

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**



TRABZON



KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ORCID : - - -

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünce

Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : / /

Tezin Savunma Tarihi : / /

Tez Danışmanı :
ORCID : - - -

Trabzon

ÖNSÖZ

Marmara Denizi Havzasının, tektonik ve kabuk yapısının WGM2012 gravite verileri yardımıyla belirlenmesi amacıyla yapılmış olan bu çalışmaya destek veren Karadeniz Teknik Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi'ne (Proje no: FDK–2021–9650) teşekkür ederim.

Danışman hocam Doç. Dr. Ali ELMAS, çalışmanın her aşamasında yardımlarını benden esirgememiş, yakın ilgi ve önerileri ile bana destek vermiştir. Kendisine şükranlarımı sunarım.

Tez çalışmam boyunca bana yol gösteren ve tezimin hazırlanışında yardımcı olan değerli hocalarım Prof. Dr. Hakan KARSLI, Prof. Dr. Yener EYUBOĞLU ve Prof. Dr. Bülent ORUÇ'a ve bu çalışmaya değerli yorumlarıyla katkıda bulunan Prof. Dr. Coşkun SARI'ya teşekkür ederim.

Ayrıca lisansüstü eğitimim boyunca benden yardımlarını esirgemeyen adını zikretme imkânı bulamadığım kıymetli hocalarıma ve her zaman bana destek verip yanımda olan aileme bilhassa teşekkür ederim.

Abdurrahman Yasır PARLAK

Trabzon 2023

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Doktora Tezi için sunduğum “Marmara Denizi Havzasının Tektonik ve Kabuk Yapısının WGM2012 Gravite Verileri Yardımıyla Belirlenmesi” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Doç. Dr. Ali ELMAS’ın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri/örnekleri kendim topladığımı, deneyleri/analizleri ilgili laboratuvarlarda yaptığımı/yaptırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 23/03/2023

Abdurrahman Yasır PARLAK

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	III
TEZ ETİK BEYANNAMESİ.....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET.....	VII
SUMMARY.....	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	IX
TABLolar (ÇİZELGELER) DİZİNİ.....	XII
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XIII
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Marmara Denizi ve Civarının Jeolojisi ve Tektonik Yapısı.....	7
1.3. Çalışma Alanının WGM2012 Küresel Bouguer ve Batimetri Verileri	12
1.4. Spektral Analiz ve Süzgeçleme.....	13
1.5. Toplam Yatay Türev Yöntemi	16
1.6. Parker–Oldenburg Algoritması	17
1.7. Analitik Uzanım	19
1.8. Düşey Türev.....	21
1.9. Analitik Sinyal.....	22
1.10. Normalize Edilmiş Tam Gradyent	23
1.11. Sönümlü Enküçük Kareler Yöntemi (Marquardt–Levenberg Yöntemi).....	23
1.12. Sönümlü Ağırlıklı Enküçük Kareler Yöntemi	26
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	28
2.1. Marmara Denizi WGM2021 Bouguer Anomalilerinin ve Batimetri Değerlerinin Gözlemsel Yorumu	28
2.2. Verilerin Spektral Analizi ve Süzgeçlenmesi (Dalga Boylarının Ayrımı)....	30
2.3. Çizgiselliklerinin Görüntülenmesi ve Modellenmesi	32
2.4. Ara Yüzeylerinin Ters Çözümle Modellenmesi.....	33
2.5. Kütlelerin NTG yöntemiyle Modellenmesi.....	37

3.	BULGULAR.....	39
4.	TARTIşMA.....	54
5.	SONUÇLAR.....	59
6.	ÖNERİLER.....	61
7.	KAYNAKLAR.....	62
ÖZGEÇMİş		



ÖZET

MARMARA DENİZİ HAVZASININ TEKTONİK VE KABUK YAPISININ WGM2012
GRAVİTE VERİLERİ YARDIMIYLA BELİRLENMESİ

Abdurrahman Yasır PARLAK

Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Doç. Dr. Ali ELMAS
2023, 82 Sayfa

Bu çalışmanın amacı, Batı Marmara ve Çınarcık Çukurlukları üzerinde pozitif, Orta Marmara Çukuru üzerinde ise negatif gravite anomalilerinin gözlenmesinin nedenlerinin ve Ana Marmara Fayı'nın Marmara Denizi içindeki devamlılığının araştırılmasıdır. Bu amaçla, öncelikle çalışma alanının tortul içi, temel kaya, Conrad ve Moho ara yüzey topografyalarının ortalama derinlik değerleri, Bouguer gravite verilerine açılal genlik spektrumu uygulanarak elde edilmiştir. Sonra, Bouguer gravite verilerine bant geçişli süzgeç uygulanarak çalışma alanındaki tortul içi, temel kaya, Conrad ve Moho ara yüzeylerinin gravite verileri hesaplanmıştır. Elde edilen gravite verileri 3B ters çözüm işlemleriyle değerlendirilmiştir. Ayrıca, çalışma alanındaki sığ seviyelerdeki birimlerin yanal süreksizliklerini belirleyebilmek için, bu seviyelere ait gravite verilerine toplam yatay türev yöntemi uygulanmıştır. Ancak, Orta Marmara Çukuru'nun doğu kısmında Ana Marmara Fayı'nın devamlılığı toplam yatay türev yöntemi ile izlenememiştir. Bunun nedeninin, bu fay boyunca, Orta Marmara Çukuru civarında, fayın kuzey ve güney taraflarında yüksek genlikli toplam yatay türev anomalisi üretebilecek yeterli yoğunluk farkının olmaması olarak değerlendirilmiştir. Buna ilave olarak, 2B ters çözüm işlemi sonucunda da, Orta Marmara Çukuru'nun doğu kısmında ani yoğunluk değişiminin gelişmediği görülmüştür. Diğer taraftan, Orta Marmara Çukuru üzerindeki negatif Bouguer gravite anomalilerine, bu kısımda hem yoğunluğu nispeten düşük olan tortul tabakanın alt sınırının 2.8 km'den 7.4 km derinliğe kadar kalınlaşması ve hem de Moho sınırının 24.7 km'den 28.6 km derinliğe kadar kalınlaşmasının sebep olduğu belirlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Marmara Denizi, Gravite Verisi, Birinci Düşey Türev, Toplam Yatay Türev, Yapısal Süreksizlik, Normalize Tam Gradyent

PhD. Thesis

SUMMARY

DETERMINATION OF TECTONIC AND CRUST STRUCTURE OF THE MARMARA SEA BASIN USING THE WGM2012 GRAVITY DATA

Abdurrahman Yasir PARLAK

Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Geophysical Engineering Graduate Program
Supervisor: Assoc. Prof. Ali ELMAS
2023, 82 Pages

The aim of this study is to investigate the reasons for the positive gravity anomalies on the West Marmara and Çınarcık Basins and negative gravity anomalies on the Central Marmara Basin and the continuity of the Main Marmara Fault in the Marmara Sea. For this purpose, the average depth values of the inter-sedimentary layer, basement, Conrad and Moho interface topographies of the study area were calculated by applying the angular power spectrum to the Bouguer gravity data. Then, by applying a bandpass filter to the Bouguer gravity data, the gravity data of the inter-sedimentary layer, basement, Conrad and Moho interfaces in the study area were calculated. Obtained gravity data were evaluated with 3D inversion processes. In addition, in order to determine the lateral discontinuities of the units at shallow levels in the study area, the gravity data of these levels were evaluated by the total horizontal derivative method. However, the continuity of the Main Marmara Fault in the eastern part of the Central Marmara Basin could not be followed by the total horizontal derivative method. The reason for this was considered to be the absence of sufficient density difference along this fault to produce high amplitude total horizontal derivative anomalies on both sides of the fault around the Central Marmara Basin. In addition, as a result of the 2D inversion process, it was observed that no sudden density change developed in the eastern part of the Central Marmara Basin. On the other hand, it was determined that the negative Bouguer gravity anomalies on the Central Marmara Basin were caused by both the lower boundary of the low-density sedimentary layer descending from 2.8 km to 7.4 km in this part, and the Moho boundary from 24.7 km to 28.6 km.

Keywords: Marmara Sea, Gravity Data, First Vertical Derivative, Total Horizontal Derivative, Structural Discontinuity, Normalized Full Gradient

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

Şekil 1. Marmara Denizi çevresinde yer alan tektonik birlikler (Okay vd., 2007).....	8
Şekil 2. a) Çalışma alanı (Emre vd., 2013) ve b) Çalışma alanının fay haritası (İmren vd., 2001; Armijo vd., 2002; Parke vd., 2002; Demirbağ vd., 2003; Le Pichon vd., 2003).....	11
Şekil 3. 1900 yılından günümüze kadar, çalışma alanında meydana gelmiş ve büyüklükleri 2’den fazla olan depremlerin episantr dağılım haritası ve Ana Marmara Fayı (KRDAE).....	12
Şekil 4. a) 3B temel kaya topografyasından hesaplanan gravite verisi ve b) temel kaya ortalama derinliği ve topografyası (Blakely, 1996’dan değiştirilerek alınmıştır).....	19
Şekil 5. Yatay bir düzlemde yukarı ve aşağı analitik uzanım.....	20
Şekil 6. Gravite anomalisinin işareti ile yoğunluk farkları arasındaki ilişki (Oruç, 2013’ten değiştirilerek alınmıştır).....	28
Şekil 7. Kaynak derinliği ve anomalilerin dalgaboyları arasındaki ilişki (Oruç, 2013’ten değiştirilerek alınmıştır).....	29
Şekil 8. Marmara Denizi ve civarının; a) topografya–batimetri haritası ve b) Bouguer gravite anomali haritası (WGM2021).....	30
Şekil 9. Çalışma alanının Bouguer gravite verilerinin açısallık spektrumu ile ara tabakaların ortalama derinlikleri. Doğru parçalarının (P_1 , P_2 , P_3 , P_4 ve P_5) değişim noktaları kritik dalga sayılarını ve Bouguer anomali haritası içerisindeki dalga boylarını ayırır.....	31
Şekil 10. a) Sonlu düşey prizmatik modeller, b) modellerin üç boyutlu görünümü, c) modellerin gravite anomali haritası, d) gravite verilerinin TYT haritası.....	33
Şekil 11. Doğrusal olmayan ters çözümün akış şeması (τ , yakınsama kriteri değeri) (Oruç, 2012b).....	35
Şekil 12. a) Sonlu düşey prizmatik modeller, b) modellerin üç boyutlu görünümü, c) modellerin gravite anomali haritası, d) ters çözümle bulunan arayüzey derinlik haritası.....	36
Şekil 13. Kuramsal modelin gravite verilerinin açısallık spektrumu ile ara yüzeyin ortalama derinliği ($H_{P1} = 12,43$ km).....	37

Şekil 14. a) Sonlu düşey prizmatik modelin 3B görünümü, b) modelin üstten görünümü, c) modelin gravite anomali haritası, d) gravite verilerinin 0.8 km aşağı uzanımıyla elde edilmiş verilerin NTG anomali haritası, e) gravite verilerinin 1 km aşağı uzanımıyla elde edilmiş verilerin NTG anomali haritası ve f) gravite verilerinin 1.2 km aşağı uzanımıyla elde edilmiş verilerin NTG anomali haritası.....	38
Şekil 15. 1.6 km–4.1 km dalgaboyları kullanılarak süzgeçlenen Bouguer gravite verilerinin a) gravite anomali haritası ve b) TYT anomali haritası (C ve D alanları, AMF ile yoğunluk değişim sınırlarının kesişim alanlarıdır. F hattı, potansiyel bir kırılma hattıdır.).....	40
Şekil 16. Marmara Denizi ve civarının Bouguer gravite anomali haritası (WGM2021) ve 2B ters çözüm için belirlenen Z1–Z2 profili.....	41
Şekil 17. Z1–Z2 profili altında kesit uzunluğu ve derinlik sınırına bağlı olarak bloklara bölünen yeraltı modeli.....	43
Şekil 18. Z1–Z2 profilinden elde edilen anomalinin 2 boyutlu ters çözüm yoğunluk farkları modelleme sonucu.....	44
Şekil 19. a) Tortul içi ara tabakaya ait, 4.1 km–7.7 km dalga boyları kullanılarak elde edilmiş gözlenen gravite anomalisi, b) ters çözüm işleminden sonra elde edilen arayüzeyden hesaplanan gravite anomalisi ve c) ters çözümle hesaplanan tortul içi ara tabaka topografyası.....	46
Şekil 20. Tortul içi ara tabaka için belirlenen gravite verilerine uygulanmış NTG görüntü haritaları (a) 1.5 km derinlik seviyesi, b) 2.0 km derinlik seviyesi ve c) 2.5 km derinlik seviyesi).....	48
Şekil 21. a) temel kaya ara yüzeyine ait, 7.7 km–31.5 km dalga boyları kullanılarak elde edilmiş gözlenen gravite anomalisi, b) ters çözümle işleminden sonra elde edilen arayüzeyden hesaplanan gravite anomalisi ve c) ters çözümle hesaplanan temel kaya ara yüzey topografyası.....	50
Şekil 22. a) Conrad ara yüzeyine ait, 31.5 km–63 km dalga boyları kullanılarak elde edilmiş gözlenen gravite anomalisi, b) ters çözümle işleminden sonra elde edilen arayüzeyden hesaplanan gravite anomalisi ve c) ters çözümle hesaplanan Conrad ara yüzey topografyası.....	52
Şekil 23. a) Moho ara yüzeyine ait, 63 km–500 km dalga boyları kullanılarak elde edilmiş gözlenen gravite anomalisi, b) ters çözümle işleminden sonra elde edilen arayüzeyden hesaplanan gravite anomalisi ve c) ters çözümle hesaplanan Moho ara yüzey topografyası.....	53
Şekil 24. Ters çözümle hesaplanan; a) tortul içi ara yüzey topografyası, b) temel kaya ara yüzey topografyası, c) Conrad ara yüzey topografyası ve d) Moho ara yüzey topografyası.....	57

Şekil 25. a) TYT anomali haritası ve Z1-Z2 profili ve b) Z1-Z2
profilinden elde edilen anomalinin 2 boyutlu ters çözüm
yoğunluk farkları modelleme sonucu. A1: Trakya-Eskişehir
Fay Zonu (Sakınc vd., 1999, Yaltrak, 2000), A2: Ana
Marmara Fayı (Le Pichon vd., 1999), A3 ve A5: Güney Sınır
Fayı (Okay vd., 2000), A4: İç Sınır Fayı (Okay vd., 2000)
ve A6: Kapıdağ Yarımadası'nın kuzey sınır kısmındaki Fay
(Smith vd., 1995).....58



TABLÖLAR DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. Ara yüzeylere ait sayısal değerler	45



SEMBOLLER DİZİNİ

F	: Fourier dönüşümü
F^{-1}	: Ters Fourier dönüşümü
g	: Gravite ivmesi
E	: Hata fonksiyonu
G	: Evrensel gravite sabiti
S	: Amaç fonksiyonu
J	: Jacobian matrisi
$h(x, y)$	: Arayüzey sınır topoğrafyası
k_x	: x – yönünde dalga sayısı
k_y	: y – dalga sayısı
k_r	: açısal dalga sayısı
kc_1	: Spektrum eğrisinden kestirilen kritik dalgasayısı
kc_2	: Spektrum eğrisinden kestirilen kritik dalgasayısı
kc_3	: Spektrum eğrisinden kestirilen kritik dalgasayısı
kc_4	: Spektrum eğrisinden kestirilen kritik dalgasayısı
kc_5	: Spektrum eğrisinden kestirilen kritik dalgasayısı
km	: Kilometre
Δg_B	: Bouguer anomalisi
z	: Tabaka kalınlığı
Δp	: Parametre düzeltme vektörü
$\Delta \rho$	: Yoğunluk farkı
Δx	: x yönlü örnekleme aralığı
Δy	: y yönlü örnekleme aralığı
M	: Ölçüm noktası sayısı
L	: Profil boyu
N	: Harmonik sayısı
λ_1	: kc_1 ’e karşılık gelen dalgaboyu
λ_2	: kc_2 ’e karşılık gelen dalgaboyu
λ_3	: kc_3 ’e karşılık gelen dalgaboyu

λ_5	: kc_5 'e karşılık gelen dalgaboyu
ρ	: Yoğunluk
ρ_k	: Kabuk yoğunluğu
ρ_m	: Manto yoğunluğu
β	: Marquardt sönüm faktörü
°	: Derece
'	: Dakika
''	: Saniye
AMF	: Ana Marmara Fayı
CGMW	: Commission for the Geological Map of the World (Dünya Jeoloji Haritaları Komisyonu)
EGM08	: Earth Gravity Model 2008 (Dünya Gravite Modeli 2008)
HFD	: Hızlı Fourier Dönüşümü
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KRDAE	: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü
LAS	: Litosfer-Astenosfer Sınırı
Moho	: Mohorovic Süreksizliği
MTA	: Maden Tetkik Arama Kurumu
OBS	: Okyanus dibi sismometre
RMS	: Ortalama karekök hata
TYT	: Toplam Yatay Türev
UNESCO	: United Nations Educational Scientific and Cultural Organization (Birleşmiş Milletler Eğitim, Bilim ve Kültür Örgütü)
WGM	: World Gravity Map (Dünya Gravite Haritası)
NTG	: Normalize tam gradyent yöntemi
D	: Doğu
B	: Batı
KB	: Kuzeybatı
GB	: Güneydoğu
KKB	: Kuzey Kuzeybatı
GGD	: Güney Güneydoğu

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Marmara Bölgesi, Türkiye'nin diğer bölgelerine nazaran yerbilimleri bakımından yapısı en çok araştırılan bölgesidir. Bu araştırmalardan bazıları; petrol ve doğalgaz aramaları, Marmara Denizi ve civarının nasıl şekillendiğini modellemek, Marmara Denizi'nden geçmekte olan Kuzey Anadolu Faz Zonu'nun (KAFZ) geometrisini ortaya koymak, Marmara Denizi'nde meydana gelen depremlerin odak derinliklerini ve mekanizmalarını belirlemek ve Marmara Denizi tabanının kabuk yapısını açıklamak şeklinde sıralanabilir.

Yapılan araştırmalardan bazılarını kısaca değinilecek olursa, Crampin ve Evans (1986), yapmış oldukları çalışmada, Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) Marmara Denizi'nde birkaç parçaya ayrılarak geniş bir alanda yüksek sismik etkinliğe neden olduğunu ileri sürmüşlerdir. Barka ve Kandinsky-Cade (1988), batimetrik verileri ve sismik kesitleri değerlendirerek Marmara Denizi ve civarının şekillenmesiyle ilgili olarak çek-ayır havza modelini önermişlerdir.

Adatepe (1991), yapmış olduğu çalışmada Marmara Denizi'ne ait gravite ve manyetik verileri Fourier analizleriyle değerlendirerek bölgedeki sığ yapıların ortalama derinliklerini 2.5 km–4.7 km olarak hesaplamıştır. Smith vd. (1995), sismik verileri kullanarak Marmara Denizi'nin güneyinde tespit etmiş oldukları D–B uzanımlı normal faylardan, Marmara Denizi güneyinin yarı-graben olduğunu öne sürmüşlerdir. Ergün ve Özel (1995), Marmara Denizi tabanındaki 3 derin çukurun oluşumunu açıklamak amacıyla bu çek-ayır havza modelini sıkışma ve açılma bloklarını da içerecek şekilde geliştirmişlerdir. Ergün vd. (1995), Marmara Denizi'ne ait jeolojik, jeomorfolojik ve jeofizik verileri kullanarak yapmış oldukları çalışmada Marmara Denizi'ndeki D–B uzanımlı normal fayların kabuk incelme bölgeleri olduğunu ve KAF'nın üst mantoyu etkileyerek negatif çiçek yapıları oluşturduğunu ileri sürmüşlerdir. Ayrıca Marmara Denizi'nin D–B doğrultulu normal ve KD–GB yönelimli doğrultu atımlı fayların etkisiyle 5 bloğa ayrıldığını, bu blokların birbirlerine göre düşey ve dönme hareketleri yaptığını, tüm alanın çökmekte olduğunu ancak bu çökmenin derin havzalarda daha hızlı olduğunu

belirtmişlerdir. Straub vd. (1997), Marmara Bölgesinde GPS verilerini kullanarak, bölgedeki kabuk hareketlerinin ayrıntılı hız alanı ve gerilme oranlarını araştırmışlardır. Araştırma sonucunda, Marmara Denizi çevresinde K–G doğrultulu hız alanı bileşenlerinin önem arz edecek kadar fazla olmadığını ve bu hız alanı bileşenlerinin çek–ayır havzaların oluşumuna etki etmediğini ileri sürmüşlerdir. Diğer taraftan, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından 1997 yılında Marmara Denizi’nde toplanan sismik verileri 3 farklı çalışma grubu değerlendirmiş ve farklı sonuçlar elde etmişlerdir. Bu çalışma gruplarından biri olan Okay vd. (1999), tarafından ulaşılan sonuçlara göre ana fay Batı Marmara Çukuru’nun doğusunda KD–GB doğrultulu bir ters faydır. Parke vd. (1999), bu sismik verileri kullanarak yapmış oldukları çalışmada KAF’nın Marmara Denizi tabanında etkinliğinin yok olduğu ve Marmara Denizi’nin D–B doğrultulu normal faylar tarafından açıldığı sonucuna varmışlardır. Ayrıca bu bilim insanları, Marmara Denizi tabanında doğrultu atımlı birden çok fay parçası bulunduğunu, ana fayların D–B yönlü olduğunu, sistemi birbirine bağlayan fayların ise KB–GD ve KD–GB yönelimli normal faylar olduğunu belirtmişlerdir. Son olarak Le Pichon vd. (1999), yine bu verileri kullanarak yapmış oldukları çalışmada Marmara Denizi tabanını yaklaşık olarak D–B yönünde boydan boya kat eden gömülü bir ana fayın var olduğu sonucuna ulaşmışlardır. Bu araştırmacılar bu faya Büyük Marmara Fayı adını vermişlerdir. Sakınc vd. (1999), uydu görüntüleri ve SAR girişim ölçerinden hazırlanan dijital topografik haritaları kullanarak Güney Marmara Bölgesi’nde Trakya–Eskişehir Fayı’nın konumunu belirlemişlerdir ve daha sonra bu fayın konumu Yalıtırak vd. (2000), tarafından saha gözlemlerine dayalı olarak jeolojik haritalar üzerine çizilmiştir.

Okay vd. (2000), Marmara Denizi’ne ait çok kanallı sismik yansıma verilerini kullanarak yapmış oldukları çalışmada 3 çukurdan doğuda kalan Çınarcık Çukuru’nun oluşumunun, batıya doğru ilerleyen Kuzey Anadolu Fayı’nın (KAF), daha önce var olan bir fay zonunu KB yönünde kesmesi ile başladığını ileri sürmüşlerdir. Ambrasesys ve Jackson (2000), 1500–1900 yılları arasındaki tarihsel ve 1900 sonrası modern deprem kayıtlarından yararlanarak Marmara Denizi depremselliğini araştırmışlar; $M=6.8-7.2$ olan tarihi yıkıcı depremlerin açık denizlerde olduğunu belirtmişlerdir. Le Pichon vd. (2001), Marmara Denizi’nin KB bölgesinde toplanan çok yönlü batimetrik ve sismik yansıma verilerini kullanarak yapmış oldukları çalışmada KAF’nın kuzey kolunun bu üç çukurdan batıda kalan Batı Marmara Çukurunu boydan boya kestiğini ileri sürmüşlerdir. İmren vd. (2001), Kuzey Marmara Denizi’nin çok yönlü batimetrik ve sismik verilerine dayanan yeni

bir analizle deniz tabanının karmaşık topografik özelliğine odaklanmışlardır. Ancak, sismik verilerin penetrasyon eksikliği nedeniyle, bölgesel tektoniğin daha iyi anlaşılması için gerekli olan yeterli derinlik bilgisi sağlayamamışlardır. Erturaç (2002), Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Uzaktan algılama yöntemlerini kullanarak Marmara Denizi'nin kıyıları ve civarının morfolojik, jeolojik, kıyı ve topografik haritalarıyla bu haritalarla alakalı verileri bulunduran MARCIS adını verdiği sayısal bir bilgi sistemi oluşturmuştur. Demirbağ vd. (2002), derin sismik ve çok yönlü batimetri verileriyle Marmara Denizi tabanındaki Ana Marmara Fayı'nın (AMF) en üst tortul tabakalarındaki aktif deformasyonunu araştırmışlardır. Yaltırak (2002), daha önceki çalışmalarda sunulan verilerin kombinasyonuna dayanan yeni bir analizle Marmara Denizi ve çevresinin tektonik gelişimini araştırmıştır. Araştırma sonucunda Marmara Denizi'ndeki sırtların ve bu 3 çukurun, fay parçaları arasındaki sıçramalardan dolayı geliştiğini, kuzey ve güney sınır fayları olarak da bilinen ve Marmara yamaçlarını sınırlayan normal fayların halen aktif olduklarını ileri sürmüştür. Ayrıca Batı Marmara'da (Gelibolu–Biga Yarımadası) KB–GD yönelimli sağ yanal makaslama mekanizmasının ve Bandırma ile Bursa arasındaki K–G genişleme kuvvetlerinin neden olduğu sıkışma kuvvetleri altında Marmara Denizi'nin şekillenmesinin halen devam etmekte olduğunu belirtmiştir. Kasap ve Gürlen (2003), Marmara Bölgesi'nde 1900–2000 yılları arasında yerel magnitüdü 4'ten büyük olan 447 deprem verisini kullanarak istatistiksel analizler yapmışlar ve çeşitli magnitüdler için depremlerin tekrarlama yıllarını elde etmişlerdir. Ateş vd. (2003), havadan manyetik, sismik ve gravite verilerini kullanarak Marmara Bölgesi'nin derin yapısını incelemişlerdir. Çalışma sonucunda, tersiyer taban için bir taban haritası; sismik, havadan manyetik ve yüzey gözlemleri ile oluşturulan bir de fay haritası önermişlerdir. Ayrıca Marmara Denizi ve çevresindeki depremleri belirleyen kilit faktörün, sırt zonunda yer alan rijit bir bloğun sınırlayıcı bir bükülme davranışı sergilediğini belirtmişlerdir. Düşünür (2004), Marmara Denizi'ne ait batimetrik ve sismik verileri kullanarak bu çukurlardan ortada kalan Orta Marmara Çukuru'nda yapmış olduğu çalışmada KAF'nın, çukurun ortasında yer alan çöküntü alanının güney yamacı boyunca ilerlediğini ve çukuru batı ucunda sergilediği atkuyruğu yapılarla güneye doğru bir sıçrama yaparak terk ettiğini belirlemiştir. Ayrıca çukurun kuzey yamacında bulunan doğrultu atımlı bir fayın aşmalı faylarının doğrultularındaki değişimlerin, çöküntü alanının saat yönünde dönüyor olmasına dayanak oluşturduğu yorumunda bulunmuştur. Aktar vd. (2004), Marmara Bölgesi'nde yapmış oldukları çalışmada oldukça yüksek b–değerleri bulmuşlardır ve bunların 17 Ağustos 1999

İzmit depreminin ana şok kırılması esnasında yüksek kayma nedeniyle kabuk malzemesinin ciddi şekilde ezildiğini gösterdiğini iddia etmişlerdir. Yüksek b-değerleri aynı zamanda bu büyük deprem nedeniyle yüksek derecede çatlaklı bölgelerin yeniden faaliyete geçtiğini gösterir. Muller ve Aydın (2004), Yalova ve Armutlu Fayları boyunca potansiyel kırılmaları ileri sürerek Marmara Denizi'nde gelecekteki kırılmalar olasılığını tahmin etmişlerdir. Ayrıca 1999 İzmit depreminin batısında D-B doğrultusunda potansiyel bir kırılma hattı önermişlerdir. Sato vd. (2004), okyanus dibi sismometre (OBS) verilerini kullanarak Marmara Denizi'nin mikro depremselliğini ve bu depremlerin odak derinliklerini ve odak mekanizmalarını incelemişlerdir. Çalışma sonucunda, mikro depremselliğin ağırlıklı olarak AMF boyunca meydana geldiği gözlemlenmiştir. Odak derinliği dağılımı, AMF'nın batı kısmı boyunca 20 km ve doğu kısmı boyunca 15 km derinlikten daha sığ olarak bulunmuştur. Kuşçu vd. (2005), tarafından gerçekleştirilen araştırmalar sonucunda İzmit Körfezi'ndeki faydan yüzeye gaz çıkışını gösteren birçok su kolonu örneği belirlenmiştir. Armijo vd. (2005), yapmış oldukları çalışmada Marmara Denizi'nin aktif fay zonunun yakınlarındaki derin havzada metan ve soğuk gaz sızıntıları gözlemlenmiştir. Barış vd. (2005), 1985–2002 yılları arasında meydana gelen depremlere ait V_p , V_s ve V_p/V_s 'lerin üç boyutlu yapısını incelemişlerdir. Bu çalışma sonucunda Marmara Bölgesindeki hiposantırları yeniden konumlandırmış ve bölgenin kabuk yapısının hız dağılımlarını belirlemişlerdir. Yapmış oldukları çalışmalardaki sismik bulgular daha önce Ateş vd. (2003), tarafından açıklanan gravite ve manyetik profillerle uyumlu çıkmıştır. Öncel ve Wilson (2006), Marmara Denizi'ndeki KAF boyunca deprem potansiyelini GPS gerilme ve tektonik parametreleri karşılaştırarak değerlendirmişlerdir. Değerlendirme sonucunda Kuzey Sınır Fayı'nın gerilmeyi doğudan batıya aktarmasına burada bulunan bir sırtın engel teşkil ettiğini öne sürmüşlerdir. Demirbağ vd. (2007), farklı çözünürlük ve penetrasyon özelliklerine sahip sismik yansıma ve çok yönlü batimetrik verileri kullanarak Orta Marmara Çukuru'nun tektonik yapısını araştırmışlardır. Araştırma sonucunda bu çöküntü bölgesinde çek-ayır havzasına neden olan sağ yanal basamaklı doğrultu atımlı bir faya karşı dönmeli bir çöküntü zonu oluşturan sürekli bir doğrultu atımlı fayın var olduğunu ileri sürmüşlerdir. Ateş vd. (2008), sismik hızlardan elde edilen yoğunluk verilerini ve sahadan elde edilen manyetik verileri kullanarak, Marmara Denizi'nin derin yapısının basit iki boyutlu manyetik ve gravite modellerini sunmuşlardır. Jeofizik veriler ve modelleme sonuçları, Marmara Denizi'nin oluşumunun Paleozoyik veya daha önceki dönemlerde Orta Marmara Sırtı'na Horst benzeri yapıların yerleşmesiyle

başladığını, blok dönmeleri, tortul birikimi ve faylanmaların ardından manyetik malzemenin üst kabuğa girmesiyle devam ettiğini göstermektedir. Kuşçu (2009), deniz jeofiziği verilerini kullanarak Marmara Denizi'nde yapmış olduğu çalışmada KAF'nın kuzey kolunun tek parça devam eden bir fay olduğunu belirtmiştir.

