgede 10 km civarında çıkmaktadır. Bu çalışma sonuçları daha önce deprem üretmiş faylar yanında yeni süreksizliklere de işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Curvature Yöntemi, Gravite Yöntemi, Kuzey Ege Denizi, Yapısal Süreksizlik, Yatay Türev Genliği.

INVESTIGATION OF DISCONTINUITY BOUNDARIES AND DEPTHS IN THE NORTH AEGEAN SEA USING GRAVITY DATA

ABSTRACT

In this study, satellite gravity data of the North Aegean Sea and its surroundings were downloaded, and the Bouguer Anomaly Map of the region was obtained. The aim was to determine the structural discontinuity boundaries and depths of the region from this map. For this purpose, firstly, the amplitude spectrum was calculated using the Fourier transform to separate anomalies at different densities and depths. Critical wavenumbers k_1 and k_2 , containing wavelengths for the upper crust, were determined from the slopes of the spectrum curve. Then, the data was filtered with a band-pass filter in these ranges to reveal the upper crust anomaly wavelengths. To obtain the upper crust medium anomaly, which forms the uppermost layer of the Earth, the effect of the boundary between the upper and lower crust anomalies was eliminated by 3rd-degree trend analysis. This obtained anomaly was the basic data used to determine the distribution of discontinuities within the upper crust. By calculating x and y directional derivatives from this basic data, the Horizontal Gradient Magnitude (HGM) Map was obtained. The maxima in the HGM map indicate discontinuity boundaries. The lineaments obtained from this map were found to be compatible with the fault distribution in the region.

Additionally, the Curvature method was used to determine the depths of anomaly sources and discontinuities. The depths were found by entering the Horizontal Gradient Magnitude Map as input data into the program named CURVGRAV-GUI. The depths found seem to be compatible with the earthquake depth distribution in the region. For example, while the earthquake epicenter distributions in the Gulf of Saros are clustered around 10 km, the Curvature depths also appear around 10 km in that region. The results of this study point to new discontinuities in addition to the faults that have previously produced earthquakes.

Keywords: Curvature Method, Gravity Method, North Aegean Sea, Structural Discontinuity, Horizontal Gradient Magnitude.

1. GİRİŞ

Gravite yöntemi ile yeraltında bulunan farklı yoğunluktaki kütlelerin yeryüzünde oluşturduğu çekim etkisi değişimi ölçülür. Yer altındaki kütleler, derinliklerine göre sığ derinliktekiler ve derindekiler olmak üzere iki ana gruba ayrılır. Yeryüzünde alınan ölçülere bazı düzeltmeler uygulanarak elde edilen anomali değerleri, sığ yapı etkisi (rezidüel) ve derin yapı etkisinin (rejyonal) toplamından meydana gelir. Yeryüzünde elde edilen anomalide de tüm bu grupların etkisi gözlemlenir. Çalışma amacına göre, bu etkiler birbirinden ayrılır.

Gravite veya manyetik ölçümler sonucu elde edilen anomaliler, yer kabuğunun sığ derinliklerindeki fayların belirlenmesine, fayları içiren yapıların haritalanmasına ve karakterlerinin belirlenmesine imkan sağlamaktadır (Wilcox, 1974). Yoğunluğun ve manyetizasyonunun yatay ve düşey yöndeki değişimleri farklı jeolojik birimlerin arasındaki geçişi işaret eder. Haritaya bu durum anomali olarak yansır. Türev uygulamaları, bölgesel ve yerel etkilerin ayrılmasında yorumu kolaylaştırmak amacı ile uygulanır. Yeryüzünde ölçülen değerler, yer altındaki kütlelerin ölçü noktasına olan uzaklığının karesi ile ters orantılıdır. Birinci türev yönteminde, bu uzaklığın üçüncü kuvveti ile ters orantılıdır. İkinci türev yönteminde, uzaklığın dördüncü kuvveti ile ters orantılıdır. Derinden gelen etkilerin kaybolması ve sığ etkilerin daha belirgin olması ile düzgün değişen değerler, türev haritalarında görünmezler (Albora ve diğ., 2006a). İkinci türev yöntemi uygulaması, daha kolay ve daha pratiktir. Ancak fonksiyonunda 'z' ye göre iki kez türev alındığında, serbest iki değişken ortadan kalkar. Bu durumda da gerçek amaçtan uzaklaşmış olur. Oysa birinci türevde bir serbest değişkeni ortadan kaldırmak sureti ile gerçek amaca biraz daha yakın sonuç bulunabilir. Öte yandan ikinci türev, ölçü haritasında birinci türev uygulamasından daha duyarlıdır. Çok sığ etkilerin aranmasında ikinci türev yöntemi etkindir. Çok sığ olmayan etkilerin araştırılmasında ise Birinci Türev yöntemi etkilidir.

Potansiyel alanların birincil veya ikincil türevlerinin maksimum ve minimum değerleri, yoğunluğun ani değiştiği yerlerde anomali meydana getirmektedir. Buradan anomaliyi oluşturan kaynağı belirleyerek, yapı sınırlarını buluruz (Cordell, 1979; Pinar, 1984).

Potansiyel alan yöntemleri mevcut verileri kullanarak yatay (x,y) ve düşey (z) doğrultuda türev alabilme imkanı sunar (Saad, 2006). Yatay yönde alınan türevler süreksizlikleri, düşey yönde alınan türevler kaynak derinliğini (yayılımını) ortaya koyar (Dinçer ve Işık, 2020).

Gravite çalışmalarında, fay türü yapılar ve çizgisellikleri belirlemek için Yatay Türev Genliği (YTG) tekniği Bouguer gravite verilerine uygulanmıştır (Altinoğlu ve diğ., 2015; Cooper ve Cowan, 2006; Lyngsie ve diğ., 2006; Miller ve Singh, 1994; Nabighian, 1962). Gravite verisinin birinci düşey türev değerlerinin kullanımındaki yararları ilk kez Evjen (1936) ortaya çıkarmıştır. Bu çalışmada da gravite verilerine birinci düşey türev uygulanarak yerel gravite verileri elde edilmiştir. Bölgenin Bouguer gravite verisinden rejyonel ve yerel (rezidüel) gravite verilerini elde etmede Butterworth alçak geçişli süzgeç kullanılmıştır. Yerel gravite verilerinden birinci düşey türev değerlerini saptamak için Hızlı Fourier Dönüşümü (FFT) tekniği (Gunn, 1975) kullanılmıştır. Çalışma sahasındaki yeni fay türü yapıları ve çizgisellikleri belirlemek için ise Arısoy ve Dikmen (2011) tarafından geliştirilen YTG yöntemini içeren POTENSOF yazılımı kullanılmıştır. Nagendra ve diğ. (1996) tarafından iki boyutlu gravite verilerinin analizinde kullanılan Parker-Oldenburg algoritması son zamanlarda taban kaya geometrisini görüntülemeye yaygın olarak kullanılmaktadır. Oruç (2013) ve Gómez-Ortiz ve Agarwal (2005) bu algoritmayı MATLAB çözümleme dilinde yazılarak yayımlamışlardır.

Yatay Türev Genlik yöntemi ile oluşturulan görüntüler, süreksizlikleri işaret eden çizgiselliklerin belirlenmesinde, yanal yöndeki litoloji değişimlerinin anlaşılmasında ve yapısal oluşumların yorumlanmalarında önemlidir (Aydoğan, 2011; Cooper ve Cowan, 2008; Hosseini ve diğ., 2013; Saad, 2006; Zhang ve diğ., 2011). Potansiyel alanın birincil veya ikincil türevlerinin maksimum veya minimum değerleri, yoğunluğun ani değişimlerinin olduğu yerlerde anomali meydana getirir. Böylece anomaliye neden olan kaynağı belirler, yapı sınırlarını buluruz (Cordell, 1979; Pinar, 1984). Potansiyel alan yöntemleri mevcut veriyi kullanarak yatay (x,y) ve düşey (z) doğrultularda türev alabilme özelliği sunar (Saad, 2006). Potansiyel alan uygulamalarında yerçekimi anomalilerine neden olan yapı sınırlarının belirlenmesi için birçok türev tabanlı kenar

belirleme tekniği kullanılmaktadır. Bu çalışmada da Yatay Türev Genliği (YTG) yöntemi kullanılmıştır. Derinlikler ise Curvature yöntemi ile belirlenmiştir.



2. GENEL BİLGİLER

2.1. Bölgenin Jeolojisi ve Tektoniği

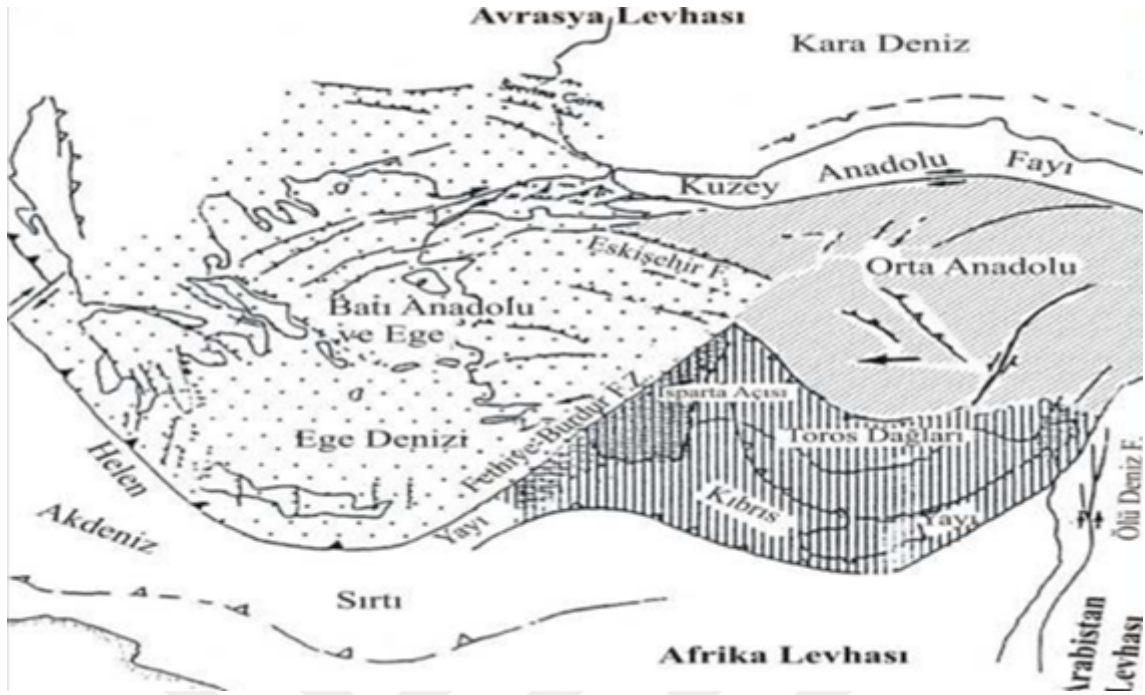
Kuzey Ege Denizi, Afrika ve Asya tektonik levhaları arasındaki en önemli aktif sismik ve deformasyon bölgelerinden biridir. Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) kuzey kolunun Ege Denizi içinde de devam ettiği bilinmektedir. Ege Denizi, Kuzey Ege Çukurluğu'na (NAT) paralel şekilde kuzeydoğu-güneybatı (KD-GB) doğrultusunda uzanan sağ yönlü doğrultu atımlı faylanlar ile karakterize edilmektedir. Bu faylanma karakteri, özellikle Ege kıyılarından kuzeydoğuya ve Batı Türkiye kıyılarına doğru oblik faylara dönüşmektedir.

2.2. Kuzey Anadolu Fay Zonu

Kuzey Anadolu Fay zone, doğuda 11-13 milyon yıl önce oluşmaya başlayarak günümüze kadar aktivitesini sürdürmüştür. 1500 km uzunluğundadır ve Türkiye'nin en büyük fay zonudur. Genişliği yüzlerce metreden onlarca kilometreye kadar değişir. Kuzey Anadolu Fay Zonu içinde birbirine paralel veya açılı kısa faylar gelişebilir. Tek bir fay olarak devam eden kesimleri de vardır. Kuzey Anadolu Fay Zonu, doğuda Karlıova'dan başlar, batıya doğru Erzincan, Reşadiye, Kargı, Gerede, Bolu-Çaydurt'a uzanır. Çaydurt'tan Almacık Dağı yükselimini kuzey ve güneyden sınırlayıp iki farklı kola ayrılır. Bu kollar Akyazı civarında birleşir ve tekrar ayrılır. Doğu Marmara'da sıçramalı ve birleşmeli devam eden örüntülü bir yapı oluşur. Burada oluşan iki ana koldan biri olan kuzey kol, İzmit Körfezi'nden Marmara Denizi içine girer. Marmara Denizi'ndeki kuzey kol, Saros Körfezi'nden Kuzey Ege'ye doğru uzanır. Güney kolu ise Geyve, Mekece, İznik Gölü güneyi, Gemlik Körfezi ve Kapıdağ Yarımadası'na kadar uzanır. Kuzey kolun kayma hızı, güney kola göre daha fazladır.

