

**DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**İZMİR VE KUZEYİNİN TEKTONİK
ELEMANLARININ VE KABUK YAPISININ
İNCELENMESİ**

Metehan ULUĞTEKİN

Mayıs, 2019

İZMİR

**İZMİR VE KUZEYİNİN TEKTONİK
ELEMENLARININ VE KABUK YAPISININ
İNCELENMESİ**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Metehan ULUĞTEKİN

Mayıs, 2019

İZMİR

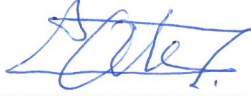
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

METEHAN ULUĞTEKİN, tarafından DOÇ. DR. TOLGA GÖNENÇ yönetiminde hazırlanan “İZMİR VE KUZEYİNİN TEKTONİK ELEMANLARININ VE KABUK YAPISININ İNCELENMESİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



Doç. Dr. Tolga GÖNENÇ

Yönetici



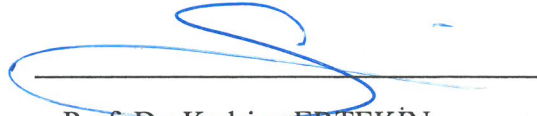
Prof. Dr. Abdullah ATEŞ

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Oya PAMUKÇU

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Kadriye ERTEKİN

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu çalışma Dokuz Eylül Üniversitesi 2018.KB.FEN.020 no'lu Bilimsel Araştırma Projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir.

Tez çalışması kapsamında bilgisini ve tecrübesini benimle paylaşan, tez içeriğini benim için dizayn eden değerli hocam Doç. Dr. Tolga GÖNENÇ'e, saha ve proje çalışmalarında her zaman yanımda olan Öğr. Gör. Cevdet Özkan ÖZDAĞ'a, her zaman kapısı sonuna kadar açık beni karşılayan Doç. Dr. Bora UZEL'e, çalışmalarımı dinleyen, tavsiye ve öğütlerini benden esirgemeyen Prof. Dr. Mustafa AKGÜN, Prof. Dr. Oya PAMUKÇU, Araş. Gör. Aykut TUNÇEL'e, çok uzaklardan her soruma anında bilgisini açan Araş. Gör. Fikret Doğru'ya, defalarca zamanını ayırıp bilgisini paylaşan Doç. Dr. Erhan AKAY'a, derslerine katılma şansı bulduğum hocalarıma, bölümü güler yüzleriyle destekleyen jeofizik mühendisliği bölümü çalışanlarına teşekkürlerimi sunarım.

Yüksek lisans öğrenim sürecinin başından sonuna hemen her anını birlikte geçirdiğim, Jeofizik Yüksek Mühendisi Livane Ezgi AHİ ve Barış Can MALALİÇİ'ne manevi desteklerinden dolayı teşekkür ederim.

Eğitim hayatım boyunca beni desteklediği, mühendislik bilgisi, manevi desteği hatta bizzati çalışmalarıyla günlerce bilgisayar başında, veri değerlendirme aşamasında, yöntem öğrenme aşamasında yani tezin tamamında bana yardım eden babama sevgiyle teşekkür ederim.

Metehan ULUĞTEKİN

İZMİR VE KUZEYİNİN TEKTONİK ELEMANLARININ VE KABUK YAPISININ İNCELENMESİ

ÖZ

Batı Anadolu açılma tektoniği içinde yer alan ve İzmir ili sınırları içinde bulunan Çandarlı, Dikili, Aliğa, Foça vb yerleşim/sanayii alanları jeotermal sahalara sahip olup D-B / K-G yönlü birçok tektonik oluşum ile etkileşim içindedir. Anadolu plakası genelinde nispeten ince kabuk yapısına sahip olan alan genelinde, kabuk ve kabuk içi deformasyonlar bu alanın karmaşık karakteristiğini oluşturmaktadır. Bölgede nispeten yüzey belirtisi veren tektonik elemanlar olduğu gibi bu bulguların gözlenemediği alanlar da mevcuttur. Bu çalışmada, yüzey belirtisi olmayan ancak tektonik açıdan jeofiziksel bulgu gösteren bölgelerin belirlenmesi, yüzeyde gözlenen yapıların derinlik ile devamlılığının gözlenmesi, alana ait rezidüel kabuk içi modelinin oluşturulması, tektonik elemanların uzanımlarının tespit edilmesi ve bulguların zemin ana kaya konsepti içinde değerlendirilerek Aliğa gibi sanayii yerleşim yerlerinin geleceğe yönelik planlanması çalışmalarında mühendislik amaçlı temel veri setinin oluşturulması hedeflenmiştir. Bu veri setini oluşturmak amacıyla mikrogravite, mikrotremor (doğrusal dizilim) yöntemleri uygulanmıştır. Elde edilen gravite verileri sınır analizi yöntemlerinden yönlü türev, tilt açısı ve analitik sinyal yöntemleri kullanılarak yoğunluk değişimleri gözlenebilen tektonik ve jeolojik unsur sınırları ve uzanımları tespit edilmiştir. Mikrotremor verileri yatay düşey spektral oranlar yöntemi ile değerlendirilmiş daha sonra ters çözümleri sonucunda elde edilen S-dalgası hızı ve derinlik bilgileri kullanılarak gravite anomali haritalarından sağlanan bilgilerin de ışığında 2 boyutlu rezidüel kabuk içi S-dalgası hız modelleri oluşturulmuştur. Çalışma Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü yüksek lisans BAP (2018.KB.FEN.020) kapsamında projelendirilmiştir.

Anahtar kelimeler: Bouguer Gravite Anomali, Mikrotremor, Dikili, Çandarlı, Aliğa

INVESTIGATION OF TECTONIC ELEMENTS AND CRUST STRUCTURE OF İZMİR AND ITS NORTHERN PART

ABSTRACT

Candarli, Dikili, Aliaga, Foca etc. settlements / industrial areas which located within the western Anatolian extensional tectonic system and placed in boundaries of Izmir province, have some geothermal fields and interacted with many E-W / N-S directional tectonic formation. The region has a relatively thin crustal structure throughout the Anatolian plate, crustal and interior crustal deformations constitute the complex character of this area. There are some tectonic elements which are observed as outcrop in the region and there are more any areas that these findings can not be observed too. In this study, it was aimed to determining the areas which don't have any tectonically surface findings where can show geophysical findings, creating the crustal model of the area, determining the extensions of the tectonic elements, and creating basic data sets for engineering purpose for the planning the industrial settlements such as Aliaga for the future by evaluating the findings in the ground bedrock concept. Microgravity and Microtremor (Linear Array) methods were applied for to collect this data set. Tectonic and geological element boundaries and their extents have been determined by applying, horizontal derivatives, tilt angle and analytical signal methods on gravity data. Microtremor data were evaluated by horizontal vertical spectral ratios method. Under the lights of gravity anomaly maps, S-wave velocity and depth information, which obtained from inversion of HVSR curves, were used to create 2 dimensional residual crustal S-wave velocity models. The study was supported as a scientific research project (SRP) by Dokuz Eylul University Graduate School of Natural and Applied Sciences Graduate degree (2018.KB.FEN.020).

Keywords: Bouguer Gravity Anomaly, Microtremor, Dikili, Candarli, Aliaga

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT.....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ	ix
TABLolar LİSTESİ.....	xiii
BÖLÜM BİR – GİRİŞ	1
BÖLÜM İKİ – BÖLGE TEKTONİĞİ, DEPREMSELLİĞİ, JEOLJİSİ VE JEOTERMAL ETKİNLİĞİ	4
2.1 Ege Bölgesi Genel Jeolojisi ve Tektoniği	4
2.2 Çalışma Alanının Depremselliği	6
2.3 Çalışma Alanının Jeolojisi.....	8
2.3.1 Dikili- Çandarlı Bölgesi.....	9
2.3.2 Foça Bölgesi	11
2.4 Çalışma Alanının Jeotermal Etkinliği	12
BÖLÜM ÜÇ – KULLANILAN JEOFİZİK YÖNTEMLERİ.....	16
3.1 Mikrogravite Yöntemi	16
3.1.1 Mikrogravite Yönteminde Kullanılan Düzeltmeler.....	17
3.1.1.1 Drift Düzeltmesi.....	17
3.1.1.2 Enlem Düzeltmesi.....	18
3.1.1.3 Yükseklik Düzeltmesi.....	19
3.1.1.3.1. Serbest Hava Düzeltmesi	19
3.1.1.3.2. Bouguer Düzeltmesi	21
3.1.1.4 Topoğrafya Düzeltmesi (Terrain Düzeltmesi).....	22
3.2 Mikretromor Yöntemi	23

3.2.1 Mikrotremor Ölçümleri	24
3.1.1.3 Monte Carlo Yöntemi	25
BÖLÜM DÖRT – UYGULANAN VERİ İŞLEM YÖNTEMLERİ	27
4.1 Mikrotremor Uygulamaları	27
4.1.1 Yatay Düşey Spektral Oran Yöntemi (Nakamura Yöntemi).....	27
4.2 Mikrogravite Uygulamaları	28
4.2.1 Tilt Açısı Yöntemi	28
4.2.1.1 Tilt Açısı Yöntemi Sentetik Model Çalışması.....	29
4.2.2 Analitik Sinyal Yöntemi.....	33
4.2.2.1 Analitik Sinyal Yöntemi Sentetik Model Çalışması.....	33
4.2.3 Alansal Genlik Spektrumu.....	34
4.2.3.1 Alansal Genlik Spektrumu Yöntemi Sentetik Model Çalışması.....	38
BÖLÜM BEŞ– YAPILAN ÇALIŞMALAR	40
5.1 Arazi Çalışmaları.....	40
5.1.1 Mikrogravite Arazi Çalışmaları.....	40
5.1.2 Mikrotremor Arazi Çalışmaları	41
5.2 Değerlendirme Çalışmaları	43
5.2.1 Mikrogravite Verilerinin Değerlendirilmesi.....	43
5.2.2 Mikrotremor Verilerinin Değerlendirilmesi	52
BÖLÜM ALTI- SONUÇLAR VE ÖNERİLER	76
KAYNAKLAR	79

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Çalışma alanının ait yer bulduru haritası	3
Şekil 2.1 Türkiye'nin Neotektonik döneminine ait 5 ana tektonik yapı ve 3 ana neotektonik bölgenin görünümü.....	5
Şekil 2.2 Çalışma alanında meydana gelen deprem sayısının büyüklük dağılımı	7
Şekil 2.3 a) Çalışma alanında meydana gelmiş olan depremlerin B-D yönlü derinliğe bağlı değişimi. b) Çalışma alanında meydana gelmiş olan depremlerin B-D yönlü derinliğe bağlı değişimi.	7
Şekil 2.4 Çalışma alanına ait fayların ve son 100 yıl içerisinde gerçekleşmiş depremlerin topoğrafya haritası üzerinde dağılımı ve 3 boyutlu deprem odak derinlikleri dağılımı haritası.	8
Şekil 2.5 Çalışma alanı ve yakın çevresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası	9
Şekil 2.6 Çandarlı- Dikili bölgelerine ait genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesit.....	11
Şekil 2.7 Foça bölgesine ait genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesit.....	12
Şekil 2.8 Çalışma alanı ve yakın çevresinde mevcut jeotermal kaynaklar	14
Şekil 2.9 Aliğa jeotermal alanının model kesiti	14
Şekil 2.10 Dikili-Bergama jeotermal alanlarının model kesiti.....	15
Şekil 3.1 Drift düzeltmesi için kayma zamanı hesaplaması.....	18
Şekil 3.2 Serbest hava düzeltmesi gerektiren örnek kesit	20
Şekil 3.3 Bouguer düzeltmesi gerektiren örnek kesit.....	21
Şekil 3.4 Topoğrafya düzeltmesi gerektiren örnek kesit.....	22
Şekil 3.5 Monte Carlo yaklaşımı akış şeması	26
Şekil 4.1 Tilt açısı ve analitik sinyala yöntemlerinin geometrik ifadesi	28
Şekil 4.2 Oluşturulan sentetik modeller ve Bouguer gravite anomali haritaları	30
Şekil 4.3 Oluşturulan sentetik modeller için tilt açısı uygulamaları	31
Şekil 4.4 Oluşturulan sentetik modeller için düşey türev uygulandıktan sonra tilt açısı uygulamaları	32
Şekil 4.5 Oluşturulan sentetik modeller için analitik sinyal uygulamaları	35
Şekil 4.6 a) Güç spektrumu için oluşturulan sentetik yeraltı modeli b) Oluşturulan sentetik modelden elde edilen Bouguer gravite anomali haritası	38