Hergert ve Heidbach (2010), Marmara Denizi'nden geçmekte olan KAF'nın Kuzey kolunun bir sıçrama oluşturan fay olduğu değerlendirmesinde bulunmuşlardır. Ergintav vd. (2011), tarafından Marmara Denizi'nin kuzey şelfinde kapsamlı bir akustik çalışma gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada kullanılan çok kanallı sismik verilerden Çatalca Fay Zonu'nun KB–GD yönlü uzanımı ortaya konulmuştur. Çorbacioğlu (2011), tortul karot örneklerini kullanarak Marmara Denizi'nin batı kısmında bulunan derin Batı Marmara Çukuru ile sığ Çanakkale Boğazı arasında bulunan Şarköy kanyonu transgresifi (deniz yükselmesi) Holosen tortulunun jeokimyasını araştırmıştır. Marmara Denizi kıyı batimetrisinde tanımlanan yaygın ondülasyon alanlarını ve Marmara Denizi'ne ait yüksek çözünürlüklü çok kanallı sismik yansıma verilerini inceleyen Shillington vd. (2012), bölgedeki ondülasyon sırtlarının batimetrik konturlarla olan paralelliğinin, kıvrım kollarının dik eğimlerinin, kıvrımların derinlikle artan genliklerinin ve uzun vadeli yavaş büyüme oluşumlarının buradaki baskın mekanizmanın yokuş aşağı kayma olduğuna işaret ettiğini ifade etmişlerdir. Ekinci ve Yiğitbaş (2013), Biga Yarımadası ve çevresine ait havadan manyetik verileri kullanarak yapmış oldukları çalışmada granitoid sokulumların yanal sınırlarını ve volkanik kayalar üzerindeki alterasyon zonlarının yüzeysel dağılımlarını belirlemişlerdir. Tur vd. (2014), yapmış oldukları çalışmada yüksek ayrımlı tek kanallı sismik verileri değerlendirerek kuzey şelf üzerinde 2 grup fayın olduğunu belirtmişlerdir. Birinci grup faylar KKD–GGB yönelimli, eğim atımlı faylar olup boğazın batı yamacını ve Büyükçekmece Lagünü açıklarında bulunan KKD–GGB yönelimli havzaları sınırlarlar. İkinci grup faylar ise KB–GD yönelimli, doğrultu atımlı faylar olup deniz tabanında doğrusal olaylar oluşturmaktadırlar; ayrıca bu fayların KAF ile ilişkili oldukları da düşünülmektedir. Aydemir (2015), çok kanallı sismik yansıma, Chirp ve Sparker verilerini kullanarak Marmara Denizi'nin güneyinde sığ gaz birikimlerinin dağılımlarını haritalamış ve niteliklerini araştırmıştır. Nasıf (2016), yüksek ayrımlı sismik, chirp sığ mühendislik sismiği ve deniz tabanı mühendisliği sismiği verilerini sondaj kuyu verileri ile ilişkilendirerek Marmara Denizi kuzey şelfindeki stratigrafiyi yorumlamış ve bölgedeki aktif–pasif fayları araştırmıştır. Kende vd. (2017), çalışma alanında Moho derinliğini gravite verilerinin ters çözümüyle, 30 km referans derinliğinin yanı sıra 25 km

derinlik değerine kadar sığlaştığını hesaplamışlardır. Sönmez ve Oruç (2017), Doğu Marmara Bölgesi'ndeki sismik etkinlik farklılıklarını EGM08 Bouguer gravite verilerini ve Vening Meinesz İzostazi verilerini kullanarak araştırmışlardır. Çalışma sonucunda Gravimetrik Moho derinliklerinin 30 km–38 km arasında değiştğini ve sismik etkinliğin nispeten az olduğu güneyde aşırı dengelenme, fazla olduğunu kuzey kesimde ise düşük dengelenme oranlarının olduğunu belirtmişlerdir. Oruç ve Sönmez (2017), Doğu Marmara bölgesine ait EGM08 Bouguer gravite verilerini kullanarak yapmış oldukları çalışmada Moho ve Litosfer–Astenosfer sınırlarının ortalama derinliklerini sırasıyla 30 km–38 km ve 45 km–55 km olarak belirlemişlerdir. Ayrıca, litosferik mukavemet ve termal sınır tabaka yapısını değerlendirerek reolojik yapının güçlü bir üst kabuk, zayıf bir alt kabuk ve kısmen ergimiş bir üst litosferik mantodan oluştuğunu önermişlerdir. Gholamrezaie vd. (2018), yapmış oldukları çalışmada jeolojik, sismolojik ve gravite verilerini kullanarak, Moho arayüzey sınır derinliklerinin Marmara Denizi'nin kuzey kıyılarında 28 km, güney ve doğu kıyılarında 28.5 km–29 km ve denizin orta kısımlarında ise 27 km civarında olduğunu belirlemişlerdir. Şahin ve Jiang (2018), Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı kısmında bulunan Marmara bölgesinde yapmış oldukları çalışmada, 3B viskoelektrik–intersismik deformasyon modelini kullanarak fayların sismojenik özelliklerini araştırmışlardır. KAF'nın her iki tarafındaki blokların dönme–yamulma miktarını, deprem öncesi viskoelastik gevşemelerini ve intersismik kayma miktarlarını jeofizik ve jeodezik görüntüleme yöntemini kullanarak belirlemişlerdir. Ediger vd. (2018), Marmara Denizi'nin kuzeydoğusundan alınan sismik yansıma ve karot verilerini tortullaşma açısından inceleyerek akustik taban üstünde 5 tane stratigrafik birim ve temel kaya üstünde 4 tane tortul yapı bulmuşlardır. Ayrıca bu bilim insanları, daha önceleri göl olan Marmara Denizi'ne Karadeniz ve Ege Denizi'nin kavuşma dönemlerini değerlendirerek, 3 taraçanın derinliklerini saptamışlardır. Telesismik (uzak) deprem kayıtlarında görülen fazları kullanarak, KAF'nın geçtiği Marmara Denizi ve çevresine ait üst mantonun deformasyon yönüyle ilgili bulguları inceleyen Eken (2018), kabuk ve üst manto deformasyon yönleri arasında 90 dereceye kadar varan uyumsuzluklar olduğunu belirlemiştir. Ayrıca üst kabukta KAF'na bağlı olarak gelişen deformasyonun daha derinlerde devam etmediğini ileri sürmüştür. Tary vd. (2019), yapmış oldukları çalışmada deprenselliğin neden olduğu statik ve dinamik gerilmeleri hesaplamışlar ve deniz tabanındaki sıvı malzeme çıkışlarının, deprem faaliyetleri veya kaldırma kuvvetleri gibi tetikleyici mekanizmalardan bağımsız olarak, genellikle aktif faylarda veya fayların çevresinde bulunduğunu ifade etmişlerdir.

Şen ve Doğan (2021), Marmara Denizi tabanındaki sıvı malzeme çıkışlarının arkasındaki olası taşıma mekanizmasını belirlemek için sayısal bir model oluşturmuşlardır. Oluşturdukları bu modele göre hem deniz tabanı batimetrisinin hem de fayların varlığının, deniz tabanındaki sıvı malzeme çıkışlarının yerini ve dağılımını kontrol ettiğini ileri sürmüşlerdir.

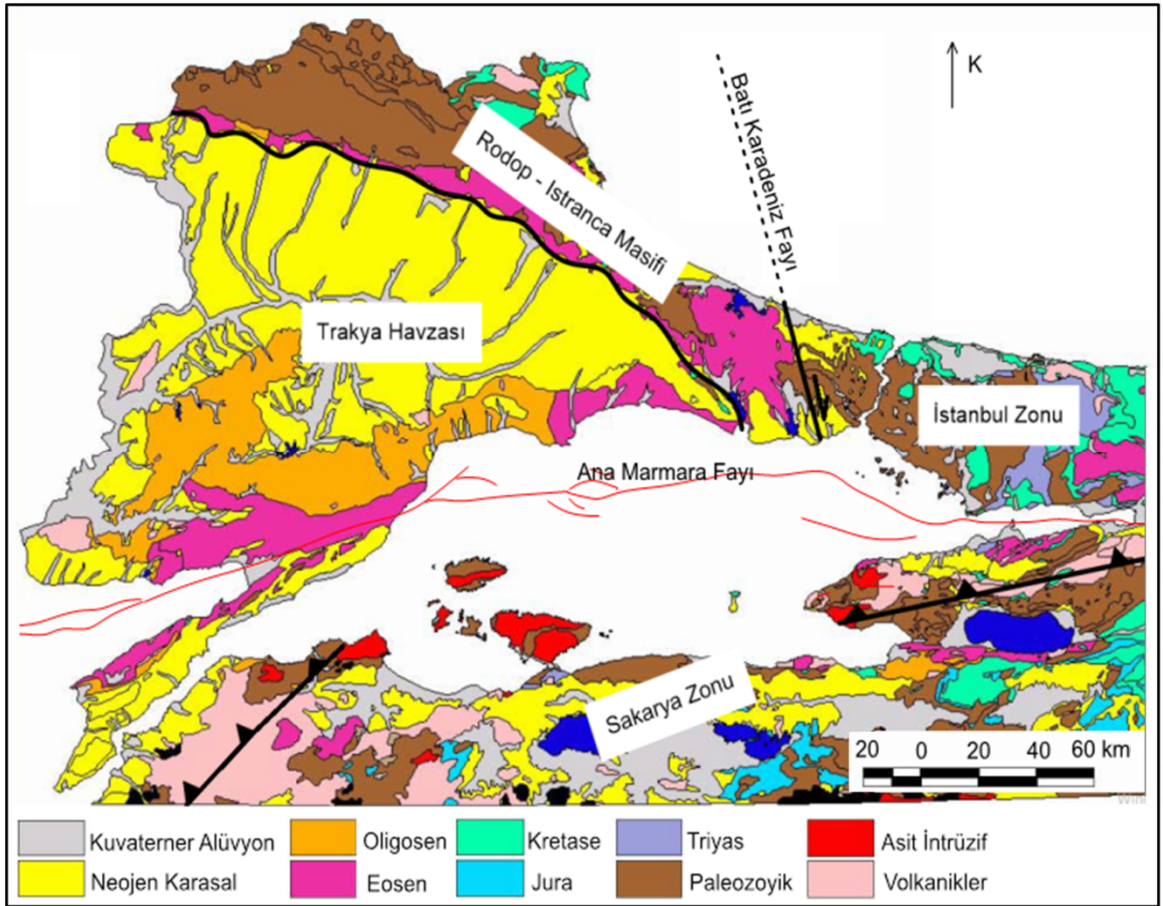
Marmara Denizi tabanında bulunan üç derin çukurdan batıda kalan Batı Marmara Çukuru ve doğuda kalan Çınarcık Çukuru üzerinde yüksek genlikli pozitif gravite anomalileri gözlemlenirken, ortada kalan Orta Marmara Çukuru üzerinde ise negatif gravite anomalileri gözlenmektedir. Ancak, literatür kaynaklarına göre, yeterince ve detaylı incelenmediği görülen bu anomali farklılıklarının nedenleri bu tez çalışmasının araştırma konusunu oluşturmuştur. Bunun için öncelikle çalışma alanına ait Bouguer gravite verilerinin genlik spektrumu alınarak kabuk arayüzey ortalama derinlikleri ve kritik dalgasayıları (k_c) belirlenmiştir. Belirlenen kritik dalgasayıları kritik dalgaboylarına dönüştürülerek süzgeçleme işleminde kullanılmış ve arayüzeyler arasında kalan tabakalara ait gravite verileri elde edilmiş ve arayüzeylere ait ortalama derinlikler Parker–Oldenburg ters çözüm yöntemiyle kullanılarak arayüzey topografyaları haritalanmıştır. Çalışma sonucunda Orta Marmara Çukuru altında tortul birikiminin fazlalığının ve kabuğun kalınlaşmasının bu anomali farklılığına neden olduğu belirlenmiştir.

Ayrıca daha önceki araştırmalarda sürekliliği konusunda çeşitli görüşler ortaya atılan Ana Marmara Fayı'nın Marmara Denizi tabanındaki devamlılığı Toplam Yatay Türev (TYT) tekniği kullanılarak araştırılmıştır. Bu amaçla, sığ kabuğa ait süzgeçlenmiş gravite verilerine TYT tekniği uygulanarak, hem kütle yoğunluk değişim sınırlarının nasıl değiştiği hem de mevcut fayların da izleri görüntülenebilmiştir. Ancak, AMF'nın Orta Marmara Çukuru altındaki sürekliliği TYT tekniği ile tespit edilememiştir. Bu sorunun çözümü için verilerin 2B'lu ters çözümü gerçekleştirilmiştir.

Ters çözümle belirlenen tortul içi arayüzey sınır derinliklerinin, doğruluğunu test etmek amacıyla, Normalize Tam Gradyent (NTG) yöntemi uygulanarak derinlikler tekrar hesaplanmıştır. Böylece elde edilen derinlik seviyelerinin, ters çözümle bulunan sığ arayüzey sınır derinlikleri ile iyi bir uyum içinde olduğu görülmüştür.

1.2. Marmara Denizi ve Civarının Jeolojisi ve Tektonik Yapısı

Marmara Denizi ve çevresi jeolojik açıdan oldukça karmaşık bir bölgedir. Bölgede 4 farklı tektonik birliğin yan yana gelmesinin bu durumun sebebi olduğu söylenebilir (Okay vd., 2007). Jeolojik evrimleri farklı olan bu tektonik birlikler; Rodop–İstranca Masifi, İstanbul Zonu, Sakarya Zonu ve Trakya Havzası şeklinde sıralanabilir (Şekil 1). Marmara Denizi, Anadolu’nun batısında bulunan Ege havza sisteminin kuzeyini teşkil eden ve Miyosen–Pliyosen tortul ile dolu olan Enez havzası ile aynı hizadadır. Marmara Denizi sismik etkinliğin yoğun yaşandığı bir bölgedir. KAFZ’nun kuzey kolu İzmit Körfezi’nden Marmara Denizi’ne girmekte ve Gaziköy yakınlarında karaya çıkarak kuzey Ege’ye uzanmaktadır. Milyonlarca yıl süren jeolojik olay dizilerinin Marmara Denizi’nin gelişiminde nasıl bir role sahip oldukları KAF’nın anlaşılması açısından kritik bir öneme sahiptir (Erturaç, 2002).



Şekil 1. Marmara Denizi ve çevresinin jeolojisi ve tektonik yapısı (MTA, 1963’ten değiştirilerek alınmıştır).

Bu tektonik birliklere kısaca değinilecek olursa; Rodop–İstranca Masifi ağırlıklı olarak metamorfik kayalardan meydana gelmiştir. Bu masif Geç Jura–Erken Kretase dönemlerinde metamorfizma geçirmiş ve deformasyona uğramıştır (Aydın, 1988; Çağlayan ve Yurtsever, 1998; Okay vd., 2001; Sunal vd., 2006). Geç Kretase döneminde ufak magmatik kütleler, granodiyorit sokulumlar, dayklar ve siller tarafından kesilen bu masif daha sonra Alt Kretase yaştaki çökeller tarafından uyumsuzlukla örtülmüştür (Okay vd., 2007).

İstanbul Zonu, Paleozoyik tortul bir tabaka ve bu tabakayı uyumsuz bir şekilde örten Mesozoyik ve Tersiyer çökellerden meydana gelmiştir (Ketin, 1983; Görür vd., 1997; Tüysüz vd., 2004). İstanbul Zonu ile Istranca Masifi, KKB–GGD yönelimli sağ yanal doğrultu atımlı Batı Karadeniz Fayı ile birbirinden ayrılır. Bu bölgede, İstanbul Zonu’nda mostra veren Karbonifer yaşı kumtaşları ile Istranca Masifi’nde mostra veren metamorfik kayalar arasındaki dar kısım Eosen–Oligosen yaşı tortul tabaka ile örtülüdür (Okay vd., 1994).

İstanbul Zonu’ndan Paleozoyik–Mesozoyik dönemlerinde var olduğu düşünülen bir okyanusla ayrılan (Şengör ve Yılmaz, 1981) Sakarya Zonu’nda düzenli Paleozoyik bir tabaka bulunmaz. Üst Paleozoyik kayalar parçalar halinde Permo–Triyas yaşta çökeller ve volkanik birimler arasında yer alır. Bu tektonik birlikte Geç Triyas dönemlerinde metamorfizma ve deformasyon içeren orojenik bir faaliyetin vuku bulunduğu tespit edilmiştir (Okay ve Güncüoğlu, 2004). Bu karmaşık taban Jura döneminden başlayan tortul–volkanik katmanla örtülüdür (Okay, 2007).

Yukarıda bahsi geçen tektonik birliklerin yan yana gelmesinin ardından oluşan Trakya Havzası, Eosen–Oligosen yaşı klastik tortul kayalardan meydana gelmiştir. Bu havzada yapılan petrol ve doğalgaz aramaları havzanın stratigrafisinin ayrıntılı olarak tespit edilmesine büyük katkıda bulunmuştur (Turgut vd., 1983; Turgut vd., 1991). Havzada depolanma Orta Eosen döneminde kireçtaşları ile başlamış, Orta–Üst Eosen’de kumtaşı–şeyl ve Geç Oligosen’de linyit arakatlı kumtaşı ve çamurtaşı istifleriyle devam etmiştir. Eosen–Oligosen yaşlardaki tortul tabakanın kalınlığı 8 km civarındadır. Bu istif, Orta–Üst Miyosen döneminde karasal çökeller tarafından uyumsuz bir şekilde üzerlenmiştir (Okay vd., 2007).

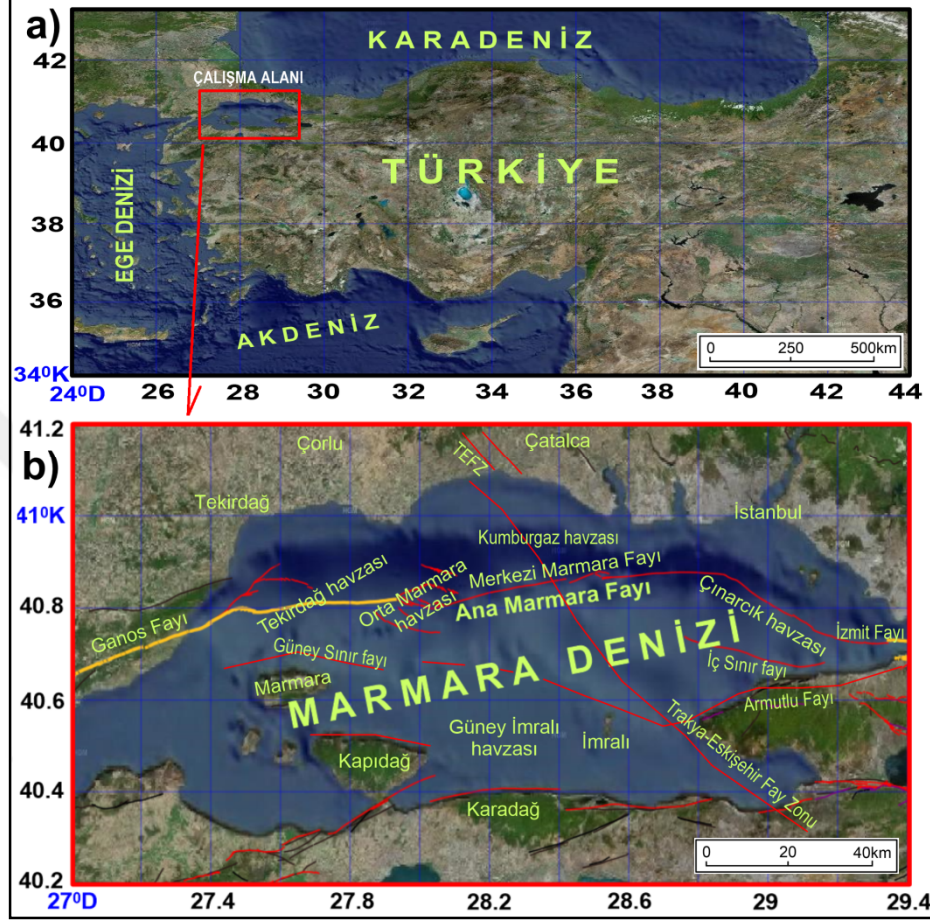
Marmara Denizi’nin jeolojisi; Marmara Denizi’nde yapılan sismik araştırmalar, sondaj çalışmaları ve ayrıca çevresinin iyi bilinen jeolojisinden yola çıkılarak tanımlanmıştır. Denizin kuzey şelfi doğuda İzmit körfezi batıda ise Ganos ile

sınırlanmıştır. Jeolojik olarak üç kısma ayrılan bu şelfin Ganos ile Çatalca arasında kalan bölümü Trakya Havzası'nın güney uzantısını teşkil eder. Bu bölümde yapılan sondaj çalışmalarından elde edilen verilere göre şelfin bu kısmı 1110 m kalınlığında Eosen–Oligosen kumtaşı ve bunu üzerleyen 20 m kalınlığındaki Kuvaterner deniz killerinden oluşmaktadır (Okay vd., 2007). Şelfin Çatalca ile İstanbul Boğazı arasında yer alan kısmı Miyosen yaşlı kireçtaşı, silttaşı ve kumtaşlarından meydana gelmiştir (Ariç, 1955). Orta Eosen kireçtaşları ve Paleozoyik tortul kayaçlar bu Üst–Miyosen çökelleri uyumsuzlukla örter (Gökaşan vd., 2005). İstanbul Boğazı ile İzmit Körfezi arasında yer alan kısım ise İstanbul Zonu'na ait Paleozoyik tortul kayaçlardan oluşmuştur. Bu kısımda bulunan adalar ağırlıklı olarak Ordovisyan yaşlı kuvarsitlerden oluşur (Ketin, 1953).

Adalar ve İç Sınır Fayları ile sınırlandırılmış olan Çınarcık Çukuru, Pliyo–Kuvaterner çökeller içeren havza şeklinde bir yapıya sahiptir. Havzadan geçen KAFZ içerisinde bulunan deforme olmamış kalın çökel istifin fay ile aynı yaşta olması muhtemeldir. Çökel kalınlığı havza merkezinde 5 km civarındadır. Bu çökeller iki tabakaya ayrılabilir. Havzanın merkezini antiklinal–senklinal çifti oluşturur (Okay vd., 2007). Bu çukur yaklaşık olarak KB–GD yönelimli olup batıda daha geniş (22 km) doğuda ise daha dardır (5 km). Çukurun uzunluğu 65 km civarındadır ve kuzey yamacı oldukça diktir. Orta Marmara Sırtı ile sınırlanan Çınarcık Çukuru'nun batısında Orta Marmara Çukuru bulunur (Okay vd., 2000). Orta Marmara Çukuru'nun jeolojisi hakkında diğer çukurlara nazaran daha az bilgi mevcuttur. Bu çukurda kalın bir Pliyo–Kuvaterner çökel istif bulunur. Bu istifler Merkez Marmara Fayı tarafından kesilmiştir. Orta Marmara Çukuru'nun en derin bölgesi 1265 m civarında olup kenar uzunlukları yaklaşık 25 km'dir. Kuzey yamacı dik, güney yamacı ise nispeten daha meyillidir. Tabanı oldukça düzdür. (Demirbağ vd., 2007). Orta Marmara Çukuru'nun batısında Batı Marmara Çukuru bulunur. Çukurda yer alan genç tortul tabakanın altında yansıma sunmayan bir temel bulunur. Bu temelin Eosen–Oligosen yaşlı olduğu düşünülmektedir. Bu çukurda genç tortul tabakanın kalınlığı 2.5 km civarındadır (Okay vd., 1999). Batı Marmara Çukuru 1152 m civarında derinliğe sahiptir. Tabanı oldukça düz, B–KB yamacı oldukça dik, Güney yamacı ise yayvandır. 43 km uzunluğa ve 15 km genişliğe sahiptir. KB–GD yönünde uzanan Batı Marmara sırtı ile Orta Marmara Çukuru'ndan ayrılır. Bu çukur, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca gelişmiştir (Le Pichon vd., 2001).

Çalışma alanı ve Marmara Denizi'nde yapılan araştırmalar sonucunda elde edilen bulgular neticesinde genel kabul gören Marmara Denizi fay haritası (İmren vd., 2001;

Armijo vd., 2002; Parke vd., 2002; Demirbağ vd., 2003; Le Pichon vd., 2003) sırasıyla Şekil 2a ve Şekil 2b’de verilmiştir.

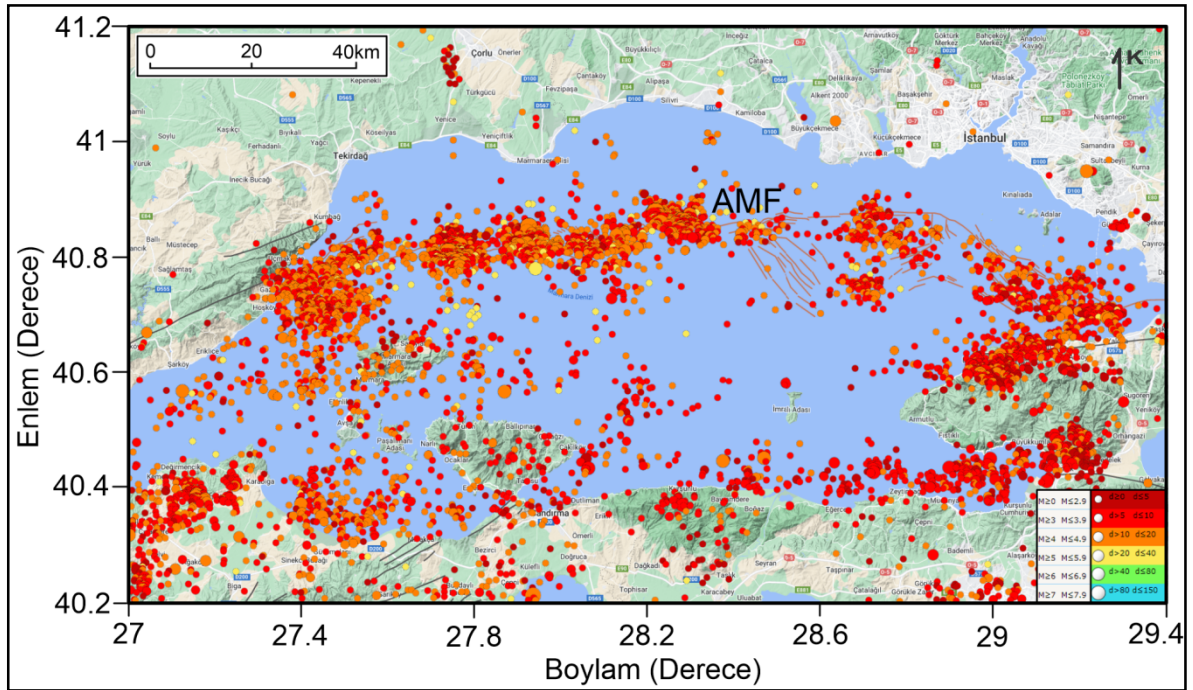


Şekil 2. a) Çalışma alanı (Emre vd., 2013) ve b) Çalışma alanının fay haritası (İmren vd., 2001; Armijo vd., 2002; Parke vd., 2002; Demirbağ vd., 2003; Le Pichon vd., 2003).