2.3. Neotektonik (Yeni Tektonik) Döneme Genel Bakış

Neotektonik (yeni tektonik), bir bölgenin tektonik rejiminde meydana gelen değişiklik veya yenilikleri ifade eder. Buna göre, neotektonik, tektonik rejim değişikliğinden itibaren gelişen tektoniği, eski tektonikten (paleotektonik) ayırır. Neotektonik, aynı zamanda genç tektonik olarak da bilinir. Türkiye'de tektonik dönem, Bitlis Kenet Kuşağı boyunca Anadolu ve Arap kıtalarının çarpışmasıyla başlar. Bu çarpışma sonucunda



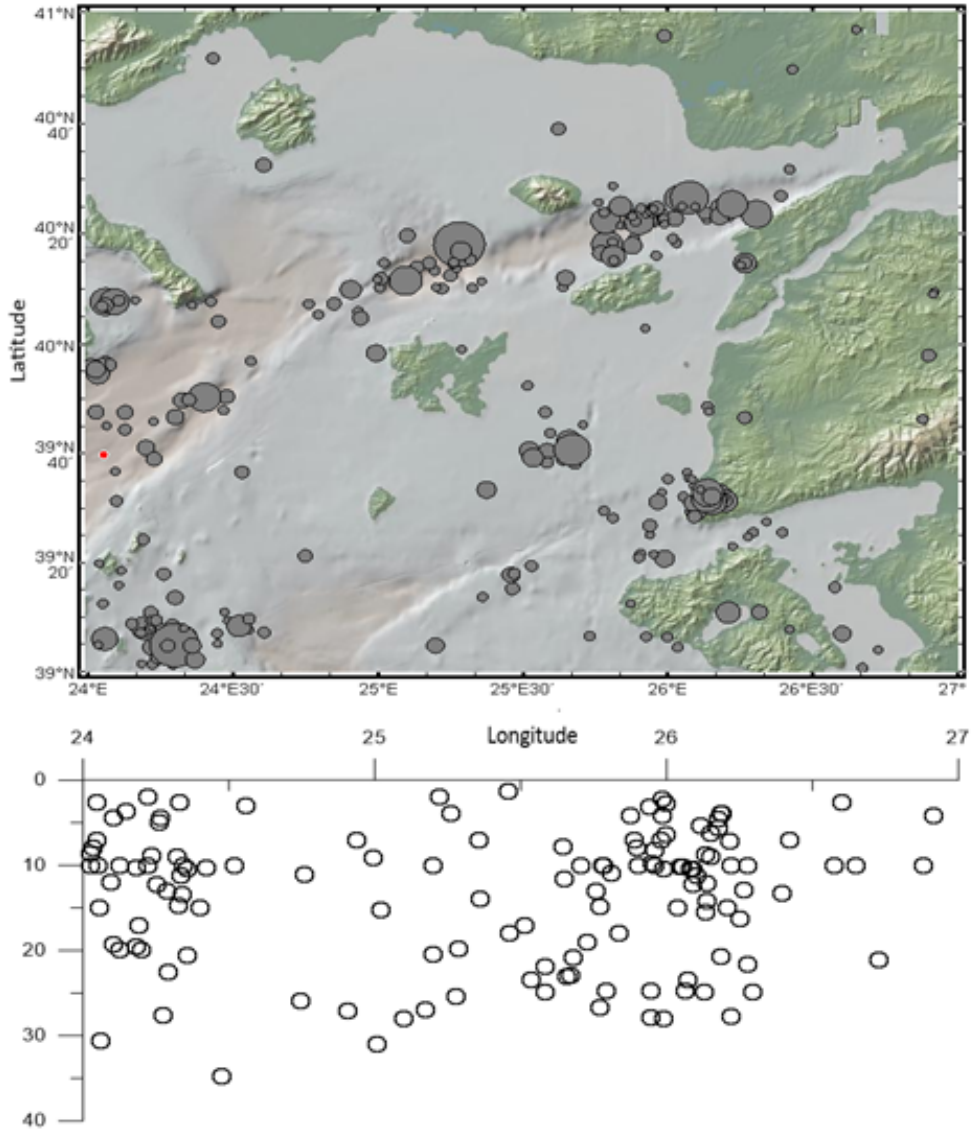
Şekil 2.1. Barka, Reilinger ve diğ. (1997)'e göre Orta ve Batı Anadolu'nun neotektonik bölgelerini göstermektedir.

Anadolu Levhası, Kuzey ve Doğu Anadolu Fay Zonları boyunca batıya doğru hareket etmeye başlamıştır. Kuzey Anadolu Fay Zonu, Zante'den Saros'a kadar güneybatıya yönelerek Yunan Makaslama Zonu'nu oluşturur. Bu engel, Ege'de doğu-batı yönlü bir sıkışma yaratmıştır, Bu sıkışma kuzey-güney yönlü bir gerilme ile karşılanarak Ege-Anadolu graben (çöküntü) sistemini oluşturmuştur. Makedonya Levhacığı'nın kuzey ve batısındaki gerilme, batıya hareket eden Anadolu'nun, kendine engel teşkil eden Makedonya ve Arnavutluk levhacıklarını Avrupa'dan ayırma isteği sonucunda oluşmuştur. Trakya'daki neotektonik havza da bu olay sonucunda oluşmuştur.

2.4. Kuzey Ege Denizi Bölgesi

Kuzey Ege Denizi bölgesi, Geç Miyosen'de Arap ve Avrasya levhalarının çarpışması ve ardından Erken Pliyosen'de Anadolu Levhası'nın Avrasya Levhası'na göre batıya doğru kaçışından sonra tektonik olarak gelişmiştir (Barka, Reilinger ve diğ., 1997; McKenzie, 1978; Papazachos ve diğ., 2000; Savickas, 2013). Kuzey Anadolu Fay Alanı'nın (KAF) Ege Denizi'ne doğru olan uzantısını temsil eden aktif deniz havzalarına karşılık gelen Kuzey Ege Çukuru (NAT) içindeki birçok fay, KAF'ın kuzey kolunu temsil etmektedir (Kreemer ve diğ., 2004). NAT'ın doğu kısmı, KAF'ın Ganos Fayı'nın batı kısmı tek bir

dar havzadan oluşmaktadır (Roussos ve Lyssimachou, 1991). 1989-2019 yılları arası AFAD kayıtlarından 3-7 büyüklüğü olarak seçilmiş deprem verileri kullanılmıştır. Şekil 2.2 kullanılan verilerin konum ve derinliklerini göstermektedir.

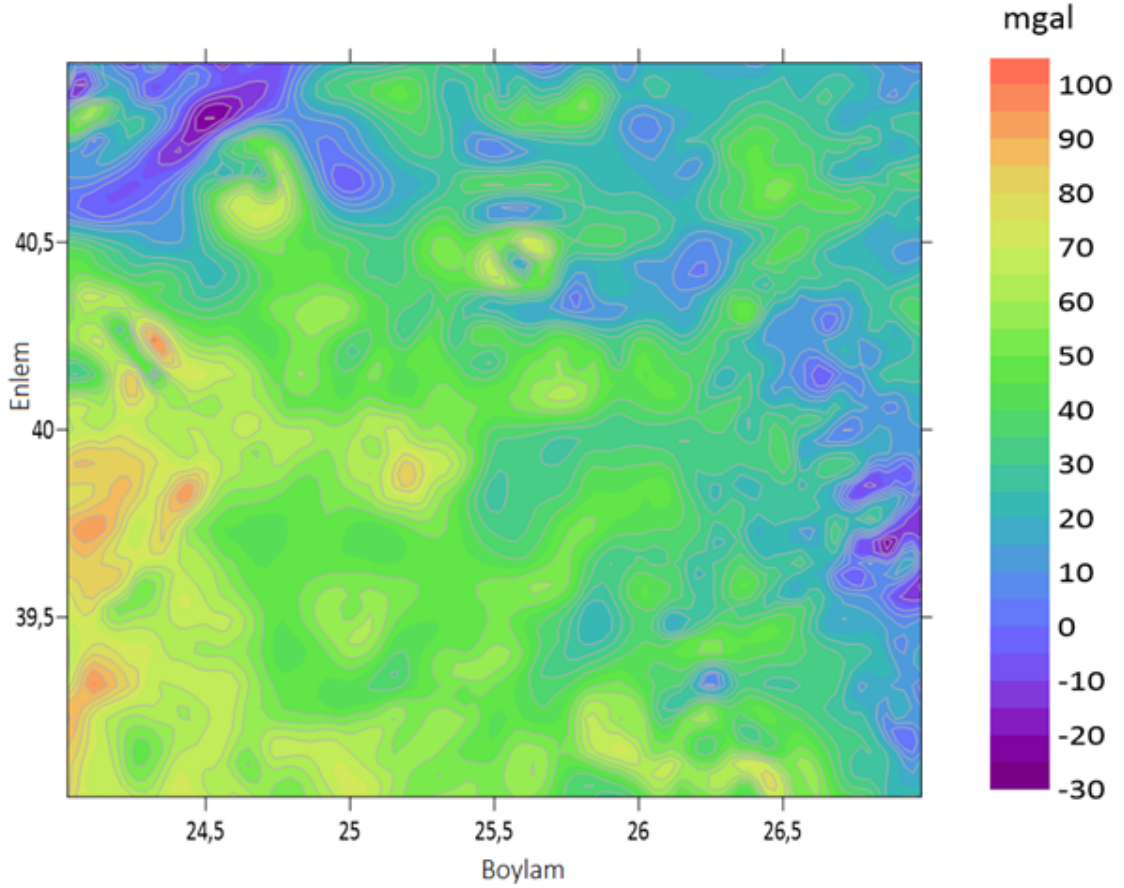


Şekil 2.2. 1989-2019 yılları arası bölgedeki deprem lokasyonları ve derinlikleri.

2.5. Kuzey Ege Denizi ve Civarının WGM12 Bouguer Anomalileri

Dünya Yerçekimi Haritası (WGM12), dünya gravite alanının en son yüksek çözünürlüklü küresel grid verileridir (Bonvalot ve diğ., 2012). WGM 2012 modeli uzay, hava ve yer ölçümlerinden türetilerek $1^\circ \times 1^\circ$ (≈ 9 km) çözünürlüklüdür. Kuzey Ege Denizi ve civarının Bouguer gravite anomalisi haritası WGM12 küresel veri setinden elde

edilmiştir. Şekil 2.3 elde edilen haritayı göstermektedir. Bouguer anomali haritasının en önemli özelliği, sahanın güneybatı kısmı ile kuzeydoğu kısmı arasındaki anomali karakteristiklerinin farklı olmasıdır. Tüm saha için Bouguer anomalilerinin genel eğilimi KD-GB doğrultulu olmalarıdır. Karasal kesimlerde izostazi ile ilişkili olarak negatif anomaliler hâkimken, denizel kesimlerde kabuk yoğunluğundaki artışa bağlı olarak pozitif anomaliler görülmektedir.



Şekil 2.3. WGM12 Kuzey Ege Denizi ve civarının Bouguer gravite anomali haritası.

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. Güç Spektrumu

Potansiyel alan verileri, anomaliyi belirleyen çeşitli frekanslarda bir ya da iki boyutlu Fourier serileriyle ifade edilebilirler. Bu sinüs dalgalarından her birinin genliği, sahip oldukları dalga sayısına karşı gelmek üzere, bir grafik üzerine işaretlenirse, elde edilen bu eğri, anomali haritasının genlik (amplitüd) spektrumunu verir.

Bu genlik spektrumu, potansiyel kaynaklı veri analizinde kullanılan filtre uygulamalarında kesme dalga sayısı belirlemede kullanıldığı gibi, kaynak derinliğinin hesaplanmasında da kullanılan bir yöntemdir (Albora ve diğ., 2006b).

Aynı sinüs dalgalarının her birinin genliğinin kare fonksiyonu alınır ve bu dalga sayısına karşılık bir grafik üzerine işaretlenirse, elde edilen bu eğri de anomali haritasının Güç (Power) veya Enerji Spektrumu'nu verir.

Bu yöntem, günümüzde pek çok araştırmacı tarafından gravite ve manyetik anomali değerlendirmelerinde kullanılmaktadır (Albora ve diğ., 2006a).

3.1.1. Güç Spektrumu ile Ortalama Derinlik Tayini

Güç spektrumu analizi kullanarak, pek çok araştırmacı, değişik yollarla manyetik ve gravite anomalilerinden çözümlemeye gitmiştir. Uygulamada elde edilen güç spektrum eğrileri incelendiğinde, verilere etki eden üç durumun olduğu gözlenir:

- Anomaliye neden olan kütlenin derinliği
- Anomaliye neden olan kütlenin genişliği
- Anomaliye neden olan kütlenin kalınlığı

Bu anlamda, basit bir dikdörtgen blok üzerinde spektrum eğrisi incelendiğinde, cismin üst yüzünün derinliği arttıkça, spektrum eğrisinin eğiminin de arttığı görülmüştür. Yapının kalınlığı arttıkça, spektrumunun küçük dalga sayısına yaklaştığı belirlenmiştir. Yapı kalınlığının oldukça küçük olması durumunda ise, maksimum değer ancak sıfır

dalga sayısında gözlenebilmektedir.