Şekil 4.7 Oluşturulan sentetik modelden elde edilen alansal genlik spektrumu ve elde edilen tabak derinlik değerleri	39
Şekil 5.1 Mikrogravite ölçüm noktalarının konumları ve arazi dağılımı.....	40
Şekil 5.2 Arazide mikrogravite ölçümü	41
Şekil 5.3 Mikrotremor ölçüm noktalarının konumları ve arazi Dağılımı	42
Şekil 5.4 Arazi çalışmalarında mikrotremor ölçüm düzeni	42
Şekil 5.5 Çalışma alanına ait tam Bouguer gravite anomali haritası	43
Şekil 5.6 Çalışma alanına ait tam Bouguer gravite anomali haritası topoğrafya görünümü	44
Şekil 5.7 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali haritası	45
Şekil 5.8 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali haritası topoğrafya görünümü	45
Şekil 5.9 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerinden elde edilen X yönlü yatay türev anomali haritası.....	46
Şekil 5.10 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerinden elde edilen X yönlü yatay türev anomali haritasının topoğrafyası görünümü	47
Şekil 5.11 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerinden elde edilen Y yönlü yatay türev anomali haritası.....	48
Şekil 5.12 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerinden elde edilen Y yönlü yatay türev anomali haritasının topoğrafyası görünümü	48
Şekil 5.13 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerine tilt açısı yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritası.....	49
Şekil 5.14 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerine tilt açısı yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritası.....	50
Şekil 5.15 Çalışma alanına ait düşey yönlü türev uygulaması verilerine tilt açısı yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritası	51
Şekil 5.16 Çalışma alanına ait düşey yönlü türev uygulaması verilerine tilt açısı yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritasının topoğrafya üzerindeki görünümü	51

Şekil 5.17 Tilt açısı uygulamaları ile elde edilen anomali haritalarının jeoloji haritası üzerinde gösterimi	52
Şekil 5.18 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerine analitik sinyal yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritası	53
Şekil 5.19 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerine analitik sinyal yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritasının topoğrafya üzerindeki görünümü	53
Şekil 5.20 Ters çözüm sonucunda elde edilen HVSR eğri yakınsamaları.....	55
Şekil 5.21 Ters çözüm sonucunda elde edilen 1 boyutlu S- dalgası hız modelleri....	56
Şekil 5.22 Oluşturulan kabuk içi modellere ait profil hatlarının anomali haritaları üzerinde gösterimi	58
Şekil 5.23 CA profili için elde edilen anomali grafikleri.....	59
Şekil 5.24 CA profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli	59
Şekil 5.25 CH profili için elde edilen anomali grafikleri.....	60
Şekil 5.26 CH profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli	61
Şekil 5.27 CG profili için elde edilen anomali grafikleri.....	62
Şekil 5.28 CG profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli.	62
Şekil 5.29 GA profili için elde edilen anomali grafikleri.....	64
Şekil 5.30 GA profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli.....	64
Şekil 5.31 GH profili için elde edilen anomali grafikleri.....	66
Şekil 5.32 GH profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli.....	67
Şekil 5.33 BP profili için elde edilen anomali grafikleri	67
Şekil 5.34 BP profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli.....	68
Şekil 5.35 JL profili için elde edilen anomali grafikleri	69
Şekil 5.36 JL profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli.....	69
Şekil 5.37 JI profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli.....	70
Şekil 5.38 JI profili için elde edilen anomali grafikleri	71
Şekil 5.39 AL profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli.	72
Şekil 5.40 AL profili için elde edilen anomali grafikleri	73
Şekil 5.41 BK profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli.	74
Şekil 5.42 BK profili için elde edilen anomali grafikleri.....	74

Şekil 5.43 Çalışma alanına ait rejyonel gravite anomalisine uygulanan alansal güç spektrumu grafiği 75



TABLULAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 2.1 Çalışma alanındaki mevcut jeotermal kuyular ve bilgileri 13



BÖLÜM BİR

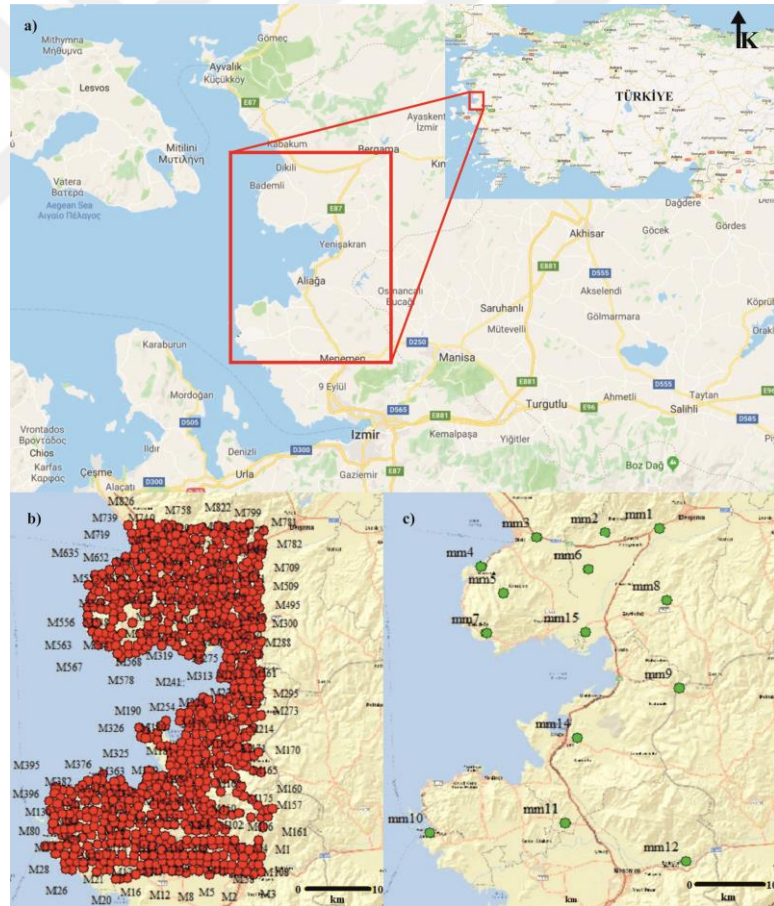
GİRİŞ

Bu çalışma kapsamında birçok yerleşim, sanayi alanını ve jeotermal sahaları barındırmakta olan ve İzmir'in kuzey kısmını oluşturan, Çandarlı, Dikili, Aliğa, Foça yöreleri, mikrogravite ve mikrotremor uygulamalarıyla, tektonik yapı konum ve uzanımlarının tespiti, yer altı kabuk içi modelinin oluşturulması ve bulguların zemin ana kaya konsepti içinde irdelemesi yapılmaktadır. Çalışma alanı (Şekil 1. a) sismik etkinlik açısından dünyadaki en aktif bölgelerden biri olan batı Anadolu'da yer almaktadır (Dewey ve Şengör, 1979; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör ve diğer., 1985; Eyidoğan ve Jackson, 1985; Şengör, 1987; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Bozkurt, 2001; Gönenç ve diğer., 2012). Bölge en geç Miyosenden beri yaklaşık Kuzey Güney yönlü günümüzde de devam eden bir genişleme eğilimindedir. Bu genişleme bölgede D-B / K-G uzanımlı birçok tektonik elemanın oluşmasına sebep olmuştur. Bu elemanların tanımlanması pek çok araştırmacının günümüzde de çalışma konusu olmaya devam etmektedir (Çırmık 2007). Tüm bunların yanı sıra İzmir ve yöresinin hızlı gelişim içerisinde olması şehir içindeki sanayileşmenin yakın yerleşim merkezlerine taşınması çalışmaları ve bu bölgelerde sanayileşmenin artmasıyla yerleşim alanlarının dolayısıyla yerleşim alanlarındaki ve insan popülasyonundaki artış bölgede ayrıca zemin, ana kaya, yapı etkileşimi çalışmalarının gerekliliğini artırmaktadır. Çalışma kapsamında izlenecek yol ve uygulanacak yöntemler bölgedeki tektonik elemanların ve sınırlarının tanımlanması ve tespitine yardımcı olacak şekilde seçilmiştir. Çalışmadan amaçlanan, bölgede ileride yapılması planlanan mühendislik amaçlı çalışmalara ışık tutacak verilerin oluşturulması, mikrogravite çalışmalarından elde edilen verilerin sınır analizi yöntemleriyle değerlendirilerek yoğunluk değişimlerinin, tektonik eleman sınırlarının ve uzanımlarının tespiti, mikrotremor verilerinden elde edilen HVSR eğrilerine ters çözüm uygulanarak değerlendirilmesi ve mikrogravite bulgularıyla birlikte yorumlanarak 2 boyutlu yer altı S-dalgası hız modellerinin profiller bazında zemin ana kaya etkileşimi göz önünde bulundurularak ortaya konmasıdır.

Bölge genelinde geçmiş dönem çalışmaların çoğunu, sığ ve bölgesel amaçlı çalışmalar oluşturmakla birlikte bölgeyi de içine alacak şekilde batı Anadolu tektoniğinin incelendiği derin çalışmalar mevcuttur. Hisarlı ve Dolmaz, (2004)'teki Bergama ve Dikiliyi de kapsayan çalışmasında havadan manyetik yöntemle elde edilen verilere sınır analizi ve güç spektrumu uygulamaları yaparak çalışma alanı içerisinde bulunan Kozak plütununun geometrisini ortaya koymaya çalışmış ve güç spektrumu uygulaması ile elde ettiği en derin manyetik kaynak derinliğini 10 - 11 km olarak belirtmiştir. Kaya ve Başaokur, (2010)'da Aliğa ile Güzelhisar arasında KD-GB doğrultusunda yaklaşık 5 km profil boyunca sahip bir hat boyunca 21 farklı noktada manyetik yöntem verisi toplanmış ve düşey yönlü öz direnç kesitini oluşturmuşlardır. Oluşturulmuş olan kesitte yaklaşık 1000-12500 metre derinliğe kadar volkaniklerin gözlenebildiğini ve ince bir ara karman olarak Soma formasyonuna işaret eden anomalilerden bahsederlerken 2000 metre derinlikte en alt katman olarak da metamorfik temel kayaya ulaştıklarına vurgu yapmaktalar. Bilim ve diğer. (2016)'de Curie derinliği, ısı akısı ve radyojenik ısı üretimi üzerine batı Anadolu da Menderes masifini de içine alacak şekilde geniş bir alan çalışması yapmışlardır. Çalışmanın sonucunda yaklaşık D-B uzanımlı profillerle Curie derinliği kesitlerini vermişlerdir ve alanda ölçülen en sığ Curie derinliğini yaklaşık 6,21 km olarak hesapladıklarını ve bu derinliğe, tezin çalışma alanı içinde bulunan Dikili ile Bergama arasında bir konuma denk gelen 27 numaralı ölçüm noktalarından elde ettiklerini söylemektedirler. Çalışma kapsamında elde ettikleri manyetik anomali kontur haritalarında, Çandarlı, Bergama ile Dikili arasında kalan bölge ve Dumanlıdağ bölgelerinde yüksek negatif kapanımlar gözlediklerine dikkat çekmektedirler. Gene aynı çalışmada yatay türev analitik sinyal haritalarında yüksek değerlerin Dikili Bergama arasında kalan bölgede, Çandarlı'da ve Dumanlıdağ bölgesinde gözlenmektedir. Özürkan ve diğer. (2006) yılında Dikili ve Bergama'yı içine alan çalışmalarında bölgeden elde edilen DES verilerine 2B ters çözüm modellemesini gerçekleştirerek bölgede 500 ila 600 metreler arasında çok düşük öz dirençli termal bir hazneye veya bir alterasyon bölgesine işaret edebilecek zon gözlemlediklerine vurgu yapmaktadırlar. Akgün ve diğer. (2014)'te Menemen sınırları içindeki çalışmalarında mikrotremor, mikrogravite, MASW ve DES yöntemlerini birlikte uygulayarak mühendislik anakaya sınır derinliğinin bölgede

200-700m arasında değiştiğini ve yzzey ile ana kaya sınırı arasını ise 4 katmanlı bir modelle tanımlı hale getirdiklerini belirtmişlerdir.

Tez çalışması, Dokuz Eylül Üniversitesi 2018.KB.FEN.020 numaralı bilimsel araştırma projesi (BAP) kapsamında desteklenmiştir. Çalışmanın arazi etabında yaklaşık 1,5 km örnekleme aralığıyla 840 farklı konumda mikrogravite (Şekil 1.b) verisi toplanmış ve araziye temsil edecek şekilde konumlandırılmış 15 farklı noktada mikrotremor (Şekil 1.c) ölçümü gerçekleştirilmiştir. Yöntemlerin uygulanacağı konumlar ve uygulama süreleri, örnekleme aralığı, çalışma alanında bulunan tektonik yapıyı en iyi tanımlayabilecek şekilde seçilmiştir.