Marmara Denizi’nin oluşumunda önemli katkısı bulunan KAF, doğuda İzmit Körfezi’nden Marmara Denizi’ne girmekte ve batıda Gaziköy (Ganos) yakınlarında karaya çıkmaktadır. 17 Ağustos 1999 İzmit depreminde yırtılan, KAF’nın bir parçasını oluşturan İzmit Fayı, Tuzla açıklarında iki kola ayrılmaktadır. İzmit depreminde yırtılan bu fay parçası 45 km uzunluğa sahip KB yönelimli Adalar Fayı’nı izler. Adalar Fayı Çınarcık Çukuru’nun kuzeyinden geçer ve Bakırköy açıklarında Merkez Marmara Fayı’na ulaşır. Batıya doğru yönelen 105 km uzunluğundaki Merkez Marmara Fayı, Orta Marmara Çukuru’nu ortadan keserek öter. Tekirdağ açıklarında bir büküm yapan bu fay Gaziköy’ün kuzeyinde Ganos Fayı’na kavuşur. 45 km uzunluğundaki Ganos Fayı Saros

Körfezi'ne uzanır. Marmara Denizi'nde, bu ana fay kolunun dışında çok sayıda doğrultu atımlı ve normal faylar bulunmaktadır (Okay vd., 1999).

1900 yılından günümüze kadar çalışma alanında gerçekleşmiş ve büyüklüğü 2'den fazla olan depremlerin episantır dağılımları Şekil 3'te verilmiştir. Şekil 3'teki deprem episantır dağılımları incelendiğinde, deprem episantırlarının AMF, Marmara Denizi'nin güney kısımları ve mevcut diğer faylar boyunca yoğunlaştığı görülmektedir. Ancak, deprem episantırları AMF boyunca yoğunlaştığı gibi, Trakya-Eskişehir Fay Zonu boyunca yoğunlaşmamıştır.



Şekil 3. 1900 yılından günümüze kadar, çalışma alanında meydana gelmiş ve büyüklükleri 2'den fazla olan depremlerin episantır dağılım haritası ve Ana Marmara Fayı (KRDAE).

1.3. Çalışma Alanının WGM2012 Küresel Bouguer Gravite ve Batimetri Verileri

WGM2012, küresel geometride küresel ölçekte hesaplanan Dünya'nın gravite (Bouguer, izostazik ve serbest hava) verilerinin yüksek çözünürlüklü gridlerinin ve haritalarının ilk sürümüdür. Bu çalışma Dünya Jeoloji Haritası Komisyonu (CGMW), Birleşmiş Milletler Eğitim, Bilim ve Kültür Kurumu (UNESCO), Uluslararası Jeodezi Birliği (IAG), Uluslararası Jeodezi ve Jeofizik Birliği (IUGG), Uluslararası Jeolojik

Bilimler Birliği (IUGS) ve uluslararası çeşitli bilimsel kuruluşlarla işbirliği çerçevesinde, Bureau Gravimétrique International (BGI) tarafından yürütülmüştür. WGM2012 gravite verileri, mevcut dünya küresel gravite modelleri EGM2008 ve DTU10'dan türetilmiştir, ayrıca çoğu yüzey kütesinin (atmosfer, kara, okyanuslar, iç denizler, göller, buzullar) katkısını dikkate alan ETOPO1 modelinden türetilen 1'x1' çözünürlüklü arazi düzeltmelerini içermektedir. Bu modeller küresel ölçekte doğru hesaplamalar elde etmek için teorik gelişmeler ışığında küresel harmonik bir yaklaşımla hesaplanmıştır. Bu çalışmada kullanılmak üzere WGM2012'den alınan 2'x2' çözünürlüklü Bouguer gravite verileri 27°–29.4° doğu boylamları ve 40.2°–41.2° kuzey enlemleri arasında yer almaktadır.

1.4. Spektral Analiz ve Süzgeçleme

Bouguer anomalilerinden derin arayüzey sınırlarının ortalama derinliklerinin kestirimi dalga sayısının bir fonksiyonu olarak açısal ortalama doğa logaritmik genlik spektrumuyla yapılabilir (Spector ve Grant, 1970; Blakely, 1996). Bu işlem 2 boyutlu (2B) Hızlı Fourier Dönüşümü (HFD) ile Bouguer anomalilerinin uzay ortamından dalgasayısı ortamına dönüşümüne dayanır.

Dolayısıyla $b(x, y)$, sürekli 2B bir yüzeyin $x -$ ve $y -$ yönlerinde Δx ve Δy aralıklarında örneklenmesiyle elde edilen gravite veya topografya verilerinin ayrık $N \times M$ veri dizisini temsil ediyorsa $b(x, y)$ 'nin 2B sonlu Ayrık Fourier Dönüşümü,

$$B(k_x, k_y) = \frac{1}{NM} \sum_{k_x=0} \sum_{k_y=0} g(x, y) e^{-2i\left(\frac{k_x \Delta x}{N} + \frac{k_y \Delta y}{M}\right)} \quad (1)$$

bağıntısıyla verilir. Burada k_x ve k_y sırasıyla $x -$ ve $y -$ doğrultularındaki dalgasayılarıdır. Açısal dalgasayısı ise grid noktasının etrafındaki bir çemberin yarıçapı olarak,

$$k_r = (k_x^2 + k_y^2)^{1/2} \quad (2)$$

ifadesi ile verilir.

Karner ve Watts (1983) ve Browne (1984), Bouguer plaka etkisinin dalgasayısı ortamındaki karşılığını,

$$B(k_r)_{z=0} = 2\pi G \Delta \rho e^{(-2\pi k_r z_0)} H(k_r)_{z=0} \quad (3)$$

bağıntısıyla vermişlerdir. Burada $B(k_r)$, yeryüzü düzleminde Bouguer anomali haritasının Fourier dönüşümüdür. $\Delta \rho$ ise $z = z_0$ gibi bir ortalama derinlikte rastgele dağılım gösteren bir arayüzeyin sınırladığı iki tabaka arasındaki yoğunluk farkıdır. $H(k_r)$ arayüzey sınır ondülasyonu olan $h(x, y)$ 'nin Fourier dönüşümüdür. Buna göre genlik spektrumu, $B(k_r)$ ile karmaşık eşleniği $B^*(k_r)$ 'nin çarpımı olarak,

$$E_1(k_r) = B(k_r)B^*(k_r) = (C + iD)(C - iD) = C^2 + D^2 = B^2 \quad (4)$$

şeklinde ifade edilebilir (Nnange vd., 2000). Burada C ve D ayrık Fourier dönüşümünün gerçek ve sanal bileşenleridir.

Açısal dalgasayısına bağlı olarak söz konusu bileşenler belli bir azimut açısına göre açısal doğrultularda elde edilir. Gravite verilerinin yorumunda x – ve y – yönlü grid verileri esas alınılığında açısal doğrultuların spektrum içerisinde ifade edilmesinde zorluklarla karşılaşılır. Bu durumda dalga sayılarının ortalaması alınarak, açısal ortalama dalga sayıları kullanılmaktadır. Bağıntı (3) ve Bağıntı (4)'ten yeryüzü düzleminde kuramsal genlik spektrumu,

$$|B(k_r)_{z=0}|^2 = 4\pi^2 G^2 \Delta \rho^2 e^{(-4\pi k_r z_0)} |H(k_r)_{z=0}|^2 \quad (5)$$

olarak elde edilir. Genlik spektrumunun kararlı olması önem arz eder. Bu nedenle Banks ve Swain (1978), tarafından önerilen bir yöntemle sıfır dalgasayısı civarında genlik spektrumunun ortalaması alınarak,

$$\langle |B(k_r)_{z=0}|^2 \rangle = 4\pi^2 G^2 \langle \Delta \rho^2 \rangle \langle e^{-4\pi z_0} \rangle \langle |H(k_r)_{z=0}|^2 \rangle \quad (6)$$

bu problem giderilebilir. Burada $\langle \rangle$, ifadesi açısal ortalama belirtir (Browne, 1984). Bağıntı (6)'nın doğal logaritması alındığında,

$$\ln\langle |B(k_r)_{z=0}|^2 \rangle = -4\pi z_0 + \ln(4\pi^2 G^2 \langle \Delta\rho^2 \rangle \langle |H(k_r)_{z=0}|^2 \rangle) \quad (7)$$

bağıntısı elde edilir. Buradan, k_r açısall dalga sayısına karşı azimutsl olarak açısall ortalomalı doğal logaritmik genlik spektrumunun $4\pi z_0$ eğiminde bir doğru sunacağı anlaşılr.

Açısall ortalomalı genlik spektrumunun en önemli özelliği farklı açısall dalga sayısı düzeninde farklı eğimlerde doğru parçaları göstermesidir. Genel olarak küçük açısall dalga sayılarına karşılık gelen doğru parçaları derin bölgesel kaynaklarla, orta büyüklükteki açısall dalga sayıları sığ kaynaklarla ve yüksek dalga sayıları ise veri içindeki gürültüyle temsil edilir (Spector ve Grant, 1970; Pawlowski ve Hansen, 1990; Pawlowski, 1994). Söz konusu doğru parçalarından ayrı ayrı doğru çakıştırarak, her bir eşdeğer tabakanın derinliği,

$$z = \frac{\langle |B(k_{r_2})|^2 \rangle - \langle |B(k_{r_1})|^2 \rangle}{4\pi(k_{r_2} - k_{r_1})} \quad (8)$$

bağıntısından bulunur. Burada, kritik dalgasayıları (k_{c_1} ve k_{c_2}) olarak da tanımlanan k_{r_1} ve k_{r_2} , çakıştırılan doğru parçalarının başlangıç ve son açısall dalgasayılarıdır, $\langle |B(k_{r_1})|^2 \rangle$ ve $\langle |B(k_{r_2})|^2 \rangle$ ise bu dalgasayılarına karşılık gelen açısall ortalomalı doğal logaritmik genlik spektrumu değerleridir.

Ayrılk Bouguer anomali değerlerinin açısall ortalomalı doğal logaritmik genlik spektrumu hesaplanarak Bouguer anomali haritasının dalgasayıı içeriği belirlenir. Genlik spektrumlarında anomali haritalarındaki farklı dalgaboyları çoğu kez saçılmış olarak elde edilir. Bu durumda enküçük kareler yöntemi (EKK) ile doğru çakıştırma, saçılmış verilere doğru yönelme yaratacağından hatalı sonuçlar verebilir. Bu durum da derinlik değerlerinin hesaplanmasını etkileyecektir. Bu nedenle, daha iyi sonuçlar elde etmek için veri kümelerinin geliştii veri setleri üzerinde doğru çakıştırma elle yapılmıştır.

Bouguer gravite verileri içerisinde, boyutları ve derinlikleri farklı kütlelerin etkileri birlikte bulunur. Yani derin kısımlarda bulunan çok büyük kütlelerin sebep olduğu uzun dalgaboylu etkiler, orta derinlikteki nispeten çok büyük olmayan kütlelerin sebep olduğu orta uzunluktaki dalgaboylu etkiler ve sığ kısımlardaki küçük boyutlu kütlelerin sebep olduğu kısa dalgaboylu etkiler Bouguer gravite anomalisi içinde birlikte bulunur.

Süzgeçleme işlemiyle, hedef kütlelerden kaynaklanan sinyaller belirgin hale getirilir. Süzgeç, değişkeni zaman olan verilerin süzülmesinde kullanılıyorsa süzgeç, frekansları farklı değişimleri birbirinden ayırır. Süzgeç, değişkeni uzaklık olan verilerin süzülmesinde kullanılıyorsa süzgeç, dalgasayıları farklı olan değişimleri birbirinden ayırır. Bu işlemler alçak geçişli, yüksek geçişli, bant geçişli ve bant durduran olarak dört farklı biçimde, ihtiyaca yönelik olarak, yapılır. Bu çalışmada farklı seviyelerdeki kütlelerin oluşturduğu gravite değerleri, Bouguer gravite değerlerinin bant geçişli süzgeçlenmesiyle elde edilmiştir. Bu işlem için gerekli olan kritik dalgasayıları da açısal ortalama doğal logaritmik genlik spektrumunda belirlenmiştir. Süzgeçleme işlemi uzunluk ortamında yapıldığından dolayı kritik dalgasayıları,

$$\lambda_c = \frac{2\pi}{k_c} \quad (9)$$

bağıntısı kullanılarak kritik dalgaboylarına dönüştürülmüştür.

1.5. Toplam Yatay Türev Yöntemi

Gravite anomalilerinin toplam yatay türevlerine (TYT) dayalı bu yöntem ilk olarak Cordell (1979), tarafından geliştirilmiştir. Düşey türev değerlerine gerek duymamasının yanı sıra, yatay türev değerlerinin uzaklık ortamında kolayca belirlenebilmeleri yöntemin en önemli avantajlarından biridir. TYT değerleri, gravite haritalarının $x -$ ve $y -$ doğrultularındaki yatay birinci türev değerlerinin karelerinin toplamının karekökü şeklinde ifade edilebilir.

$$TYT(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial g(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g(x, y)}{\partial y}\right)^2} \quad (10)$$

Bu yöntem $x -$ ve $y -$ doğrultularındaki veriler boyunca, sadece TYT'in maksimumlarının bulunması temeline dayanır. TYT verilerinin maksimum genlikli değerleri, bilhassa düşey yoğunluk değişim sınırlarının, jeolojik kontakların ve fayların görüntülenmesinde oldukça iyi sonuçlar vermektedir. Yöntemin diğer bir avantajı da TYT

maksimumlarının gürültüye karşı en az duyarlı olarak hesaplanmasıdır. Yöntemin dezavantajı ise sınırların birbirine çok yakın olması veya düşeyden farklı bir yapı sunması durumunda maksimum genlik değerlerinin bu sınırlar üzerinde oluşmamasıdır. TYT tekniği farklı derinlik seviyelerindeki kütlelerin yoğunluk değişim sınırlarını belirlemek amacıyla birçok araştırmacı tarafından kullanılmıştır (Cordell ve Grauch, 1985; Blakely ve Simpson, 1986; Grauch ve Cordell, 1987; Sharpton vd., 1987; Elmas ve Karşı, 2021; Elmas, 2021; Elmas, 2022a; Elmas, 2022b; Elmas, 2022c; Maden ve Elmas 2022; Parlak ve Elmas, 2023).

1.6. Parker–Oldenburg Algoritması

Arayüzey geometrilerinin bilinmesi yerbilimlerinin birçok alanında önemli bir konudur. Bu tez çalışmasında gridlenmiş gravite verilerinden hareketle arayüzey topografyalarının modellenmesinde Parker–Oldenburg (Parker, 1973; Oldenburg, 1974) algoritması kullanılmıştır. Yöntemde, arayüzey sınır derinlik değerleri, yinelemelerle, üç boyutlu (3B) olarak belirlenir. Yineleme işlemi, art arda yapılan iki yineleme sonucunda bulunan derinlik değerleri arasındaki fark önceden belirlenen bir yakınsama değerinden daha küçük bir değere ya da belirlenmiş bir yineleme sayısına ulaşana kadar devam eder (Gomez ve Agarwal, 2005). Yineleme işleminin durma koşulu sağlandığında bu işlem sonucu elde edilen kuramsal gravite verileri ile ölçülen gravite verileri birbiriyle uyumlu olmalıdır. Bu uyum hem ters çözüm işleminin hem de model tahmininin doğruluğunu kanıtlar. Parker (1973), tarafından geliştirilen bağıntı,

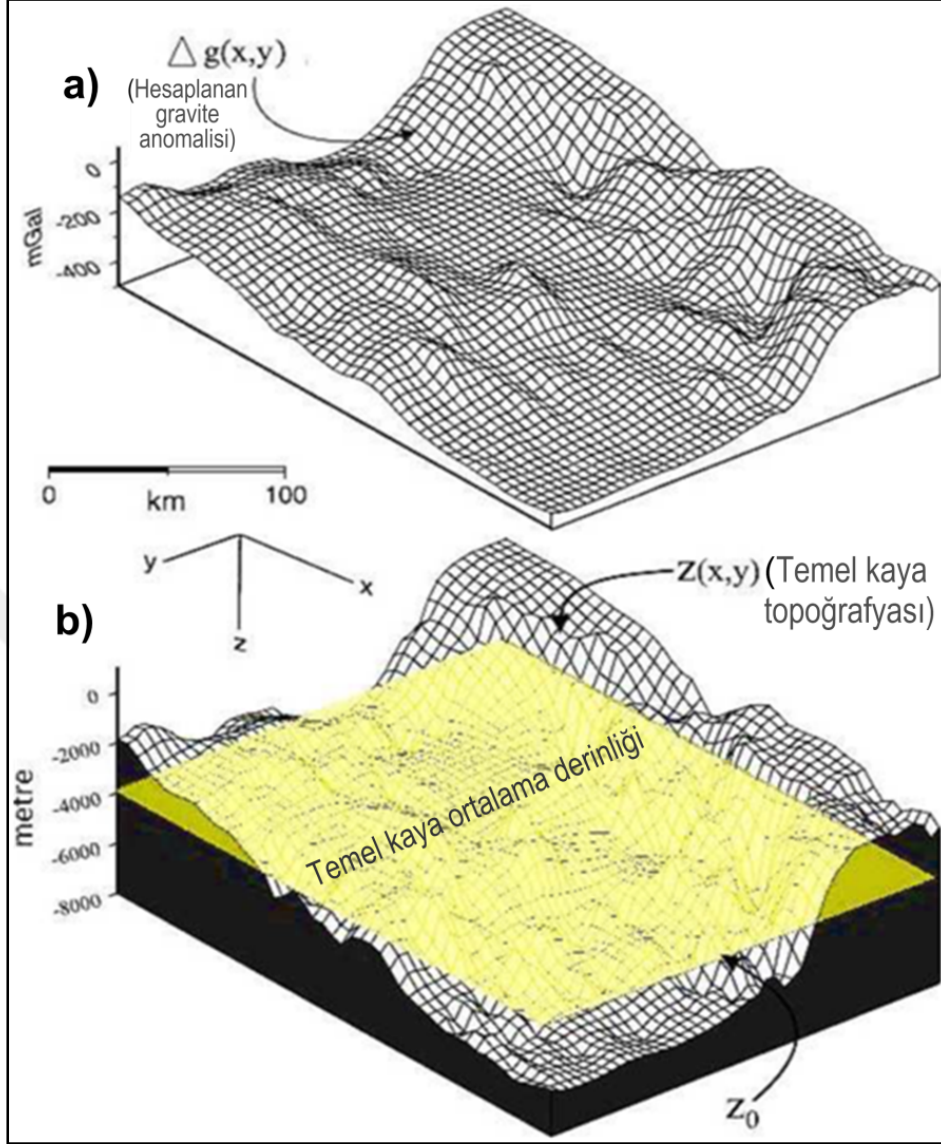
$$\Delta g(x, y) = F^{-1} \left\{ -2\pi G \Delta g e^{-z_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x, y)] \right\} \quad (11)$$

eşitliği ile verilmiştir. Ters çözüm işleminin amacı gözlemlenen gravite verilerinden arayüzey sınır derinlik değerlerinin hesaplanmasıdır. Bu maksatla Oldenburg (1974), Bağıntı (11)'i tekrar düzenleyerek derin arayüzey sınır değerlerinin hesaplanmasına imkân veren,

$$h(x, y) = F^{-1} \left\{ -\frac{F[\Delta g(x, y)e^{z_0\sqrt{(kx^2+ky^2)}}]}{2\pi G\Delta g} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x, y)] \right\} \quad (12)$$

bağıntısını geliştirmiştir. Bağıntı (12)'de bulunan $h(x, y)$ derinlik ifadesi yerine, açısız ortalama doğal logaritmik genlik spektrumundan belirlenen ortalama derinlik değeri konularak işleme başlanılır. Sonra, Bağıntı (12)'den ilk yaklaşım değeri olarak $h(x, y)$ derinlik değerleri bulunur. Gomez–Ortiz ve Agarwal (2005), bu işlemin daha güvenilir bir sonuç üretmesi amacıyla tabakalarda dağılım gösteren istenmeyen heterojen yapıların, derinlik değerlerinin kestirimindeki olumsuz etkisini gidermek için, gürültü olarak nitelendirilen kısa dalgalı boylarını bastıran bant geçişli bir süzgeç işlemi sunmuşlardır. Bant geçişli süzgeç işleminin önerilmesinin diğer bir gayesi de araştırılan yapılardan daha derinde bulunan yapılara ait uzun dalgalı boylarının verideki etkisini sönmölmektir. Bu yöntem kullanılarak çeşitli derinliklerdeki arayüzey topografyalarını hesaplamak ve haritalamak amacıyla birçok bilimsel çalışma yapılmıştır (Elmas ve Karşı, 2021; Elmas, 2021; Elmas, 2022a; Elmas, 2022b; Elmas, 2022c; Maden ve Elmas, 2022; Nguyen vd., 2022; Parlak ve Elmas, 2023).

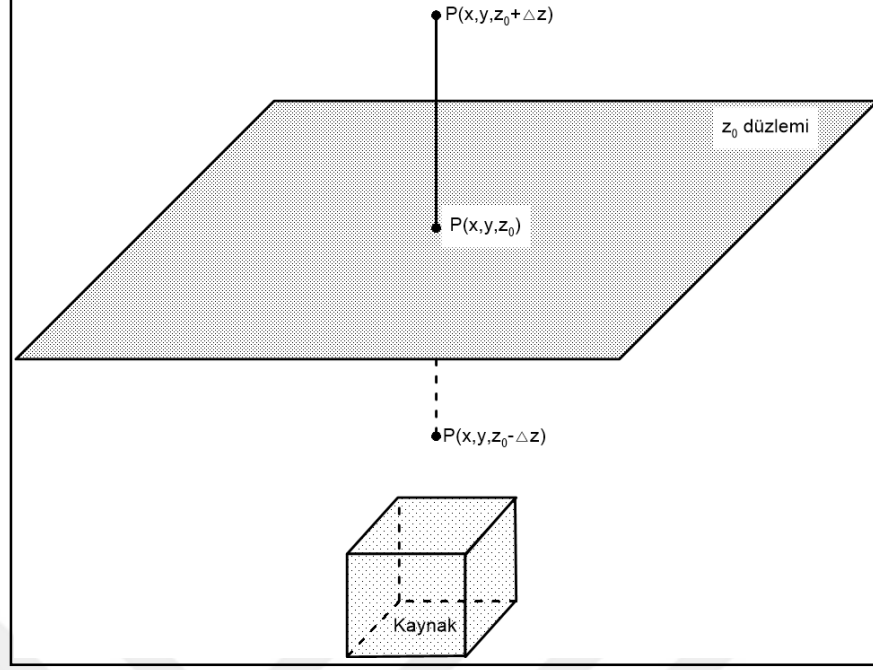
Parker–Oldenburg ters çözüm yönteminin şematik olarak gösterimine yönelik Şekil 4'te ortalama derinliği $z_0 = 4000$ m olan arayüzeyin ölçülen gravite verisinden hareketle yinelemelerle belirlenen topografik yapısı ve bu şeklin üstünde ise kestirilen engebeli geometriden hesaplanan gravite verisi verilmiştir.



Şekil 4. a) 3B temel kaya topografyasından hesaplanan gravite verisi ve b) temel kaya ortalama derinliği ve topografyası (Blakely, 1995'ten değiştirilerek alınmıştır).

1.7. Analitik Uzanım

Analitik uzanım yöntemleri, gravite ve manyetik yöntemler kullanılarak yapılan çalışmalarda, farklı derinliklerde bulunan kaynakların ürettikleri verilerdeki kısa ve uzun dalgaboylu bileşenlerin birbirinden ayrılması maksadıyla kullanılmaktadır. Şekil 5'te verildiği gibi $z = z_0$ seviyesinde ölçülen potansiyel alandan hareketle herhangi bir $P(x, y, z_0 + \Delta z)$ veya $P(x, y, z_0 - \Delta z)$ seviyesinde bulunan potansiyel alanın hesaplanması işlemi analitik uzanım olarak tanımlanmaktadır (Blakely, 1995).



Şekil 5. Yatay bir düzlemde yukarı ve aşağı analitik uzanım

Yukarı analitik uzanım yöntemi,

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = -\frac{\Delta z}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{U(x', y', z_0)}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + \Delta z^2]^{3/2}} dx' dy' \quad (13)$$

bağıntısıyla verilmektedir. Bu bağıntı 2B bir konvolüsyon işlemi olup,

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U(x', y', z_0) \psi_u(x - x', y - y', \Delta z) dx' dy' \quad (14)$$

eşitliği ile hesaplanır (Blakely, 1995). Buradan da Bağıntı (15) elde edilir.

$$\psi_u(x, y, \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \frac{1}{(x^2 + y^2 + \Delta z^2)^{3/2}} \quad (15)$$

Bağıntı (14)'ün dalgasayısı ortamındaki ifadesini elde etmek amacıyla, eşitliğin her iki tarafının Fourier dönüşümü alınır ve Fourier konvolüsyon teoremi uygulanırsa,

$$F[U_u] = F[U]F[\psi_u] \quad (16)$$

eşitliği elde edilir. Burada,

$$\psi_u(x, y, \Delta z) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{1}{r} \quad (17)$$

ve,

$$r = (x^2 + y^2 + \Delta z^2)^{1/2} \quad (18)$$

ile verilir. Bağlantı (17)'nin Fourier dönüşümü ise,

$$F[\psi_u] = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} F\left[\frac{1}{r}\right] \quad (19)$$

$$F[\psi_u] = -\frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{e^{-|k|\Delta z}}{|k|} \quad (20)$$

$$F[\psi_u] = e^{-|k|\Delta z}, \quad \Delta z > 0 \quad (21)$$

eşitliği ile verilir. Burada, Bağlantı (21)'deki eksponansiyel ifade yukarı analitik uzanım süzgecidir. Aşağı analitik uzanım süzgeci ise,

$$F[\psi_d] = e^{-|k|\Delta z}, \quad \Delta z < 0 \quad (22)$$

bağıntısı ile ifade edilmektedir (Blakely, 1995). Fourier dönüşümü yapılmış potansiyel alan verisinin $F[\psi_u]$ ve $F[\psi_d]$ süzgeçleri ile çarpımının ters Fourier dönüşümü istenilen Δz seviyesi için sırasıyla yukarı ve aşağı analitik uzanım verilerini verecektir.

1.8. Düşey Türev

Potansiyel alan verilerinin herhangi bir dereceden düşey türevi alınabilmektedir. $\Delta z > 0$ ise potansiyel alanın birinci düşey türevi,

$$\frac{\partial}{\partial z} \phi(x, y, z) = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{\phi(x, y, z) - \phi(x, y, z - \Delta z)}{\Delta z} \quad (23)$$

ifadesi ile verilir. Bu bağıntının Fourier dönüşümü,

$$F \left[\frac{\partial \phi}{\partial z} \right] = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{F(\phi) - F(\phi)e^{-|k|\Delta z}}{\Delta z} \quad (24)$$

$$F \left[\frac{\partial \phi}{\partial z} \right] = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{1 - e^{-|k|\Delta z}}{\Delta z} F(\phi) \quad (25)$$

$$F \left[\frac{\partial \phi}{\partial z} \right] = |k|F(\phi) \quad (26)$$

şeklinde ifade edilir (Blakely, 1995). Genel bir ifadeyle herhangi bir dereceden düşey türev işlemi,

$$F \left[\frac{\partial^n \phi}{\partial z^n} \right] = |k|^n F(\phi) \quad (27)$$

bağıntısı kullanılarak yapılmaktadır. Burada, $|k|$ açısız dalga sayısı ve ayrıca düşey türev süzgecidir. Potansiyel alan verisine Fourier dönüşümü uygulanıp ardından $|k|^n$ süzgeci ile çarpılarak ters Fourier dönüşümü uygulanırsa potansiyel alan verisinin n. dereceden düşey türev değeri elde edilir.