3.1.2. Güç Spektrumlarında Derinlik Kestirimi

Güç spektrumu, herhangi bir dalga sayısı için sonlu bir değere sahiptir. ve dalga sayıları arttıkça, üstel (e^x) olarak sifıra yaklaşır. Logaritmik güç spektrumunda ise artan dalga sayıları için, spektrumun ayırık parçalarında doğrusal özellikli azalmalar gözlenir ; bu azalmaların eğimleri ortalama derinlikleri verir. Logaritmik güç spektrumundaki kesme dalga sayısı, güç spektrumunu iki bölüme ayırır:

1. Dalga sayılarına göre, yüksek dalga sayılı ortam sığ kaynaklarla veya alçak dalga sayılı ortam daha derin kaynaklarla ilişkilidir.
2. Dalga boylarını temsil eden doğru parçasının eğimine göre, kesme dalga sayısı $k_{(r)}$ için, $k_{(r)}$ 'den küçük bölge, daha büyük dalga boylarını temsil eden doğru parçasının eğimi, derin kaynakların ortalama derinliğini verir. $k_{(r)}$ 'den büyük bölge, daha küçük dalga boylarını temsil eden doğru parçasının eğimi, sığ kaynakların ortalama derinliğini verir (Dinçer ve Işık, 2020).

3.2. Spektral Analizi

Arama Jeofiziğinin potansiyel kaynaklı yöntemlerinde ölçülen veriler, uzaklığın bir fonksiyonu olarak çoğunlukla harita biçiminde elde edilirler. Bu veriler iki boyutlu ortam verileridir ve yeraltı bilinmeyenlerinin yorumunda kullanılırlar. Ölçülen verilerin iki boyutlu Fourier dönüşümleri, birim uzunluk başına devir sayısı (devir sayısı/birim uzunluk veya radyan/birim uzunluk) biriminde dalga sayısı ortamında yapılır. $g(x,y)$ gibi bir fonksiyonun iki boyutlu Fourier dönüşümü:

$$g(k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} g(x, y) e^{-i(k_x x + k_y y)} dx dy \quad (3.1)$$

integral bağıntısı ile verilmektedir. Buradaki k_x ve k_y , x ve y doğrultularında dalga sayılarıdır. Uzunluk ortamında $g(x,y)$ alanı, $g(k_x, k_y)$ spektrumunun ters Fourier dönüşümünden elde edilir. Bu dönüşüm Denklem 3.2'de gösterilmektedir.

$$g(x, y) = F^{-1}(g(k_x, k_y)) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(k_x, k_y) e^{i(k_x x + k_y y)} dk_x dk_y \quad (3.2)$$

$g(x, y)$ ve $g(k_x, k_y)$ birer Fourier dönüşüm çifti olarak

$$g(x, y) \Leftrightarrow g(k_x, k_y) \quad (3.3)$$

veya

$$g(x, y) \Leftrightarrow g(u, v) \quad (3.4)$$

şeklinde ifade edilir. k_x ve k_y , birim uzunluk başına devir sayısı olan u ve v cinsinden,

$$k_x = 2\pi u \quad (3.5)$$

ve

$$k_y = 2\pi v \quad (3.6)$$

eşitlikleri ile tanımlanırlar. Bu eşitlikler 3.3 ve 3.4’de yerine yazılırsa,

$$g(u, v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(x, y) e^{-2\pi i(ux+vy)} dx dy \quad (3.7)$$

ve

$$g(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(u, v) e^{2\pi i(ux+vy)} du dv \quad (3.8)$$

elde edilir.

Uygulamada gözlem verileri, sınırları belli olan yeryüzü düzlemi üzerinde sonlu sayıda elde edilirler. Düzlem sınırlarını $-\pi/2 \leq x \leq \pi/2$ ve $-\pi/2 \leq y \leq \pi/2$ olarak kabul edelim. Bu durumda, ayrık ortamlar için sayısal Fourier dönüşümü,

$$g(u, v) = \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} g(x, y) e^{-2\pi i(ux+vy)} dy dx \quad (3.9)$$

eşitliğinden hesaplanır. Ayrık gözlem verileri Δx ve Δy grid aralıklarında ise x ve y doğrultulu veri uzunlukları

$$x = M\Delta x \quad (3.10)$$

ve

$$y = N\Delta y \quad (3.11)$$

olacaktır. Burada M ve N sırasıyla x ve y doğrultularındaki veri sayısıdır. Buna göre ayrık veriler için 3.9 ile verilen Fourier spektrum integrali,

$$g(u_m, v_n) = \sum_{k=0}^{M-1} \sum_{l=0}^{N-1} g(x_k, y_l) e^{-2\pi i \left(\frac{u}{M} x_k + \frac{v}{N} y_l \right)} \Delta x \Delta y \quad (3.12)$$

$$m = 0, 1, 2, \dots, M-1, \quad n = 0, 1, 2, \dots, N-1$$

eşitliğine dönüşür. Verilerin düzlem üzerinde periyodik olarak uzandıkları kabul edilirse Fourier spektrumu,

$$\Delta u = \frac{1}{x} = \frac{1}{M\Delta x} \quad (3.13)$$

ve

$$\Delta v = \frac{1}{y} = \frac{1}{N\Delta y} \quad (3.14)$$

dalga sayısı aralıklarında bulunacaktır. Uzunluk ve dalga sayısı ayrıklaştırmasına bağlı olarak spektrumun hesaplama sınırları ise

$$u_M = \pm \frac{M}{2} \Delta u = \pm \frac{1}{2\Delta x} \quad (3.15)$$

ve

$$v_N = \pm \frac{N}{2} \Delta v = \pm \frac{1}{2\Delta y} \quad (3.16)$$

olarak belirlenir. u_M ve v_N spektrum hesaplamasında kullanılabilecek en yüksek dalga sayıları olarak, "Nyquist" dalga sayılarıdır. Böylece ayrık Fourier dönüşüm çifti,

$$g(m\Delta u, n\Delta v) = \Delta x \Delta y \sum_{k=0}^{M-1} \sum_{l=0}^{N-1} g(k\Delta x, l\Delta y) e^{-2\pi i \left(\frac{mk}{M} + \frac{nl}{N} \right)} \quad (3.17)$$

$$m = 0, 1, 2, \dots, M-1, \quad n = 0, 1, 2, \dots, N-1$$

$$g(k\Delta x, l\Delta y) = \Delta u \Delta v \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{N-1} g(m\Delta u, n\Delta v) e^{2\pi i \left(\frac{mk}{M} + \frac{nl}{N} \right)} \quad (3.18)$$

$$k = 0, 1, 2, \dots, M-1, \quad l = 0, 1, 2, \dots, N-1$$

olarak yazılır. Bu iki eşitlik de birer ayrık Fourier dönüşüm çiftidir.

Bouguer gravite anomalileri içinde farklı yoğunluk ve derinliklerde anomali kaynaklarından ortaya çıkan farklı dalga boyları her zaman bulunur. Dalga boylarının birbirinden ayrılması gözlemsel ve sayısal yorumlama için oldukça önemlidir. Farklı dalga boyları kaynak derinliğine ve boyutlarına bağlı olarak gözlenir. Derin kaynaklar uzun dalga boyuna sahip anomalilere neden olurken, sık kaynaklar daha kısa dalga boylu anomalilere yol açar. Bu durumda gözlemsel ve sayısal yorumlamaya hazırlık aşamasında verilerin doğru işlenerek, amaca uygun olarak farklı dalga boylarının bileşenleri birbirinden ayrılmalıdır. Dalga sayısı ortamında Bouguer gravite anomalileri içinde etkin olan dalga boyları iki boyutlu Fourier dönüşümünden bulunabilir.

Bhattacharyya (1967) ve Spector ve Grant (1970) logaritmik genlik spektrumunun eğimli parçalarına doğru çakıştırması yapıldığında, doğru eğiminin ondülasyonlu derin ara yüzey sınırının ortalama derinliğini (d) verdiğini göstermiştir. Bhattacharyya (1967) teorik olarak dalga sayısı (k) ortamında jeofizikte potansiyel alanların (gravite ve manyetik) derin arayüzey sınırından kaynaklanan potansiyel alan verisinin analitik Fourier dönüşümünü bazı basit kabullerle ve yaklaşık olarak $F \approx Ce^{-2kd}$ olarak vermiştir. Her iki tarafın logaritması alındığında $\ln(F/C) = -2dk$ elde edilir. Buradan kaynak üst derinliği (d) yarı logaritmik ölçek üzerinde çizilen genlik spektrumunun doğrudan eğiminden kolayca bulunur. C veri tipine bağlı bir katsayıdır ve gravite verileri için $C = -1/(k_x k_y k)$ olarak verilir. Şekil 3.1'deki spektrum aynı zamanda değişik dalga sayılarında saçılma gösterebilen farklı doğrultularda çeşitli yapılar içerir. Bu nedenle problemi basitleştirmek için çoğu defa iki boyutlu genlik veya güç spektrumu bir boyutlu

grafiğe indirgenir.

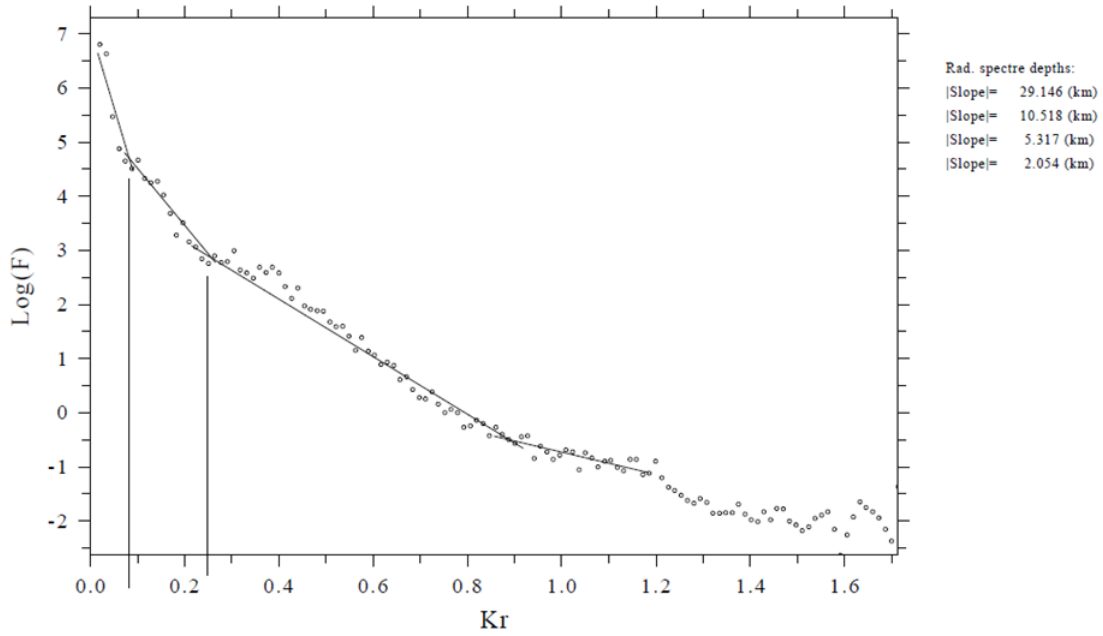
Bölgeye ait Bouguer gravite verilerinden rejyonel ve rezidüel gravite verilerini elde etmek için Butterworth'un alçak geçişli süzgeçi kullanılmıştır. Kesme dalga sayısı (k_r), dalga sayısı ortamında halka şeklinde tanımlı olan alçak geçişli süzgeç bölgesinin yarıçapına karşılık gelir.., Alçak geçişli süzgeç bölgeleri bu halka yarıçapları ile temsil edilir ve gözlem verilerinin alçak geçişli süzgeç kullanılmasıyla elde edilen veriden çıkarılacak olan uzun dalga boylu verileri karakterize etmektedir.

Bu amaçla iki boyutlu spektrum üzerinde, merkeze çok yakın en küçük k_r yarıçaplı (radyal dalga sayısı) halka üzerindeki spektrum verilerinin ortalaması alınır. Bu işlem dışa doğru her seferinde büyüyen k_r yarıçaplı halkalara da uygulanarak k_r radyal dalga sayısının fonksiyonu olarak radyal ortalamalı genlik spektrum grafiği elde edilir. İki boyutlu logaritmik genlik spektrumundan merkezden dışa doğru farklı k_r yarıçapında halkalar boyunca genlik ortalamaları alınarak bir boyutlu genlik spektrum grafiği elde edilir.

Logaritmik güç spektrumu üzerinde k_r 'nin fonksiyonu olarak, Şekil 3.1'de ortalamaları alınmış genlik spektrum verilerinin grafiği çizilmiştir. Grafik üzerine doğru çıkıştırmaları ile üç farklı eğimde doğru parçası elde edilmiştir. P_1 , P_2 ve P_3 doğru parçalarının eğimlerinden ise ara yüzey sınırlarının ortalama derinlikleri sırasıyla $S_1 = 29.146$ km (Üst kabuk ortalama derinliği), $S_2 = 10.518$ km (Temel kaya ortalama derinliği) ve $S_3 = 5.317$ km (üst sediment katman ortalama derinliği) olarak belirlenmiştir. Ayrıca $k_r = 4$ rad/km dalga sayısından daha büyük dalga sayılarının Bouguer anomalileri içindeki gürültülere karşılık geldiği belirlenmiştir.