Şekil 1.1 Çalışma alanına ait yer bulduru haritası a) Çalışma alanının Türkiye sınırlarındaki konumunu gösteren yerbulduru haritası b) Mikrogravite ölçüm noktalarının konumlarını gösteren yerbulduru haritası. c) Mikrotremor ölçüm noktalarının konumlarını gösteren yerbulduru haritası (Google Earth, 2018 kullanılarak oluşturulmuştur)

BÖLÜM İKİ

BÖLGE TEKTONİĞİ, DEPREMSELLİĞİ, JEOLJİSİ VE JEOTERMAL ETKİNLİĞİ

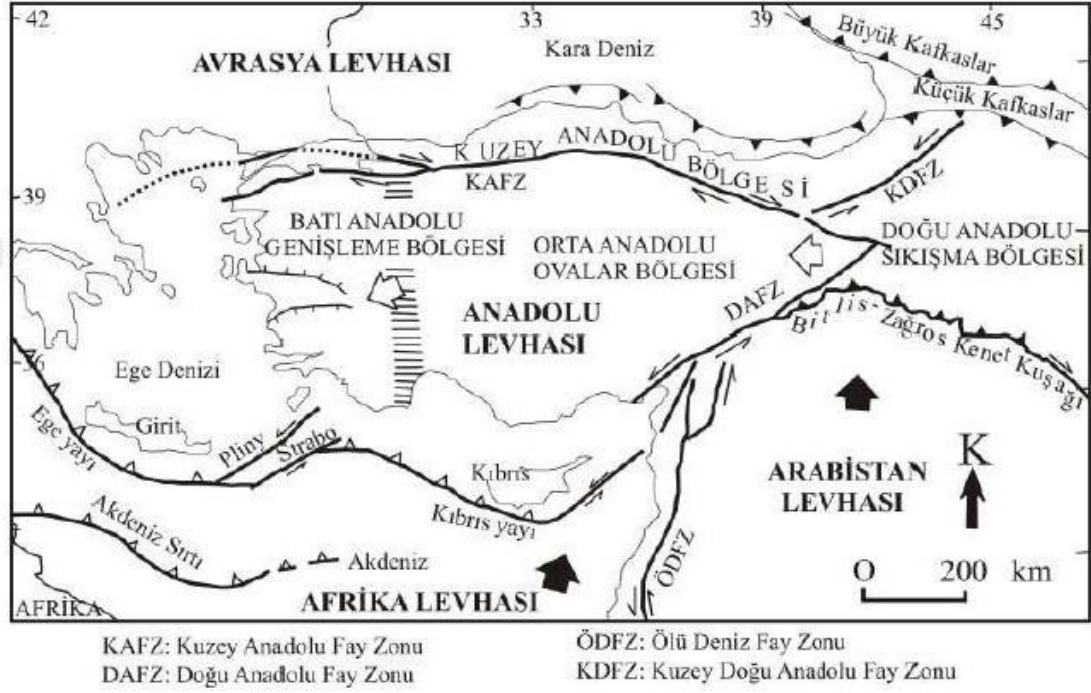
2.1 Ege Bölgesi Genel Jeolojisi ve Tektoniği

Bölge tektoniğini anlamak için Anadolu levhasının genel tektonik yapısının ve neotektonik evrenin irdelenmesi gerekmektedir.

Anadolu levhası, Tetis okyanusunun kapanışı sürecinde, Gondwana ve Lavrasya kıtalarına ait çeşitli kıtasal parçaların çarpışması sonucunda, bu kıtasal parçalar ve aralarındaki kalıntı okyanusal materyallerden meydana gelen bir orojenik mozaik (orojenik kolaj) şeklindedir (Okay ve Tüysüz, 1999). Oligosen'in sonuna doğru (yaklaşık 23.8 m.y.), Anadolu tektonik birliklerin çoğu tek bir levha kütesine dönüşmüş durumdaydı. Yalnızca Güneydoğu Anadolu'da Arap Platformu ile Anatolidler-Toridler arasında dar bir deniz kalmıştı ve Miyosende (23.8 ila 5.32 m.y.) Arap ve Anadolu levhaları arasındaki çarpışma ile okyanusal kabuk ortadan tamamen kalkmış ve kıta kıta çarpışma gerçekleşmiştir (Okay, 2008; Şengör ve diğer., 1985; Yılmaz 1993; Robertson ve Grasso, 1995). Bu olay Türkiye için doğrultu atımlı faylanma ve genişlemeli yeni bir tektonik rejim oluşmasına yol açmıştır. Türkiye'deki bu yeni tektonik rejim neotektonik devre olarak ifade edilmekte ve Bitlis Zagros suture zonu boyunca Arap ve Anadolu kıtalarının çarpışmasıyla başlamaktadır. Türkiyede neotektonik dönemi şekillendiren 5 ana yapı ve 3 ana neotektonik bölge bulunmaktadır (Kahraman, 2010; Şengör, 1980).

Anadolu, Afrika ve Arap plakalarının Avrasya plakasına göre hareketlerini özetlemek gerekirse, Afrika plakası yaklaşık 8 mm/yıl hız ile kuzeye doğru hareket etmekte. Arap plakası yaklaşık 18 mm/yıl ile kuzeye doğru hareket etmektedir (Mc Clusky ve diğer., 2000.; Gönenc, 2008). Anadolu levhası, Avrasya levhası ile Arap ve Afrika levhaları arasında sıkışması nedeni ile KAFZ ve DAFZ boyunca Batı yönlü bir hareket yapmaktadır. Bu hareket kuzey Anadolu fay zonunda 24mm/yıl, doğu Anadolu fay zonunda 9mm/yıl şeklinde saptanmıştır (Mc Clusky ve diğer.,

2000; Gönenç, 2008). Ege-Mora plakası ise Avrasya plakası ile görecelis güneybatı yönlü 30mm/yıl hızlı bir harekete sahiptir (Mc Clusky ve diğer., 2000; Gönenç, 2008) Mora plakasının dönme yönü saat yönündeyken Egenin güney doğusu ve Anadolu'nun güney batısı saatin tersi yönünde bir hareket yaparak Girit ada yayına doğru hareket etmektedir (Şekil2.1) (Gönenç, 2008).



Şekil 2.1 Türkiye'nin Neotektonik döneminine ait 5 ana tektonik yapı ve 3 ana neotektonik bölgenin görünümü (Şengör, 1980'den uyarlanarak alınmıştır)

Batı Anadolu, Geç Oligosen'den günümüze kadar devam eden K-G doğrultulu bir genişleme eğilimindedir (Seyitoğlu ve Scott, 1992; Sözbilir, 2008). Yaklaşık doğu batı uzanımlı graben sistemleri bölgenin en önemli tektonik yapıları olarak nitelendirilebilir. Yaklaşık doğu batı uzanımlı graben sistemleri ve bölgenin doğusu ile batısı arasındaki genişlemenin hız farkından dolayı meydana gelen İBTZ bölgenin en önemli tektonik yapıları olarak nitelendirilebilir (Seyitoğlu ve Scott, 1992; Sözbilir ve diğer., 2008).

Kabuk kalınlığı Ege'de yaklaşık 20 km'nin altındayken Menderes Masifi'nin doğu kenarında 40 km ye kadar artmaktadır. Bunun yanı sıra, Menderes Masifinde,

yaklaşık 30 km kalınlığında, sismik olarak nispeten sakin bir alan olarak görülmektedir (Gessner ve diğer., 2013).

Bölgede gözlenen horst graben sistemlerine batı Anadolu bölgesindeki K-G yönlü bir açılma rejiminin sebep olduğu konusunda fikir birliği olmasına karşın bu bahsedilen açılma rejimine neden olan mekanizma konusunda fikir ayrılıkları vardır (Çırmık, 2014). Bu fikir ayrılıkları sonucunda bölgedeki genişlemeye sebep olabilecek modeller ortaya atılmış ve bazıları üzerinde durulmaktadır. Bu modellerden başlıcaları,

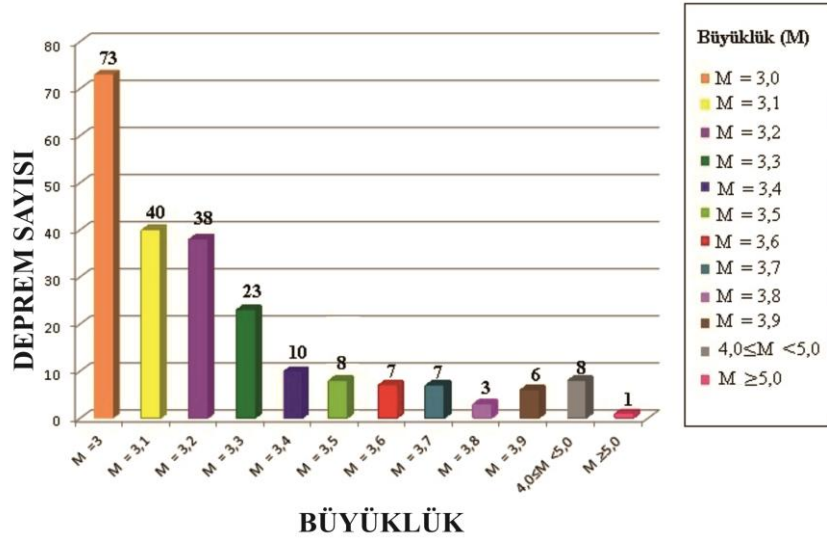
- tektonik kaçış modeli,
- orojenik çökelme modeli
- yay-arkası açılma modeli
- iki evreli grabenleşme modelidir.

Çalışma alanı içinde bulunan aktif fay sistemleri, Bakırçay grabeni, Dumanlıdağ strato volkanı, yakın civarındaki Yuntdağ strato volkanı, Kozak plütonu önemli tektonik elemanlardır.

2.2 Çalışma Alanının Depremselliği

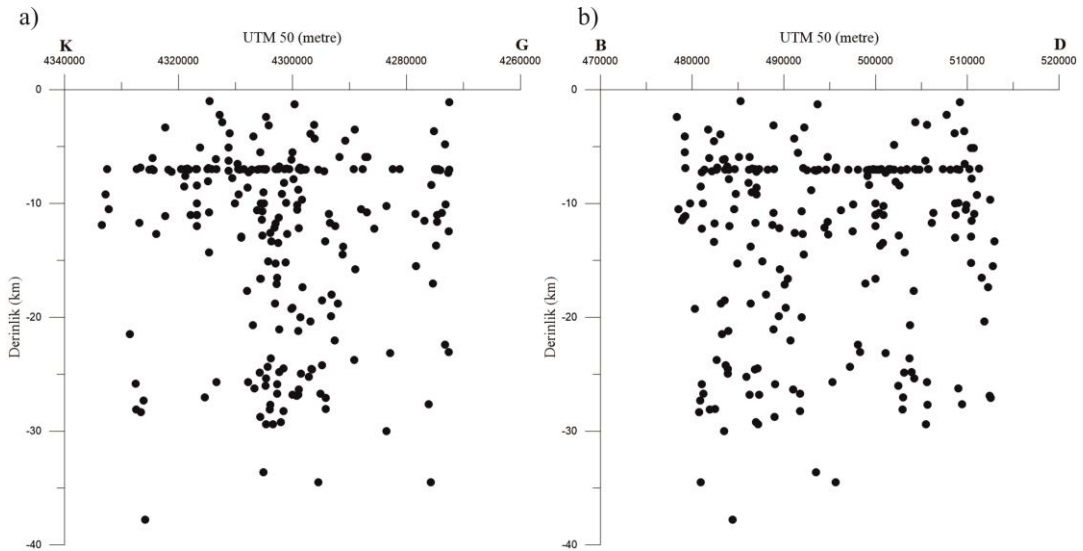
Tektonik yapı kaynaklı olarak bölge aynı zamanda aktif bir depremselliğe sahiptir. Depremlerin, çalışma alanındaki konum ve derinlik dağılımları alan hakkında bilgileri de içinde barındırmaktadır. Depremlerin araştırma alanındaki dağılımlarını incelemek amacıyla AFAD verilerine başvurulmuş, geçmiş 100 yıllık süre içerisinde oluşmuş ve aletsel olarak ölçülerek büyüklükleri elde edilmiş konum ve derinlik (en yüksek derinlik 40 km olacak şekilde) bilgisine sahip deprem veri seti oluşturulmuştur (AFAD, 2018).

Deprem veri seti, büyüklüğü en düşük 3 ve 4'ten küçük 214 adet, en düşük 4 ve 5'ten küçük 8 ve büyüklüğü 5'in üzerinde 1 adet deprem içermektedir (Şekil2.2).