1.9. Analitik Sinyal

Nabighian (1972, 1974), analitik sinyal genliğini profil verileri için 2B olarak önermiştir. Daha sonra Roest vd. (1992), potansiyel alanın üç ortogonal türevlerinden (iki yatay ve düşey türevlerinden) 3B analitik sinyal genliğinin elde edilebileceğini göstermiştir.

$$A(x, y) = \frac{\partial \Delta P}{\partial x} i + \frac{\partial \Delta P}{\partial y} j + \frac{\partial \Delta P}{\partial z} k \quad (28)$$

Burada; i, j, k ifadeleri $x - , y - , z -$ yönlerindeki birim vektörleridir. ΔP potansiyel alan verisidir. Bağlantı (28)'deki terimlerin karelerinin toplamının karekökü alındığında,

$$|A(x, y)| = \left[\left(\frac{\partial \Delta P}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta P}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta P}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (29)$$

analitik sinyal genliğini veren bağlantı elde edilmiş olur. Analitik sinyal genliği, TYT yönteminde olduğu gibi anomaliye neden olan yapıların yanal sınırlarının belirlenmesinde kullanılır.

1.10. Normalize Edilmiş Tam Gradyent

Normalize edilmiş tam gradyent (NTG) yöntemi, aşağı analitik uzanım ve analitik sinyal genliğinin birlikte kullanımını içermekte olup,

$$G_{NTG}(x_i, y_j, z_a) = \frac{|A(x_i, y_i, z_a)|}{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^l |A(x_i, y_i, z_a)|}, \quad z_a < 0 \quad (30)$$

bağıntısıyla verilir (Zeng vd., 2002; Oruç ve Keskinsezer, 2008; Aghajani vd., 2011). Burada; $|A(x_i, y_i, z_a)|$, z_a aşağı analitik uzanım seviyesindeki analitik sinyal genliğini ve $M = i \times j$ ise $x -$ ve $y -$ doğrultularındaki toplam veri sayısını ifade eder. NTG yöntemi, herhangi bir aşağı analitik uzanım seviyesinde hesaplanan analitik sinyal genliğinin aynı seviyede hesaplanan analitik sinyal genliğinin ortalaması ile normalize edilmesi işlemidir. Normalizasyon işlemi, aşağı analitik uzanımın hesaplanması esnasında oluşabilecek genlik bozukluklarının en aza indirgenmesini sağlar (Aghajani vd., 2011).

1.11. Sönümlü Enküçük Kareler Yöntemi (Marquardt-Levenberg Yöntemi)

Kötü koşullu sistemler için ağırlıklı enküçük kareler çözümünden başka, sönümlü enküçük kareler yöntemi de önemli yöntemlerden birisidir. Kötü koşullu sistemlerle ters çözüm işleminde Δp parametre düzeltme vektöründe sınırsız ve duraysız değişimler gözlenmektedir. Bu nedenle parametre düzeltme vektörünün elemanlarının enerjisini δ_0^2 gibi sonlu bir nicelik ile sınırlamak amacıyla bir kısıtlama koşulu konulabilir. Bu yaklaşım önce Levenberg (1944) tarafından ortaya atılmış ve daha sonra Marquardt (1963, 1970) tarafından ayrıntılı bir şekilde tartışılmıştır. Yöntemin temeli, δ_0^2 kısıtının etkisi ile çözüm içindeki sınırsız titreşimleri “söndürmeye” dayandığından, “Sönümlü Enküçük Kareler” yöntemi olarak adlandırılır. Sönümlü enküçük kareler yöntemi, Lagrange çarpanları probleminin çözümünden ortaya çıkar. Bu çözüm,

$$L(\Delta p) = \sum_{j=1}^m \Delta p_j^2 = \Delta p^T \Delta p \quad (31)$$

olarak tanımlanan bir kısıta göre aranır. Böylece parametre düzeltme vektörü Δp , $S(\Delta p, \beta)$ gibi bir amaç fonksiyonunu enküçüklemek için seçilebilir. Bu fonksiyon,

$$S = e^T e + \beta L(\Delta p) = (\Delta d - G\Delta p)^T (\Delta d - G\Delta p) + \beta \Delta p^T \Delta p \quad (32)$$

olarak verilir. Burada β , Marquardt sönüm faktörü olarak tanımlanır. Basit cebirsel işlemler yapıldığında,

$$S = (\Delta d^T - \Delta p^T G^T)(\Delta d - G\Delta p) + \beta \Delta p^T \Delta p \quad (33)$$

$$S = \Delta d^T \Delta d - \Delta d^T G\Delta p - \Delta p^T G^T \Delta d + \Delta p^T G^T G\Delta p + \beta \Delta p^T \Delta p \quad (34)$$

elde edilir. Amaç fonksiyonunun enküçük olması için, Δp 'ye göre türevinin sıfıra eşitlenmesi gerekir. Bu işlem yapıldığında,

$$\frac{\partial S}{\partial \Delta p} = -\Delta d^T G - G^T \Delta d + G^T G\Delta p + \Delta p^T G^T G + \beta \Delta p + \beta \Delta p^T = 0 \quad (35)$$

bulunur. Burada,

$$\Delta d^T G = G^T \Delta d \quad (36)$$

$$\Delta p^T G^T G = G^T G \Delta p \quad (37)$$

ve

$$\beta(\Delta p + \Delta p^T) = 2\beta\Delta p^T \quad (38)$$

olduğundan (35) eşitliği,

$$-2\Delta d^T G + 2\Delta p^T G^T G + 2\beta\Delta p^T = 0 \quad (39)$$

olarak yazılır. Buradan,

$$\Delta p^T (G^T G + \beta I) = \Delta d^T G \quad (40)$$

bulunur. Burada I birim matristir. Eşitliğin her iki tarafının transpozu alındığında,

$$(G^T G + \beta I)\Delta p = G^T \Delta d \quad (41)$$

elde edilir. Böylece parametre düzeltme vektörü için,

$$\Delta p = (G^T G + \beta I)^{-1} G^T \Delta d \quad (42)$$

eşitliği yazılır.

Kısıtsız enküçük kareler yönteminde $(G^T G)^{-1}$ işleminin yapılmasında karşılaşılabilecek en önemli sorun, bu matrisin tekil özellik göstermesidir. Bu durum $G^T G$ matrisinin özdeğerlerinin sıfır veya sıfıra yakın olmasıyla açıklanmıştır. Bunun nedeni matrisin esas köşegeni üzerindeki elemanların sıfır veya sıfıra yakın olmasından kaynaklanır. Bağıntı (42)'de görüldüğü gibi $G^T G$ matrisine βI gibi bir köşegen matris eklenmektedir. Böylece $G^T G$ 'nin esas köşegeni üzerindeki elemanlar β gibi bir faktörle (Marquardt sönüm faktörü) bastırılmakta ve buradaki elemanların sıfır olmaları önlenerek soruna bir çözüm sunulmaktadır.

Sönüm faktörü β esnek kullanıma uygun bir büyüklüktür. Bu faktörün seçimi ters çözümde istenen yakınsamanın sağlanması açısından önemlidir. Bazı araştırmacılar β 'yı, yakınsamanın durumuna bakarak dinamik olarak değiştirmektedir. Buna göre eğer yineleme adımlarında gözlenen ve hesaplanan veriler arasında iyi bir çakışma oluyorsa; yani yakınsama varsa β faktörü azaltılır, aksi durumda arttırılır.

1.12. Sönümlü Ağırlıklı Enküçük Kareler Yöntemi

Sönümlü enküçük kareler yönteminin ağırlıklı çözümü, sönümlü enküçük kareler yöntemi ile ağırlıklı enküçük kareler yönteminin birleştirilerek elde edilen bir çözümdür. Sönümlü enküçük kareler yönteminde Bağıntı (32) ile verilen “enküçük” olması gereken amaç fonksiyonunda, ağırlıklı enküçük kareler yöntemi için tanımlanan ve

$$E = [w(\Delta d - G\Delta p)]^T w(\Delta d - G\Delta p) \quad (43)$$

bağıntısı ile verilen hata fonksiyonu yerine konulursa,

$$S = E + L(\Delta p) \quad (44)$$

$$S = [w(\Delta d - G\Delta p)]^T w(\Delta d - G\Delta p) + \beta \Delta p^T \Delta p \quad (45)$$

$$S = (\Delta d^T W \Delta d - \Delta d^T W G \Delta p - \Delta p^T G^T W \Delta d + \Delta p^T G^T W G \Delta p) + \beta \Delta p^T \Delta p \quad (46)$$

elde edilir. Burada W teriminin $W = w^T w$ olduğuna dikkat edilmelidir. S 'nin Δp 'ye göre türevi alınıp sıfıra eşitlenirse,

$$\frac{\partial S}{\partial \Delta p} = -\Delta d^T W G - G^T W \Delta d + G^T W G \Delta p + \Delta p^T G^T W G + \beta \Delta p + \beta \Delta p^T = 0 \quad (47)$$

$$\frac{\partial S}{\partial \Delta p} = -2\Delta d^T W G + 2\Delta p^T G^T W G + 2\beta \Delta p^T = 0 \quad (48)$$

bulunur. Burada basit düzenlemelerle,

$$\Delta p^T (G^T W G + \beta I) = \Delta d^T W G \quad (49)$$

yazılır ve her iki tarafın transpozu alındığında,

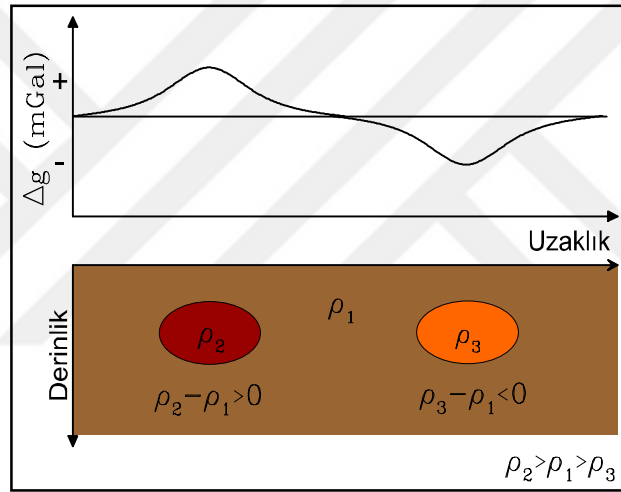
$$\Delta p = (G^T W G + \beta I)^{-1} G^T W \Delta d \quad (50)$$

elde edilir. Burada β sönüm faktörü $G^T W G$ şeklinde ağırlıklandırılmış matrise eklenmektedir. β 'nın ve W 'nin seçimi için daha önce önerilen hususlar, Bağntı (50) için de geçerlidir.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

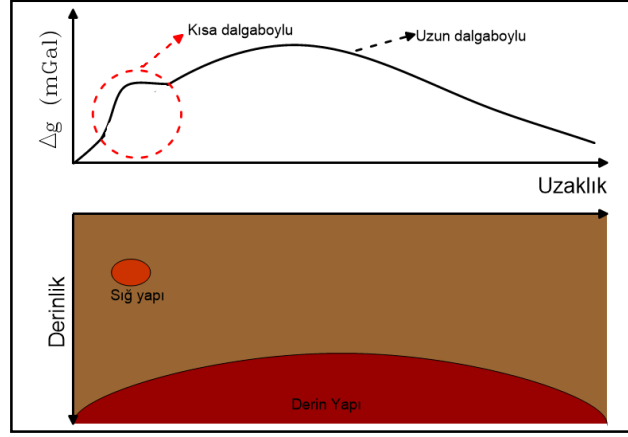
2.1. Marmara Denizi WGM2021 Bouguer Anomalilerinin ve Batimetri Değerlerinin Gözlemsel Yorumu

Nitel yorumlamada amaç, gravite haritalarında veya profillerindeki anomalilerin karşılık geldiği jeolojik yapıları tespit etmektir. Bu işlem yoğunluk farkları ile gravite anomalileri arasındaki ilişkilerin bilinmesini gerektirir. Şekil 6'daki gibi pozitif yoğunluk farkları pozitif anomaliler üretirken negatif yoğunluk farkları da negatif anomaliler üretir.



Şekil 6. Gravite anomalisinin işareti ile yoğunluk farkları arasındaki ilişki (Oruç, 2013'ten değiştirilerek alınmıştır).

Ayrıca kaynak derinlikleri ile anomalilerin dalga boyları arasında bir ilişkinin olduğu söylenebilir. Sığ kütleler kısa dalgaboylu anomaliler üretirken, derin kütleler uzun dalgaboylu anomaliler üretir (Şekil 7).

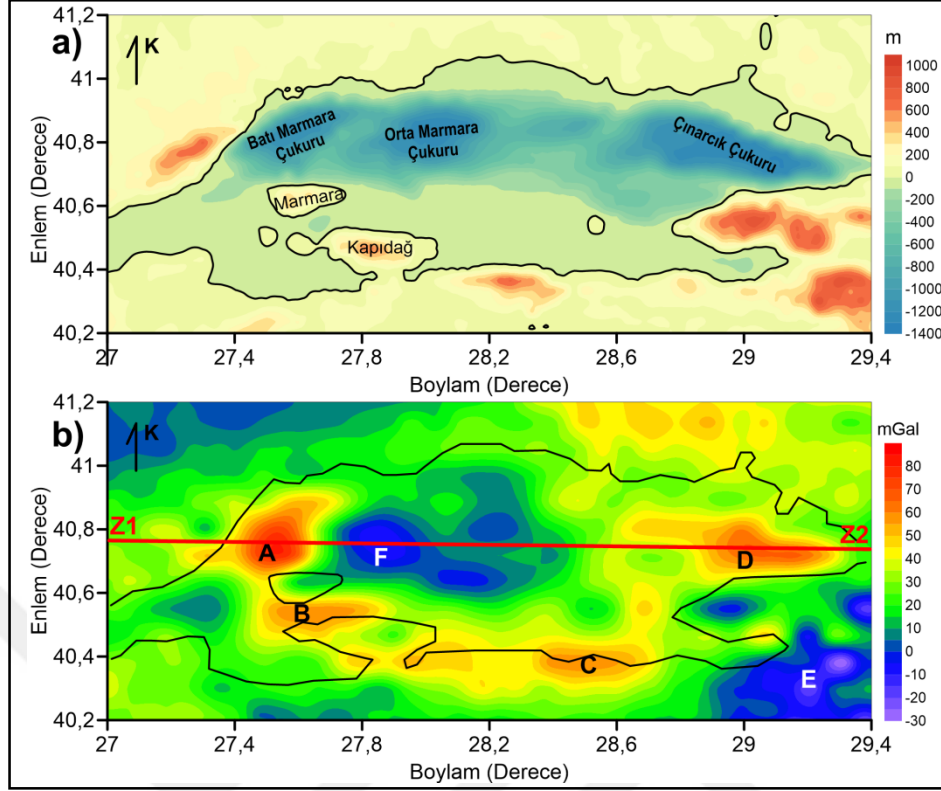


Şekil 7. Kaynak derinliği ve anomalilerin dalgaboyları arasındaki ilişki (Oruç, 2013'ten değiştirilerek alınmıştır).

Çalışma sahasında gözlemlenen Bouguer gravite anomalilerini, karşılık geldiği topografya–batimetri verileri ile birlikte değerlendirerek yorumlamak amacıyla Marmara Denizi ve çevresinin topografya–batimetri ve Bouguer gravite haritaları Şekilde 8’de verilmiştir.

Şekil 8b’deki Bouguer gravite haritasında A, B, C ve D ile gösterilen bölgelerde maksimum değerlere ulaşan yerel, güçlü pozitif anomaliler gözlenmektedir. A ve D ile belirtilen kısımlardaki anomaliler, Marmara Denizi’nde bulunan derin çukurlardan doğuda ve batıda kalanların üzerine denk gelmekte ve genlikleri havza derinliklerinin sıkışmasıyla birlikte azalmaktadır. Çalışma sahasının C ile gösterilen güney kısmında (deniz ile karanın ayrıldığı bölgede) ve B ile gösterilen Marmara Adası ile Kapıdağ Yarımadası arasında da güçlü pozitif anomaliler gözlenmektedir. Çalışma sahasının E ile belirtilen, yüksek topografyaya karşılık gelen güneydoğu kısmında, F ile belirtilen Orta Marmara Çukuru üzerinde ve bu çukurun yakın çevresinde ise dikkat çekici bir biçimde negatif genlikli Bouguer gravite anomalileri yer almaktadır.

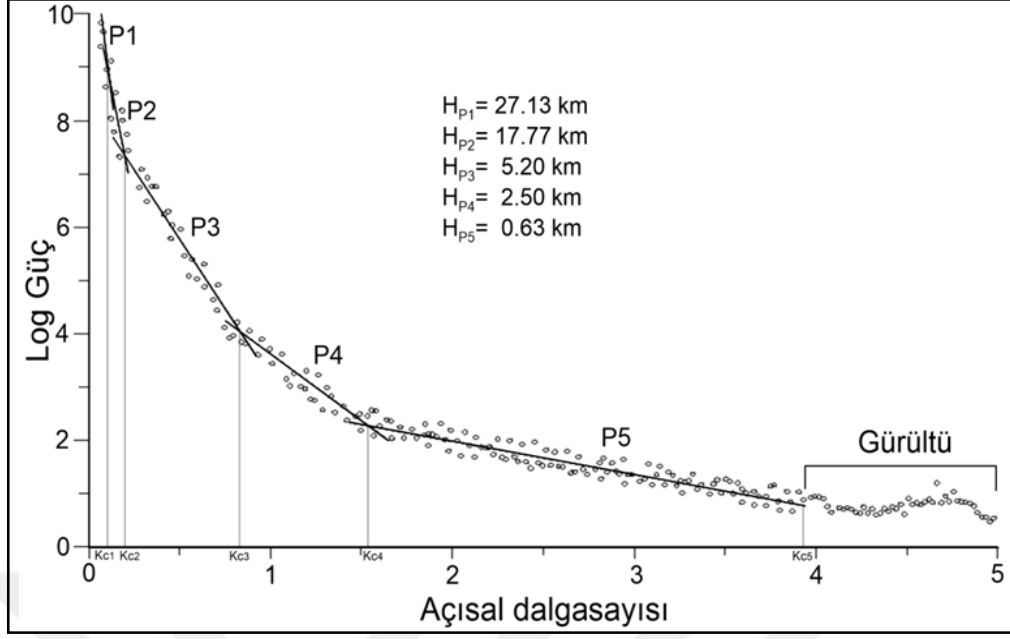
Ayrıca, çalışma sahasında Z1–Z2 profiliyle belirtilen kısımlarda pozitif genlikli anomaliler ile negatif genlikli anomaliler arasındaki gradyent zonları, diğer bir ifadeyle geçiş bölgeleri dikkat çekmektedir (Şekil 8b).



Şekil 8. Marmara Denizi ve civarının; a) topografya–batimetri haritası ve b) Bouguer gravite anomali haritası (WGM2021).

2.2. Verilerin Spektral Analizi ve Süzgeçlenmesi (Dalga Boylarının Ayrımı)

Bu çalışmada, tortul içi, temel kaya, Conrad ve Moho arayüzey derinliklerinde, farklı yoğunluk ve boyutlardaki kütlelerden kaynaklanan belirli dalga boylu gravite anomalileri, çalışma alanına ait Bouguer gravite anomalisinin bant geçişli süzgeçlenmesiyle elde edilmiştir. Öncelikle kritik dalgasayılarını belirlemek amacıyla genlik spektrumu formülü kullanılmıştır. Bu uygulama, Denklem (1) kullanılarak, çalışma alanına ait Bouguer gravite anomali değerlerinin 2B Fourier dönüşümü ile olur. Şekil 9’da aynı zamanda beş farklı eğimde doğru parçası saptanmıştır. Doğru parçalarının değişim gösterdiği noktalar kritik dalgasayıları olarak belirlenmiştir. Açısal ortalama doğal logaritmik genlik spektrumundan elde edilen (P_1, P_2, P_3, P_4 ve P_5) doğruların eğimleri hesaplanarak, arayüzey ortalama derinlikleri elde edilmiştir. Elde edilen Moho, Conrad, temel kaya (Conrad ile taşlaşmış çökeller arasında kalan birim) ve tortul (taşlaşmış çökeller) içi arayüzey ortalama derinlik değerleri sırasıyla $H_{P1} = 27.13$ km, $H_{P2} = 17.77$ km, $H_{P3} = 5.20$ km, $H_{P4} = 2.50$ km ve $H_{P5} = 0.63$ km olarak hesaplanmıştır (Şekil 9).



Şekil 9. Çalışma alanının Bouguer gravite verilerinin açılal genlik spektrumu ile ara tabakaların ortalama derinlikleri. Doğru parçalarının (P_1, P_2, P_3, P_4 ve P_5) değişim noktaları kritik dalgasayılarını ve Bouguer anomali haritası içerisindeki dalga boylarını ayırır

Şekil 9'daki genlik spektrumundan sırasıyla, $K_{c1} = 0.1 \text{ rad/km}$, $K_{c2} = 0.2 \text{ rad/km}$, $K_{c3} = 0.82 \text{ rad/km}$, $K_{c4} = 1.54 \text{ rad/km}$ ve $K_{c5} = 3.9 \text{ rad/km}$ kritik açılal dalgasayısı değerleri hesaplanmıştır. Bunlara karşılık gelen kritik dalgalırları,

$$\lambda_1 = \frac{2\pi}{K_{c1}} = 63 \text{ km} \quad (51)$$

$$\lambda_2 = \frac{2\pi}{K_{c2}} = 31.5 \text{ km} \quad (52)$$

$$\lambda_3 = \frac{2\pi}{K_{c3}} = 7.7 \text{ km} \quad (53)$$

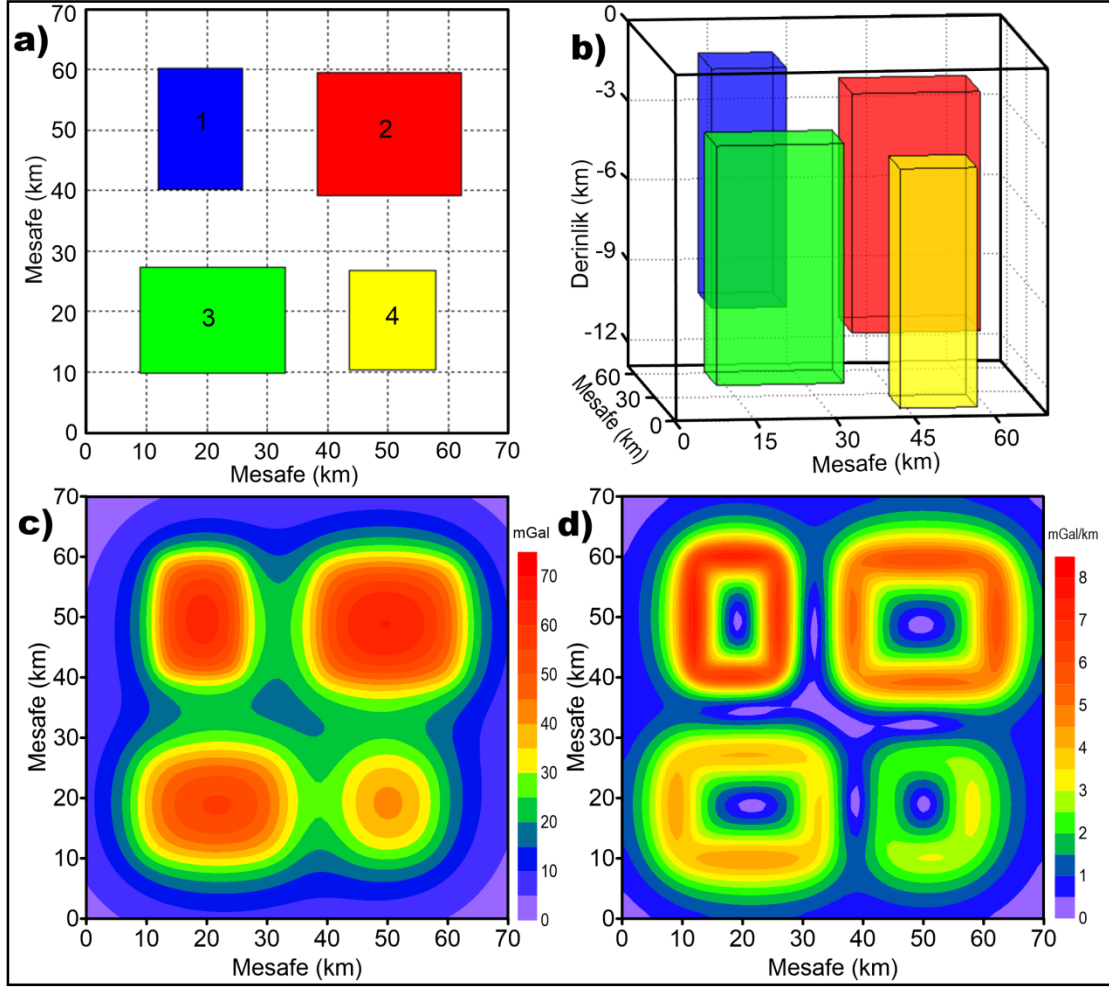
$$\lambda_4 = \frac{2\pi}{K_{c4}} = 4.1 \text{ km} \quad (54)$$

$$\lambda_5 = \frac{2\pi}{K_{c5}} = 1.6 \text{ km} \quad (55)$$

olarak hesaplanır. Bağntı (9)'a göre 63 km'den daha büyük dalgaboyları Moho sınırı ve daha derindeki birimlerden kaynaklanmaktadır. 31.5 km–63 km arasındaki dalgaboyları, Conrad sınırı ve Moho sınırı arasında kalan birimlerden kaynaklanmaktadır. 7.7 km–31.5 km arasındaki dalgaboyları temel kaya sınırı ve Conrad sınırı arasında kalan kütlelerden kaynaklanmaktadır. 4.1 km–7.7 km arasındaki dalgaboyları tortul içi ara tabaka sınırı ve temel kaya sınırı arasında kalan kütlelerden kaynaklanmaktadır. Son olarak da, 1.6 km–4.1 km arasındaki dalgaboyları da tortul içi ara tabaka sınırından daha sık kısımlardaki kütlelerden kaynaklanmaktadır. Bu hesaplama göre, 1.6 km ve daha kısa dalgaboyları da gürültü niteliği taşıyan ve sık kayalardan kaynaklanmaktadır.

2.3. Çizgiselliklerinin Görüntülenmesi ve Modellenmesi

Şekil 10a ve 10b'de, yoğunluk farkları aynı (0.4 gr/cm^3) olan farklı derinlik ve boyutlara sahip dört dikdörtgen cisimden oluşan kuramsal model görülmektedir. Kuramsal modelin etkilerini, çizgisel yapıları belirlemede kullanılan TYT tekniği üzerinde görmek için, Arısoy ve Dikmen (2011) tarafından geliştirilen POTENSOFIT yazılımı kullanılmıştır. Cisimler aynı yoğunluk farkına sahip olmalarına rağmen, yüzeyden olan derinlikleri sırasıyla 1 km, 2 km, 3 km ve 4 km olarak tasarlanmıştır (Şekil 10b). Bu modelden hesaplanan gravite haritası Şekil 10c'de görülmektedir. Daha sonra, TYT tekniği, kuramsal modelden hesaplanan gravite değerleri ile test edilmiştir.