Bouguer anomali haritası içinde üst kabuk anomali boylarının ortaya çıkarılması gerekmektedir. Şekil 3.1'deki genlik spektrumunda üst kabuk derinliğini veren eğimli doğru parçasının (P_1) kritik dalga sayıları $k_1 = 0.21$ rad/km, $k_2 = 0.59$ rad/km ve $k_3 = 1.18$ rad/km olarak belirlenmiştir. Bu durumda üst kabuk anomali boylarının 29.14km - 10.51km aralığında olduğu anlaşılır. FFT işlemiyle bu kritik dalga boyları arasındaki anomalileri geçiren ve diğerlerini süzen bir süzgeçleme işlemi yapıldığında

üst kabuk dalga boylarını karşılayan anomali haritası elde edilmiş olacaktır. Bouguer anomali haritasının FFT uygulaması ile süzgeçlenerek elde edilen anomali haritası Şekil 3.2’de gösterilmiştir. Beklendiği gibi uzun dalga boylu anomaliler baskındır.



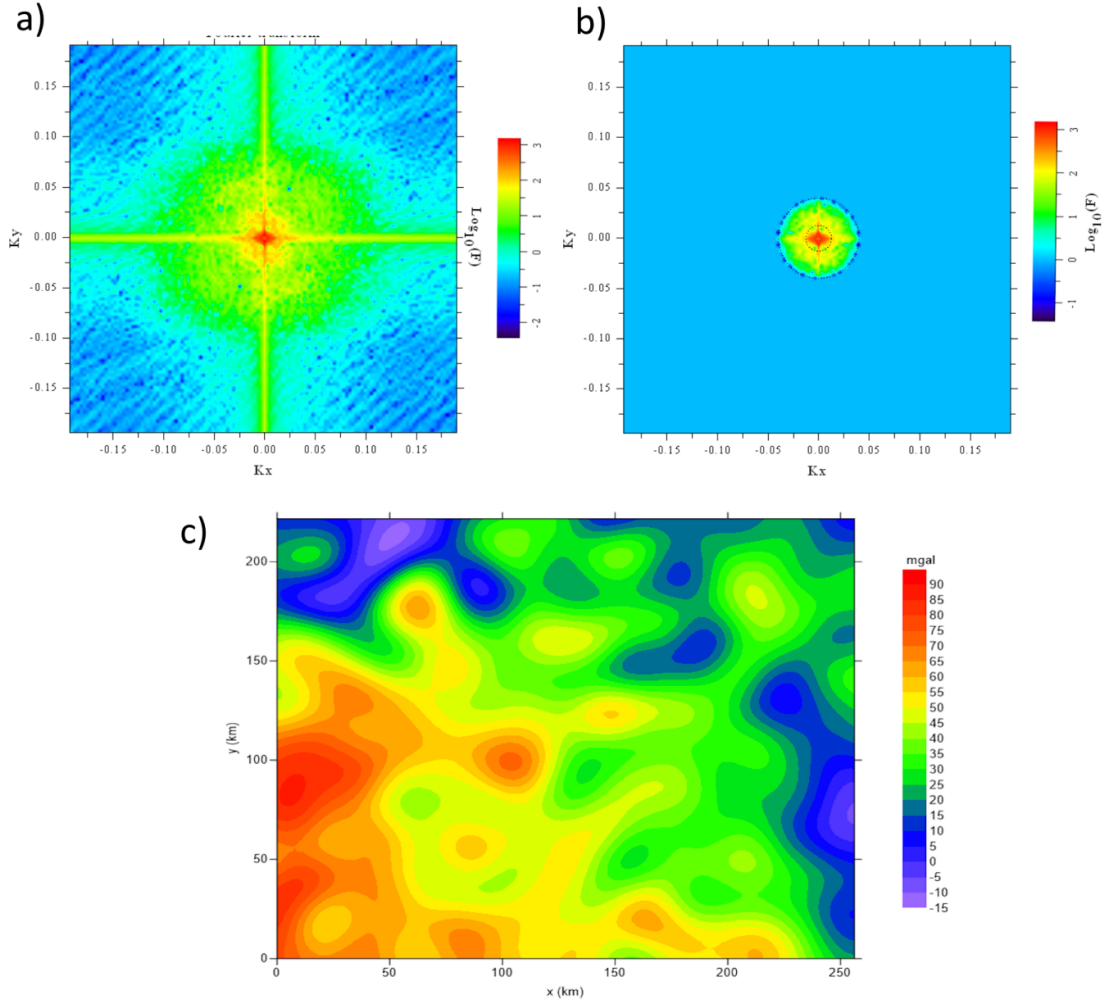
Şekil 3.1. Radial ortalama logaritmik genlik spektrumu ve derindeki ara yüzey sınırlarına ait ortalama derinliklerini ve kritik dalga sayılarını gösteren grafik. Doğru parçalarının eğimlerinden belirlenen ara yüzey ortalama derinlikleri $S_1 = 29km$, $S_2 = 10km$ ve $S_3 = 5km$

3.3. Enküçük Kareler Yöntemiyle Trend Analizi düzeltme

Bu durumda Bouguer anomali haritasından iki bileşen türetilmektedir. Bunlardan biri trend yüzeyi veya bölgesel anomali, diğeri ise bu yüzeyin Bouguer anomalisinden çıkarılmasıyla bulunacak olan yerel anomalidir. Bouguer anomali haritalarından trend yüzeyi geçirme işlemi, esas olarak bir veri karşılaştırma problemidir. Enküçük kareler yöntemi veri karşılaştırma problemlerinin çözümünde sıklıkla başvurulan bir yöntemdir. Trend yüzeyi için, belli bir dereceden trend yüzeyi denklemi elde edilmelidir. Şekil 3.3a ve Şekil 3.3b’de sırasıyla birinci ve ikinci trend yüzeyi karşılaştırma örnekleri gösterilmiştir.

3.3.1. Birinci Derece Trend Yüzeyi

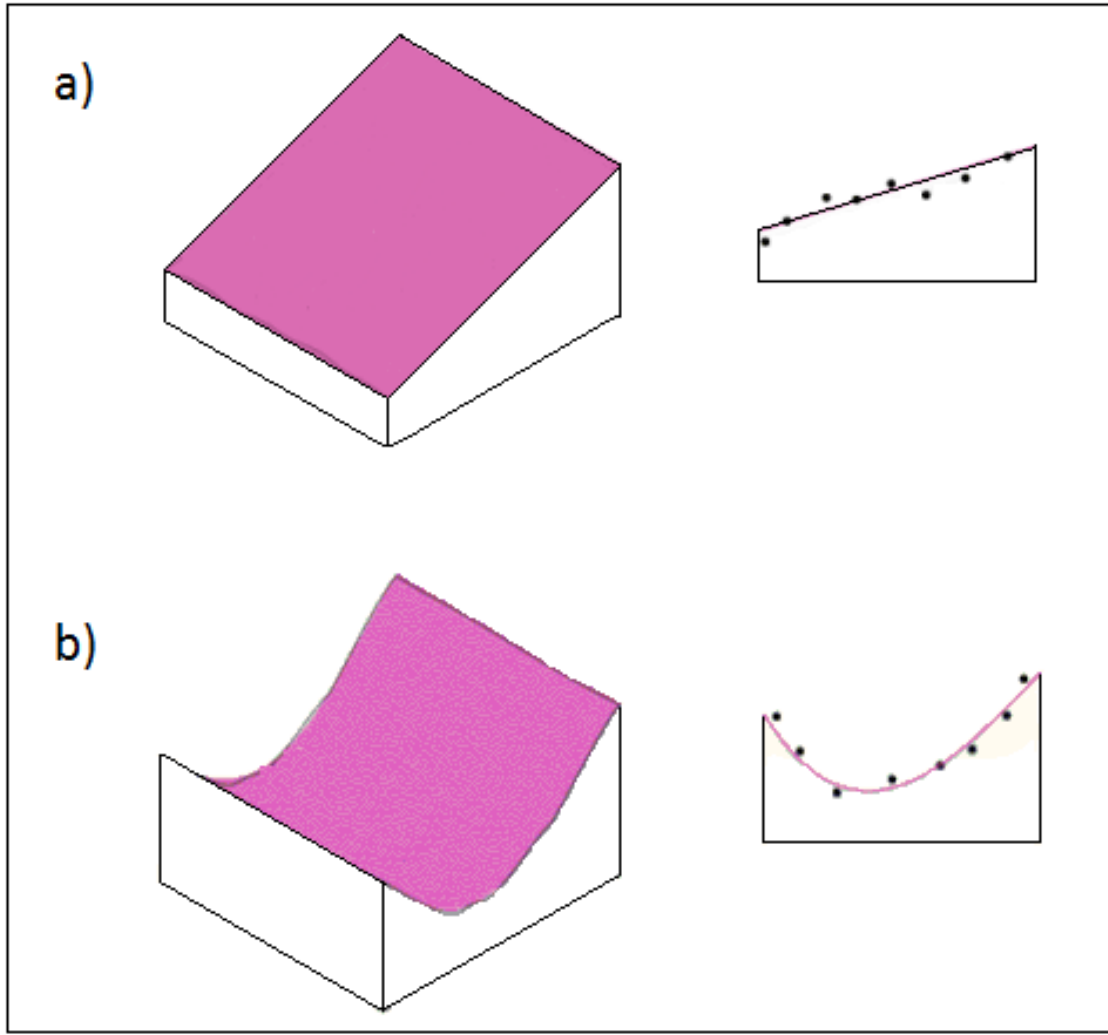
Birinci dereceden bir trend yüzeyi karşılaştırması için model bağıntı,



Şekil 3.2. (a) Anomali Haritası 2-D Fourier Dönüşümü. (b) Low Pass filtrelenmiş 2-D Fourier Dönüşümü. (c) Alçak Geçişli Süzgeç ile filtrelenmiş Fourier haritasının tersinden elde edilen Bouguer Anomali Haritası.

$$T_j = m_1 x_i + m_2 y_i + m_3, \quad i = 1, 2, 3, \dots, n \quad (3.19)$$

eşitliği ile verilir. Burada amaç m_1 , m_2 ve m_3 katsayılarını bulmaktır. Eğer bu katsayılar bulunabilirse, her bir x ve y koordinatı için bölgesel anomaliye karşılık gelen $T(x,y)$ değerleri hesaplanabilir. Enküçük kareler yöntemiyle, gözlem verileri g_i ile 3.19 bağıntısından hesaplanacak olan trend değerleri arasındaki farkların karelerinin toplamını en küçük yapacak olan m_1 , m_2 ve m_3 katsayıları bulunabilir. Buna göre en küçük kareler duyarlılığında toplam karesel hata,



Şekil 3.3. a) Dalımlı düz bir yüzeyi temsil eden birinci dereceden trend yüzeyi ve yan görünümü. b) Tek bir maksimum veya minimumu olan bir yüzeyi temsil eden ikinci dereceden trend yüzeyi ve yan görünümü (Bu örnek tek bir minimum özelliğine göre çizilmiştir).

$$E = \sum_{i=1}^n (g_i - T_i)^2 \quad (3.20)$$

olarak yazılır. Bilindiği gibi herhangi bir $f(x)$ fonksiyonunun en küçük değerine karşılık gelen x değişkeni, $f(x)$ fonksiyonunun x değişkenine göre değişiminin (türevinin) sıfır olduğu nokta aranarak bulunabilir. Bu durumda 3.20'nin en küçük yapan m_1 , m_2 ve m_3 katsayılarını bulmak için 3.19 bağıntısının 3.20'de yerine yazılıp, daha sonra bu katsayılar göre türevlerinin sıfıra eşitlenmesi gerekir:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial E}{\partial m_1} &= -2 \sum_{i=1}^n (g_i - m_1 x_i - m_2 y_i - m_3) x_i = 0 \\
\frac{\partial E}{\partial m_2} &= -2 \sum_{i=1}^n (g_i - m_1 x_i - m_2 y_i - m_3) y_i = 0 \\
\frac{\partial E}{\partial m_3} &= -2 \sum_{i=1}^n (g_i - m_1 x_i - m_2 y_i - m_3) = 0
\end{aligned} \tag{3.21}$$

Böylece doğrusal bağıntılar sistemi,

$$\begin{aligned}
m_1 \sum x_i + m_2 \sum y_i + m_3 n &= \sum g_i \\
m_1 \sum x_i^2 + m_2 \sum x_i y_i + m_3 \sum x_i &= \sum x_i g_i \\
m_1 \sum x_i y_i + m_2 \sum y_i^2 + m_3 \sum y_i &= \sum y_i g_i
\end{aligned} \tag{3.22}$$

olarak düzenlenir. Buradan sistemin bilinmeyenleri,

$$m = \begin{bmatrix} \sum x_i & \sum y_i & n \\ \sum x_i^2 & \sum x_i y_i & \sum x_i \\ \sum x_i y_i & \sum y_i^2 & \sum y_i \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} \sum g_i \\ \sum x_i g_i \\ \sum y_i g_i \end{bmatrix} \tag{3.23}$$

eşitliğinden çözülür.