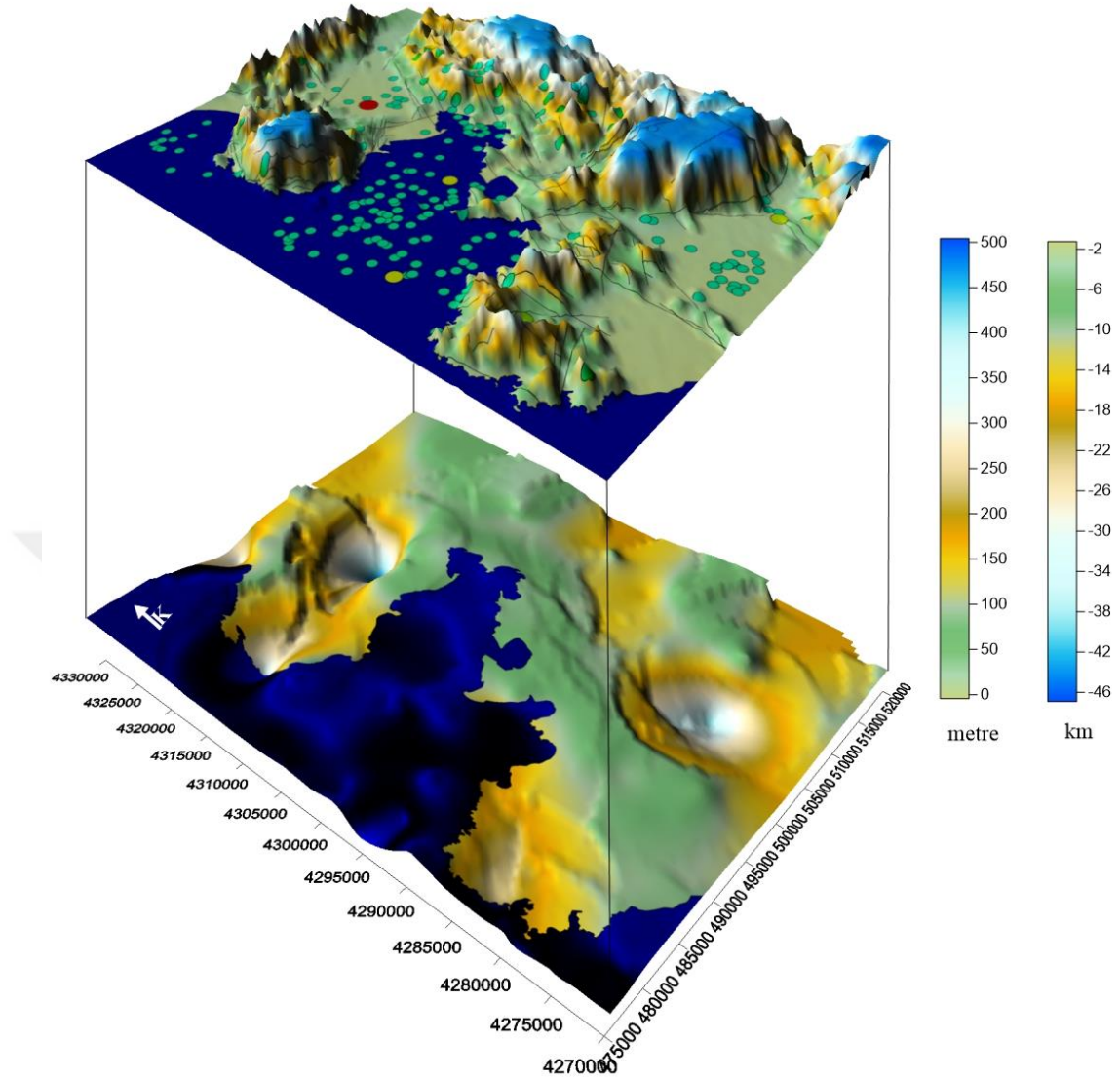


Şekil 2.2 Çalışma alanında meydana gelen deprem sayısının büyüklük dağılımı

Depremlerin derinlik ile ilişkisinin kurulabilmesi için derinliğe bağlı olarak K-G yönlü (Şekil 2.3 a) ve B-D yönlü (Şekil 2.3 b) iki adet kesit elde edildi. 7 km derinlikte deprem odakları açık bir çizgisellik göstermektedir. Depremler büyüklüklerine bağlı olarak çalışma alanına ait topoğrafya haritasında dağılımı ve kriging yöntemi ile elde edilmiş 3 boyutlu deprem odak derinlikleri dağılımı haritası Şekil 2.4'deki gibi elde edildi.



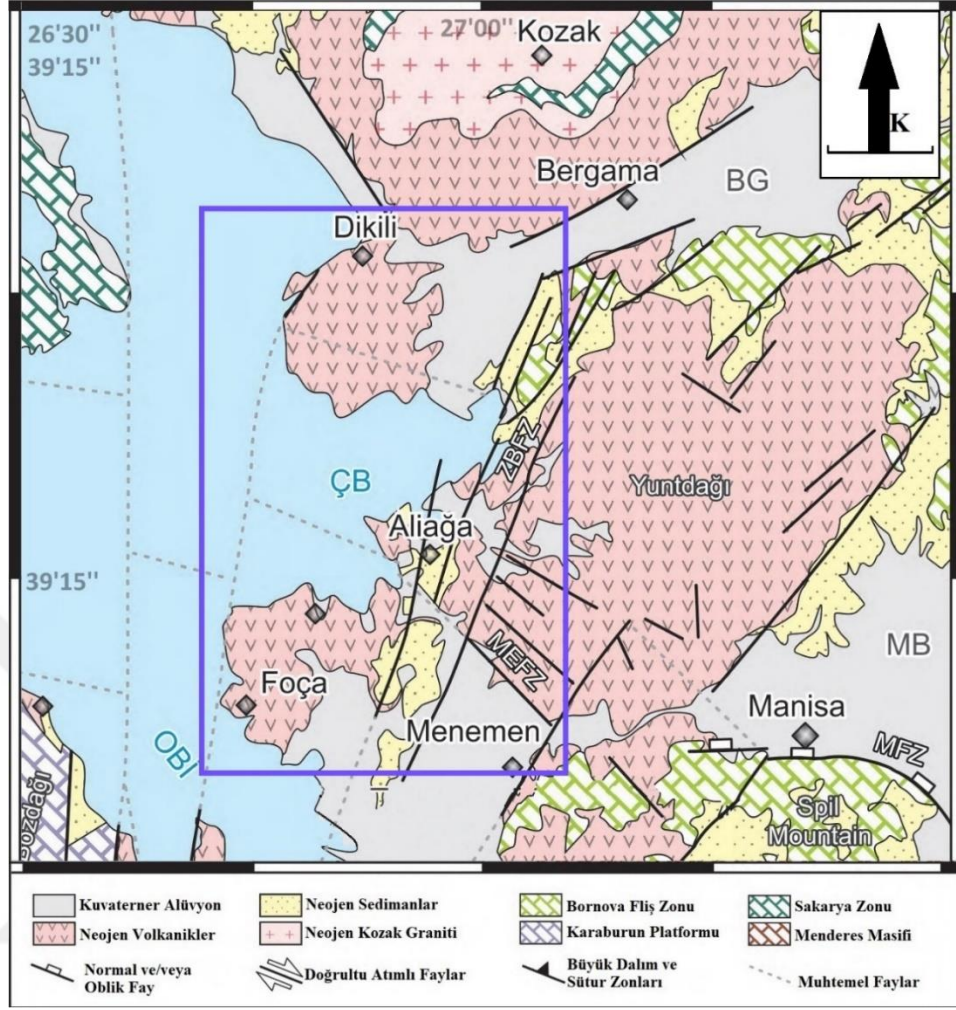
Şekil 2.3 a) Çalışma alanında meydana gelmiş olan depremlerin K-G yönlü derinliğe bağlı değişimi.
b) Çalışma alanında meydana gelmiş olan depremlerin B-D yönlü derinliğe bağlı değişimi



Şekil 2.4 Çalışma alanına ait fayların ve son 100 yıl içerisinde gerçekleşmiş depremlerin topoğrafya haritası üzerinde dağılımı ve 3 boyutlu deprem odak derinlikleri dağılımı haritası

2.3 Çalışma Alanının Jeolojisi

Çalışma alanı çeşitli çalışmacılar tarafından Dikili – Çandarlı ve Foça – Aliağa şeklinde ayrı ayrı çalışmalarda incelenmektedir. Çalışma alanı daha detaylı bir jeolojik irdeleme yapılabilmesi adına Çandarlı körfezinin kuzeyi ve güneyi olmak üzere iki bölümde incelendi. Ancak çalışma alanını temsil edebilen jeoloji haritası alan bütünlüğünü sağlayabilmek için Şekil 2.5’deki gibi verilmesi uygun görüldü.



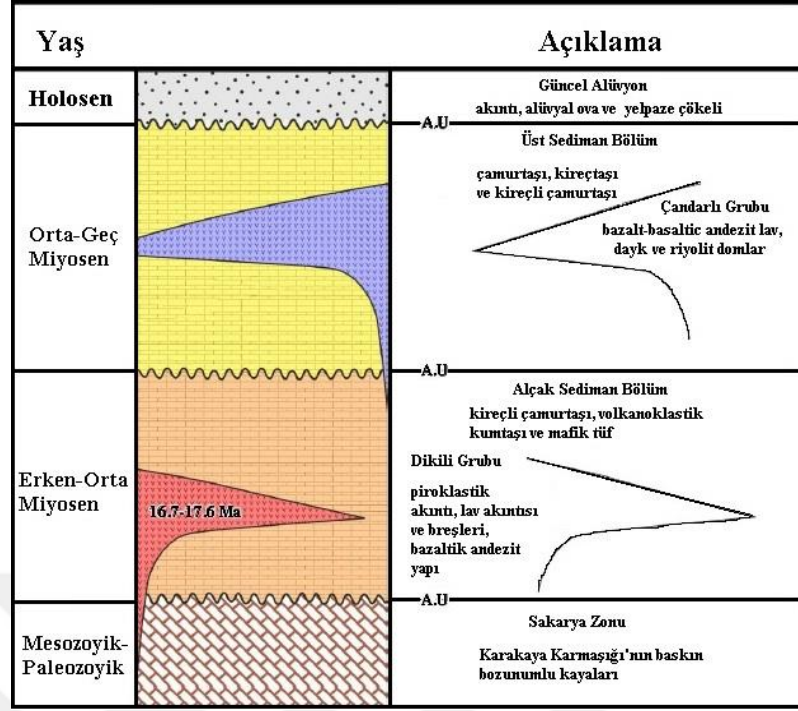
Şekil 2.5 Çalışma alanı ve yakın çevresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Bozkurt, 2001; Emre ve diğer., 2005; Kaya, 1981; MTA, 2002; Uzel ve Sözbilir, 2008 ve Uzel ve diğer., 2012'den değiştirilerek alınmıştır.)

2.3.1 Dikili – Çandarlı Bölgesi

Dikili, Çandarlı volkanikleri Miyosen yaşlı Batı Anadolu volkanizması kaynaklıdır ve aktif kıta kenarı volkaniklerine benzerlik göstermektedir. Volkanikler manto kaynaklı olmakla birlikte soğuma alanlarına ulaşıncaya kadar kabuk kökenli malzemelerle karışmıştır. Bu volkanikler kendi içinde oluşum zamanına bağlı olarak iki sınıfa ayrılır. Erken-orta miyosen oluşum zamanına sahip volkanikler Dikili grubu ve geç miyosen-Pliyosen oluşum zamanına sahip Çandarlı grubu şeklindedir (Karacık ve diğer., 2007).

Bölgede geniş yayılıma sahip volkanizma Eosen-Pliyosen dönem süresince batı Anadolu'nun tektonik gelişimiyle ilişkili olarak intrüzif ve ekstrüzif şekilde gerçekleşmiştir. Bölge ilk olarak Paleosen dönemdeki İzmir-Ankara suture zonu boyunca Anatolid-Torid bloğu ile Sakarya kıtalarının çarpışmasına ve kabuksal kalınlaşmaya sahne olmuştur. Bu çarpışma ve kabuksal kısalma Batı Anadolu'daki yaygın ilk evre magmatizmanın da gelişimine sebep olmuştur. İkinci evre ise daha sonra gerçekleşen Arap plakası ile olan çarpışma sonucunda bölgede Oligosen-erken Miyosenden beri etkin olan Kuzey – Güney yönlü genişleme rejimi sonucunda oluşmaktadır. Bu evrede gözlenen kayaç türü alkali bazaltlar ve basanitlerdir (Uzel, 2013; Karacık ve diğer., 2007).

Bölgede temel iki volkanik kaya grubu bulunmaktadır ve Çandarlı sıkışmalı tektoniğinin kontrol edildiği KB-GD ve KD-GB doğrultulu fay sistemleriyle yakından ilişkilidir (Uzel, 2013; Karacık ve diğer., 2007). Bunlardan biri, erken orta miyosen yaşlı proklastik kayalar, lavlar ve bu kayalar kökenli tortullardan oluşan Dikili grubu kayalar diğeri ise Üst Miyosen Pliyosen yaşlı andezit-bazalt lav daykaları ve riyolitik domlar şeklinde gözlenen Çandarlı grubu kayalardır. (Karacık ve Yılmaz ve diğer., 2000; Karacık ve diğer., 2007; Uzel 2013). Bu iki kaya grubu birbirleriyle açısız uyumsuzluk yaratacak şekilde konumlanmışlardır. Bunlardan alt kısmı oluşturan Dikili grubu genel kaya türü piroklastik kayalar ve akıntı lavlardan oluşur. Tabandan üste doğru, tortul kayaçlar temel olarak volkanojenik çamurtaşı, kumtaşı, işlenmiş tuf, kireçtaşı mercekleri ve nadiren konglomeralardan oluşur. Bölgedeki ilk Miyosen volkanizma ürünü olan Dikili grubu temelde piroklastik akma ve düşme birikimlerinden ve yanal ve düşey yönlü lav akıntılarında oluşmaktadır. Bir diğer diğer yaygın litolojisi ise andezitik ve dasitik lav akıntıları ve stokları şeklinde tanımlanabilir ve 16,7 milyon yıl gibi bir yaş tahmini yapılmakta (Borsi, 1972; Uzel, 2013). Üst seviye ise Dikili Grubu volkaniklerin üstünde açısız uyumsuzlukla konumlanmış olan Çandarlı grubudur. Bu grup aşağıdan yukarı gri-yeşil şeyller, kumtaşı, çamurtaşı ve marn şeklinde sıralanır en son olarak da beyazımsı gölge kireçtaşları gözlenir (Kaya, 1981; Uzel, 2013). İkinci evre lavların ekstrüzyonu, esas olarak Çandarlı-Dikili topoğrafik yükseliminin sınır kesimlerindeki faylar ile kontrol edilir.