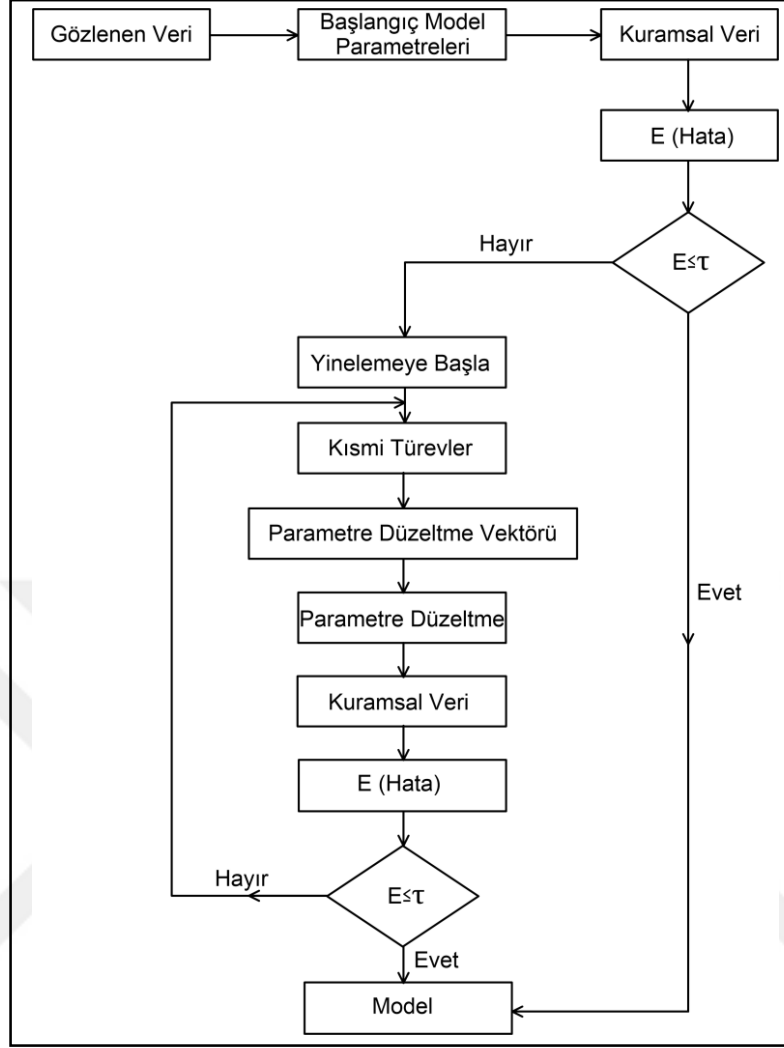
Şekil 10. a) Sonlu düşey prizmatik modeller, b) modellerin üç boyutlu görünümü, c) modellerin gravite anomali haritası, d) gravite verilerinin TYT haritası

Şekil 10'deki TYT tekniğinin sonuçlarına göre, sığ cisimlerin yanal süreksizlik sınırları iyi bir biçimde görüntülenebiliyorken, cismin derinliği arttıkça bu netliğin nispeten azaldığı görülmektedir. TYT tekniğinin doğasından dolayı, cismin derinliği arttıkça maksimum genlikte bir azalma olur. Böylece bu tekniğin sığ süreksizliklere daha duyarlı olduğu anlaşılmaktadır.

2.4. Ara Yüzeylerinin Ters Çözümle Modellenmesi

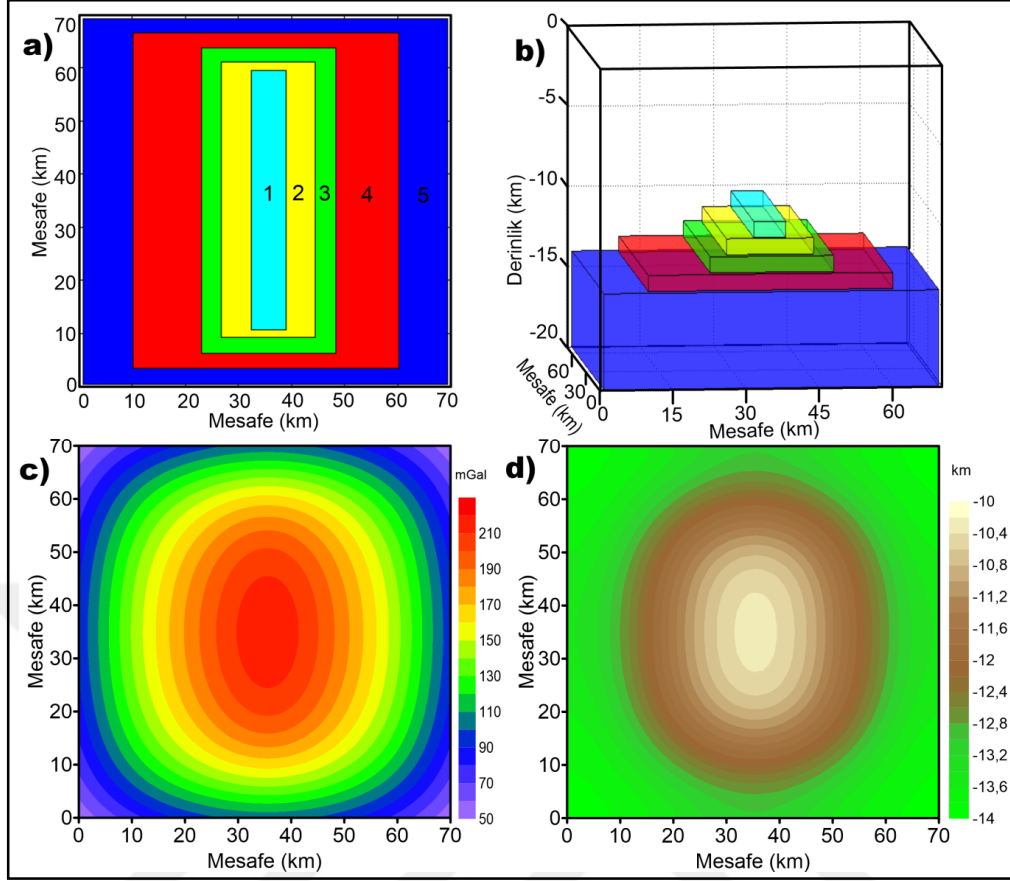
Ters çözüm, doğrusal ve doğrusal olmayan olarak ikiye ayrılır. Doğrusal ters çözümde bilinmeyen parametreler modelin fiziksel parametreleri (yoğunluk, suseptibilite, sismik hız, vs.) olabildiği gibi, bazen bir model denklemin katsayıları (veri çakıştırma) veya fiziksel bir olayı tanımlayan fonksiyonel bir ilişkinin büyüklükleri olabilir (sayısal

filtreler). Diğer taraftan, gözlem verileri ile model parametreleri arasında doğrusal ilişki bulunmadığında, problem doğrusal olmayan bir özellik kazanır. Doğrusal olmayan problemlerin doğrusallaştırılarak yapılan çözümü, başlangıç parametreleri civarında Taylor serisine açılarak yapılmaktadır. Buna göre doğrusal olmayan ters çözümde yinelemelerle parametrelerin kendileri değil; parametrelere uygulanacak olan düzeltme vektörleri hesaplanmaktadır. Yinelemeli doğrusal ters çözümde ise doğrudan parametrelerin kendileri geliştirilmektedir (Oruç, 2012a). Ters çözüm için bu çalışmada kullanılan doğrusal olmayan ters çözüm algoritmasının iş akış diyagramı Şekil 11'de verilmiştir. Burada bahsedildiği üzere, doğrusal olmayan problemlerin çözümü başlangıç parametreleri civarında Taylor serisine açılarak yapılmaktadır. Parametre düzeltme vektörü için bulunan çözüm, doğrusal olmayan problemin doğrusallaştırılmasıdır. Taylor serisi, başlangıç parametreleri civarında açıldığı için doğrusal olmayan ters çözüm işleminde parametre düzeltmeleri yinelemeli olarak yapılır. Bu nedenle yineleme işlemine başlayabilmek için başlangıç modeli gereklidir. En küçük kareler yöntemi, başlangıç parametreleri temelinde çözüm ürettiğinden, başlangıçta yapılacak kötü bir seçim hatalı parametre kestirimine sebep olabilir. Genellikle gözlem verilerine uygun karakteristik özelliklerinden, jeolojiden, kuyu bilgilerinden, sismik verilerden ve probleme yardımcı bazı yöntemlerden yararlanılarak parametre kestirimi yapılır. Bouguer gravite verilerinin açısallık spektrumundan elde edilen ara yüzey ortalama derinlikleri, başlangıç derinliği olarak tanımlanır. Gözlemlenen gravite anomalisi ile başlangıç modelinden hesaplanan kuramsal gravite anomalisi arasındaki fark başlangıç modelindeki hatayı yansıtabilir. Bu iki veri arasında uyum sağlandığında yinelemenin yakınsadığı ve bu durumda parametre kümesinin doğru hesaplandığı düşünülür. Toplam karesel hata, önceden seçilen bir yakınsama kriterinden küçük olduğu anda yineleme durdurulur (Oruç, 2012b).



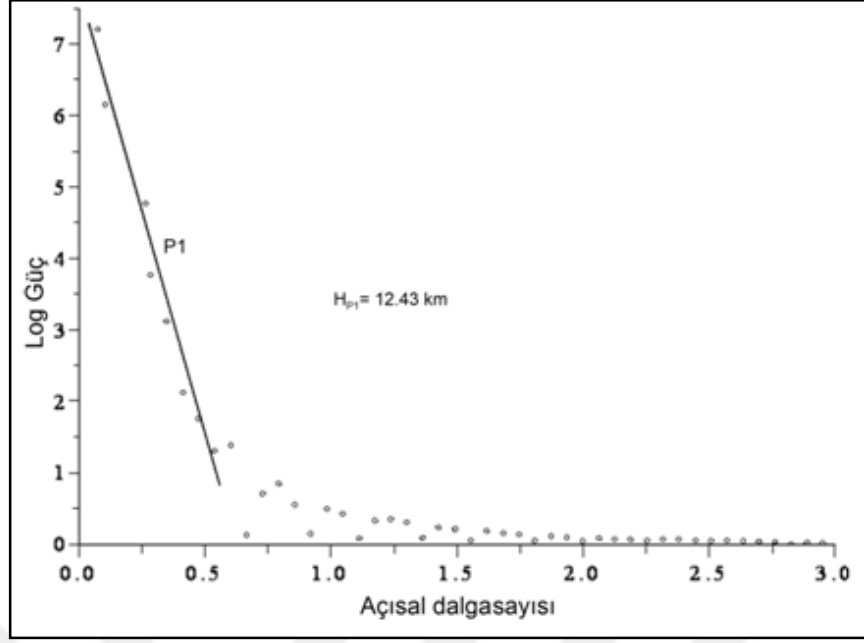
Şekil 11. Doğrusal olmayan ters çözümün akış şeması (τ , yakınsama kriteri değeri) (Oruç, 2012c).

Şekil 12a ve 12b'de, yoğunluk farkları aynı (0.5 gr/cm^3) olan farklı derinlik ve boyutlara sahip beş dikdörtgen cisimden oluşan kuramsal model görülmektedir. Kuramsal modelin etkilerini, arayüzey derinlik değerlerini hesaplamada kullanılan ters çözüm tekniği üzerinde görmek için, Arısoy ve Dikmen (2011) tarafından geliştirilen POTENSOF yazılımı kullanılmıştır. Cisimler aynı yoğunluk farkına sahip olmalarına rağmen, yüzeyden olan derinlikleri sırasıyla 10 km, 11 km, 12 km, 13 km ve 14 km olarak tasarlanmıştır (Şekil 12b). Bu modelden hesaplanan gravite haritası Şekil 12c'de görülmektedir. Daha sonra, ters çözüm tekniği, kuramsal modelden hesaplanan gravite değerleri ile test edilmiştir.



Şekil 12. a) Sonlu düşey prizmatik modeller, b) modellerin üç boyutlu görünümü, c) modellerin gravite anomali haritası, d) ters çözümle bulunan arayüzey derinlik haritası.

Öncelikle, Şekil 12b'deki kuramsal model ile tasarlanan ara yüzey ortalama derinliğini hesaplamak için, Şekil 12c'deki gravite verilerinin açısallık spektrumu hesaplanmıştır. bunun için Bhattacharyya (1967)'nin geliştirdiği açısallık spektrumu formülü kullanılmıştır. Bu hesaplama, kuramsal modele ait gravite anomali değerlerinin 2B Fourier dönüşümü ile olur. Açısallık dalgasayıyla gravite değerlerinin açısallık spektrumu alınarak elde edilen doğruların eğimi hesaplanarak, arayüzey ortalama derinliği elde edilmiştir. Elde edilen arayüzey ortalama derinliği (H_{P1}) 12.43 km olarak hesaplanmıştır (Şekil 13).



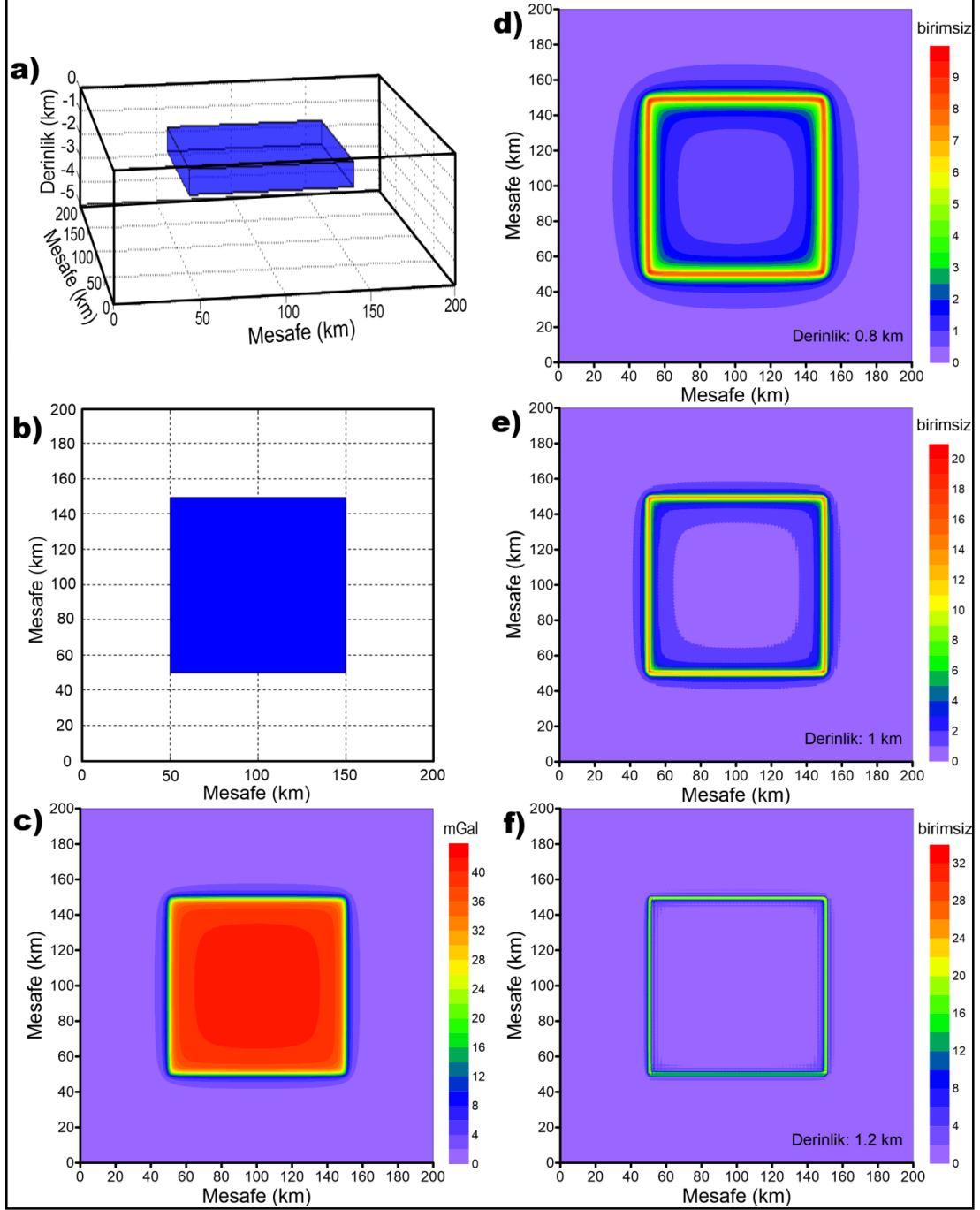
Şekil 13. Kuramsal modelin gravite verilerinin açısal genlik spektrumu ile arayüzeyin ortalama derinliği ($H_{P1} = 12,43 \text{ km}$).

Kuramsal modelin gravite verilerinin açısal genlik spektrumundan elde edilen arayüzey ortalama derinliği (H_{P1}), başlangıç derinliği olarak tanımlanmıştır. Böylece, Parker–Oldenburg algoritması kullanılarak, ters çözümle Şekil 12d'deki arayüzey derinlik haritası oluşturulmuştur. Bu hesaplamalar sonucunda, şekil 12b'de tanımlanan arayüzey topografyası, ters çözümle başarılı bir şekilde yeniden hesaplanarak haritalanmıştır (Şekil 12d).

2.5. Kütlelerin NTG yöntemiyle Modellenmesi

Şekil 14a ve 14b'de, yoğunluk farkları aynı (0.5 gr/cm^3) olan kuramsal model görülmektedir. Kuramsal modelin etkilerini, yoğunluk değişim sınırlarını hesaplamada kullanılan NTG tekniği üzerinde görmek için, Arısoy ve Dikmen (2011) tarafından geliştirilen POTENSOFT yazılımı kullanılmıştır. Cismin üst ve alt yüzey derinlikleri sırasıyla, 1 km ve 2 km olarak belirlenmiştir. Bu modelden hesaplanan gravite anomali haritası Şekil 14c'de görülmektedir. Daha sonra, hesaplanan gravite verilerine aşağı uzanım işlemleri uygulanmıştır. gravite verilerinin 0.8 km aşağı uzanımıyla hesaplanan verilerin NTG anomali haritası Şekil 14d'de görülmektedir. Şekil 14e ve 14f'de de, 1 km ve 1.2 km aşağı uzanım verilerinin NTG anomali haritaları görülmektedir. Bu son 3 NTG haritasına

bakıldığında, 1 km üst yüzey derinliği olan cisim aşağı geçildiğinde, NTG belirtilerinin azaldığı görülmektedir.



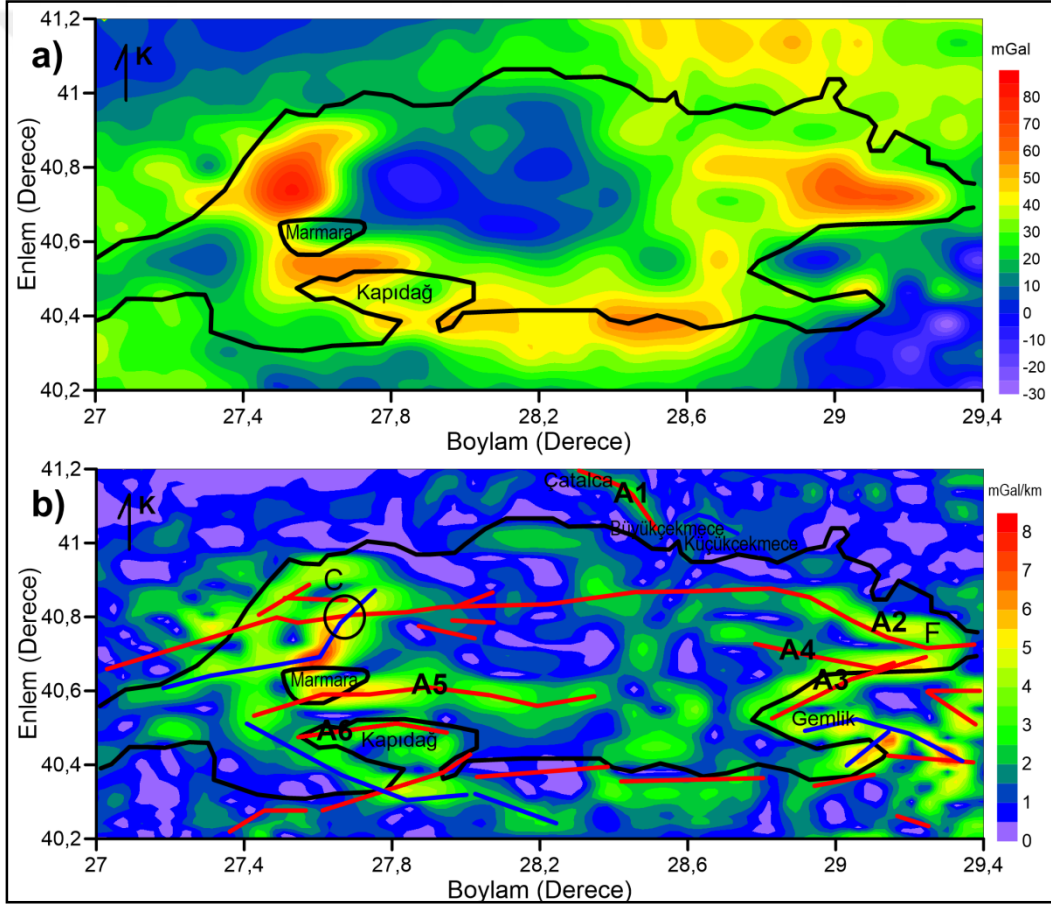
Şekil 14. a) Sonlu düşey prizmatik modelin 3B görünümü, b) modelin üstten görünümü, c) modelin gravite anomali haritası, d) gravite verilerinin 0.8 km aşağı uzanımıyla elde edilmiş verilerin NTG anomali haritası, e) gravite verilerinin 1 km aşağı uzanımıyla elde edilmiş verilerin NTG anomali haritası ve f) gravite verilerinin 1.2 km aşağı uzanımıyla elde edilmiş verilerin NTG anomali haritası

3. BULGULAR

Bu çalışmada, tortul içi, temel kaya, Conrad ve Moho ara yüzeyleri aralarındaki tabakaların içindeki, farklı yoğunluklardaki ve büyüklükteki birimlerden meydana gelen gravite anomali değerleri, Bouguer gravite verilerinin, her defasında uygun dalga boyları kullanılarak, bant geçişli süzgeçlenmesiyle bulunmuştur. Açısal genlik spektrumuyla hesaplanan bu ara yüzeylere ait ortalama derinlikler sırasıyla, 0.63, 2.50, 5.20, 17.77 ve 27.13 km olarak hesaplanmıştır. Çalışma alanının Bouguer gravite anomali değerlerinin açısal genlik spektrumu kullanılmasıyla kritik açısal dalgasayıları, sırasıyla $k_{c1} = 0.1 \text{ rad/km}$, $k_{c2} = 0.2 \text{ rad/km}$, $k_{c3} = 0.82 \text{ rad/km}$, $k_{c4} = 1.54 \text{ rad/km}$ ve $k_{c5} = 3.9 \text{ rad/km}$ olarak bulunmuştur (Şekil 9). Bu hesaplamalar sonucunda, 63 km'den daha büyük dalgaboyları Moho sınırı ve daha alt birimlere ait dalgaboylarıdır. Aynı şekilde, 31.5 km–63 km arasındaki dalgaboyları, Conrad ve Moho sınırları arasındaki birimlerden, 7.7 km–31.5 km arasındaki dalga boyları temel kaya ve Conrad sınırları arasındaki birimlerden, 4.1 km–7.7 km arasındaki dalgaboyları tortul içi ara tabaka ve temel kaya arasındaki birimlerden ve 1.6 km–4.1 km arasındaki dalgaboyları da tortul içi ara tabaka sınırı üstündeki birimlerden kaynaklanan dalgaboylarını temsil eder. Ayrıca, 1.6 km'den daha kısa olan dalgaboyları da gürültü olarak kabul edilmiştir.

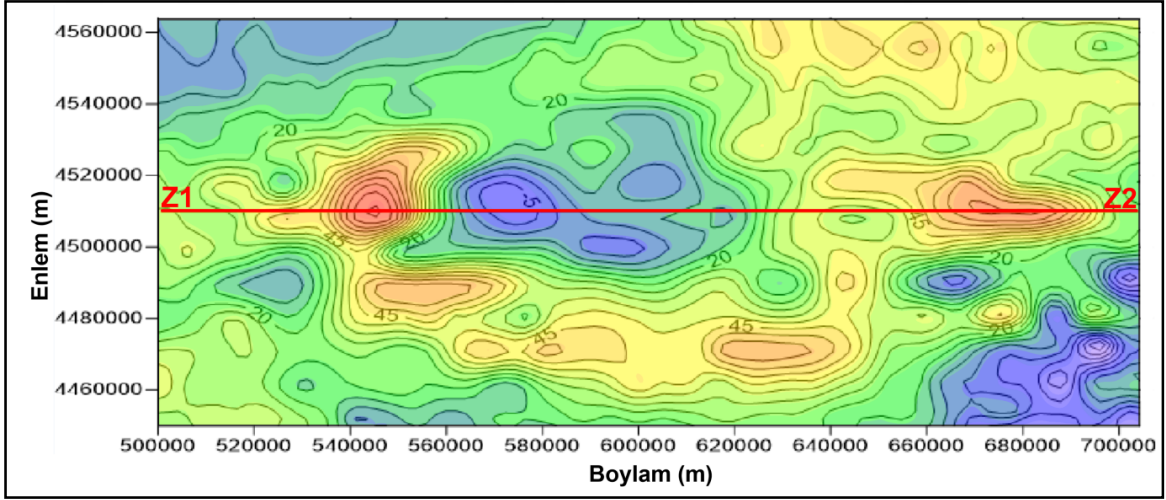
Çalışma alanına ait Bouguer gravite verilerine bant geçişli süzgeç uygulayarak, dalga boyları 1.6 km–4.1 km arasında olan süzülmüş gravite verileri belirlenmiştir (Şekil 15a). Diğer taraftan, Şekil 3'e göre, bölgedeki depremlerin derinliklerinin deniz tabanından 20 km derinliğe kadar, kabuğun sığ kısımlarında yoğunlaştığı görülmektedir. Ayrıca depremlerin bazılarının 5 km'den sığ derinliklerde ve bazılarının da 5 km–10 km derinlikleri aralığında oldukları da görülmektedir. Hem bu bilgiler dikkate alınarak ve hem de bölgedeki fayları en iyi temsil ettiği düşünülen, Şekil 15b'deki TYT haritasının, bölgedeki hakim yoğunluk değişim sınırlarını verdiği düşünülmektedir. Bölgenin tektoniği de dikkate alınarak Şekil 15b dikkatle incelenirse, sığ seviyelerdeki süreksizliklerin deniz tabanı altında çeşitli doğrultularda ve AMF'nı farklı açılarla kesecek biçimde uzandıkları görülür (C alanı). TYT haritasında tespit edilen KB–GD yönelimli çizgisellikler (A1), Şekil 15b'de verilen haritada tanımlanan doğrultu atımlı Trakya–Eskişehir Fay Zonu ile örtüşmektedir. Ayrıca TYT haritasında A2, A3, A4, A5 ve A6 ile temsil edilen çizgisellikler de, sırasıyla Kuzey Sınır Fayı, Armutlu Fayı, İç Sınır Fayı, Güney Sınır

Fayı'nın (Armutlu Fayı'nın devamı) bir kısmı ve Kapıdağ Yarımadası'nın kuzey sınır kısmındaki fay ile örtüşmektedir. AMF'nin Marmara Denizi'nin altındaki devamlılığı, Orta Marmara Çukuru'nun altında, TYT tekniği ile belirlenememiştir. Diğer bir ifadeyle, Marmara Denizi'ni Kocaeli Körfezi'nden Çanakkale'ye kadar, boydan boya geçen bir sürekli fay izine rastlanmamıştır. Bunun sebebi, bu fay boyunca Orta Marmara Çukuru ve civarında yeterli yoğunluk farkının olmaması olabilir. Diğer taraftan, Orta Marmara Çukuru'nun doğu tarafında fay izine rastlanmamış alanda doğrultu atımlı bir sistemi tanımlayan ve birden çok fay segmenti olabilir. Ayrıca, bu alanda derinliğin artmasıyla birlikte, TYT tekniğinin de başarısının düşmesiyle bir iz rastlanmadığı değerlendirilmiştir.



Şekil 15. 1.6 km–4.1 km dalgaboyları kullanılarak süzgeçlenen Bouguer gravite verilerinin a) gravite anomali haritası ve b) TYT anomali haritası (C alanı, AMF ile yoğunluk değişim sınırlarının kesişim alanlarıdır. A1: Trakya–Eskişehir Fay zone (Sakınc vd., 1999, Yaltırak, 2000), A2: Ana Marmara Fayı (Le Pichon vd., 1999), A3 ve A5: Güney Sınır Fayı (Okay vd., 2000), A4: İç Sınır Fayı (Okay vd., 2000) ve A6: Kapıdağ Yarımadası'nın kuzey sınır kısmındaki Fay (Smith vd., 1995).