3.3.2. İkinci Derece Trend Yüzeyi

İkinci dereceden trend yüzeyi bağıntısı,

$$T_i = m_1 x_i + m_2 y_i + m_3 x_i^2 + m_4 y_i^2 + m_5, \quad i = 1, 2, \dots, n \tag{3.24}$$

olarak verilir. Önceki uygulamada olduğu gibi enküçük kareler duyarlılığında m_1, m_2, m_3, m_4 ve m_5 parametrelerinin çözümünde 3.20 ile verilen E hata fonksiyonun bu parametrelere göre türevlerinin sıfıra eşitlenmesiyle bulunacaktır. Bu işlem yapılırsa,

$$\begin{aligned}
\frac{\partial E}{\partial m_1} &= -2 \sum_{i=1}^n (g_i - m_1 x_i - m_2 y_i - m_3 x_i^2 - m_4 y_i^2 - m_5) x_i = 0 \\
\frac{\partial E}{\partial m_2} &= -2 \sum_{i=1}^n (g_i - m_1 x_i - m_2 y_i - m_3 x_i^2 - m_4 y_i^2 - m_5) y_i = 0 \\
\frac{\partial E}{\partial m_3} &= -2 \sum_{i=1}^n (g_i - m_1 x_i - m_2 y_i - m_3 x_i^2 - m_4 y_i^2 - m_5) x_i^2 = 0 \\
\frac{\partial E}{\partial m_4} &= -2 \sum_{i=1}^n (g_i - m_1 x_i - m_2 y_i - m_3 x_i^2 - m_4 y_i^2 - m_5) y_i^2 = 0 \\
\frac{\partial E}{\partial m_5} &= -2 \sum_{i=1}^n (g_i - m_1 x_i - m_2 y_i - m_3 x_i^2 - m_4 y_i^2 - m_5) = 0
\end{aligned} \tag{3.25}$$

eşitlikleri bulunur. Buradan gerekli düzenlemeler yapılırsa,

$$\begin{aligned}
m_1 \sum x_i + m_2 \sum y_i + m_3 \sum x_i^2 + m_4 \sum y_i^2 + nm_5 &= \sum g_i \\
m_1 \sum x_i^2 + m_2 \sum x_i y_i + m_3 \sum x_i^3 + m_4 \sum x_i y_i^2 + m_5 \sum x_i &= \sum x_i g_i \\
m_1 \sum x_i y_i + m_2 \sum y_i^2 + m_3 \sum x_i^2 y_i + m_4 \sum y_i^3 + m_5 \sum y_i &= \sum y_i g_i \\
m_1 \sum x_i^3 + m_2 \sum x_i^2 y_i + m_3 \sum x_i^4 + m_4 \sum x_i^2 y_i^2 + m_5 \sum x_i^2 &= \sum x_i^2 g_i \\
m_1 \sum x_i y_i^2 + m_2 \sum y_i^3 + m_3 \sum x_i^2 y_i^2 + m_4 \sum y_i^4 + m_5 \sum y_i^2 &= \sum y_i^2 g_i
\end{aligned} \tag{3.26}$$

$$m = \left[\begin{pmatrix} \sum x_i & \sum y_i & \sum x_i^2 & \sum y_i^2 & n \\ \sum x_i^2 & \sum x_i y_i & \sum x_i^3 & \sum x_i y_i^2 & \sum x_i \\ \sum x_i y_i & \sum y_i^2 & \sum x_i^2 y_i & \sum y_i^3 & \sum y_i \\ \sum x_i^3 & \sum x_i^2 y_i & \sum x_i^4 & \sum x_i^2 y_i^2 & \sum x_i^2 \\ \sum x_i y_i^2 & \sum y_i^3 & \sum x_i^2 y_i^2 & \sum y_i^4 & \sum y_i^2 \end{pmatrix} \right]^{-1} \cdot \left[\begin{pmatrix} \sum g_i \\ \sum x_i g_i \\ \sum y_i g_i \\ \sum x_i^2 g_i \\ \sum y_i^2 g_i \end{pmatrix} \right] \tag{3.27}$$

elde edilir. Üçüncü ve daha yüksek dereceden trend yüzeyleri için

$$T_i = m_1 x_i + m_2 y_i + m_3 x_i^2 + m_4 y_i^2 + m_5 x_i^3 + m_6 y_i^3 + m_7 \tag{3.28}$$

ve

$$T_i = m_1 x_i + m_2 y_i + m_3 x_i^2 + m_4 y_i^2 + m_5 x_i^3 + m_6 y_i^3 + m_7 x_i^4 + m_8 y_i^4 + \dots \tag{3.29}$$

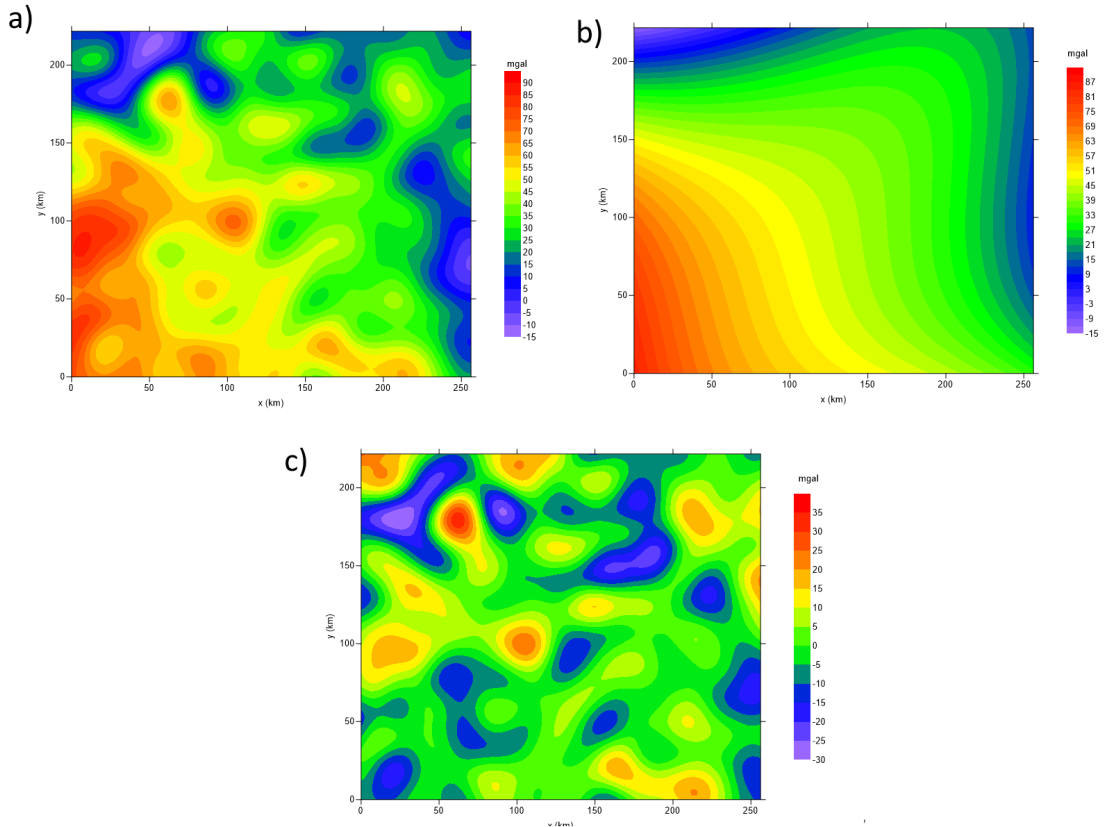
eşitlikleri yazılır.

Şekil 3.4a’da gösterilen süzgeçlenmiş anomaliden sınır etkisi için üçüncü dereceden trend çıkartması yapılmıştır. Üçüncü dereceden trend denkleminin katsayıları Enküçük kareler yöntemiyle belirlendikten sonra,

$$f(x,y) = C_0 + C_1x + C_2y + C_3x^2 + C_4y^2 + C_5xy + C_6x^3 + C_7y^3 + C_8x^2y + C_9xy^2 \quad (3.30)$$

$$f(x,y) = 85.37859 - 0.24607x - 1.27553y + 0.00004xy + 0.00193x^2 + 0.01709y^2 + 0.00023x^2y - 0.00011xy^2 - 0.00014x^3 - 0.00010y^3 \quad (3.31)$$

olarak elde edilmiştir. Bu durumda Şekil 3.4a’da yeniden çizilerek gösterilen süzgeçlenmiş anomali içindeki trend etkisi üçüncü dereceden polinom denkleminde hesaplanan veriler Şekil 3.4b’de gösterilmiştir. Şekil 3.4c’de ise bu iki veri setinin farkları veya diğer deyişle trend etkisi giderilmiş üst kabuktaki katman anomalisi elde edilmiştir.



Şekil 3.4. (a). Süzgeçlenmiş anomali haritası. (b). Üçüncü dereceden trend yüzeyi. (c). Trend etkisi giderilmiş üst kabuk katman anomalisi haritası.

3.4. Jeolojik Süreksizlikleri Görüntüleme Teknikleri

Gravite anomali haritaları, yerkabuğunun derinliklerindeki gömülü kaynakların yerlerini saptamaktan başka, kayaç birimleri arasında bulunan dalımlı veya düşey yada yanal sınırlarla hakkında bilgiler de içermektedir...Bu sınırlar genellikle fay, konkt, horst ve basen gibi yapıların sınırladığı süreksizlikler olarak karşımıza çıkar. Görüntüleme tekniklerinin en önemli amaçlarından biri, anomali haritalarında çoğu zaman maskelenen bu tür süreksizliklerin kolaylıkla izlenebilmesini sağlamaktır.

Jeolojik süreksizlikler gravite ve manyetik yöntemlerde genel olarak “potansiyel alan çizgiselliği” veya kısaltılarak “çizgisel” yapılar olarak tanımlanır. Gravite anomali haritaları farklı yoğunluklarda, boyutlarda ve derinliklerde bulunan jeolojik yapıların bilgilerini içerdiğinde, bu dinamik düzene bağlı olarak anomali haritalarında farklı dalga boyları meydana gelir. Gravite anomali haritalarındaki çizgisel yapılar, gradient bölgeleri olarak tanımlanabilecek tek bir çizgi yada kırıkların çizgileri boyunca gelişen ani değişimlere işaret ederler. Bununla birlikte bu değişimler sözkonusu dinamik düzen içinde özellikle uzun dalga boylu etkilerce maskelenebilirler. Her ne kadar bölgesel ve yerel anomali ayırımları, düşey türevler ve analitik uzanımlar gibi klasik yöntemlerle farklı dalga boylu anomalilerin ortaya çıkarılmasına çalışılsa da, doğrudan probleme yönelik özel tekniklerin kullanımı daha yararlı olabilmektedir.

Son dönemlerde çizgisel yapıların yer içindeki uzanımlarını görüntülemeye yönelik çalışmalara sıkça rastlanmaktadır. Bu çalışmalara genel bir tanım olarak "sınır analizleri" adı verilmektedir. Sınır yığma veya sınır izleme olarak adlandırılan bu teknikler hem manyetik verilere hemde gravite verilerine yaygın olarak uygulanmaktadır. Bu tekniklerden bazıları yalnızca sınırların yeraltından yeryüzündeki izdüşümleri olan yatay konumlarına ait çözümler üretirken, bazılarıda hem yatay lokasyon hem de derinlik bilgilerini sunar. Sınır analizleriyle ortaya çıkarılan süreksizlik bilgileri maden, petrol ve jeotermal kaynakların aranmasında, yeraltı yapılarının haritalanmasında ve çevre uygulamalarında oldukça faydalı olmaktadır.

3.5. Yatay Türevlerin Genliği (YTG)

Gravite anomalilerinin yatay türev genliklerine (YTG) dayanan bu yöntem Cordell ve Grauch (1985) tarafından geliştirilmiştir. Yöntemin düşey türeve gereksinim duymaması ve yatay türevlerin uzunluk ortamında da kolaylıkla hesaplanabilmeleri en önemli avantajlarıdır. YTG, gravite anomali haritalarından x ve y doğrultularına alınan birinci yatay türevlerin karelerinin toplamının karekökü olarak tanımlanmaktadır:

$$YTG = \sqrt{\left(\frac{\partial g(x,y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g(x,y)}{\partial y}\right)^2} \quad (3.32)$$

Bu yöntem, harita grid verileri boyunca sadece YTG maksimumlarının belirlenmesine dayanmaktadır. YTG maksimumları, özellikle düşey ya da yaklaşık düşey doğrultudaki yoğunluk sınırlarının, faylar ve jeolojik kontak sınırlarının görüntülenmesinde etkili olmaktadır. Yöntemin diğer bir avantajı ise hesaplanan YTG maksimumlarının gürültüye karşı duyarlılığının en az olmasıdır. YTG yöntemi farklı araştırmacılar tarafından tartışılmış ve farklı biçimlerde kullanılmıştır (Blakely ve Simpson, 1986; Cordell ve Grauch, 1985; Grauch ve Cordell, 1987; Sharpton ve diğ., 1987). Düşey türev yönteminde sığ yapılardan bilgi alınırken, YTG yönteminde ise sığ ve derin kaynak sınırların her ikisi için de çözüm üretilebilmektedir. Yöntemin dezavantajı, sınırların düşeyden farklı olması ve birbirine çok yakın olması durumunda YTG maksimumlarının bu sınırlar üzerinde oluşmamasıdır.