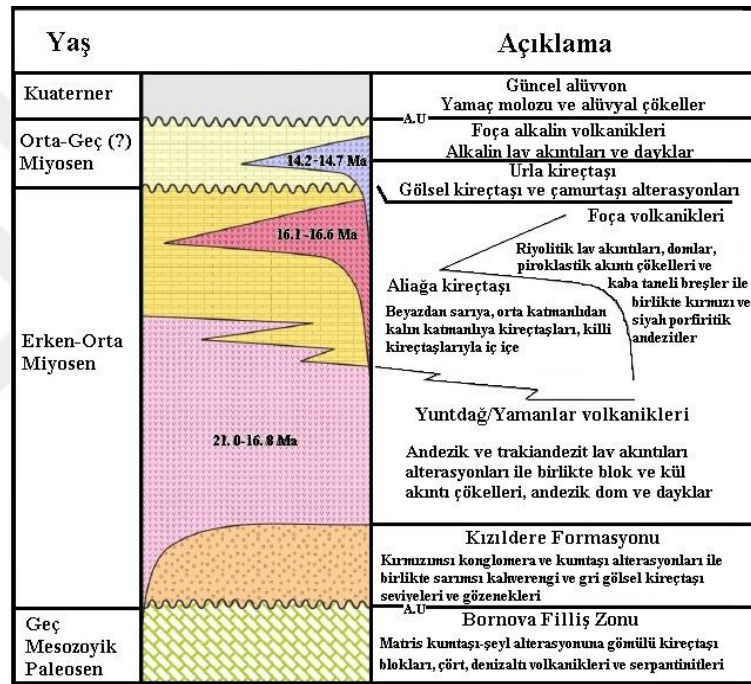


Şekil 2.6 Çandarlı – Dikili bölgelerine ait genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesit (Kaya, 1981; Karacık ve diğer., 2007 ve Uzel, 2013'ten değiştirilerek alınmıştır.)

2.3.2 Foça Bölgesi

Yılmaz ve diğer. (2000)'de bölgedeki temel kaya toplulukları yaşlıdan gence doğru 3 gruba ayrılmıştır, bunlar Volkanik kayalar ve alt çökel topluluklar, üst çökel topluluklar ve son olarak da alüvyonlardır. Bölgede oluşum morfolojisini denetleyen 3 farklı aktif fay sisteminden bahsedilebilir. Bunlardan yaklaşık eş zamanlı oluşuma sahip KB, GD trende sahip fay sistemleri ve görece genç K-G uzanımlı fay sistemleri şeklinde bahsedilebilir. Bu sistemler aynı tektonik rejim altında meydana gelmiş ve Yılmaz ve diğer., (2000)'de belirtildiği üzere üst Miyosen – Pliyosenden sonra yaklaşık eş zamanlı olarak bölgedeki gerilme tektoniği ile ilişkili olarak gelişmiş sistemlerdir (Yılmaz ve diğer., 2000; Altunkaynak ve diğer., 2010). Volkanik kayalardan bahsederken oluşum sıralamasını da yapabilmek adına volkanik aşamalardan bahsetmekte fayda vardır. İlk volkanik aktivite erken miyosende başlamış ve mafik ve ortaç volkanik kayaları içeren ilk grubu oluşturmuştur (İkinci volkanik kayaç türü (Akyürek tarafından 1985 de 18,5 ile 16,7 milyon yıl olarak yaş tayini yapılmıştır.) (Altunkaynak ve diğer., 2010; Uzel, 2013) lav akıntıları, akış

breşleri ve çamur akıntıları şeklindedir. Üçüncü safha ise bunları üzerleyen foça tüfü olarak bilinen yaygın felsik volkanizmadır. Bölgedeki sediman kayalar stratigrafik konumlarına bağlı olarak üst grup sedimanlar ve alt grup sedimanlar şeklinde ikiye ayrılmaktadır. İki sediman katman aralarında geniş açısız uyumsuzluk yüzeyi ile birbirlerinden ayrılmaktadırlar (Yılmaz ve diğer., 2000; Altunkaya ve diğer., 2010). Alt sediman katman, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, bitümlü şeyl ve işlenmiş tuf içermekte ve ortaç volkanik kayalar bu katmana girişim yapmış şekildedir. Bu birim erken-orta Miyosen volkanik aktivitesinden önce hafifçe katlanmıştır.



Şekil 2.7 Foça bölgesine ait genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesit (Yılmaz ve diğer., 2000; Akay ve Erdoğan, 2004 ve Uzel, 2013'ten değiştirilerek alınmıştır.)

2.4 Çalışma Alanının Jeotermal Etkinliği

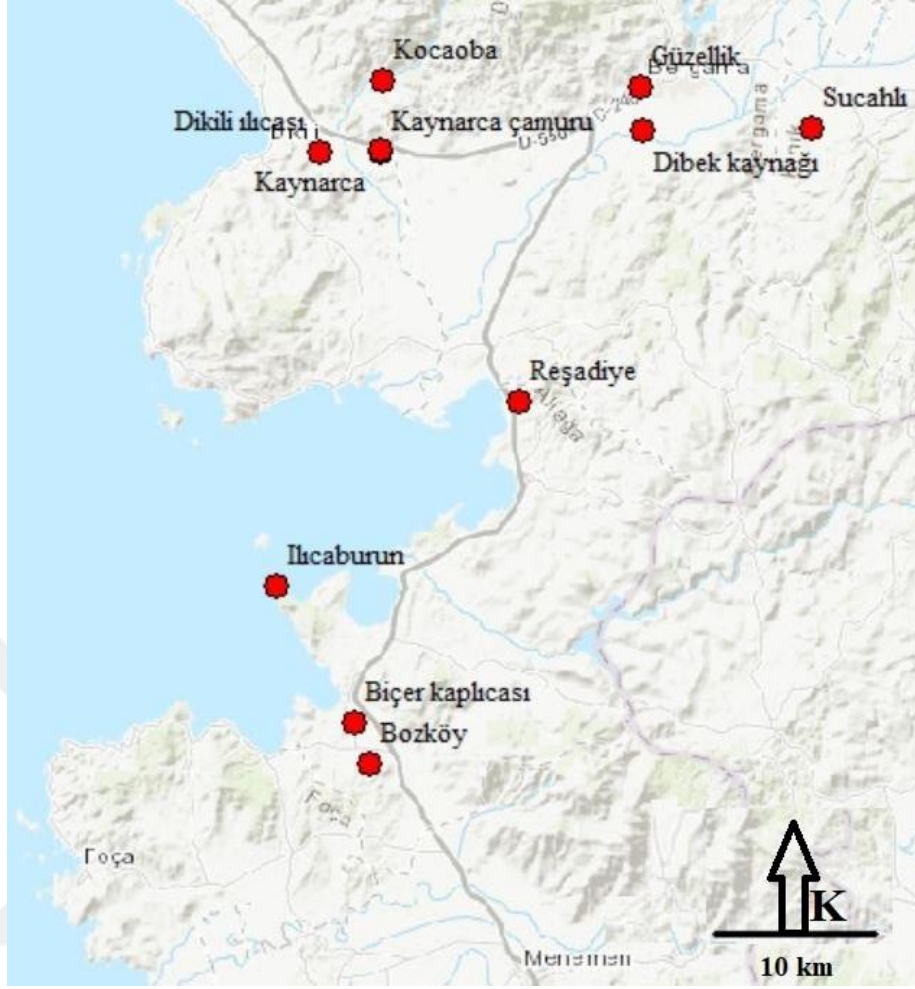
Çalışma alanı'nın bütünü jeotermal aktivitece zengin olmakla birlikte kuzey kesimde kalan Dikili ile Bergama arasındaki B-D hat üstünde belirgin bir aktivite gözlenmektedir. Çalışma alanındaki jeotermal kaynakların (Tablo 2.1) konumları yerbulduru haritası üzerindeki dağılımları Şekil 2.8'deki gibidir. Tablo 2.1'de belirtilen ve Şekil 2.8'da konumlandırılmış olan Jeotermal kaynakların dışında Kaynarca çamuru ve Kocaoba Jeotermal alanları arasında toplamda 25 farklı

kuyunun mevcudiyeti bilinmektedir. Alan genelinde ayrıca 42 ruhsatlı jeotermal sahanın varlığı tespit edilmiştir. Aydemir ve diğer. (2018)'de yapılan çalışmada Curie derinlik değişimi Dikili Kuzey batısında 7,6 km gibi değerler alırken Foça 7,2 km gibi bir değere sahiptir. Çalışma alanının geneli ise 7,2 km ile 7,6 km aralığında değişim göstermektedir.

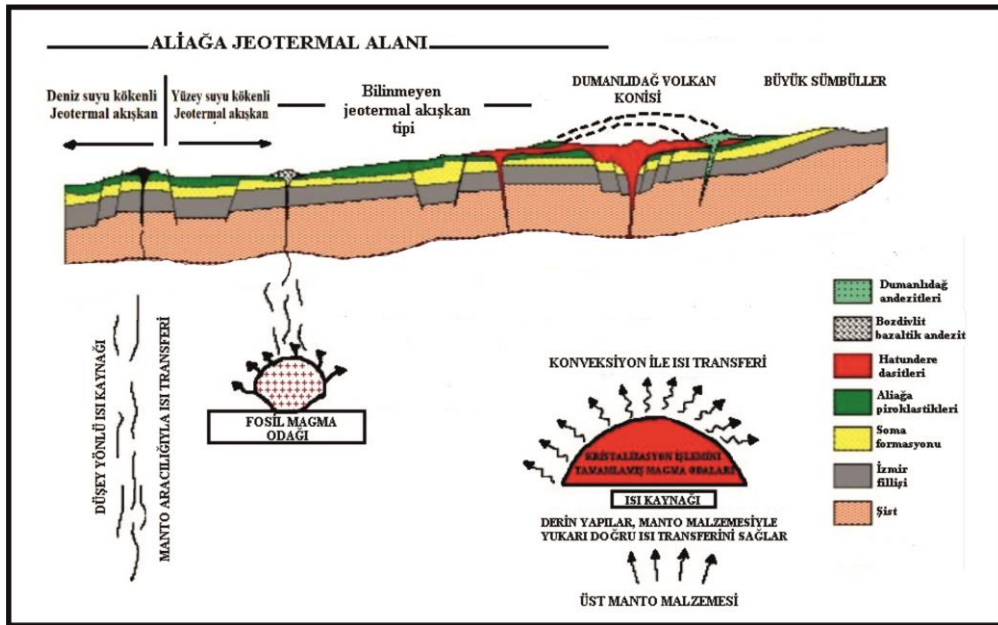
Çalışma alanının Güney kısmında jeotermal aktivite, Ester ve diğer., (1991)'de Aliğa jeotermal alanı olarak modellenmiştir (Şekil 2.9). Jeotermal su bölgenin güney ve güney doğu kısmından sisteme giriş yapmakta ve Dumanlıdağ volkanik merkezinde ısıtılmaktadır. Sıcak su bölgede sirkülasyona katılır ve fay zonları boyunca yüzeye yükselir. Jeotermal sıcak su İzmir filizi ve Soma formasyonlarının geçirgen kesimlerinde depolanır ve Biçer ve Ilıcaburun bölgelerinden direne olur. Meteorik suyun hareketi ilk olarak fay çatlakları boyunca düşeyken, jeotermal akış güney batıdan kuzey batıya doğru gerçekleşmektedir (Kaya ve Başokur, 2010). Dikili-Bergama jeotermal alanlarının model kesiti Şekil 2.10'daki gibidir (MTA-JICA, 1987). Bilim ve diğer. (2015)'de Yaptıkları havadan manyetik verilerinin yorumlaması çalışmalarında Çalışma alanının kuzey kısmını oluşturan Dikili Bergama hattında verdikleri Curie derinlikleri Dikilide 7,94 km iken Bergama civarında 6,71 km derinliğine kadar düşmektedir. Bu hat boyunca gözlenen sıcak su, meteorik suların kuzeyde kozak plütoniklerinden giriş yaparak derinde ısınmakta, kırık ve fay zonları boyunca Kaynarca ve Kocaoba bölgesinden yüzeye çıkmaktadır (Özgen, 2009).