Gravite anomali haritalarında kontur uzanımları aynı zamanda yer içi jeolojik yapı uzanımlarına karşılık gelmektedir. Böylece, Şekil 16’da görüldüğü üzere çalışma alanının gravite anomali karakteristiğini kapsayacak şekilde bir Z1–Z2 profili belirlenmiştir. Genel olarak sıfır konturunun her iki yanında aniden artış gösterip kapanan pozitif ve negatif anomaliler, yeraltında yanal olarak değişen yoğunluk farklarından kaynaklanır. Faylanma ile birlikte karşılıklı jeolojik birimlerin yer değiştirmeleri bu tür ani yoğunluk değişimlerine neden olmaktadır. Bunu incelemek için, çalışma alanında doğu batı doğrultulu seçilen Z1–Z2 profili altında derinlik limiti 10 km alınarak, iki boyutlu yoğunluk farkı kesiti çıkarılması amaçlanmıştır.



Şekil 16. Marmara Denizi ve civarının Bouguer gravite anomali haritası (WGM2021) ve 2B ters çözüm için belirlenen Z1–Z2 profili

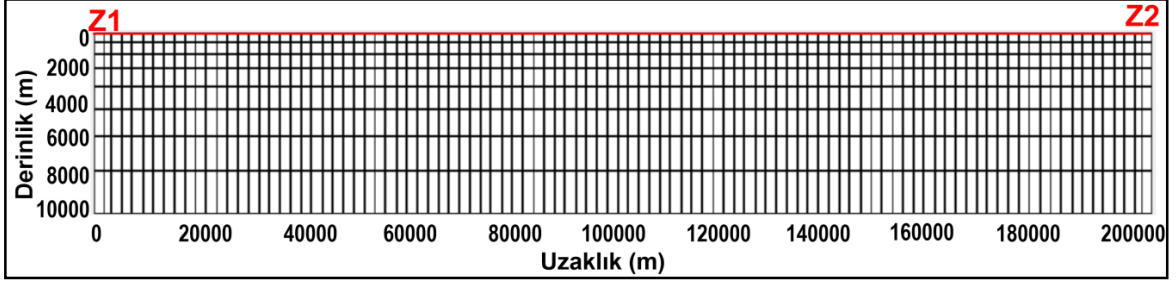
Gravite anomalilerine neden olan yeraltı ortamının yoğunluk farkları kestirimi için Constable vd. (1987) tarafından geliştirilen 2 boyutlu ters çözümü günümüzde yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Algoritmanın en büyük avantajı başlangıç yoğunluk farkları atamaları yapıldıktan sonra yeraltı yoğunluk farklarının yinelemelerle, aranan yeraltı modelinin bulunduğu bölge içinde daraltması, gereksiz ve rastgele dağılımlara izin vermeyecek şekilde ortamı modelleyebilmesidir (Constable vd., 1987). Yöntem, enküçük kareler tabanlı olarak bir yuvarlatma operatörü ve matrisi kullanır. Algoritmanın eşitliği,

$$(A^T W^T W A + \mu C^T C) \Delta m = A^T W^T \Delta d - \mu C^T C m \quad (56)$$

olarak verilir (Constable vd., 1987). Burada A , elemanları çekirdek fonksiyonun değerlerinden oluşan sistem matrisi, C yuvarlatma matrisi ve W ise model ağırlıklandırma matrisidir. μ yuvarlatma operatörü ve m ise model parametreleridir. Δd gözlenen ve yinelemelerle kestirilen modelden hesaplanan anomaliler arasındaki fark veya hata vektörüdür. Böylece algoritma bir tür yuvarlatılmış yoğunluk kestirimleriyle, yeraltı yoğunluk dağılımını anomali kaynaklarına odaklanarak yorumlama hatalarından uzaklaşmayı hedefler. Modelleme işlemi optimum yoğunluk farkı dağılımlarını kestirebilmek için yinelemelerle yürütülür. Bu işlem için profil uzunluğuna ve derinlik sınırına bağlı olarak öncelikle yeraltı ortamı bloklara bölünmektedir. Modelleme işlemi başlamadan önce, yoğunluk farklarının kestirileceği yer altı blok geometrilerine yönelik tasarım yapılmıştır. Derinlik, yaklaşık olarak 10 km'ye kadar alınmıştır. Çözünürlük bundan sonra kaybolmaktadır. Bu durumda üst kabuğun yaklaşık olarak 10 km'ye kadar olan sığ derinliklerinin yoğunluk farklarının değişimleri görüntülenmeye çalışılmıştır. Şekil 17'de Z1–Z2 profili altında yeraltının belli boyutlarda hücrelere bölünerek elde edilmiş blok modeli görülmektedir. Sığ derinliklerde yoğunluk farkı değişimleri derin ortamlara göre daha fazla olduğundan bu kesimlere duyarlı çözümler bulabilmek için blok genişlikleri daha küçük seçilmiştir. Başlangıç modeli olarak tüm blokların yoğunluk farkı atamaları yapıldıktan sonra ters çözüm yinelemeleriyle yoğunluk farkları iyileştirilmektedir. Yinelemeleri durdurmanın bir yolu yoğunluk farklarından her bir bloğun prizma modeline göre düz çözümünden toplam profil anomalisi hesaplandıktan sonra gözlenen anomali ile karşılaştırıldığında gözlenen ve hesaplanan anomaliler arasındaki RMS hatasının, önceden tayin edilmiş bir eşik değerden küçük olması şartına bağlamaktır. Her bir yineleme sonunda bulunan parametre düzeltme değerlerinden,

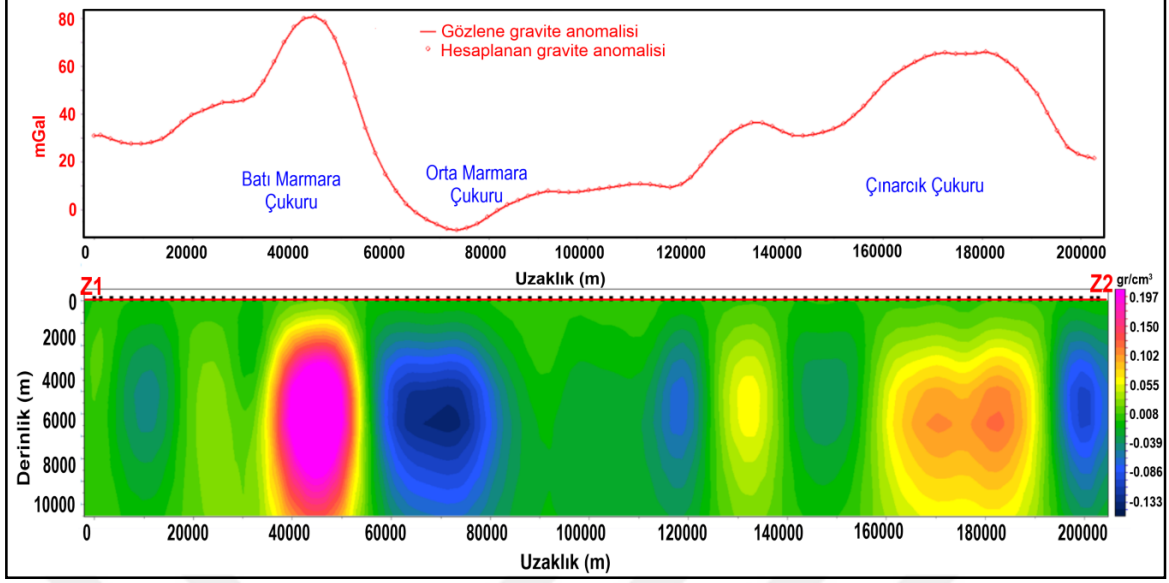
$$m^{k+1} = m^k + \Delta m^{k+1}, \quad k = 0, 1, 2, \dots \quad (57)$$

eşitliğine göre yeni parametre vektörü kestirilir. Burada k yineleme sayacıdır. Yineleme sonunda kestirilen parametrelerden hesaplanan anomalilerin gözlenen anomaliye uyumlu olup olmadığı, çözümün yakınsama veya ıraksama sürecinde olduğuna işaret eder. Diğer bir deyişle yineleme sonrasında RMS hatası, önceki yinelemeden bulunan RMS hatasından küçük olması durumunda ters çözüm işleminde yakınsama aksi takdirde ıraksama meydana gelmektedir.



Şekil 17. Z1–Z2 profili altında kesit uzunluğu ve derinlik sınırına bağlı olarak bloklara bölünen yeraltı modeli.

Yinelemeli doğrusal ters çözüm işleminde Z1–Z2 profilinde yineleme sayısı 20 ve RMS değeri 0.01 olarak alınmıştır. Bunun anlamı, gözlenen profil anomalisi ile yineleme adımlarında kestirilen yoğunluk farkları modelinden hesaplanan anomali arasındaki uyumla ilişkili olarak RMS hatasının 0.01’e eşit veya bundan küçük olması durumunda yinelemelerin sona ermesidir. Diğer taraftan, sönüm faktörü de 0.1 olarak alınmıştır. Burada model ağırlıklandırma yapılmıştır. Bu çalışmada Z1–Z2 profili için yineleme sayısını arttırmaya gerek kalmaksızın istenen uyum elde edilmiştir. 2 boyutlu ters çözüm yönteminde yoğunluk farklarının yanal değişimlere daha duyarlı olarak kestirebilmesi yuvarlatma terimi optimum ölçüde küçük ($\mu = 0.005$) seçilerek söz konusu duyarlılık elde edilmiştir. Şekil 18’de Z1–Z2 profil anomalisinin ters çözümünden kestirilen yoğunluk farkları dağılımlarının en önemli özelliği yanal olarak hızlı değişim gösterdiği deformasyon bölgeleri olarak, olası fayların etkisinin gözlenebilmesidir. Z1–Z2 profili altında, yoğunluk farklarının yanal değişimleri incelendiğinde, Orta Marmara Çukuru’nun doğu kısmında ani yoğunluk değişiminin gelişmediği görülmektedir. Yoğunluk farklarının düşey yönlü dağılımlarına dikkat edildiğinde de, Batı Marmara Çukuru altında yüksek pozitif yoğunluk değişimleri ve Çınarcık Çukuru altında pozitif yoğunluk değişimleri gözlenirken, Orta Marmara Çukuru altında negatif yoğunluk değişimleri gözlenmektedir (Şekil 18). Ayrıca Orta Marmara Çukuru altında yoğunluk farkındaki negatiflik, bu çukurun altında doğudan batıya doğru bir artım göstermektedir.



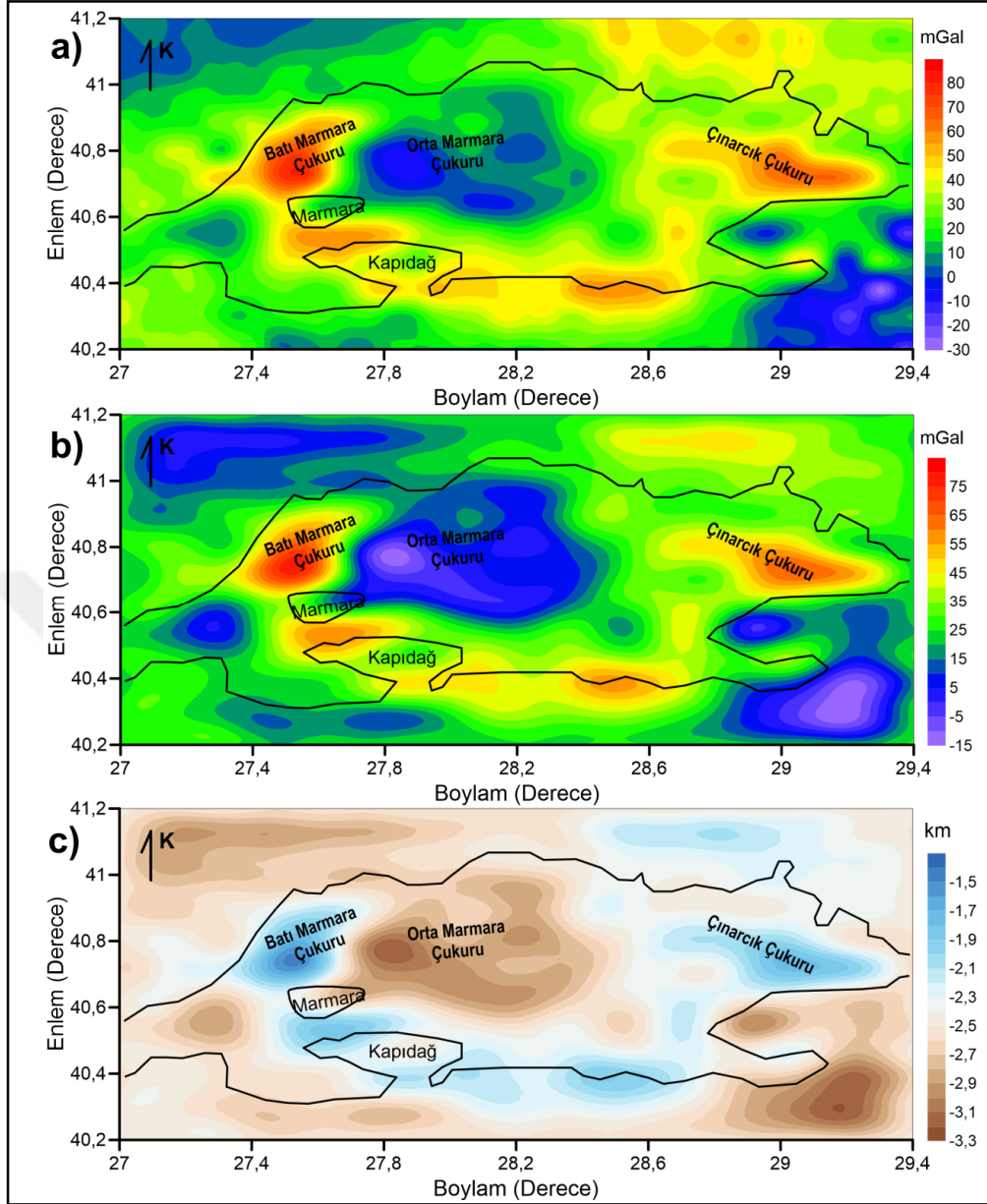
Şekil 18. Z1–Z2 profilinden elde edilen anomalinin 2 boyutlu ters çözüm yoğunluk farkları modelleme sonucu.

Gravite verilerinin doğrusal olmayan ters çözümüyle, çalışma alanına ait tortul içi ara tabaka, temel kaya, Conrad ve Moho ara yüzey sınırlarının topografyalarını belirlemek için Parker–Oldenburg algoritması kullanılmıştır. Doğrusal olmayan ters çözüm işlemiyle ara yüzey topografyası hesaplanan Parker–Oldenburg algoritmasıyla tortul içi ara tabaka topografyasını hesaplamak için, çalışma alanına ait Bouguer gravite verilerine bant geçişli süzgeç uygulayarak, dalga boyları 4.1 km–7.7 km arasında olan süzülmüş gravite verileri belirlenmiştir (Şekil 19a). Sonra, elde edilen bu süzülmüş gravite verilerine ters çözüm uygulanarak, tortul içi ara tabaka topografyası hesaplanmıştır. Hesaplanan bu tortul içi ara yüzey topografyasından hesaplanan gravite anomalisi de Şekil 19b'de görülmektedir. Gözlenen gravite anomalisi ile hesaplanan gravite anomalisinin belli bir uyumda olması, Şekil 19c'de görülen tortul içi ara yüzey topografyasının doğruluğunu destekler niteliktedir. Tortul içi ara yüzey topografyasını ters çözümle modelleyebilmek için, yakınsama ölçüsüne ulaşılan kadar yinelemeler devam eder. Kısacası, ardışık iki yineleme sonunda tahmin edilen $h(x,y)$ derinlik değerleri arasındaki karekök ortalama (RMS) hatanın E sıfıra yakın ($\tau=0.01$ km) yakınsama kriteri değerinden küçük olduğu dikkate alınır. Yumuşak–sert tortul arayüzey topografyasını hesaplamak için alt tortul ($\sim 2,55$ g/cm³) ile üst tortul ($\sim 2,25$ g/cm³) aralarındaki yoğunluk farkı da 0,3 g/cm³ olarak belirlenmiştir. Burada, tabakalara ait literatürde mevcut ortalama yoğunluklar kullanılmıştır (Elmas, 2018). Şekil 19c'ye göre, Orta Marmara Çukuru civarında tortul içi ara yüzey topografya değerlerinde

aşağı yönlü bir azalma olduğu görülmektedir. Böylece, hesaplanan bu ara yüzey topografyasının derinliği Çınarcık Çukuru altında 1.6 km ve Batı Marmara Çukuru altında 1.5 km civarında iken, Orta Marmara Çukuru altında 3 km civarlarındadır (Şekil 19c). (Şekil 19c ve Tablo 1). Ayrıca, 3 km civarındaki derinlik değerleri çalışma alanının kuzeybatısında ve güneydoğusunda da görülmektedir.

Tablo 1. Ara yüzeylere ait sayısal değerler

Ara yüzeyler	Ara yüzeyler için kesme dalgasayıları	Ara yüzeyler için dalga boyları (km)	Hesaplanan derinlik (km)		
			Batı Marmara Çukuru	Orta Marmara Çukuru	Çınarcık Çukuru
Tortul içi	0.82 – 1.54 rad/km	4.1 – 7.7	1.6	3	1.5
Temel Kaya	0.2 – 0.82 rad/km	7.7 – 31.5	3.3	7	3.1
Conrad	0.1 – 0.2 rad/km	31.5 – 63	16	20.8	15.2
Moho	0 – 0.1 rad/km	63 – 500	25	29	25.2

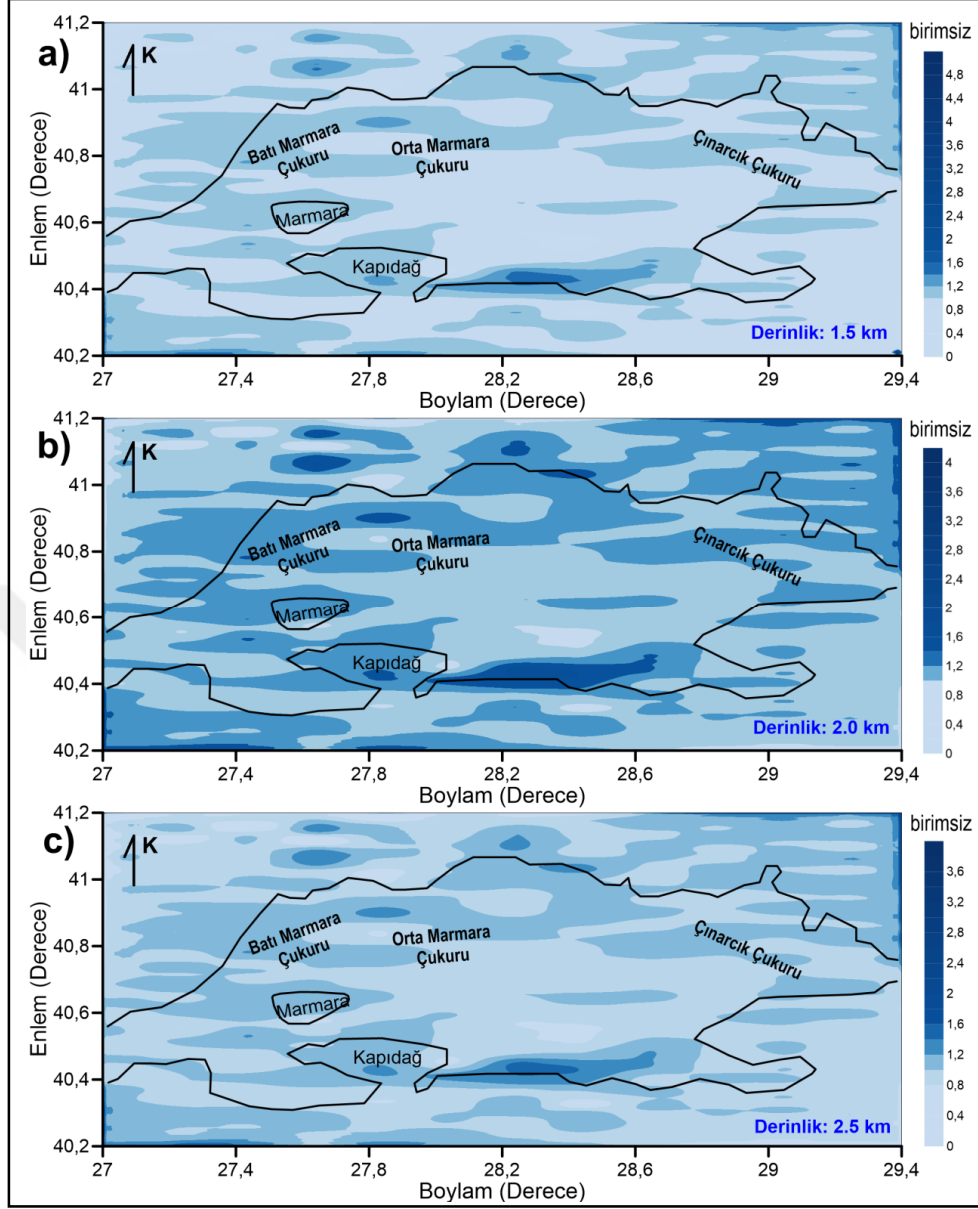


Şekil 19. a) Tortul içi ara tabakaya ait, 4.1 km–7.7 km dalga boyları kullanılarak elde edilmiş gözlenen gravite anomalisi, b) ters çözüm işleminden sonra elde edilen arayüzeyden hesaplanan gravite anomalisi ve c) ters çözümle hesaplanan tortul içi ara tabaka topografyası

Çalışma alanında, NTG analizi için tortul içi ara tabaka seviyesi dikkate alınmıştır. Çalışma alanında tortul ara tabaka seviyelerindeki yoğunluk dağılımı farklılığından kaynaklanan belirtilerin, yine bu seviyelerde derinlere doğru değişimlerini gözlemleyebilmek amacıyla, bu seviyeler için hesaplanmış gravite verilerine her 500 m'lik derinlik seviyeleri için NTG tekniği uygulanmıştır. Hesaplanan verilerden üretilen görüntü haritaları sırasıyla Şekil 20a, 20b ve 20c'de verilmiştir. Belirti haritaları incelendiğinde

Kapıdağ Yarımadası'nın doğu tarafında, kıyı çizgisini takip eden belirtinin kuvvetli olduğu görülmektedir. Ayrıca, TYT genliği haritasında görülen birçok belirtinin NTG haritalarında da gözlemlendiği ve orta büyüklükteki belirti yamalarıyla karakterize edildiği görülmektedir. Diğer taraftan, tortul içi ara tabaka seviyelerinde, aşağıya doğru NTG anomalilerindeki değişimlerin, bu seviyelerde yoğunluk değişim sınırlarına bağlı olarak nasıl değiştiği izlenebilmektedir (Şekil 20a, 20b ve 20c). NTG hesaplamalarında aşağı uzanım derinliği artarken, bu derinliklerdeki kütlelerin üst yüzey sınırlarından kaynaklanan NTG belirti yamaları artmaktadır (Şekil 20b). Ancak, hedef kütlelerin üst yüzey derinlik değerleri aşağıya geçildikçe, NTG belirti yamalarında azalma olduğu görülmektedir (Şekil 20c).



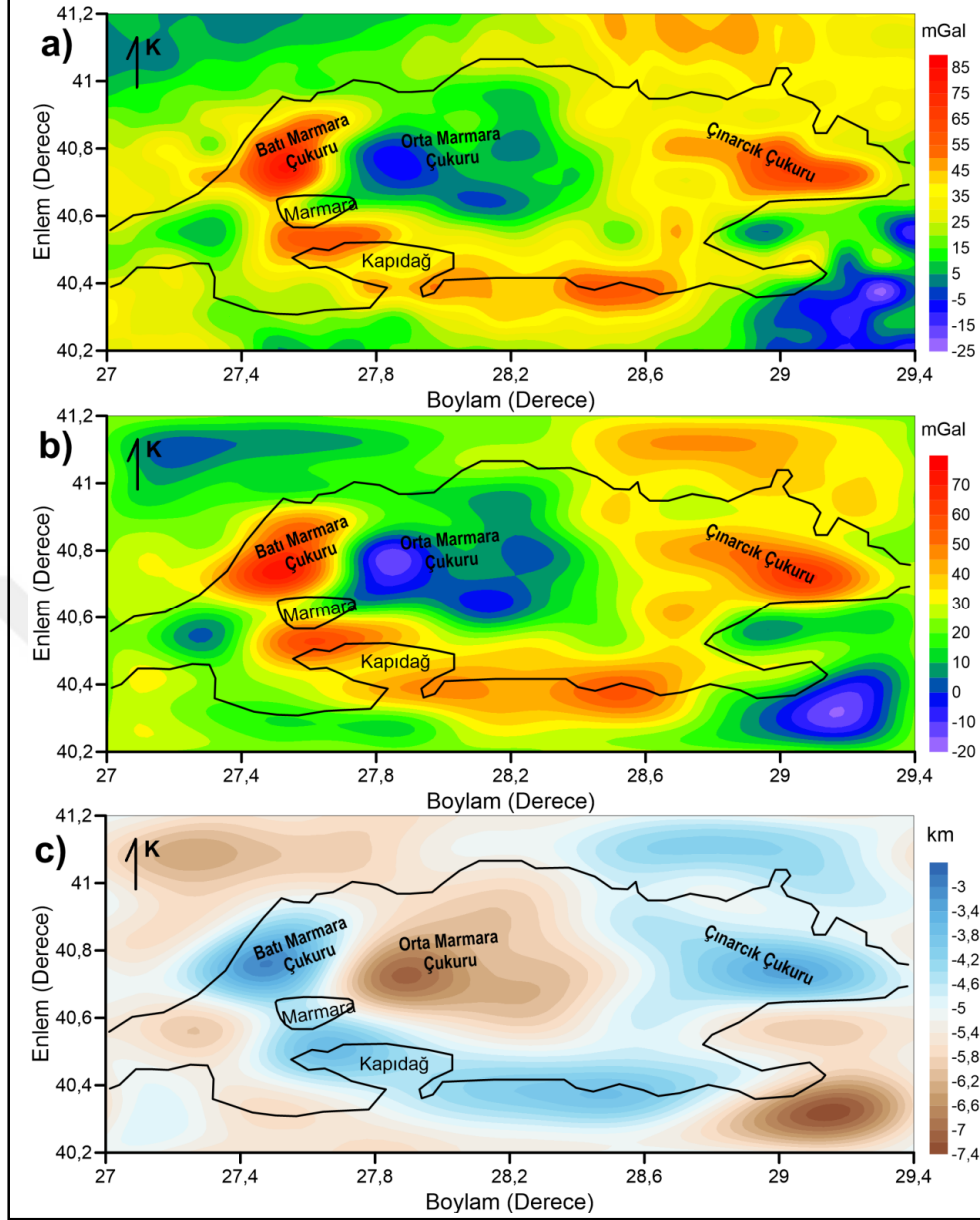


Şekil 20. Tortul içi ara tabaka için belirlenen gravite verilerine uygulanmış NTG görüntü haritaları (a) 1.5 km derinlik seviyesi, b) 2.0 km derinlik seviyesi ve c) 2.5 km derinlik seviyesi).

Çalışma alanının temel kaya ara yüzey topografyasını, ters çözüm yöntemiyle hesaplamak için, bu alana ait Bouguer gravite verilerine bant geçişli süzgeç uygulayarak, dalga boyları 7.7 km–31.5 km arasında olan gravite verileri hesaplanmıştır (Şekil 21a). Elde edilen bu gravite verilerinin ters çözümüyle, temel kaya arayüzey topografyası hesaplanarak haritalanmıştır (Şekil 21c). Bu hesaplamada, ölçülen ve hesaplanan gravite anomali haritaları sırasıyla Şekil 21a'da ve Şekil 21b'de görülmektedir. Temel kaya ara yüzey topografyasını hesaplamak için metamorfik birim ($\sim 2.7 \text{ g/cm}^3$) ile Neojen çökel

birim ($\sim 2.4 \text{ g/cm}^3$) aralarındaki yoğunluk farkı da 0.3 g/cm^3 olarak alınmıştır. Burada bahsedilen iki birimin, literatürde mevcut olan ortalama yoğunluk değerleri kullanılmıştır (Elmas, 2018). Şekil 21c'deki temel kaya topografya haritasında, derinlik değerlerinin nasıl değiştiği görülmektedir. Bu haritada, hesaplanan derinlik değerlerinin Orta Marmara Çukuru altında arttığı dikkat çekmektedir. Bu derinlik değerleri Çınarcık Çukuru altında 3.1 km ve Batı Marmara Çukuru altında 3.3 km civarında iken, Orta Marmara Çukuru altında 7 km civarlarındadır (Şekil 21c ve Tablo 1).