Şekil 3.3a'da görülen yarı sonsuz eğime sahip bir basamak modelinin gravite anomali bağıntısı Jung (1961) ve Stanley (1977) tarafından,

$$g(x) = 2G\Delta\rho \left[\left((x - x_0) + \frac{z_1}{\tan d} \right) \sin d \left(\sin d \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \cos d (\theta_2 - \theta_1) \right) + (z_2 \theta_2 - z_1 \theta_1) \right] \quad (3.33)$$

olarak verilir. Burada d dalım açısı ve z_1 ve z_2 sırasıyla üst ve alt derinlikleridir. 3.33 bağıntısının x 'e göre birinci yatay türevi alınırsa,

$$\frac{\partial g}{\partial x} = 2G\Delta\rho \sin d \left[\sin d \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \cos d (\theta_2 - \theta_1) \right] \quad (3.34)$$

eşitliği elde edilir. Şekil 3.3b’de görüldüğü gibi düşey basamak için eğim açısı $d = \pi/2$ olacağından 3.34 bağıntısı,

$$\frac{\partial g}{\partial x} = g_x(x) = 2G\Delta\rho \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \quad (3.35)$$

eşitliğine dönüşür. Bu bağıntıda r_1 ve r_2 uzaklıkları sırasıyla,

$$r_1 = \sqrt{(x - x_0)^2 + z_1^2} \quad (3.36)$$

ve

$$r_2 = \sqrt{(x - x_0)^2 + z_2^2} \quad (3.37)$$

olarak tanımlanır. Şekil 3.3’den görülebileceği gibi P gözlem noktası, x_0 noktasının sol tarafında ise x_0 ’ın P ’ye olan uzaklığı $x_0 - x$ olur. Sağ tarafında ise bu uzaklık $x - x_0$ olacaktır. Bununla birlikte 3.36 ve 3.37 eşitliklerinde bu farkların karelerinin alınmasından dolayı işaretin önemi yoktur.

Yarı sonsuz basamak modelinin iki boyutlu olması nedeniyle 3.33 bağıntısında y doğrultulu türev terimi sıfır olmaktadır. ($\partial g / \partial y = 0$). Buradan basitçe

$$\text{YTG}(x) = \frac{\partial g(x)}{\partial x} \quad (3.38)$$

eşitliği elde edilir. 3.35 bağıntısının maksimum değerinin $x = x_0$ noktasında oluşacağı açıktır. Bu durumda da YTG maksimumu tam kütle sınırı üzerindedir.

İki boyutlu düzlemsel verilerin YTG verileri x ve y yönlü birinci yatay türevler FFT’nin türev özelliği kullanılarak hesaplanabilir. Buna göre Fourier dönüşümü alınabilecek bir $f(x)$ fonksiyonunun türevi, aynı fonksiyonun Fourier dönüşümü ile dalga sayısı k ’nın n . kuvvetinin çarpımına eşdeğerdir. Bu işlem,

$$\frac{\partial^n f(x)}{\partial x^n} \longleftrightarrow (ik)^n F(k) \quad (3.39)$$

olarak gösterilir. Burada $F(k)$, $f(x)$ fonksiyonunun Fourier dönüşümüdür (Blakely, 1996). Buna göre düzlemsel iki boyutlu $g(x,y)$ anomali verileri için x ve y yönlü birinci yatay türevler eşitlikleri sırasıyla,

$$F\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right) = (ik_x)F(g(x,y)) \quad (3.40)$$

ve

$$F\left(\frac{\partial g}{\partial y}\right) = (ik_y)F(g(x,y)) \quad (3.41)$$

olarak verilir. Bu durumda $g(x,y)$ fonksiyonunun iki boyutlu Fourier dönüşümü alınıp örneğin ik_x ile çarpılırsa bulunan sonucun ters Fourier dönüşümünden uzunluk ortamında $\partial g/\partial x$ değerleri elde edilmektedir.

3.6. Eğrilik (Curvature) Yöntemi

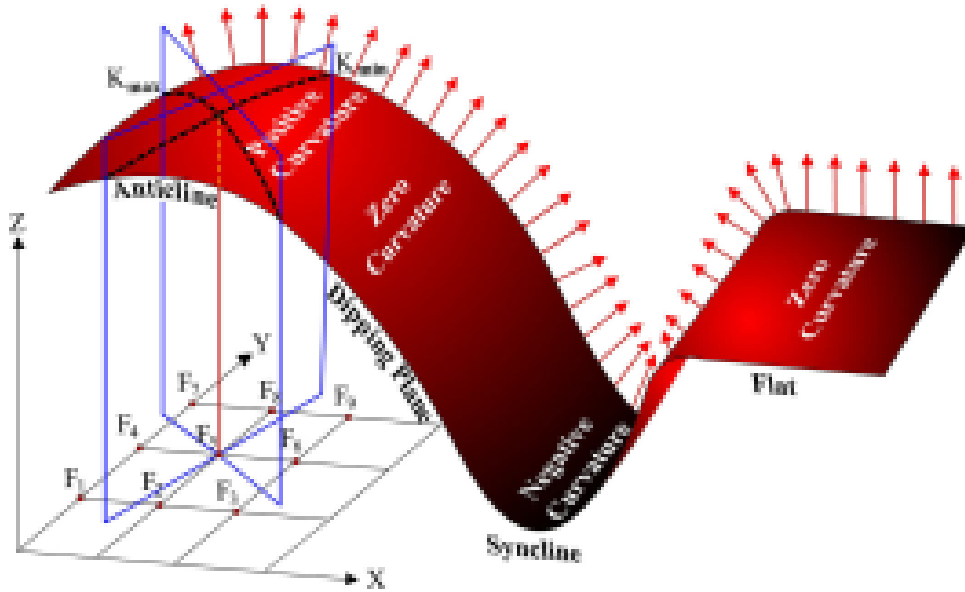
Potansiyel alan verilerine neden olan kaynak kütleleri üzerinde doğrudan tepe noktası veren anomaliler, eğrilik bazlı derinlik tahmini için idealdir. Kaynak üzerinde pik veren yeraltı yapılarının bazılarının 3 boyutlu potansiyel alan anomalisi aşağıdaki gibi özel bir formülle ifade edilir:

$$F(x,y,z) = \frac{A}{r^\beta} \quad (3.42)$$

Burada A ve β pozitif sabitlerdir. Yapısal indeks olarak adlandırılan β , kaynak geometrisinin karakteristiği ile ilgili bir parametredir. r parametresi kütle merkezi ile gözlem noktaları arasındaki mesafedir ve $r = \sqrt{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2}$ ile ifade edilir. x , y ve z parametreleri gözlem noktalarıdır ve (x_0, y_0, z_0) kaynak konum parametreleridir.

Eğrilik, bir eğrinin iki boyutlu bir özelliğidir ve bir eğrinin belirli bir noktada ne kadar

büküldüğünü, yani bu noktadaki bir düz çizgiden eğrinin ne kadar saptığını açıklar. 3 boyutlu bir yüzeydeki eğrilik Şekil 3.5’de gösterilmiştir.



Şekil 3.5. Eğrilik kuralı için özniteliklerin ve eğriliklerin 3 boyutlu sunumu.

Bir eğri matematiksel olarak yüzeyin bir düzlemlle kesilmesi olarak tanımlanabilir. Şekil 3.5’de X ve Y yatay eksenleri, Z ise derinlik eksenini temsil eder. İki dik düzlemin kesişimi ile çizilen mavi çizgiler maksimum K_{max} ve minimum K_{min} eğrilikleri tanımlar. Kırmızı oklar yüzeye normal olan vektörleri temsil eder. Bu vektörler düz veya eğimli yüzeye paralelse eğrilik sıfırdır. Eğer bu vektörler antiklinaller üzerinde sapıyorsa eğrilik pozitifdir, senklinaller üzerinde birleşirlerse eğrilik negatiftir. Bir boyutlu özel bir fonksiyonun eğriliği şu şekilde ifade edilir:

$$K(x) = \frac{\partial^2 F / \partial x^2}{(1 + (\partial F / \partial x)^2)^{3/2}} \quad (3.43)$$

Eğrilik $x = x_0$ noktasında aşağıdaki gibi formüle edilir ve bu nokta özel fonksiyonun zirvesidir:

$$K(x_0) = -\frac{2\beta F(x_0)}{z^2} \quad (3.44)$$

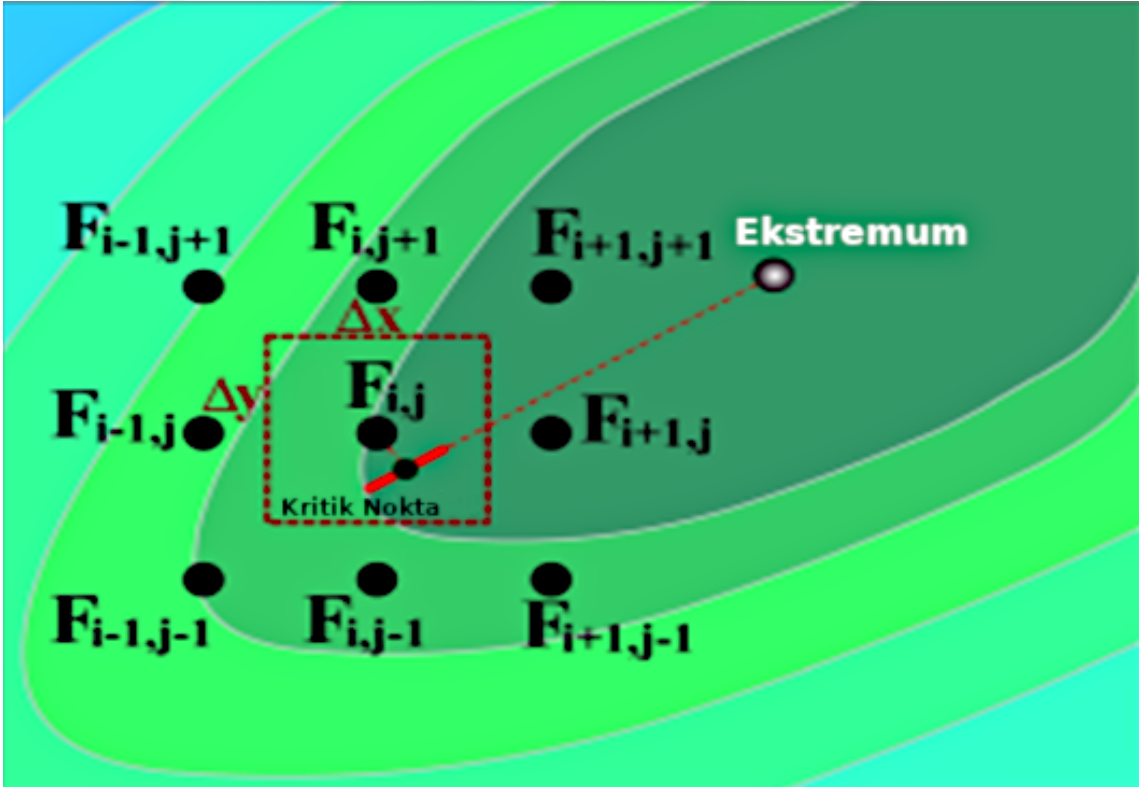
İki boyutlu durum için aşağıdaki ilişki kullanılabilir:

$$K_{-}(x_0, y_0) = -\frac{2\beta F(x_0, y_0)}{z^2} \quad (3.45)$$

Burada K_{-} en negatif eğriliktir. Kaynağın derinliği, denklemin yeniden düzenlenmesiyle elde edilen aşağıdaki denklem kullanılarak hesaplanır:

$$z = \sqrt{-\frac{2\beta F(x_0, y_0)}{K_{-}(x_0, y_0)}} \quad (3.46)$$

Bu yaklaşımın genel amacı, gridlenmiş potansiyel alan verileri üzerinde 3×3 pencerelerin yakınındaki uygun kritik noktaları bulmak ve bu noktaların derinliklerini hesaplamaktır. Grid noktalarının şematik gösterimi Şekil 3.6'de verilmiştir.



Şekil 3.6. $F(i, j)$ yakınındaki özel $F(x, y)$ fonksiyonunda bir sırtın test edilmesinde kullanılan grid nokta yerlerinin şematik gösterimi (Roberts, 2001).