Tablo 2.1 Çalışma alanındaki mevcut jeotermal kuyular ve bilgileri (MTA, 2005)

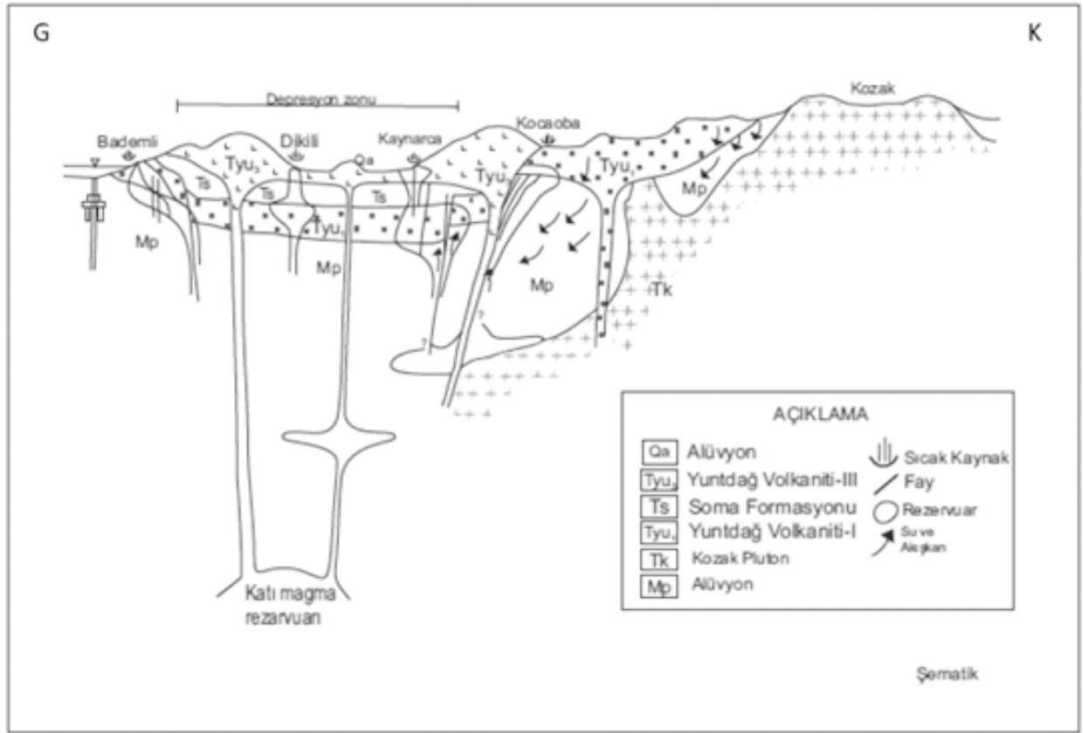
Jeotermal Kaynağın Adı	Bulunduğu İlçe	Kotu (m)	Sıcaklığı (C°)	Kuyu Derinliği (m)	Debisi (m3/dk)	Kullanım Amacı
Dikili Ilıcası	Dikili	10	73	---	---	Tesis yok
Kaynarca	Dikili	5	80-98	1500	180-200	Isınma
Kocaoba	Kocaoba	65	57-60	---	4	Kaplıca
Güzellik	Kadriye	40	37	---	---	Kuru kaynak
Dibek Kaynağı	Kadriye	20	57	---	---	Kuru kaynak
Sucahlı	Sucahlı	35	26-29	---	---	Kaplıca
Reşadiye	Aliğa	45	29	---	3	Kullanılmıyor
Ilıcaburun	Aliğa	1	55-62	723	10	Tesis yok
Biçer Kaplıcası	Aliğa	10	96	626-1146	20-40	Endüstriyel
Bozköy	Menemen	10	---	---	---	Kaplıca



Şekil 2.8 alışma alanı ve yakın çevresinde mevcut jeotermal kaynaklar (MTA, 2005)



Şekil 2.9 Aliağa jeotermal alanının model kesiti (Eşder ve diğeri., 1991'den değiştirilerek alınmıştır.)



Şekil 2.10 Dikili-Bergama jeotermal alanlarının model kesiti (MTA-JICA, 1987)

BÖLÜM ÜÇ

KULLANILAN JEOFİZİK YÖNTEMLER

3.1 Mikrogravite Yöntemi

Bilindiği gibi gravite yöntemi, doğal kaynaklı bir jeofizik yöntemdir ve yer çekimi ivmesinin düşey bileşenini ölçer. Yöntem temelde mutlak gravite ölçümleri ve bağıl gravite ölçümleri olmak üzere iki şekilde yapılabilmektedir. Bağıl ölçümler bir profil üzerinde ölçüm alınarak gerçekleştirilebileceği gibi alansal ölçüm uygulaması için de elverişlidir. Yöntemin hedeflediği kayaçlar arasındaki yoğunluk farklılığından kaynaklanan yerçekimi ivmesinin düşey bileşenindeki değişimlerin gözlenerek çalışma alanındaki yoğunluk değişimlerini algılamaktır. Diğer bir deyişle mikrogravite yöntemi ile bir ortamın tespit edilebilmesi için çevre kayaçlar ile arasında yoğunluk farkı olması gerekmektedir.

Yöntemin uygulanma alanları teknolojinin de gelişimi ile genişlemektedir. Kara etütleri dışında deniz ve hava ölçümleri de yapılabilmektedir. Yöntemin uygulamadaki ucuzluğu ve hızlı olması da göz önünde tutulursa tercih edilebilir bir yöntem olduğu görülmektedir.

Mikrogravite yöntemi uygulama alanları, Zemin-Anakaya sınırının modellenmesi, akifer görüntüleme, mağara ve çukur araştırmaları, arkeolojik amaçlı çalışmalar, çevre çalışmaları, evaporit çözünme tespiti çalışmaları, modelleme çalışmaları, GPS ölçümlerinin desteklenmesi, volkan izlemeleri, taş ocakları ve arazi doldurma çalışmaları şeklinde sıralanabilir. Mikrogravite yöntemi yalnızca jeofizik problemlerin çözümünde değil, akifer görüntülemeleri, arkeolojik alan incelemeleri, Mağara ve sığ çukur araştırmaları, kömür madenlerinin ve maden yataklarının uzanımsal incelenmesi, kentsel amaçlı çalışmalar öncesinde gömülü yapı (beton blok, beton su tankı gibi) tespitinde, taş ocaklarında, arazi doldurma çalışmalarında boşluk yer konum tespiti gibi pek çok amaçla kullanılabilir (Çetiner, 2012; Tunçel, 2014).

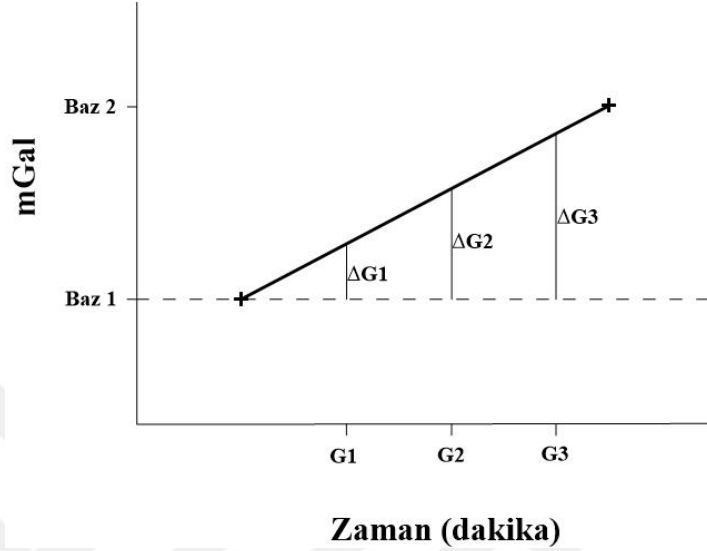
3.1.1 Mikrogravite Yönteminde Kullanılan Düzeltmeler

Bir mikrogravite prospeksiyon çalışmasında alınan gravite ölçüleri, değeri önceden bilinen veya referans bir nokta olarak kabul edilen, baz noktası ile ölçüm noktaları arasındaki gravite farkını verir. Bulunan bu gravite farkları içerisinde aranan yer altı cismi veya jeolojisi ile ilgili olmayan bir takım etkiler de bulunmaktadır. Gravite değerleri yer şekline, dönmesine ve bunlara bağlı olarak ta enlemin işlevi olarak değişim göstermektedir. Ayrıca Newton'un çekim yasasından da çekim kuvvetinin, çekimin arandığı noktaya olan uzaklığının, karesi ile ters orantılı olarak değiştiği bilinmektedir. Bu şartlarda ölçüm yapılan noktanın konumuna (deniz seviyesi, deniz seviyesinin altı ve üstü) bağlı olarak ölçülen gravite değeri değişecektir. Yani yüzey şekli ile ilgili olan bu etkilerin hesap edilip, ölçü değerlerine toplama veya çıkartma işlemi ile yansıtılması gerekir (Erden, 1979).

3.1.1.1 Drift Düzeltmesi

Bağıl mikrogravite ölçümlerinde, yapılan nokta ölçümler doğrudan kullanılmamaktadır. Elde edilen veri değerleri daha önceden güvenilir olarak belirlenmiş bir baz noktasındaki gravite değerine göre kıyaslanmaktadır. Dünyanın dinamik yapısı, diğer gezegenlerle etkileşimi ve cihazın gün içerisindeki sıcaklık değişiminden veya olumsuz taşınma şartlarından etkilenmesi gibi nedenler ile aynı noktada farklı zamanlarda elde edilecek olan gravite değerleri farklılık gösterecektir. Bağıl mikrogravite çalışmalarında zamana bağlı değişimleri en aza indirmek amacıyla esasen yapılması en doğru ölçüm yöntemi, arazide alınan her nokta ölçüm öncesinde veya sonrasında baz noktasında da ölçüm yapılması ve arazi ölçümünden elde edilen değerine, baz noktasında alınan iki ölçüm değeri arasındaki farkın yansıtılmasıyla elde edilir. Ancak gerçek arazi koşullarında her nokta ölçüm için baz noktasına dönmek mümkün olmayabilir. Bu nedenle arazi çalışmaları sırasında belli aralıklarla baz noktasına dönüş sağlanmaktadır. Bu zaman aralığında iki baz noktası ölçümü arasındaki farkın bir doğrusallık gösterdiği kabul edilmektedir. Nokta ölçümün baz noktası değeri ile kıyaslanması için bu doğrusallık'tan yararlanır. Nokta ölçümün yapıldığı zaman iki baz ölçümü arasındaki kaçınıcı dakikaya denk

geldiği tespit edilir ve baz değişiminin o dakikadaki değeri doğrusallıktan yararlanılarak hesaplanır. Bu sayede elde edilmiş olan baz değeri ile nokta ölçüm sonucu elde edilen gravite değeri kıyası yapılır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Drift düzeltmesi için kayma zamanı hesaplaması

3.1.1.2 Enlem Düzeltmesi

Yerkürenin kutuplardan basık ve ekvatorunda şişkin bir elipsoid şeklinde olması ve dönme hareketi yapması sonucu yer çekimi ivmesi, ekvatorundan kutuplara doğru değişim göstermektedir. Bu değişim ivmenin enleme bağlı değişimini tanımlayan kuramsal bir bağıntı ile açıklanmaktadır (Akçığ ve Pınar, 2000).

Enlem düzeltmesini uygularken ölçüm alanımızın boyutlarına göre iki yol izlenmektedir. Bunlardan birincisi ölçüm alanımızın boyutlarının büyük olması durumudur. Bu durumda ölçüm alanından elde edilmiş gravite değeri ölçüm alanına en yakın enlem üzerindeki gravite değerinden çıkartılmaktadır. Bu işlem sonucunda elde edilen değer eğer ölçüm noktamız indirgeme enleminin kuzeyinde ise ölçülen değerden çıkartılır, eğer güneyinde ise ölçülen değere eklenmektedir. İkinci durum ise ölçüm alanımızın küçük olması durumudur. Bu durumda düzeltme yapmak için 1^0 lik yay içinde gravitenin kilometreye bağlı değişiminden yararlanılmaktadır. Bu

durum için yapılmakta olan ön kabul gravite değerinin 1° lik yay içinde düzgün değişim gösterdiği şeklindedir. Bu değişimin ifadesi ϕ , enlem olmak üzere, ivmenin enleme bağlı değişim bağıntısının diferansiyelidir.

$$K = 0,8122 \sin(2\phi) \text{ (mgal/km)} \quad (3.1)$$

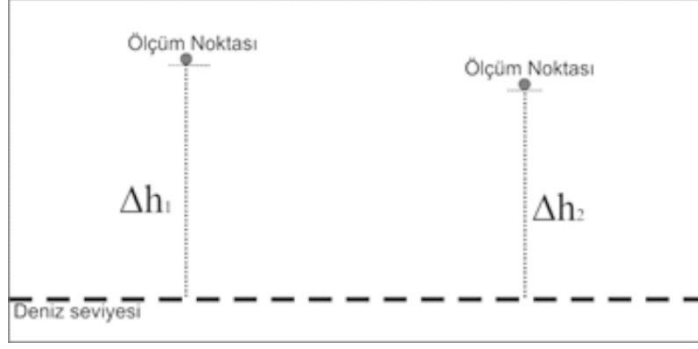
Küçük alan ölçümlerinde enlem düzeltmesini uygulamak için öncelikle indirgeme enleminin belirlenmesi ve ölçüm noktasının indirgeme enlemine uzaklığının km cinsinden tespit edilmesi gerekmektedir. Hesaplanan K değeri ölçüm noktası ile indirgeme enlemi arasındaki mesafe ile çarpılarak indirgeme değeri tespit edilir. Elde edilen değer ölçü noktasının indirgeme enleminin kuzeyinde veya güneyinde olması durumuna göre ölçüm sonucuna eklenir veya çıkartılır (Oruç, 2013).