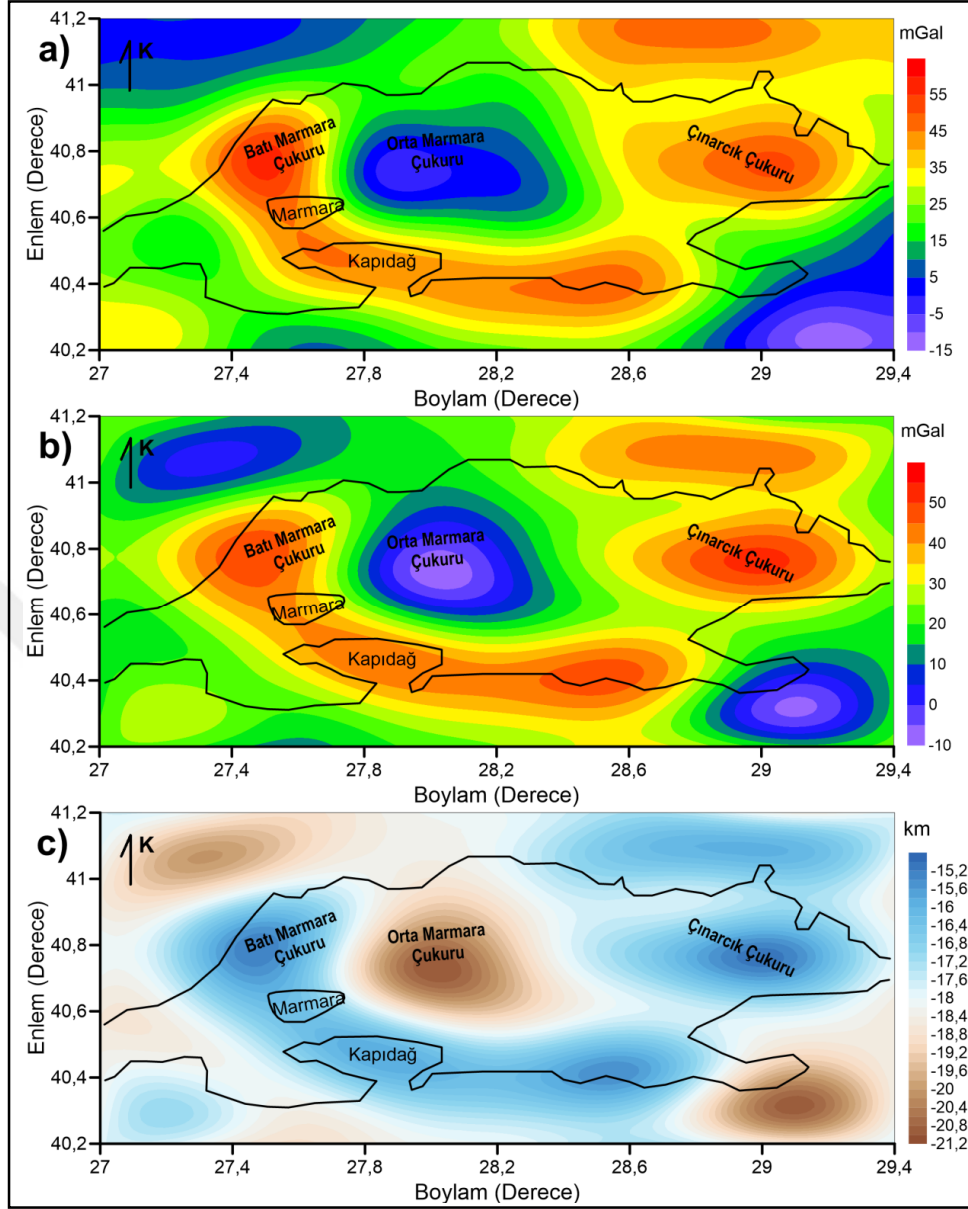


Şekil 21. a) temel kaya ara yüzeyine ait, 7.7 km–31.5 km dalga boyları kullanılarak elde edilmiş gözlenen gravite anomalisi, b) ters çözümle işleminden sonra elde edilen arayüzeyden hesaplanan gravite anomalisi ve c) ters çözümle hesaplanan temel kaya ara yüzey topografyası

Conrad ara yüzey topografyasını, Parker–Oldenburg algoritmasıyla hesaplamak için, çalışma alanına ait Bouguer gravite verilerine bant geçişli süzgeç uygulayarak, dalgaboyları 31.5 km–63 km arasında olan gravite verileri belirlenmiştir (Şekil 22a). Hesaplanan gravite verilerinin ters çözümüyle Conrad ara yüzey topografyası hesaplanmıştır (Şekil 22c). Bu hesaplamada, düz çözümle hesaplanan gravite anomalisi haritası da Şekil 22b'de görülmektedir. Bu kısımda yapılan üçüncü ters çözüm

hesaplamalarında Conrad ara yüzey topografyasını hesaplamak için alt kabuk (bazalt bileşimindeki kayalardan oluşan bazaltik yer kabuğudur) ($\sim 2.93 \text{ g/cm}^3$) ile üst kabuk (granit bileşimindeki kayalardan oluşan granitik yer kabuğu) ($\sim 2.67 \text{ g/cm}^3$) arasındaki yoğunluk farkı 0.26 g/cm^3 olarak belirlenmiştir (Oruç vd., 2017). Burada, Şekil 22c'deki derinlik haritasında Orta Marmara Çukuru civarında Conrad ara yüzey topografya derinlik değerlerinin artarak, 20.8 km değerine kadar ulaştığı görülmektedir (Tablo 1). Burada belirtilmesi gereken bir husus da, Conrad ara yüzey derinlik değerlerinin Orta Marmara Çukuru üzerinde ani bir artış göstermesidir.

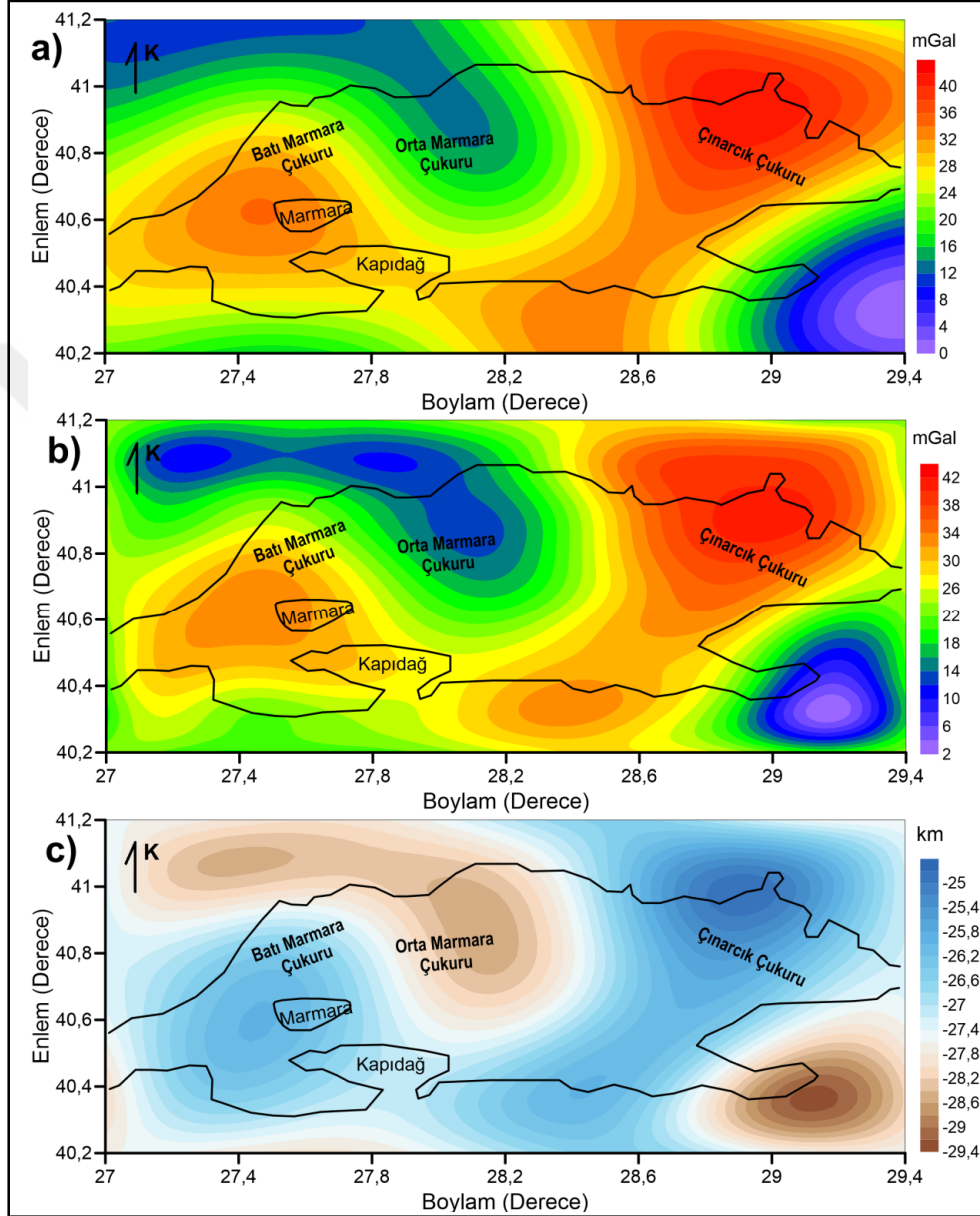




Şekil 22. a) Conrad ara yüzeyine ait, 31.5 km–63 km dalga boyları kullanılarak elde edilmiş gözlenen gravite anomalisi, b) ters çözümle işleminden sonra elde edilen arayüzeyden hesaplanan gravite anomalisi ve c) ters çözümle hesaplanan Conrad ara yüzey topografyası

Bu kısımdaki son ters çözüm hesaplamalarında Moho arayüzey topografyasını hesaplamak için, çalışma alanına ait Bouguer gravite verilerinden hesaplanan ve dalga boyları 63 km–500 km arasında olan süzölmüş gravite verileri kullanılmıştır (Şekil 23a). Süzölmüş bu gravite verilerinin ters çözümüyle de Moho ara yüzey topografyası hesaplanmıştır (Şekil 23c). Yine düz çözümle hesaplanan gravite anomalisi haritası da Şekil 23b'de verilmiştir. Litosferik manto ($\sim 3,28 \text{ g/cm}^3$) ile kabuk ($\sim 2,72 \text{ g/cm}^3$) arasındaki ortalama yoğunluk farkı, Moho arayüzey topografyasını hesaplamak için $0,56 \text{ g/cm}^3$ olarak

belirlenmiştir (Oruç vd., 2017). Bu son ters çözüm hesaplamalarında da, Moho arayüzeyi için hesaplanan derinlik değerleri yine Orta Marmara Çukuru civarında artarak, 29 km'ye kadar ulaşmıştır (Şekil 23c ve Tablo 1).



Şekil 23. a) Moho ara yüzeyine ait, 63 km–500 km dalga boyları kullanılarak elde edilmiş gözlenen gravite anomalisi, b) ters çözümle işleminden sonra elde edilen arayüzeyden hesaplanan gravite anomalisi ve c) ters çözümle hesaplanan Moho ara yüzey topografyası

4. TARTIŞMA

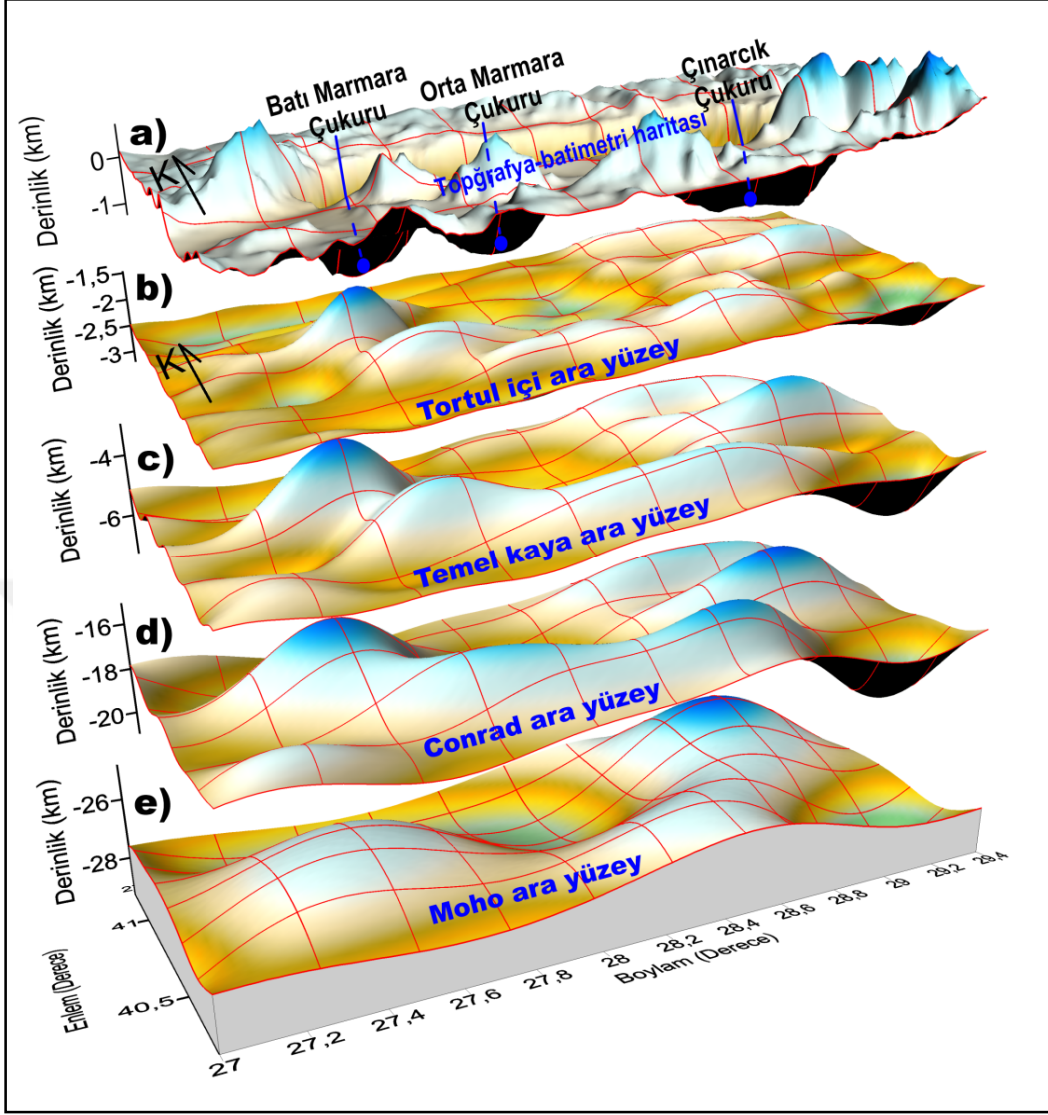
Parke vd. (1999), KAF'nın Marmara Denizi'nin altında etkisinin kaybolduğunu ve Marmara Denizi'nin D-B uzanımlı normal faylar sebebiyle açıldığını belirtmişlerdir. Ayrıca, Le Pichon vd. (1999) bütün Marmara Denizi'ni boydan boya geçen, gömülü olan bir fayın varlığını öne sürmüşlerdir. Kuşçu (2009), deniz jeofiziği verilerini kullanarak Marmara Denizi'nde yapmış olduğu çalışmada Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolunun (AMF) tek parça devam eden bir fay olduğunu ileri sürmüştür. Ancak, bu tez çalışması kapsamında yapılan TYT hesaplamalarında, bu fayın Marmara Denizi içinde Kocaeli Körfezi'nden Çanakkale'ye kadar devam eden sürekli bir izi görüntülenememiştir. Özellikle, görüntülenemeyen bu kısım Orta Marmara Çukuru altındadır. Bu durumun, yüksek genlikli TYT anomalisi üretebilecek kadar yoğunluk farkının bu fayın her iki tarafında olmadığından kaynaklandığı düşünülmektedir. Bu durumu, 2 boyutlu ters çözüm yoğunluk farkları modelleme sonucunu desteklemiştir. Diğer taraftan, Orta Marmara Çukuru ve civarında tek bir fay değil, küçük fay segmentlerinin (Park vd., 1999; Yaltırak, 2002) olması da bu düşüncüyü destekler niteliktedir. Crampin ve Evans (1986), KAF'nın, Marmara Denizi'nde birkaç segmente ayrılıp geniş bir bölgede yüksek sismik etkinliğe neden olduğunu belirtmiştir. Bu çalışmada da, bu düşüncüyü destekler nitelikte sonuçlara ulaşılmıştır. Adatepe (1991), yapmış olduğu çalışmada Marmara Denizi'ne ait gravite ve manyetik verilerini Fourier analizleriyle değerlendirerek, bölgedeki sığ yapıların ortalama derinliklerini 2.5–4.7 km olarak hesaplanırken, bu derinlikler bu çalışmada 2.5–5.2 km olarak hesaplanmıştır. Hesaplanan derinlik değerlerindeki bu farklılığın, kullanılan yöntemlerden ve tekniklerden kaynaklandığı düşünülmüştür. İmren vd. (2001), Kuzey Marmara Denizi'nin çok yönlü batimetrik ve sismik verilerine dayanan yeni bir analizle deniz tabanının karmaşık topografik özelliğine odaklanmışlardır. Bununla birlikte, yapmış oldukları çalışmada sismik verilerin penetrasyon eksikliği nedeniyle, bölgesel tektoniğin daha iyi anlaşılması için yeterli derinlik bilgisi sağlayamamışlardır. Ancak, bu çalışmada kullanılan teknikler ile yüzeyden Moho ara yüzüne kadar derinlik bilgilerine ulaşılmıştır. Ateş vd. (2003), Marmara Denizi ve çevresindeki depremleri belirleyen kilit faktörün, sırt zonunda yer alan katı ve sert bir bloğun sınırlayıcı bir bükülme gibi davrandığını önermişlerdir. Bu çalışmada da, TYT hesaplamaları sonucunda böyle bir alan görüntülenebilmiştir (Şekil 15b'de D alanı). Ayrıca Şekil 3'de de, yine bu alanda

depremlerin azlığı dikkat çekicidir. Muller ve Aydın (2004), Yalova ve Armutlu Fayları boyunca potansiyel kırılmaları ileri sürerek Marmara Denizi'nde gelecekteki kırılmalar olasılığını tahmin etmişlerdir. Ayrıca 1999 İzmit depreminin olduğu yerin batısında, D-B doğrultusunda potansiyel bir kırılma hattı önermişlerdir. Ergintav vd. (2011), tarafından Marmara Denizi'nin kuzey şelfinde kapsamlı bir akustik çalışma gerçekleştirilmiştir. Yapmış oldukları çalışmada, Çatalca Fay Zonu'nun KB-GD yönlü uzanımı ortaya konulmuştur. Muller ve Aydın (2004), tarafından önerilen kırılma hattının yeri ve Ergintav vd. (2011) tarafından ortaya koyulan fay zonunun yeri bu çalışmada TYT haritasında görüntülenebilmiştir (Şekil 15).

Sönmez ve Oruç (2017), Doğu Marmara bölgesine ait EGM08 Bouguer gravite verilerini kullanarak yapmış oldukları çalışmada, Moho sınırının derinliklerini 30–38 km aralığında belirlemişlerdir. Marmara Denizi'nin doğu kısımlarında Moho derinliğinin 30 km civarlarına kadar düşmesine dikkat çekmişlerdir. Bununla birlikte, Marmara Denizi altındaki Moho sınırı derinliğini Kende vd. (2017), gravite verilerinin ters çözümüyle, 30 km referans derinliğinin yanı sıra, 25 km derinlik değerine kadar sığlaştığını bulmuşlardır. Diğer taraftan, Gholamrezaie vd. (2018), yapmış oldukları çalışmada jeolojik, sismolojik ve gravite verilerini kullanarak, Moho'nun Marmara Denizinin kuzey kıyılarında 28 km civarında, güney ve doğu kıyılarında 28,5–29 km, batı kıyılarında 30–32 km ve denizin orta kısımlarında 27 km civarında olduğunu belirlemişlerdir. Bu tez çalışmasında ise, deniz içinde kabuğun incelenerek, Moho sınırının 24.8–29.4 km aralığında değerler aldığı hesaplanmıştır. Gholamrezaie vd. (2018)'nin yapmış olduğu çalışmada, Moho derinliklerini Marmara Denizi'nin batı kıyılarında 30-32 km değerlerinde olduğunu hesaplarken, bu tez çalışmasında ise derinlik değerleri 25 km civarlarında hesaplanmıştır (Şekil 24e). Bununla birlikte, bu çalışmada ters çözüm ile bulunan Moho sınırı derinlik değerleri, Sönmez ve Oruç (2017), Kende vd. (2017) ve Gholamrezaie vd. (2018)'nin hesapladıkları derinlik değerleri ile birbirini destekler niteliktedir. Bu çalışmalardaki küçük derinlik farklılıkların, hem kullanılan yöntemlerin ve tekniklerin farklılıklarından, hem de çalışılan sahaların sınırlarındaki değişimlerden kaynaklandığı düşünülmektedir.

Ters çözüm işlemleri sonucunda elde edilen ara yüzey boyunca engebeli yapılar takip edilerek, kabuğun yüzeyden derine doğru nasıl değiştiği izlenebilmiştir (Şekil 24). Hesaplanan tortul içi ara yüzey topografyasının derinliği Çınarcık Çukuru altında 1.6 km ve Batı Marmara Çukuru altında 1.5 km civarında iken, Orta Marmara Çukuru altında 3 km civarlarındadır. Temel kaya derinlik değerleri de Çınarcık Çukuru altında 3.1 km ve

Batı Marmara Çukuru altında 3.3 km civarında iken, Orta Marmara Çukuru altında 7 km civarlarındadır. Diğer taraftan, hesaplanan Conrad ara yüzey topografyasının derinliği Çınarcık Çukuru altında 15.2 km ve Batı Marmara Çukuru altında 16 km civarında iken, Orta Marmara Çukuru altında 20.8 km civarlarındadır (Şekil 20c). Bununla birlikte, Moho arayüzeyi derinlik değerleri Çınarcık Çukuru altında 25.2 km ve Batı Marmara Çukuru altında 25 km civarında iken, Orta Marmara Çukuru altında 29 km civarlarındadır (Şekil 24 ve Tablo 1). Böylece, Orta Marmara Çukuru altında kabuğun kalınlaştığı her arayüzeyde (tortul içi ara tabaka, temel kaya, Conrad ve Moho) görülmüştür. Ancak, Batı Marmara ve Çınarcık çukurları altında, bu dört ara yüzey derinlik değerlerindeki azalma tortul içi ara tabaka, temel kaya ve Conrad ara yüzeylerinde görülürken, Moho ara yüzeyinde bahsedilen sıkışma kısımları, Batı Marmara çukuru altında güneye ve Çınarcık Çukuru altında da kuzeye kaydığı görülmüştür (Şekil 24).

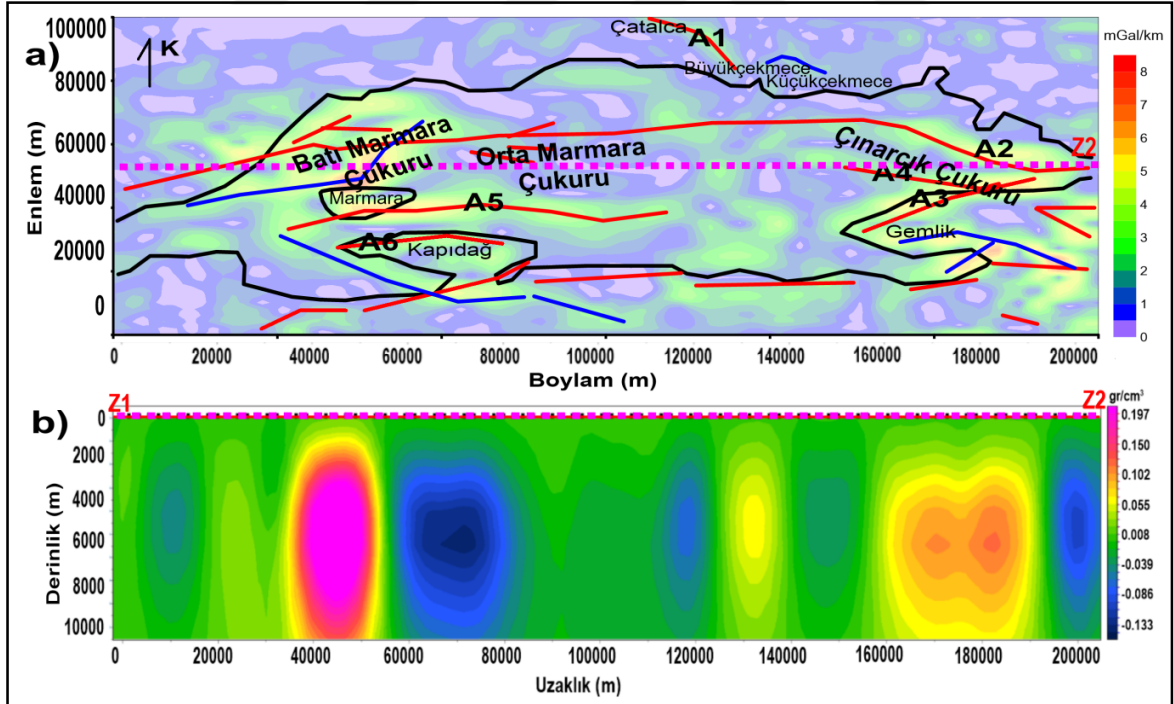


Şekil 24. Ters çözümle hesaplanan; a) tortul içi ara yüzey topografyası, b) temel kaya ara yüzey topografyası, c) Conrad ara yüzey topografyası ve d) Moho ara yüzey topografyası

Marmara Denizi'ndeki Batı Marmara ve Çınarcık çukurları üzerinde yüksek genlikli pozitif Bouguer gravite anomalileri gözlenirken, Orta Marmara Çukuru üzerinde negatif genlikli Bouguer gravite anomalileri gözlenmektedir. Bu kısımda, negatif anomaliye sebep olan, hem tortul birikiminin fazlalığı ve hem de kabuğun kalınlaşması olarak değerlendirilmiştir (Şekil 24).

Şekil 25a'daki TYT haritasında, A1 ile gösterilen Trakya-Eskişehir Fay zone (Sakıncı vd., 1999, Yaltırak, 2000), A2 ile gösterilen Ana Marmara Fayı (Le Pichon vd., 1999), A3 ve A5 ile gösterilen Güney Sınır Fayı (Okay vd., 2000), A4 ile gösterilen İç Sınır Fayı (Okay vd., 2000) ve A6 ile gösterilen Kapıdağ Yarımadası'nın Kuzey Sınır Fayı (Smith

vd., 1995) yüksek genlikli TYT çizgisellikleriyle örtüşmektedir. Bununla birlikte, AMF'nin Marmara Denizi'nin altındaki devamlılığı, Orta Marmara Çukuru'nun sağ tarafında, TYT tekniği ile belirlenememiştir. Çalışma sahasında, Z1–Z2 profilinden elde edilen gravite anomalisinin 2 boyutlu ters çözüm yoğunluk farkları modelleme sonucuna bakılarak, Şekil 25b'deki Z1–Z2 profili altında, yoğunluk farklarının yanal ve düşey değişimleri incelendiğinde, Orta Marmara Çukuru'nun doğu kısmında ani yoğunluk değişiminin gelişmediği görülmektedir. Bu durum, AMF'nin Marmara Denizi'ni doğudan batıya geçtiği sürekli bir izi, kabuğun bu kısmında TYT tekniği ile görüntülenememiş olmasını açıklamaktadır. Diğer bir ifadeyle, bu fay boyunca Orta Marmara Çukuru'nun doğu tarafında, fayın her iki tarafında yüksek genlikli TYT anomalisi üretebilecek yeterli yoğunluk farkının olmaması olarak düşünülmüştür. Ayrıca, bir başka sebebi ise, fay izine rastlanmamış bu alanda doğrultu atımlı bir sistemi tanımlayan ve magnitudü büyük deprem üretemeyecek birden çok fay segmentinin olması olarak ta düşünülmüştür (Park vd., 1999; Yaltırak, 2002).