Kritik noktalar kaynak konumlarını gösterir. Grid noktalarının yerlerinin şematik gösterimi $\Delta x \times \Delta y$ boyutunda bir kutunun içinde bulunur. Kaynak derinliklerini tahmin etmek için bu kritik noktaların genlikleri kullanılır. Yerel ikinci dereceden bir yüzey şu

şekilde ifade edilmiştir:

$$a + bx + cy + dx^2 + exy + fy^2 \approx F(x, y) \quad (3.47)$$

Burada a, b, c, d, e, f ikinci dereceden yüzeyin katsayılarıdır. Yöntemi uygulamanın ilk açılımı 3×3 grid noktaları boyunca aşağıdaki denklemler kullanılarak ikinci dereceden yüzey katsayılarını hesaplamaktadır:

$$\begin{aligned} a &= \frac{1}{9} [F_{i,j} + 2(F_{i+1,j} + F_{i-1,j} + F_{i,j+1} + F_{i,j-1}) - (F_{i+1,j+1} + F_{i+1,j-1} + F_{i-1,j-1})] \\ b &= \frac{1}{6\Delta x} [F_{i+1,j+1} + F_{i+1,j} + F_{i+1,j-1} - (F_{i-1,j+1} + F_{i-1,j} + F_{i-1,j-1})] \\ c &= \frac{1}{6\Delta y} [F_{i+1,j+1} + F_{i,j+1} + F_{i-1,j+1} - (F_{i+1,j-1} + F_{i,j-1} + F_{i-1,j-1})] \\ d &= \frac{1}{6\Delta x^2} [F_{i+1,j+1} + F_{i+1,j} + F_{i+1,j-1} + F_{i-1,j+1} + F_{i-1,j} + F_{i-1,j-1} - 2(F_{i,j+1} + F_{i,j} + F_{i,j-1})] \\ e &= \frac{1}{4\Delta x\Delta y} [F_{i+1,j+1} + F_{i-1,j-1} - F_{i+1,j-1} - F_{i-1,j+1}] \\ f &= \frac{1}{6\Delta y^2} [F_{i+1,j+1} + F_{i,j+1} + F_{i-1,j+1} + F_{i+1,j-1} + F_{i,j-1} + F_{i-1,j-1} - 2(F_{i+1,j} + F_{i,j} + F_{i-1,j})] \end{aligned} \quad (3.48)$$

Burada Δx ve Δy , x ve y yönündeki grid aralıklarıdır. Ortogonal eğrilik matrisi, ikinci dereceden yüzeyin katsayıları kullanılarak şu şekilde oluşturulur:

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} & \frac{\partial^2 F}{\partial x \partial y} \\ \frac{\partial^2 F}{\partial x \partial y} & \frac{\partial^2 F}{\partial y^2} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 2d & e \\ e & 2f \end{pmatrix} \quad (3.49)$$

Aşağıdaki denklemleri kullanarak, eğrilik matrisinin özdeğerleri şu şekilde hesaplanır:

$$\begin{aligned} \lambda_+ &= (d + f) + \sqrt{(d - f)^2 + e^2} \\ \lambda_- &= (d + f) - \sqrt{(d - f)^2 + e^2} \end{aligned} \quad (3.50)$$

Özdeğerler negatif ve pozitif olmak üzere ikiye ayrılır. Negatif özdeğerler λ_- ve pozitif özdeğerler λ_+ olur. Denklem 3.51 kullanılarak negatif özdeğerler λ_- hesaplanır. Bu,

kaynak derinliğinin tahmin edilmesinde faydalıdır ve Roberts (2001) tarafından en negatif eğrilik olarak adlandırılır. Potansiyel alan verilerinin oluşturduğu kaynak kütlelerin kenarlarını temsil eden her grid noktası için hesaplanan eğrilik matrislerinden en büyük özdeğerler elde edilir (Sertcelik ve Kafadar, 2012).

Eğer özdeğerler (λ_- ve λ_+) negatifse, ekstrem noktası maksimumdur. Aksi halde, minimumdur. Eğer onlar zıt işaretli ise ekstrem nokta bir çukurdur.

Özdeğerler ile ilişkili özvektörler (v_x, v_y), aşağıdaki denklem kullanılarak hesaplanabilir:

$$\begin{pmatrix} 2d & e \\ e & 2f \end{pmatrix} \begin{pmatrix} v_x \\ v_y \end{pmatrix} = \lambda \begin{pmatrix} v_x \\ v_y \end{pmatrix} \quad (3.51)$$

Kritik noktaları hesaplamak için aşağıdaki koşulları sağlayan özvektörler kullanılır:

$$\begin{pmatrix} v_x \\ v_y \end{pmatrix} = \begin{cases} \begin{pmatrix} 1 \\ \frac{\lambda-2d}{e} \end{pmatrix} \text{ or } \begin{pmatrix} \frac{\lambda-2f}{e} \\ 1 \end{pmatrix} & \text{if } \lambda \neq 0 \\ \begin{pmatrix} 1 \\ \frac{e}{\lambda-2f} \end{pmatrix} & \text{if } \lambda \neq 2f \\ \begin{pmatrix} \frac{e}{\lambda-2d} \\ 1 \end{pmatrix} & \text{if } \lambda \neq 2d \end{cases} \quad (3.52)$$

İkinci dereceden yüzeyin özvektörlerini ve katsayılarını kullanarak, kritik noktaların (x_0, y_0) koordinatları hesaplanabilir:

$$x_0 = \frac{bv_x^2 + cv_xv_y}{2(dv_x^2 + ev_xv_y + fv_y^2)}, \quad y_0 = \frac{cv_y^2 + bv_xv_y}{2(dv_x^2 + ev_xv_y + fv_y^2)} \quad (3.53)$$

İkinci dereceden yüzeyin katsayıları kullanılarak, ekstrem noktaların koordinatları hesaplanabilir. Denklem 3.46'deki eğrilik tekniği ile kritik ve ekstrem noktalar bulunabilir. β sabiti bilinmelidir.

Ortalama eğrilik K_m , Gauss eğriliği K_g ve minimum eğrilik $K_{\min}$ aşağıdaki denklemlerle ifade edilir:

$$K_m = \frac{d(1+c^2) - ebc + f(1+b^2)}{(1+b^2+c^2)^{3/2}}$$

$$K_g = \frac{4df - e^2}{(1+b^2+c^2)^2} \quad (3.54)$$

$$K_{\min} = K_n - \sqrt{K_m^2 - K_g}$$

3.6.1. CURVGRAV-GUI Yazılımı

CURVGRAV-GUI (Kafadar, 2017), eğrilik tekniğini kullanarak gravite verilerinin yorumlanması amacıyla geliştirilmiş açık kaynak bir yazılımdır. Program, kritik ve ekstrem noktaları hesaplayarak bu noktalardaki kaynak derinliklerini belirler. Hem sentetik hem de arazi uygulamalarında kullanılabilir. Program, maksimum ve minimum derinlikleri haritalamaktadır.

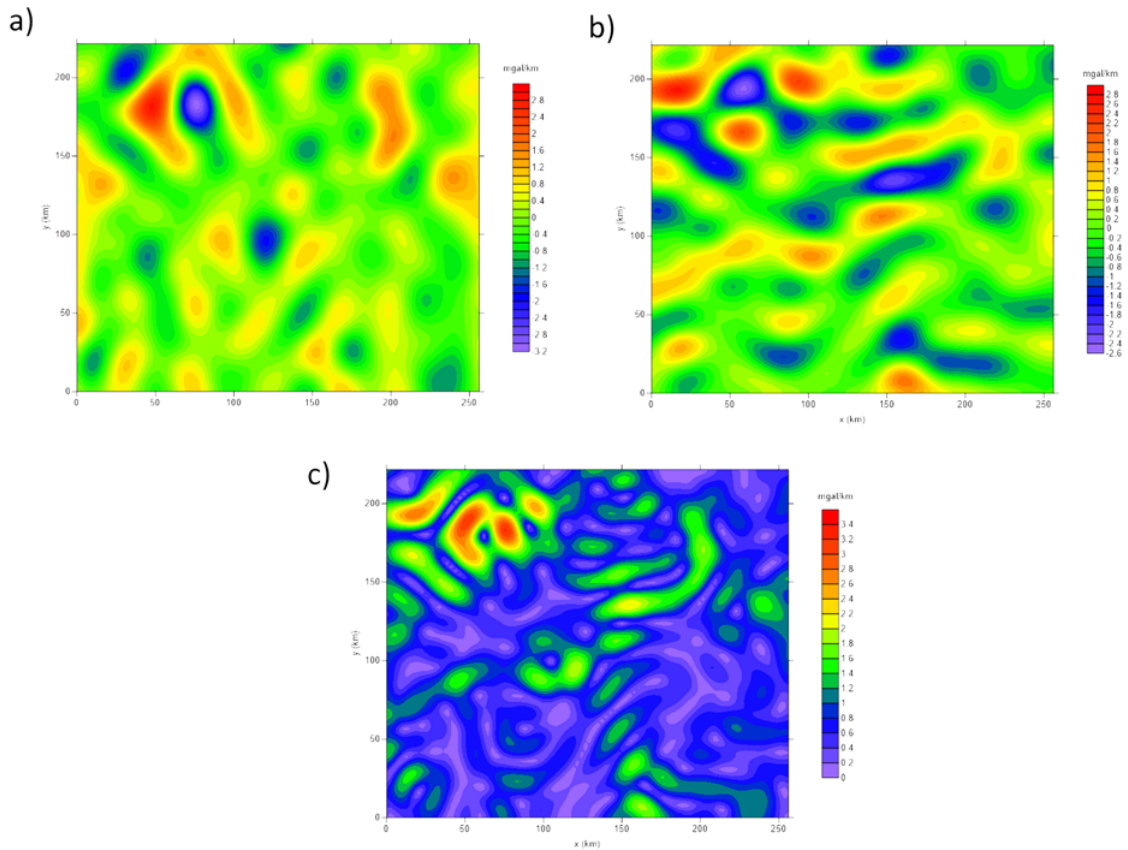
Bu çalışmada, CURVGRAV-GUI yazılımı kullanılarak Kuzey Ege Denizi ve civarındaki gravite verileri analiz edilmiştir. Yatay Türev Genliği (YTG) haritası, yazılımın arazi uygulama penceresi kullanılarak elde edilebilir. yada daha önce elde edilmişse buradan programa yüklenebilir. Daha önce elde edilen yatay türev genliği verileri puroğrama girilip, hesaplama düğmesine tıklanarak kaynak konumları ve derinlikler belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlar, kritik noktalar ve uç noktalar sekme sayfalarında sayısal olarak, haritalar sekme sayfasında ise görsel olarak sunulmuştur.

Derinlik kriter paneli kullanılarak, belirli bir derinlik aralığındaki çözümler görüntülenebilmektedir. Bu panelde, maksimum ve minimum derinlikler pozitif değerler olarak girilmelidir. Böylece, istenilen derinlik aralığındaki yapılar ve süreksizlikler belirlenebilir.

CURVGRAV-GUI yazılımı, kullanıcı dostu arayüzü ve görselleştirme seçenekleriyle gravite verilerinin hızlı ve etkili bir şekilde yorumlanmasına olanak sağlamaktadır. Bu çalışmada, yazılımın sunduğu imkanlar kullanılarak Kuzey Ege Denizi'ndeki yapısal süreksizliklerin konumları ve derinlikleri başarıyla belirlenmiştir.

4. BULGULAR VE TARTIŞMA

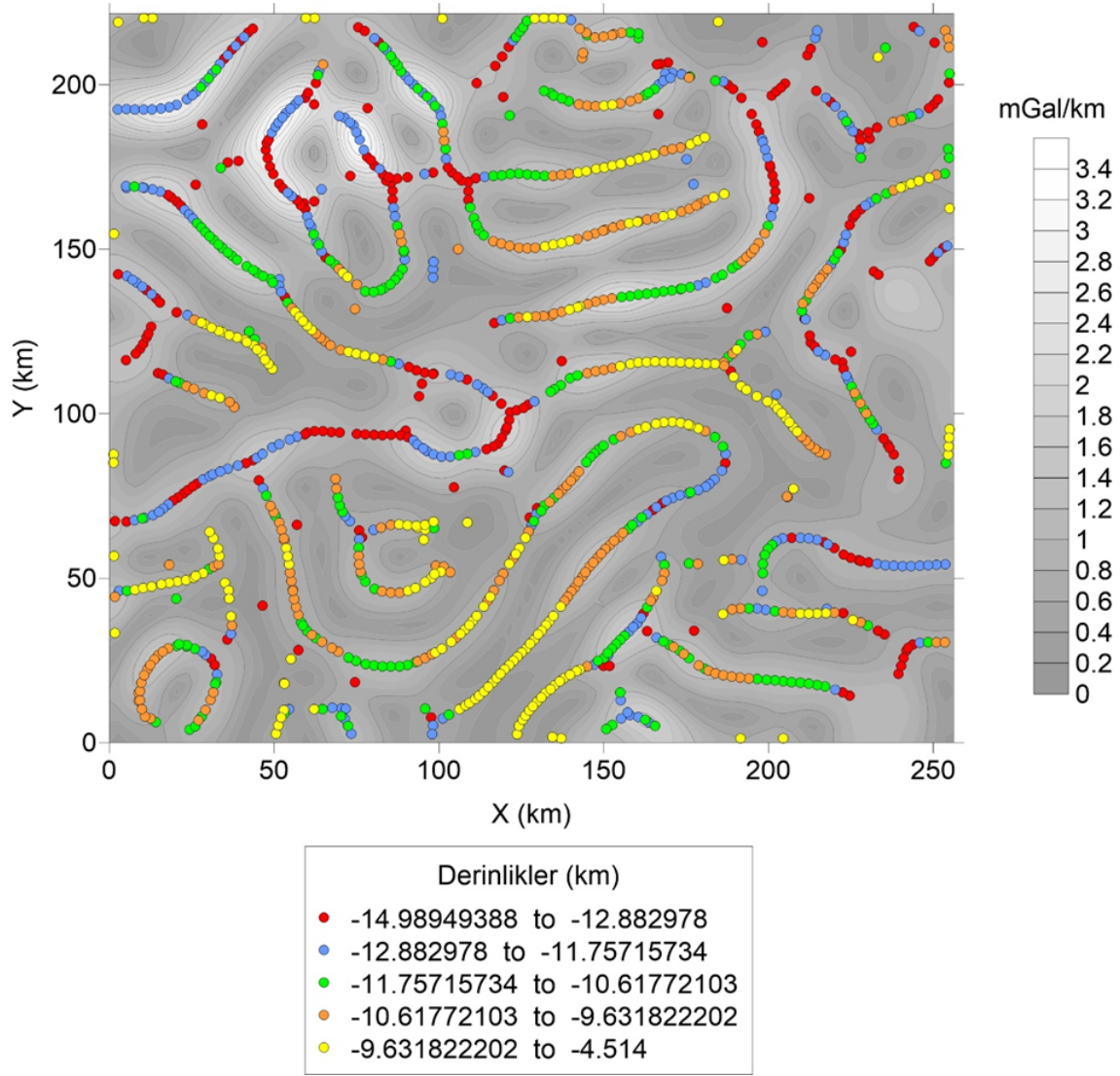
Öncelikle uydu gravite verilerinden elde edilen Kuzey Ege Denizi Bouguer Anomali Haritasından sığ ve derin etkilerin ayrılması için genlik spektrumu hesaplanmıştır. Bu spektrum eğrisinin eğimlerinden ara yüzey sınır derinlikleri $h_1 = 29.146$ km, $h_2=10.518$ km ve $h_3=5.317$ km bulunmuştur. Kritik dalga sayıları $k_1 = 0.21$ rad/km ve $k_2 = 0.59$ rad/km olarak belirlenerek bu aralıklarda veri süzölmüş ve ilgilendiğimiz ortam anomali haritası elde edilmiştir. Bu haritada uzun dalga boylu anomalilerin hakim olduğu görölmüştür. Yerkürenin en üst katmanını oluşturan üst kabuk ortam anomalisini elde etmek için üçüncü dereceden trend analizi ile üst-alt kabuk arasındaki sınırın etkisi giderilerek süreksizlikleri ve derinlikleri belirlediğimiz temel üst kabuk ortam anomali haritası elde edilmiştir.