3.1.1.3 Yükseklik Düzeltmesi

Mikrogravite ölçümleri çalışma alanı koşulları nedeniyle genellikle farklı yüksekliklerde alınmaktadır. Değerlendirme aşamasında ise ölçümler belirli bir kot yüksekliğine indirgenerek yer altında asıl etkiyi oluşturan yer çekimi ivmesi değerlerine ulaşılmak hedeflenir. Bu kot yüksekliği genellikle deniz seviyesi alınmaktadır.

Yükseklik düzeltmesi yapılırken iki farklı uygulama yapılması gerekmektedir. Bunlardan birincisi kütlemin göz ardı edildiği serbest hava düzeltmesi diğeri ise kütle varlığının da hesaba katıldığı Bouguer düzeltmesidir.

3.1.1.3.1 Serbest Hava Düzeltmesi. Yerküre merkezinden uzaklaştıkça yer çekimi etkisi azalmaktadır nasıl ki kutuplardan ekvatora yaklaştıkça gravite değeri değişiyorsa, deniz seviyesinden yukarılara çıkıldıkça da uzaklığa bağlı olarak gravite değeri değişmektedir (azalmaktadır) (Şekil 3.2). Serbest hava etkisi olarak adlandırılan bu etki giderilirken ölçüm noktası ile deniz seviyesi arasındaki mesafede (yükseklikte) kütlemin bulunmadığı varsayılmaktadır.



Şekil 3.2 Serbest hava düzeltmesi gerektiren örnek kesit

Yerkürenin kütesinden kaynaklı deniz seviyesindeki gravite etkisini M kütle, R_0 yarıçap olmak üzere

$$g_0 = G \frac{M}{R_0^2} \quad (3.2)$$

Şeklinde ifade edilirken deniz seviyesinden h kadar yüksekte bir noktada bu değer,

$$g_h = G \frac{M}{(R_0+h)^2} \quad (3.3)$$

şeklinde olacaktır. Serbest hava etkisini elde etmemiz için bu iki değer farkını almamız yetecektir.

Yerkürenin sferoid olması ve dönme hareketi göz önünde bulundurulursa bu bağıntıyı daha detaylandırmamız mümkün olacaktır. Farklı enlemler için bu hesabı yapabilmek için ϕ , enlem olmak üzere,

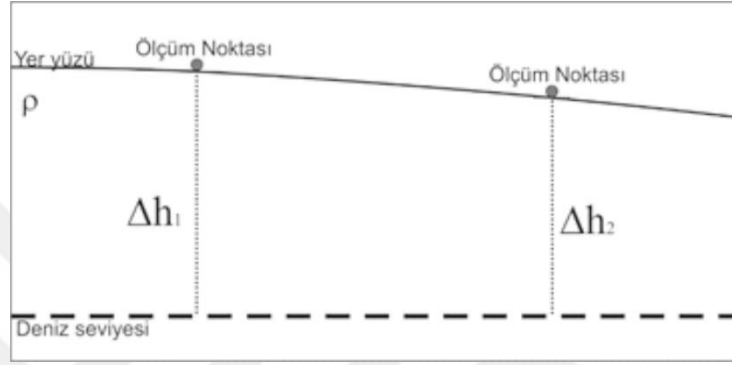
$$g = -[0,30877-0,00044 \sin^2(\phi)] h - 0,73 h^2 \quad (3.4)$$

formülü kullanılabilir.

Serbest hava düzeltmesi için, istenilen enlem değeri için elde edilen katsayı kullanılabilir gibi $0,3086$ mal/m katsayısı da ortalama bir değer olarak kabul edilebilir ve kullanılabilir (Akçığ ve Pınar, 2000).

$$g = - 0,3086 h \text{ (mgal/m)} \quad (3.5)$$

3.1.1.3.2 *Bouguer Düzeltmesi*. Serbest hava düzeltmesi yapılırken indirgeme düzeyi ile ölçüm noktası arasında kütlelenin olmadığı kabulü yapılmaktaydı ancak gerçekte bu aralıkta bir kütle mevcut. Bu kütle göz önünde bulundurularak yapılması gereken bir yükseklik düzeltmesi daha var ki o da Bouguer düzeltmesidir (şekil 3.3).



Şekil 3.3 Bouguer düzeltmesi gerektiren örnek kesit

Ölçüm noktası altındaki yapının düşey silindir şeklinde bir kütlelen kaynaklandığı kabulü yapılmaktadır. Bu aralıktaki ρ yoğunluğundaki kütlelen kaynaklanan etkinin hesaplanması için silindirik koordinatlardan faydalanılır. Düşey silindirin gravite etkisinden faydalanarak ölçüm noktasındaki etki,

$$\Delta g = 2 \pi G \rho \quad (3.6)$$

değeri elde edilir. Sabit terimlerin sayısal değerleri formülde yerine yazıldığında,

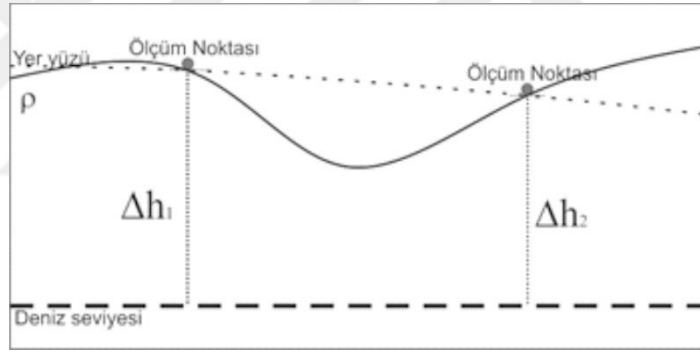
$$g_B = 0,04191 \rho h \quad (3.7)$$

Bouguer düzeltmesi formülü olarak elde edilmektedir (Akçığ ve Pınar, 2000). Sonuç olarak yükseklik düzeltmesini elde edeceğimiz bağıntı aşağıdaki gibi olacaktır.

$$g_y = (0,3086 - 0,04191 \rho) h \quad (3.8)$$

3.1.1.4 Topoğrafya Düzeltmesi (Terrain Düzeltmesi)

Gravite yönteminde en kapsamlı düzeltme topoğrafya düzeltmesidir. Topoğrafyanın etkisi yalnızca ölçüm noktası altındaki yapıdan değil yakın çevredeki kayaç kütlelerinin ölçüm noktasında yarattığı düşey yönlü etkiden de kaynaklanmaktadır (Sanver ve İşseven, 2007; Doğan, 2015) . Yükseklik düzeltmesini de Bouguer düzeltmesini de yaparken ölçüm noktasındaki kot kullanılarak düzeltme yapıldı. Yani iki ölçüm noktası arasındaki topoğrafya doğrusal olarak kabul edilmiş oldu. Sık ölçüm alınan çalışmalarda bu durum göz ardı edilebilir olmakla birlikte örnekleme aralığının fazla olduğu saha çalışmalarında iki nokta arasında topoğrafya her zaman doğrusal değil. Bu nedenle ölçüm noktaları arasına interpolasyonla gravite değerleri atanmakta ve atanan değerlerin konumuna ait kot değerine bağlı olarak son bir düzeltme (topoğrafya düzeltmesi) yapılmakta (Şekil 3.4).



Şekil 3.4 Topoğrafya düzeltmesi gerektiren örnek kesit

Yöntem yükseklik düzeltmesi sonucunda elde edilen veriye uygulanmalıdır. İki ölçüm noktası arasında topoğrafya, bazen Bouguer düzeltmesinde kabul ettiğimiz doğrusal topoğrafya kabulünün altında kalırken bazen de üstünde seyretmektedir. Bu nedenledir ki, Bouguer düzeltmesi sonrasında doğrusal kabul edilen topoğrafyanın altında var olduğu kabul edilen ancak mevcut olmayan ya da üstünde mevcut olan ancak yok kabul edilen kütlelerin de düzeltmeleri yaparken dikkate alınması gerekmektedir.

İki ölçüm noktası arasındaki topoğrafya, doğrusal kabul edilen topoğrafyanın üstünde de seyretse altında da seyretse topoğrafya etkisi ölçüm değerine daima toplama işlemi ile etki edecektir (Akçığ ve Pınar, 2000).

Enlem, serbest hava, Bouguer ve topoğrafya düzeltmesi sonucunda tam Bouguer gravite değerine ulaşılmış olur.

$$g_{TB} = g_{ölç} \pm g_E + g_{SH} - g_B + g_T \quad (3.9)$$

3.2 Mikrotremor Yöntemi

Depremler ve sismik patlamalar dışında doğal (okyanus dalgaları, rüzgar vb.) ya da yapay (kültürel gürültüler; trafik, fabrikalar vb.) etkenlerden oluşmuş, belirli periyot ve genliklere sahip yerin titreşim hareketlerine mikroseism (çok küçük yer sarsıntıları) adı verilir. Mikrotremor (titreşimcik) tanımı ise periyotları 0,05–2 saniye, genlikleri ise 0,01–1 mikron arasında değişen yer titreşimleri için kullanılır (Pamuk, 2014). Titreşimcikler dünyanın dinamik yapısından kaynaklanan okyanus dalgaları, küçük yer sarsıntıları gibi doğal etkiler olabileceği gibi, trafik gibi insanların günlük yaşamlarında sebep oldukları etkilerden de kaynaklanabilmektedir (Tunçel, 2014).

Çetinol (2003)'teki çalışmasında mikrotremorların üretimine neden olan olayları titreşim periyotuna göre, uzun periyotlu (0,3-0,5 Hz. den daha küçük) mikrotremorların kaynağının okyanus dalgaları, orta periyotlu (0,3-0,5 Hz ve 1 Hz arasında) mikrotremorların kaynağının deniz dalgalarının kıyıdaki yayılımından kaynaklandığını ve kısa periyotlu (1 Hz den daha büyük) mikrotremorların kaynağı için yaşam sürecindeki insan hareketliliğinden kaynaklandığını açıklamıştır.

Mikrotremorları oluşturan dalgaları, Kanai zemin tabakalarındaki S dalgalarının tekrarlı yansımaları sonucunda ortaya çıktıklarını söylerken (Kanai ve Tanaka, 1961), Aki (1957) yılında yapmış olduğu çalışmalarda mikrotremorların belirli bir frekans için belirli bir hıza sahip olan yüzey dalgaları olduğunu tespit etmiş ve yatay hareketi Love dalgalarıyla ilişkilendirmiştir. Bunun dışında Wilson (1953) yılında

İngiltere'nin farklı bölgelerinde 4 ile 100 Hz frekans aralığındaki mikrotremorları, üç bileşen ölçen sismometrelerle yaptığı çalışmasında incelemiş ve parçacık hareketinin Rayleigh dalga hareketine benzer olduğunu tespit etmiştir (Özçep, 2005).

3.2.1 Mikrotremor Ölçümleri

Ölçüler bağımsız olarak nokta ölçüm şeklinde alınabileceği gibi bağılı ölçümler veya çok sayıda sismometre kullanılarak eş zamanlı olarak da yapılabilmektedir (Özdağ, 2014).

Mikrotremor yöntemi ile veri toplama çalışmalarında tek istasyon kullanarak ölçüm yapılan bir noktanın bir diğer noktaya göre göreceli genlik ve frekans değişimleri gözlenebileceği gibi farklı noktalarda ayrı zamanlarda da ölçümler alınabilmektedir. Doğrusal bir hat üzerinde senkronize ölçüm için birden fazla sismometre kullanmak da mümkündür.

Veriler değerlendirilirken dört teknik kullanılır.

- Sıfır kesme yöntemi (Kanai Yöntemi)
- Fourier genliklerinin veya güç spektrumlarının değerlendirilip yorumlanması,
- Sert zeminde veya kaya üzerinde bulunan bir baz ölçümüne göre spektral oranların hesaplanması
- Yatay hareket bileşenlerinin düşey hareket bileşenine göre spektral oranlarının hesaplanması (Nakamura Yöntemi) yöntemi

Tez çalışması için arazi ölçümleri sonucu elde edilen verileri değerlendirmek için Yatay Düşey spektral oran yöntemi kullanılmıştır. Bu nedenle tez raporu kapsamında yalnızca yatay düşey spektral oran yöntemi hakkında bilgilere değinilmektedir.