Şekil 25. a) TYT anomali haritası ve Z1-Z2 profili ve b) Z1–Z2 profilinden elde edilen anomalinin 2 boyutlu ters çözüm yoğunluk farkları modelleme sonucu. A1: Trakya–Eskişehir Fay Zonu (Sakinç vd., 1999, Yaltırak, 2000), A2: Ana Marmara Fayı (Le Pichon vd., 1999), A3 ve A5: Güney Sınır Fayı (Okay vd., 2000), A4: İç Sınır Fayı (Okay vd., 2000) ve A6: Kapıdağ Yarımadası'nın kuzey sınır kısmındaki Fay (Smith vd., 1995).

5. SONUÇLAR

Marmara Denizi'nin kabuk arayüzey ortalama derinlik değerleri, Bouguer gravite anomalilerinin açısai genlik spektrumundan belirlenmiştir. Belirli kritik dalgasayıları ile Bouguer gravite değerlerine bant geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen gravite verileri TYT ve NTG teknikleriyle ile analiz edilmiştir ve Marmara Denizi'nin altındaki kabuktaki, yoğunluk farkı sunan kütle sınırlarının sığ kabukta nasıl değiştiği haritalanmıştır.

TYT haritasında, literatürde var olan bazı faylar yüksek genlikli TYT çizgisellikleriyle örtüşmüştür. Bununla birlikte, AMF'nın Marmara Denizi'nin altındaki devamlılığı, Orta Marmara Çukuru'nun sağ tarafında, TYT tekniği ile belirlenememiştir. Çalışma sahasında, Z1–Z2 profilinden elde edilen gravite anomalisinin 2 boyutlu ters çözüm yoğunluk farkları modelleme sonucuna bakılarak, Orta Marmara Çukuru'nun doğu kısmında ani yoğunluk değişiminin gelişmediği görülmüştür. AMF'ı boyunca Orta Marmara Çukuru'nun doğu tarafında, fayın her iki tarafında yüksek genlikli TYT anomalisi üretebilecek yeterli yoğunluk farkının olmaması olarak düşünülmüştür. Bu düşüncayı, 2 boyutlu gravite ters çözüm sonuçları desteklemiştir.

Ters çözüm ile bölgenin tortul içi ara tabaka, temel kaya, Conrad ve Moho ara yüzey topografyaları hesaplanarak haritalanmıştır. Bununla birlikte, Batı Marmara ve Çınarcık çukurları altında, bu dört ara yüzey derinlik değerlerindeki azalma tortul içi ara tabaka, temel kaya ve Conrad ara yüzeylerinde görülürken, Moho ara yüzeyinde bahsedilen sıkışma kısımları, Batı Marmara çukuru altında nispeten güneye ve Çınarcık Çukuru altında da nispeten kuzeye kaydığı görülmüştür. Bunun sebebi, Conrad ve üst tarafının, bölgenin tektonik yapısına uygunluk göstermesi ve Moho civarının da derin bölgesel yapıya yakın davranış sergilemesi olarak düşünülmüştür. Diğer taraftan, tortul içi ara tabaka derinlik değerleri, çeşitli aşağı uzanım seviyelerinde belirlenen verilerin NTG hesaplamaları ile test edilmiştir. NTG ile bulunan yoğunluk değişim sınırları, bu seviyelerde ters çözümle bulunan derinlik değerlerinin doğruluğunu desteklemiştir.

Batı Marmara ve Çınarcık çukurları üzerindeki pozitif Bouguer gravite anomalilerinin sebebi, bu kısımlarda hem tortul tabakanın ince olması ve hem de granit ve özellikle bazalt bileşimindeki kayalardan oluşan kabuk kalınlığının nispeten ince olmasıdır. Ayrıca, yoğunluğu nispeten fazla olan, ultrabazik ve ultramafik kayalardan oluşan mantonun üst kısımlarına ait malzeme bu kısımlarda, Moho arayüzeyinin

derinliğinin azalmasıyla yukarıya doğru yaklaşmıştır ve gravite artışına sebep olmuştur. Diğer taraftan, Orta Marmara ukuru üzerindeki negatif Bouguer gravite anomalilerinin sebebi de, bu kısımda hem yoğunluğu nispeten düşük olan tortul tabakanın kalın olması ve hem de kabuğun nispeten kalın olmasıdır. Bununla birlikte, yoğunluğu nispeten fazla olan mantonun üst kısımlarına ait malzeme bu kısımlarda, Moho arayüzeyinin derinliğinin artmasıyla aşağıya uzaklaşmış ve gravite azalışına sebep olmuştur.



6. ÖNERİLER

Çalışma alanının kabuk ve tektonik yapısının daha ayrıntılı olarak ortaya çıkarılabilmesi için tüm alanda litosfer sıcaklığının nümerik tahmini, ısı akısı, litosfer mukavemeti ve dinamik topografyaların detaylı bir şekilde modellenmesi gibi jeofizik ve jeolojik çalışmalar yapılmalıdır. Bölgenin tektoniği, farklı tekniklerle çalışılırken, izostazik modeller de kullanılarak dengelenmemiş alanlar detaylı olarak araştırılmalıdır. Bununla birlikte, alt kabuktaki sünek deformasyonun gelişmesi neticesinde, jeolojik zamanlardan beri kabuk izostazik denge sürecinin gelişimiyle ilgili araştırmalar da yapılması önerilir.



7. KAYNAKLAR

- Adatepe, F., M., 1991. Marmara Denizi gravite ve manyetik verilerinin Fourier analizleriyle değerlendirilmesi, Jeofizik, 5, 127–133.
- Aghajani, H., Moradzadeh, A. ve Zeng, H., 2011. Detection of High–Potential Oil and Gas Fields Using Normalized Full Gradient of Gravity Anomalies: A Case Study in the Tabas Basin, Eastern Iran, Pure and Applied Geophysics, 168, 10, 1851–1863.
- Aktar, M., Özalaybey, S., Karabulut, H., Bouin, M., P., Tapırdamaz, C., Biçmen, F., Yörük, A. ve Bouchon, M., 2004. Spatial variation of aftershock activity across the rupture zone of the 17 August 1999 Izmit earthquake, Turkey, Tectonophysics, 391, 1–4, 325–334.
- Ambraseys, N., N. ve Jackson, J., A., 2000. Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500, Geophysical Journal International, 141, 3, F1–F6.
- Ariç, C., 1955. Haliç–Küçükçekmece gölü bölgesinin jeolojisi, Doktora Tezi, İ.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Arisoy, M., Ö. ve Dikmen, Ü., 2011. Potensoft: MATLAB–based software for potential field data processing, modeling and mapping, Computers & Geosciences, 37, 7, 935–942.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G. ve Barka, A., 2002. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull–apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault, Terra Nova, 14, 80–86.
- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkus, G., de Lépinay, B., M., Malavieille, J., Dominguez, S., Gustcher, M., A., Schmidt, S., Beck, C., Çağatay, N., Çakir, Z., Imren, C., Eris, K., Natalin, B., Özalaybey, S., Tolun, L., Lefevre, I., Seeber, L., Gasperini, L., Rangin, C., Emre, O. ve Sarikavak, K., 2005. Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull–apart (North Anatolian Fault): implications for seismic hazard in Istanbul, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 6, 6.
- Ateş, A., Kayıran, T. ve Sincer, I., 2003, Structural interpretation of the Marmara region, NW Turkey, from aeromagnetic, seismic and gravity data, Tectonophysics, 367, 41–99.
- Ateş, A., Bilim, F., Büyüksaraç, A. ve Bektaş, Ö., 2008. A tectonic interpretation of the Marmara Sea, NW Turkey from geophysical data, Earth Planets Space, 60, 169–177.

- Aydemir, S., 2015. Güney Marmara Denizindeki Sığ Gaz Birikimlerinin Dağılımı ve Nitelikli Analizleri, Yüksek Lisans Tezi, D.E.U., Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Aydın, Y., 1988. Yıldız Dağları Masifi'nin jeololisi, Selçuk Üniversitesi Müh.–Mim. Fak. Dergisi, 2, 61–74.
- Banks, R., J. ve Swain, C., J., 1978. The isostatic compensation of East Africa, Proceedings Royal Society London, 364, 331–352.
- Barış, Ş., Nakajima, J., Hasegawa, A., Honkura, Y., Ito, A. ve Üçer, B., 2005, Three-dimensional structure of Vp, Vs and Vp/Vs in the upper crust of the Marmara region, NW Turkey, Earth Planets Space, 57, 1019–1038.
- Barka, A. ve Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, Tectonics, 7, 663–684.
- Bhattacharrya, C., G., 1967. A simple method of resolution of a distribution into Gaussian Components, Biometrics, 23, 1, 115–135.
- Blakely R., J. ve Simpson R., W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, Geophysics, 51, 1494–1498.
- Blakely, R., J., 1996. Potantiel Theory in Gravity and Magnetic Applications, Cambridge University Press, New York, 434 s.
- Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE). <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/zeqdb/> 6 Mart 2022
- Browne, S., E., 1984. Gravity studies in the Sudan: A tectonic interpretation for some rifted sedimentary basins, Doktora Tezi, Leeds Üniversitesi, Leeds.
- Constable, S. C., Parker, K. L. ve Constable, C. G., 1987. Occam's inversion a practical algorithm for generating smooth models from EM sounding data, Geophysics, 52, 289-300.
- Cordell, L., 1979. Sedimentary facies and gravity anomaly across master faults of the Rio Grande rift in New Mexico, Geology, 7, 201–205.
- Cordell, L. ve Grauch, V., J., S., 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico, (Ed. Hinze, W.J.) The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps, Society of Exploration Geophysicists, 181–197.
- Crampin, S., Evans, R., 1986. Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey, Journal of the Geological Society, 143, 2, 343–348.
- Çağlayan, A., M. ve Yurtsever, A., 1998. Burgaz–A3, Edirne–B2 ve B3; Burgaz–A4 paftalarının jeoloji haritası ve izahnamesi, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.

- Çorbacıoğlu, A., 2011. Şarköy Kanyonu (Batı Marmara Şelfi) Holosen Sedimentlerinin Jeokimyası, Yüksek Lisans Tezi, A.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Demirbağ, E., Rangin, C., Le Pichon, X. ve Şengör, A., M., C., 2002. Investigation of the tectonics of the Main Marmara Fault by means of deep-towed seismic data, Tectonophysics, 361, 1–2, 1–19.
- Demirbağ, E., Kurt, H., Düşünür, D., Sarıkavak, K. ve Çetin, S., 2007. Constructing a 3D structural block diagram of the Central Basin in Marmara Sea by means of bathymetric and seismic data, Marine Geophysical Researches, 28, 4, 343–353.
- Düşünür, D., 2004. Orta Marmara Havzası'nın Aktif Tektonik Yapısının Deniz Jeofiziği Akustik Yöntemleriyle Araştırılması, Yüksek Lisans Tezi, İ.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Ediger, V., Demirbağ, E., Ergintav, S., İnan, S. ve Saatçılar, R., 2018. Buzul-Sonrası Marmara Denizi taraçaları ve su değişim dönemleri, MTA Dergisi, 157, 39–58.
- Eken, T., 2018. Marmara Bölgesi İçin Kapsamlı SKS Polarizasyon Analizleri ve Üst Manto Deformasyonu Hakkında Düşündürdükleri, Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 18, 664–675.
- Ekinci, Y., L. ve Yiğitbaş, E., 2013. A Geophysical Approach to the Igneous Rocks in the Biga Peninsula (NW Turkey) Based on Airborne Magnetic Anomalies: Geological Implications, Geodinamica Acta, 25, 3–4, 267–285.
- Elmas, A., 2018. Kıbrıs Adasındaki Yapısal Süreksizliklerin EGM08 Gravite Verileri Kullanılarak Belirlenmesi, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 42, 17–32.
- Elmas, A. ve Karşlı, H., 2021. Tectonic and crustal structure of Archangelsky ridge using Bouguer gravity data, Marine Geophysical Research, 42, 21.
- Elmas, A., 2021. Tectonic and crustal structure of the Eastern Pontides using Bouguer gravity data, Acta Geophysica, 69, 1637–1650.
- Elmas, A., 2022a. Determination of tectonic and crustal structure of Bitlis–Pötürge Suture Zone using WGM2012 complete Bouguer anomaly data, Acta Geodaetica et Geophysica, 57, 215–229.
- Elmas, A., 2022b. Sediment thickness of the Tuz Gölü Basin using gravity data, Carbonates and Evaporites, 37, 36.
- Elmas, A., 2022c. WGM2012 Bouguer gravite verileriyle Marmara Bölgesi'nde sıg kabuk yapısı araştırması, Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi, 24, 70, 1–6.

- Emre, Ö., Duman, T., Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., Şaroğlu, F., 2013. Açıklamalı 1/1.250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Ergintav, S., Demirbağ, E., Ediger, V., Saatçılar, R., İnan, S. ve Cankurtaranlar, A., 2011. Structural framework of onshore and offshore Avcılar, İstanbul under the influence of the North Anatolian fault, Geophysical Journal International, 185, 93–105.
- Ergün, M. ve Özel, E., 1995. Structural relationship between the sea of Marmara basin and the North Anatolian Fault, Terra Nova, 7, 278–288.
- Ergün, M., Özel, E. ve Sarı, C., 1995. Structure of the Marmara Sea Basin in the North Anatolian Fault Zone, Rifted Ocean–Continent Boundaries, 463, 309–326.
- Erturaç, M., K., 2002. Marmara Denizi Kıyıları Veri Tabanı, Yüksek Lisans Tezi, İ.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Gholamrezaie, E., Scheck–Wenderoth, M., Sippel, J., Heidbach, O. ve Strecker, R., M., 2018. Crustal Density Model of the Sea of Marmara: Geophysical Data Integration and 3D Gravity Modelling, Solid Earth Discussions, 815.
- Gomez–Ortiz, D. ve Agarwal, B., N., P., 2005. MATLAB Program to Invert the Gravity Anomaly Over a 3D Horizontal Density Interface By Parker–Oldenburg's Algorithm, Computers & Geosciences, 31, 4, 513–520.
- Gökaşan, E., Algan, O., Tur, H., Meriç, E., Türker, A. ve Şimşek, M., 2005. Delta formation at the southern entrance of Island Strait (Marmara sea, Turkey): a new interpretation based on high–resolution seismic stratigraphy, Geo–Marine Letters, 25, 370–377.
- Görür, N., Çağatay, M., N., Sakıncı, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltırak, C. ve Tchapylyga, A., 1997. Origin of the Sea of Marmara as deduced from Neogene to Quaternary paleobiogeographic evolution of its frame, International Geology Review, 39, 342–352.
- Grauch, V., J., S. ve Cordell, L., 1987. Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data, Geophysics, 52, 118–121.
- Hergert, T. ve Heidbach, O., 2010. Slip–rate variability and distributed deformation in the Marmara Sea fault system, Nature Geoscience, 3, 132–135.
- İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbag, E., Ecevitoglu, B. ve Görür, N., 2001. The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new interpretation based on multi-channel seismic and multi–beam bathymetry data, Earth and Planetary Science Letters, 186, 2, 143–158.

- Karner, G., D. ve Watts, A., B., 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges, JGR Solid Earth, 88, B12, 10449–10477.
- Kasap, R. ve Gürlen, Ü., 2003. Deprem Magnitüdüleri için Tekrarlanma Yıllarının Elde Edilmesi: Marmara Bölgesi Örneği, Doğuş Üniversitesi Dergisi, 4, 2, 157–166.
- Kende, J., Henry, P., Bayrakci, G., Özeren, M., S. ve Grall, C. 2017. Moho depth and crustal thinning in the Marmara Sea region from gravity data inversion, JGR Solid Earth, 122, 2, 1381–1401.
- Ketin, İ., 1953. Tektonische Untersuchungen auf den Prinzeninseln nahe Istanbul (Türkei), Geologische Rundschau, 41, 161–172.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış. İ.T.Ü. Vakfı, No: 1 İstanbul, 597 s.
- Kuşçu, İ., Okamura, M., Matsuoka, H., Gökasan, E., Awata, Y., Tur, H., Şimşek, M. ve Keçer, M., 2005. Seafloor gas seeps and sediment failures triggered by the August 17, 1999 earthquake in the Eastern part of the Gulf of İzmit, Sea of Marmara, NW Turkey, Marine Geology, 215, 193–214.
- Kuşçu, İ., 2009. Cross-basin faulting and extinction of pull-apart basins in the Sea of Marmara, NW Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 18, 331–349.
- Le Pichon, X., Taymaz, T. ve Şengör, A., M., C., 1999. The Marmara Fault and the future İstanbul Earthquake. Proceedings ITUIAHS International Conference on the Kocaeli Earthquake, Ekim, İstanbul, Bildiriler Kitabı IV: 41–54.
- Le Pichon, X., Şengör, A., M., C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R. ve Tok, B., 2001. The active Main Marmara Fault, Earth and Planetary Science Letters, 192, 4, 595–616.
- Le Pichon, X., Chamot–Rooke, N., Rangin, C. ve Şengör, A., M., C., 2003. The North Anatolian Fault in the Sea of Marmara, JGR Solid Earth, 108, B4.
- Levenberg, K., 1944. A Method for the Solution of Certain Problems in Least Squares, Quarterly of Applied Mathematics, 2, 164–168.
- Maden, N. ve Elmas, A., 2022. Major tectonic features and geodynamic setting of the Black Sea Basin: Evidence from satellite-derived gravity, heat flow, and seismological data, Tectonophysics, 824.
- Marquardt, D., W., 1963. An Algorithm for Least–Squares Estimation of Nonlinear Parameters, Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics, 11, 2.
- Marquardt, D., W., 1970. Generalized Inverses, Ridge Regression, Biased Linear Estimation, and Nonlinear Estimation, Technometrics, 12, 3, 591–612.

- MTA, 1963. Marmara Denizi çevresinin 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası, Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Ankara.
- Muller, J., R. ve Aydın, A., 2004. Rupture progression along discontinuous oblique fault sets: implications for the Karadere rupture segment of the 1999 Izmit earthquake, and future rupture in the Sea of Marmara, Tectonophysics, 391, 283–302.
- Nabighian, M., N., 1972. The Analytic Signal of Two–Dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross–Section: Its Properties and Use for Automated Anomaly Interpretation, Geophysics, 37, 3, 507–517.
- Nabighian, M., N., 1974. Additional Comments on the Analytic Signal of Two Dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross–Section, Geophysics, 39, 1, 85–92.
- Nasıf, A., 2016. Marmara Denizi Kuzey Şelfinin Sismik ve Akustik Verilerle Araştırılması, Yüksek Lisans Tezi, D.E.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Nguyen, T., N., Tran, K., V. ve Bui, N., V., 2022. Efficient setup of initial model for solving 2D gravity anomaly inverse problem based on the normalized full gradient method, Marine Geophysical Research, 43.
- Nnange, J., M., Ngako, V., Fairhead, J., D. ve Ebinger, C., J., 2000. Depths to density discontinuities beneath the Adamawa Plateau region, Central Africa, from spectral analyses of new and existing gravity data, Journal of Africa Earth Sciences, 30, 4, 887–901.
- Okay, A., I., Şengör, A., M., C. ve Görür, N., 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effects on the surrounding regions, Geology, 22, 267–270.
- Okay, A., I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. ve Kuşçu, I., 1999. An active, deep marine strike slip basin along the North Anatolian fault in Turkey. Tectonics, 18, 129–147.
- Okay, A., I., Kaşlılar–Özcan, A., İmren, C., Boztepe–Güney, A., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ., 2000. Active faults and evolving strike–slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: A multichannel seismic reflection study, Tectonophysics, 321, 189–218.
- Okay, A., I., Satır, M., Tüysüz, O., Akyüz, S. ve Chen, F., 2001. The Tectonics of the Strandia Massif: Variscan and mid–Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean, International Journal of Earth Sciences, 90, 217–233.
- Okay, A., I. ve Güncüoğlu, M., C., 2004. Karakaya Complex: a review of data and concepts, Turkish Journal of Earth Sciences, 13, 77–95.

- Okay, A., I., Mater, B., Artüz, O., B., Gürseler, G., Artüz, M., L. ve Okay, N., 2007. Bilimsel Açıdan Marmara Denizi, Türkiye Barolar Birliği Yayınları, No: 1 Ankara, 297 s.
- Oldenburg, D., W., 1974. The Inversion and Interpretation of Gravity Anomalies, Geophysics, 39, 526–536.
- Oruç, B., Keskinsezer, A., 2007. Normalize Tam Gradyent Yöntemi İle Petrol Sahalarındaki Manyetik Temel Kaya Ondülasyonunun Modellenmesi, IPETGAS, Mayıs, Bildiri Kitabı XVI: 1–5.
- Oruç, B. ve Keskinsezer, A., 2008. Detection of Causative Bodies by Normalized Full Gradient of Aeromagnetic Anomalies from East Marmara Region, NW Turkey, Journal of Applied Geophysics, 65, 1, 39–49.
- Oruç, B., 2012a. Teori ve Örneklerle Gravimetri, Umuttepe Yayınları, ISBN: 978–605–5936–65–5 No: 1 Kocaeli, 132 s.
- Oruç, B., 2012b. Teori ve Örneklerle Jeofizikte Modelleme, Umuttepe Yayınları, ISBN: 978–605–5936–64–8, No: 1 Kocaeli, 364 s.
- Oruç, B., 2013. Yeraltı Kaynak Aramalarında Gravite Yöntemi, Umuttepe Yayınları, ISBN: 978–605–5100–07–0, No: 1 Kocaeli, 270 s.
- Oruç, B. ve Sönmez, T., 2017. The rheological structure of the lithosphere in the Eastern Marmara region, Turkey, Journal of Asian Earth Sciences, 139, 183–191.
- Oruç, B., Gomez–Ortiz, D., Petit, C., 2017. Lithospheric flexural strength and effective elastic thicknesses of the Eastern Anatolian and surrounding region, Journal of Asian Earth Sciences, 150, 1–13.
- Öncel, A., O. ve Wilson, T., 2006. Evaluation of earthquake potential along the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea using comparisons of GPS strain and seismotectonic parameters, Tectonophysics, 418, 205–218.
- Parke, J., R., Minshull, T., A., Anderson, G., White, R., S. ve McKenzie, D., P., Kuşçu, İ., 1999. Active faults in the Sea of Marmara, western Turkey, imaged by seismic reflection profiles, Terra Nova, 11, 223–227.
- Parke, J., R., White, R., S., McKenzie, D., Minshull, T., A., Bull, J., M., Kuşçu, İ., Görür, N. ve Şengör, A., M., C., 2002. Interaction between faulting and sedimentation in the Sea of Marmara, western Turkey, Journal Geophysical Research, 107, B11.
- Parker, R., L., 1973. The Rapid Calculation of Potential Anomalies, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 31, 447–455.

- Parlak, A., Y. ve Elmas, A., 2023. Architecture of tectonic and crustal structure of the Middle Marmara Sub-basin and its surroundings using gravity data, Carbonates and Evaporites, 38, 3.
- Pawlowski, R., S. ve Hansen, R., O., 1990. Gravity anomaly separation by wiener filtering, Geophysics, 55, 5, 539–548.
- Pawlowski, R., S., 1994. Green's equivalent-layer concept in gravity band-pass filter design, Geophysics, 59, 1, 69–76.
- Roest, W., R., Verhoef, J. ve Pilkington, M., 1992. Magnetic Interpretation Using the 3–D Analytic Signal, Geophysics, 57, 1, 116–125.
- Sakıncı, M., Yaltrak, C. ve Oktay, F., Y., 1999. Palaeogeographical evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethys–Paratethys relations at northwestern Turkey (Thrace), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 153, 1–4, 17–40.
- Sato, T., Kasahara, J., Taymaz, T., Ito, M., Kamimura, A., Hayakawa, T. ve Tan, O., 2004. A study of microearthquake seismicity and focal mechanisms within the Sea of Marmara (NW Turkey) using ocean bottom seismometers (OBSs), Tectonophysics, 391, 303–314.
- Sharpton, V., L., Greive, R., A., F., Thomas, M., D., Halpenny, J., F., 1987. Horizontal gravity gradient: An aid to the definition of crustal structure in North America, Geophysical Research Letters, 14, 808–811.
- Shillington, D., J., Seeber, L., Sorlien, C., C., Steckler, M., S., Kurt, H., Dondurur, D., Çifçi, G., İmren, C., Cormier, M., H., McHugh, C., M., G., Gürçay, S., Poyraz, D., Okay, S., Atgün, O. ve Diebold, J., B., 2012. Evidence for widespread creep on the flanks of the Sea of Marmara transform basin from marine geophysical data, Geology, 40, 5, 439–442.
- Smith, A., D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., 1995. High resolution seismic reflection profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes, Geological Society America Bulletin, 107, 923–936.
- Sönmez, T. ve Oruç, B., 2017. Doğu Marmara Bölgesinin Moho Derinliklerinin Gravimetrik ve İzostazik Yöntemlerle Kestirimi ve Kabuk Denge Analizleri, Yerbilimleri, 38, 2, 115–128.
- Spector, A. ve Grant, F., S., 1970. Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data, Geophysics, 35, 293–302.
- Straub, C., Kahle, H., G. ve Schindler, C., 1997. GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia, JGR Solid Earth, 102, B12, 27587–27601.

- Sunal, G., Natalin, B., Satır, M. ve Toraman, E., 2006. Paleozoic magmatic events in the Strandja Masif, NW turkey, Geodinamica Acta, 19, 283–300.
- Şahin, Ş. ve Jiang, G., 2018. Marmara Bölgesi’nde Fayların Sismogenik Özelliklerinin Belirlenmesi, Teknik Bilimleri Dergisi, 8, 3, 31–35.
- Şen, E. ve Düşünür–Doğan, D., 2021. Finite Volume Modeling of Bathymetry and Fault–Controlled Fluid Circulation in the Sea of Marmara, Turkish Journal of Earth Sciences, 30, 5.
- Şengör, A., M., C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181–241.
- Tary, J., B., Géli, L., Lomax, A., Batsi, E. ve Riboulot, V., 2019. Improved detection and Coulomb stress computations for gas–related, shallow seismicity, in the Western Sea of Marmara, Earth and Planetary Science Letters, 513, 113–123.
- Tur, H., Hoşkan, N. ve Aktaş, G., 2014. Tectonic evolution of the northern shelf of the Marmara Sea (Turkey): Interpretation of seismic and bathymetric data, Marine Geophysical Research, 36, 1–34.
- Turgut, S., Siyako, M. ve Dilki, A., 1983. Trakya havzasının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, Türkiye Jeoloji Kongresi Bülteni, 4, 35–46.
- Turgut, S., Türkaslan, M. ve Perinçek, D., 1991. Evolution of the Thrace sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity. Spencer, A. m. (ed) Generation, accumulation, and production of Europe’s hydrocarbons, Spec Publ European Assoc Petrol Geoscient, 1, 415–437.
- Tüysüz, O., Aksay, A. ve Yiğitbaş, E., 2004. Batı Karadeniz bölgesi litostratigrafi birimleri, Stratigrafi Komitesi, Litostratigrafi Birimler Serisi–1, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Yaltırak, C., Sakıncı, M. ve Oktay, F., Y., 2000. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics, Comment and Reply, Geology, 28, 2, 187–188.
- Yaltırak, C., 2002. Tectonic Evolution of the Marmara Sea and Its Surroundings, Marine Geology, 190, 493–529.
- Zeng, H., Meng, X., Yao, C., Li, X., Lou, H., Guang, Z. ve Li, Z., 2002. Detection of Reservoirs from Normalized Full Gradient of Gravity Anomalies and its Application to Shengli Oil Field, East China, Geophysics, 67, 4, 1138–1147.

ÖZGEÇMİŞ

Trabzon Sürmene Lisesi'nden mezun olduktan sonra ÇOMÜ Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde okudu (2006–2007). Sakarya Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeofizik Mühendisliği'nden mezun oldu (2007–2010). Yüksek Lisansını KTÜ Fenbilimleri Enstitüsü Jeofizik Anabilim Dalı'nda tamamladı (2013–2017). Doktora eğitimine KTÜ Fenbilimleri Enstitüsü Jeofizik Anabilim Dalı'nda devam etmektedir.