Şekil 4.1. Üst kabuk ortam anomalisinin (a) yatay türev (dx), (b) yatay türev (dy) ve (c) yatay türev genliği (YTG) haritası.

Üst kabuk ortam anomali haritasından hesaplanan x ve y yönündeki yatay türevler

sırasıyla Şekil 4.1a ve Şekil 4.1b’de gösterilmiştir. Bu iki türev verisinden elde edilen Yatay Türev Genliği (YTG) haritası ise Şekil 4.1c’de verilmiştir. YTG haritasında bölgedeki çizgisellikler net bir şekilde görülmektedir. Ayrıca YTG haritasındaki maksimum zonlar, üst kabuk içindeki deformasyon bölgelerine karşılık gelmektedir. Bu durum, bölgedeki tektonik yapıların ve fay sistemlerinin varlığına işaret etmektedir.



Şekil 4.2. Yatay türev genliği (YTG) haritası ve Curvature (Eğrilik) yöntemi ile hesaplanan derinlikler.

Anomali kaynaklarının ve süreksizliklerin derinliklerini belirlemek amacıyla Curvature (Eğrilik) yöntemi kullanılmıştır. Yatay Türev Genliği (YTG) haritası, CURVGRAV-GUI programına giriş verisi olarak kullanılmış ve β sabiti olarak fay modeli için 1 değeri seçilmiştir. Elde edilen derinlik haritası, YTG haritası ile üst üste çakıştırılarak Şekil

4.2’de gösterilmiştir. Derinlik haritasındaki değerler, bölgedeki fayların ve süreksizliklerin derinlikleri hakkında önemli bilgiler sunmaktadır. Derinlik dağılımı, bölgenin tektonik yapısı ve depremselliği ile uyumlu görünmektedir.



5. SONUÇ VE ÖNERİLER

Şekil 4.1c'deki YTG (Yatay Türev Genliği) haritasında, sahanın orta kesiminde kuzeydoğu-güneybatı (KD-GB) yönlü uzanan belirgin bir çizgisellik dikkat çekmektedir. Şekil 2.2'da verilen deprem dağılımının bu çizgiselliği izlemesi, aktif bir fayın varlığını doğrulamaktadır. Bu fay, bölgedeki sismik aktivitenin ana kaynağı olarak yorumlanabilir. Bununla birlikte, sahanın kuzeybatı köşesinde güçlü bir yerel deformasyon kuşağı izlenmesine karşılık, burada deprem etkinliğinin zayıf olması, gelecekteki deprem potansiyelinin önemine işaret etmektedir. Bu bölgede, henüz kırılmamış fay segmentlerinin varlığı ve gerilme birikiminin devam etmesi, ileride büyük bir depremin tetiklenme olasılığını artırmaktadır.

Curvature (Eğrilik) yöntemi ile hesaplanan derinlikler, bölgedeki deprem derinlik dağılımı (Şekil 2.2) ile uyumlu görünmektedir. Örneğin, Saroz Körfezi'ndeki deprem episantr dağılımları yaklaşık 10 km civarında kümelenmiş iken, Curvature derinlikleri de o bölgede 10 km civarında çıkmaktadır. Bu uyum, Curvature yönteminin deprem kaynaklarının derinliklerini tahmin etmedeki başarısını göstermektedir. Ayrıca, bu çalışmanın sonuçları, daha önce deprem üretmiş fayların yanı sıra, henüz deprem üretmemiş yeni süreksizliklerin de varlığına işaret etmektedir. Bu durum, bölgedeki deprem tehlikesinin değerlendirilmesinde ve risk analizlerinde dikkate alınması gereken önemli bir faktördür.

Sonuç olarak, Kuzey Ege Denizi ve çevresindeki süreksizliklerin ve deformasyon alanlarının daha iyi anlaşılması ve yeni yapıların ortaya çıkarılması için farklı veriler ve yöntemlerle yeni çalışmaların yapılması önerilmektedir. Bu çalışmalar, bölgenin sismotektonik yapısının daha ayrıntılı bir şekilde belirlenmesine ve deprem risk değerlendirmelerinin iyileştirilmesine katkı sağlayacaktır. Gelecekteki araştırmalarda, bu çalışmada elde edilen bulguların, saha gözlemleri, jeolojik veriler ve diğer jeofizik yöntemlerle desteklenmesi, bölgenin tektonik evriminin ve deprem potansiyelinin daha kapsamlı bir şekilde anlaşılmasına olanak tanıyacaktır.

KAYNAKLAR

- Albora, A. M., Sayın, N., Uçan, O. N. (2006a). Evaluation of tectonic structure of Iskenderun Basin (Turkey) using steerable filters. *Marine Geophysical Researches*, 27, 225–239.
- Albora, A. M., Uçan, O. N., Osman, O. (2006b). *Jeofizik mühendisliğine görüntü işleme teknikleri uygulamaları*: Nobel Yayın Dağıtım.
- Altinoğlu, F. F., Sari, M., Aydın, A. (2015). Detection of lineaments in Denizli basin of western Anatolia region using Bouguer gravity data. *Pure and Applied Geophysics*, 172, 415–425.
- Arisoy, M. Ö., Dikmen, Ü. (2011). Potensoft: MATLAB-based software for potential field data processing, modeling and mapping. *Computers & geosciences*, 37(7), 935–942.
- Aydoğan, D. (2011). Extraction of lineaments from gravity anomaly maps using the gradient calculation: Application to Central Anatolia. *Earth, planets and space*, 63, 903–913.
- Barka, A., Reilinger, R. ve diğ. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data,
- Bhattacharyya, B. (1967). Some general properties of potential fields in space and frequency domain: a review. *Geoexploration*, 5(3), 127–143.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*: Cambridge University Press.
- Blakely, R. J., Simpson, R. W. (1986). Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51(7), 1494–1498.
- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales, N., Biancale, R., Gabalda, G., Reinquin, F. (2012). World Gravity Map: a set of global complete spherical Bouguer and isostatic anomaly maps and grids. İçinde: *EGU general assembly conference abstracts*, s. 11091.
- Cooper, G. R., Cowan, D. R. (2008). Edge enhancement of potential-field data using normalized statistics. *Geophysics*, 73(3), H1–H4.
- Cooper, G., Cowan, D. (2006). Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers & Geosciences*, 32(10), 1585–1591.
- Cordell, L. (1979). Gravity and aeromagnetic anomalies over basement structure in the Rolla quadrangle and the southeast Missouri lead district. *Economic Geology*, 74(6), 1383–1394.

- Cordell, L., Grauch, V. (1985). Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico, 181–197.
- Dinçer, B., Işık, V. (2020). Determination of structural characteristics of Tuzgölü Fault Zone using gravity and magnetic methods, Central Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 162(162), 145–174.
- Evjen, H. (1936). The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*, 1(1), 127–136.
- Gómez-Ortiz, D., Agarwal, B. N. (2005). 3DINVER. M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker–Oldenburg’s algorithm. *Computers & geosciences*, 31(4), 513–520.
- Grauch, V., Cordell, L. (1987). Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data. *Geophysics*, 52(1), 118–121.
- Gunn, P. J. (1975). Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysical prospecting*, 23(2), 300–312.
- Hosseini, A. A., Doulati Ardejani, F., Tabatabaie, S. H., Hezarkhani, A. (2013). Edge detection in gravity field of the Gheshm sedimentary basin. *International Journal of Mining and Geo-Engineering*, 47(1), 41–50.
- Jung, K. (1961). *Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik*. Leipzig,
- Kafadar, O. (2017). CURVGRAV-GUI: a graphical user interface to interpret gravity data using curvature technique. *Earth Science Informatics*, 10(4), 525–537.
- Kreemer, C., Chamot-Rooke, N., Le Pichon, X. (2004). Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the Northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(3-4), 329–346.
- Lyngsie, S. B., Thybo, H., Rasmussen, T. M. (2006). Regional geological and tectonic structures of the North Sea area from potential field modelling. *Tectonophysics*, 413(3-4), 147–170.
- McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal International*, 55(1), 217–254.
- Miller, H. G., Singh, V. (1994). Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources. *Journal of applied Geophysics*, 32(2-3), 213–217.
- Nabighian, M. N. (1962). The gravitational attraction of a right vertical circular cylinder at points external to it. *Geofisica pura e applicata*, 53, 45–51.

- Nagendra, R., Prasad, P., Bhimasankaram, V. (1996). Forward and inverse computer modeling of a gravity field resulting from a density interface using Parker-Oldenberg method. *Computers & Geosciences*, 22(3), 227–237.
- Oruç, B. (2013). *Yeraltı kaynak aramalarında gravite yöntemi:(matlab kodları ve çözümlü örnekler)*: Umuttepe Yayınları.
- Papazachos, B. C., Karakaisis, G., Papazachos, C., Scordilis, E. (2000). Earthquake triggering in the north and east Aegean plate boundaries due to the Anatolia westward motion. *Geophysical research letters*, 27(23), 3957–3960.
- Pinar, R. (1984). Potansiyel Alanlarda Yukarı ve Aşağı Analitik Uzanımlar. *Scientific Mining Journal*, 23(2), 5–18.
- Roberts, A. (2001). Curvature attributes and their application to 3 D interpreted horizons. *First break*, 19(2), 85–100.
- Roussos, N., Lyssimachou, T. (1991). Structure of the Central North Aegean Trough: An active strike-slip deformation zone. *Basin research*, 3(1), 37–46.
- Saad, A. H. (2006). Understanding gravity gradients—a tutorial. *The leading edge*, 25(8), 942–949.
- Savickas, M. L. (2013). Career construction theory and practice. *Career development and counseling: Putting theory and research to work*, 2, 144–180.
- Sertcelik, I., Kafadar, O. (2012). Application of edge detection to potential field data using eigenvalue analysis of structure tensor. *Journal of Applied Geophysics*, 84, 86–94.
- Sharpton, V., Grieve, R., Thomas, M., Halpenny, J. (1987). Horizontal gravity gradient: an aid to the definition of crustal structure in North America. *Geophysical Research Letters*, 14(8), 808–811.
- Spector, A., Grant, F. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2), 293–302.
- Stanley, J. M. (1977). Simplified gravity interpretation by gradients—The geological contact. *Geophysics*, 42(6), 1230–1235.
- Wilcox, L. E. (1974). *An analysis of gravity prediction methods for continental areas*: Defense Mapping Agency, Aerospace Center.
- Zhang, H. L., Liu, T. Y., Yang, Y. S. (2011). Calculation of gravity and magnetic source boundaries based on anisotropy normalized variance. *Chinese Journal of Geophysics*, 54(4), 560–567.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Erdek, A., Sertçelik, İ. (2024). Investigation Of Discontinuity Boundaries And Depth In The North Aegean Sea Using Gravity Data. İçinde: 2. *Bilsel International Turabdin Scientific Researches And Innovation Congress*, 4-5 Mayıs 2024



ÖZGEÇMİŞ

Aynur Erdek, Kocaeli Üniversitesi Matematik Bölümü'nde öğretim görevlisi olarak görev yapmaktadır. İlk, orta ve lise öğrenimini Konya'da tamamladıktan sonra, 1979 yılında Selçuk Üniversitesi Fen Edebiyat Fakültesi Matematik Bölümü'ne girmiş ve 1983 yılında mezun olmuştur. 1991-1995 yılları arasında Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi'nde Makine Mühendisliği Bölümü'nde ikinci lisans öğrenimini tamamlamıştır. 1998 yılından beri Kocaeli Üniversitesi Matematik Bölümü'nde öğretim görevlisi olarak çalışmaktadır. Ayrıca, 2022 yılından itibaren Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde Jeofizik Mühendisliği Yüksek Lisans programına devam etmektedir.