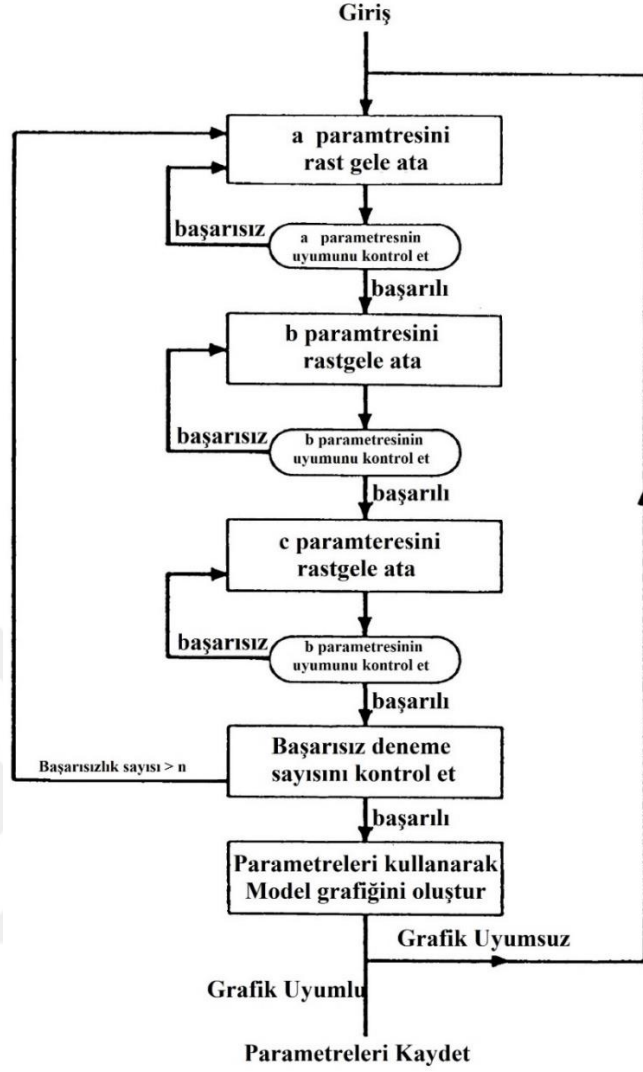
3.2.1.1 Monte Carlo Yöntemi

Kumarhaneleri ile ünlü Monoca Prensiği'nin bir kentinin adı olan "Monte Carlo" (MC), ilk kez 1940'larda A.B.D.'nin Los Alamos eyaletinde nükleer silah dizgeleri üzerine çalışan John von Neumann, tarafından, bir grup matematiksel yöntemleri nitelendirmek için kullanıldı. Bu yöntemleri aynı amaca yönelik diğer sayısal yöntemlerden ayıran temel özellikleri, söz konusu problemi sanal bir rulet tekerleği ile oynanan bir tür şans oyununa dönüştürerek, problemin yaklaşık çözümlerini üretmeleridir (Ata, 2009).

Monte Carlo ters çözüm yöntemi oluşturulan rastgele değerlerin yerine konmasıyla elde edilen sentetik modelin gerçek veri ile kıyaslanmasıyla değer kabul edilip edilmeyeceğine karar verilmesi şeklindedir. Kabul edilen değer modeli oluşturan yapının parametre değerini oluşturur (Press, 1970; Sambridge ve Mosengaard, 2002). Yöntem 1 boyutlu sismik modelleme, 1 boyutlu stratigrafik modelleme, rezerv kestirimi ve prospeksiyon yöntemlerin modellenmesi gibi pek çok çeşitli jeolojik ve jeofizik amaca hizmet edecek şekilde kullanılabilir (Groot ve diğer., 2006).

HVSR eğrilerinin ters çözümü çalışmaları için hazırlanmış mevcut, açık kodlu ve paket programların büyük bir kısmında iteratif yakınsamayı gerçekleştirmek amacıyla, giriş modelinin belirlenmesinde kullanıcıya sağladığı kolaylıktan yararlanabilmek için, Monte Carlo yöntemi kullanılmaktadır.

Monte Carlo yöntemi temel olarak iki aşamadan oluşmaktadır. Birinci aşama parametreler için değerler üretmek ikinci aşama ise üretilen değer kabul edilebilirliğini sağlamaktır. Monte Carlo yönteminde bir parametrenin değiştirilmesi monte Carlo adımı olarak tanımlanırken bütün parametrelerin değiştirilmesiyle iterasyon gerçekleştirilmiş olur (Sambridge ve Mosengaard, 2002). Monte Carlo algoritmasının sadeleştirilmiş bir akış şeması Şekil 3.5'teki gibidir.



Şekil 3.5 Monte Carlo yaklaşımı akış şeması (Sambridge ve Mosegaard, 2002'den değiştirilerek alınmıştır)

BÖLÜM DÖRT

UYGULANAN VERİ İŞLEM YÖNTEMLERİ

4.1 Mikrotremor Uygulamaları

Mikrotremor verilerinin veri işlem uygulamaları sonucunda yer altı S-dalga hız dağılımını elde etmek amaçlanmıştır. Bu amaç mikrotremor verilerinin, HVSR eğrilerini kullanarak Monte Carlo yaklaşımı ile 2 ve 3 boyutlu yer altı S-dalga hız modellerinin elde edebildiğimiz MatLab alt tabanlı OpenHVSR (Bignardi ve diğer., 2016) programı ile gerçekleştirilmiştir.

4.1.1 Yatay Düşey Spektral Oran Yöntemi (Nakamura yöntemi)

Yöntem Nakamura (1989) tarafından üç bileşen titreşim kayıtlarının kullanılarak yerel zemin koşullarının karakterize edilmesi temeline dayanmaktadır (Mirzaoğlu ve Dikmen, 2003). Nakamura (2000)'de yaptığı çalışmasında düşey bileşen genliğinin yerel zemin koşulları nedeniyle değişime maruz kalmadığını ancak yatay bileşenlerin genliğinde değişim gözleneceğini belirtmektedir. Yatay düşey spektral oran yöntemi yardımıyla yüzey jeolojisinden kaynaklanan yerel zemin etkileri tespit edilebilir (Pamuk ve diğer.; 2017, Nakamura, 1989). Yani yöntem referans bir ölçüme veya yakın bir alanda sağlam zemin yada kaya üzerinde eş zamanlı bir ölçüme gerek duymaksızın tek istasyon ölçüm ile elde edilen yatay bileşenlerin (N ve E) düşey bileşene (V) oranlanması sonucunda yerel zemin etkilerinin tespitine olanak vermektedir.

$$HVSR = \frac{\sqrt{\frac{N^2 + E^2}{2}}}{V} \quad (4.1)$$

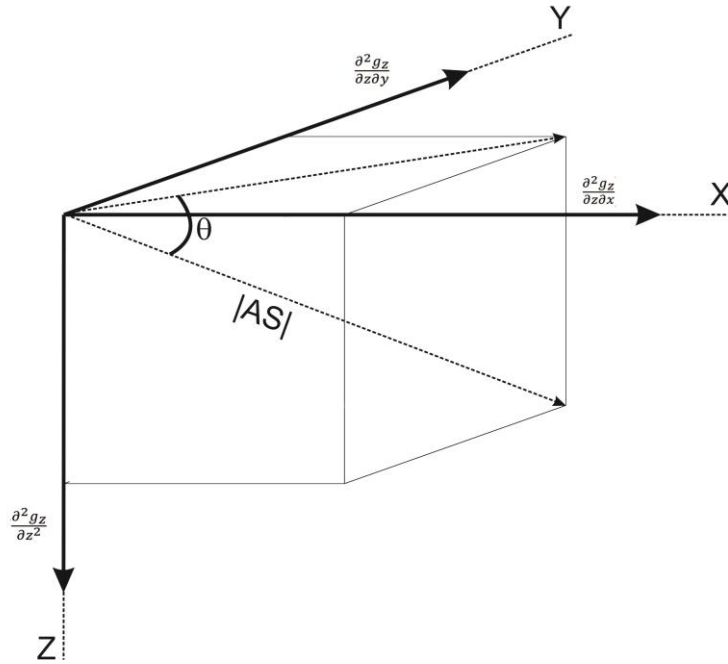
4.2 Mikrogravite Uygulamaları

4.2.1 Tilt Açısı Yöntemi

Basit bir ifadeyle gravite için tilt açısı yöntemi anomalinin düşey türevinin, yatay yönlü türevlerine oranlanmasıyla elde edilen değer in arctanjantı olarak tanımlanabilir (Akın ve diğer., 2011). Yöntemi uygulamak üzere Bouguer gravite anomalisi kullanılmaktadır ve geometrik anlamı Şekil 4.1’de verilmiştir. $\frac{\partial^2 g_z}{\partial x \partial z}$ anomalinin x yönlü türevini, $\frac{\partial^2 g_z}{\partial y \partial z}$ anomalinin y yönlü türevini, $\frac{\partial^2 g_z}{\partial z^2}$ ise anomalinin z yönlü türevini ifade edecek şekilde formülize etmemiz gerekirse yöntemi ifade eden denklem,

$$\theta = \tan^{-1} \frac{\left(\frac{\partial^2 g_z}{\partial z^2}\right)}{\left[\left(\frac{\partial^2 g_z}{\partial z \partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial^2 g_z}{\partial z \partial y}\right)^2\right]^{\frac{1}{2}}} \quad (4.2)$$

olarak tanımlanır.



Şekil 4.1 Tilt açısı ve analitik sinyala yöntemlerinin geometrik ifadesi (Arısoy, 2012’den değiştirilerek alınmıştır.)

Konturların yorumlanmasıyla, anomaliye sebep olan kaynak hakkında bilgi edinme yoluna gidilmektedir. Yüksek mertebeden türevler kullanılarak yoruma gidilen diğer yöntemlere göre gürültü oranının daha az olması (Akın ve diğer., 2011), sadece 0° ve $\pm 45^\circ$ konturlarına bakılarak yoruma gidilmesi yöntemin avantajları olarak görülebilir.

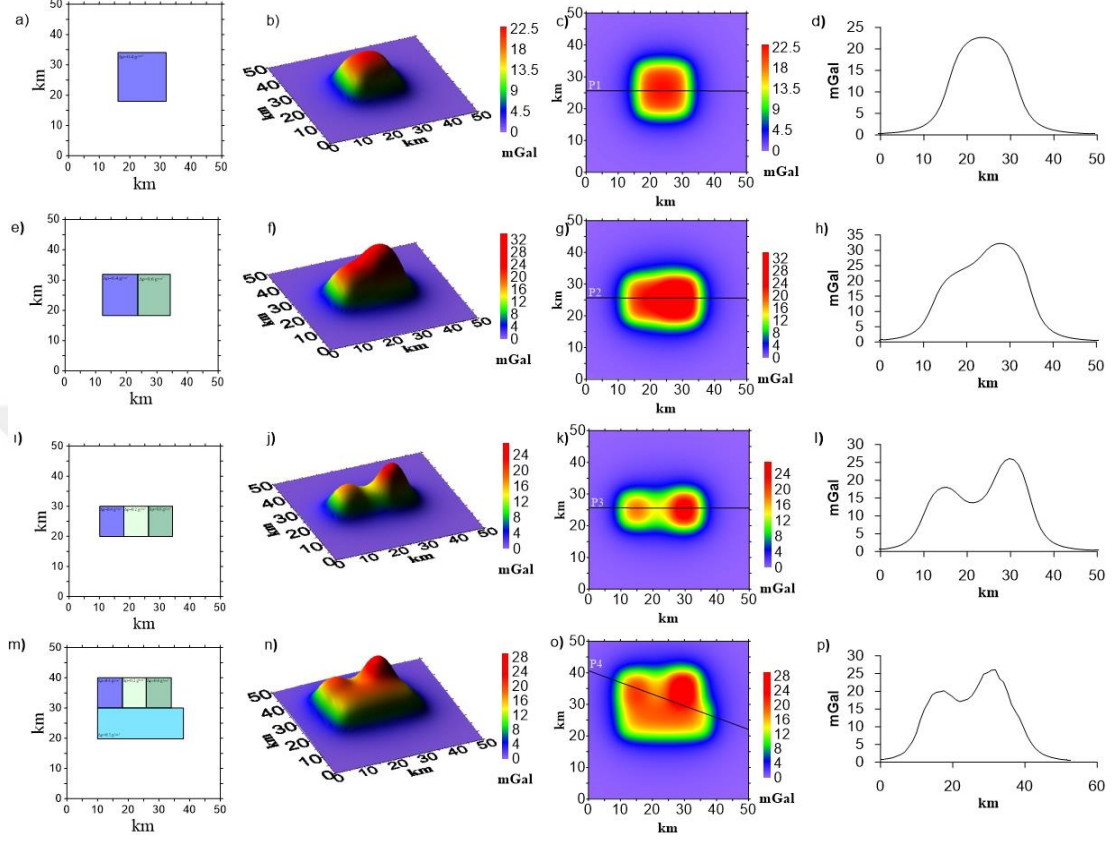
Yorumlama temelde hesaplanan tilt açısı değerlerinden elde edilen kontur haritasında tespit edilen 0° değere sahip kontur çizgisi kaynak sınırlarını ifade ederken $\pm 45^\circ$ değerlerinin oluşturduğu kontur çizgileri arasındaki mesafenin ikiye bölünmesiyle yapı üst derinliği elde edilmektedir (Salem ve diğer., 2007; Oruc, 2011; Akın ve diğer., 2011). Gravite ve manyetik tilt açısı haritasında $\pm 45^\circ$ konturları arasındaki yarı mesafenin fazla değişim göstermemesi, yapı derinliğinin de kendi içerisinde fazla değişim göstermediğini ifade eder.

4.2.1.1 Tilt Açısı Yöntemi Sentetik Model Çalışması

Sentetik model çalışmaları amacıyla Matlab tabanlı olarak Arısoy ve Dikmen (2011) tarafından geliştirilen Potensoft programı 50 km enine ve 50 km boya sahip bir alan içerisinde 4 farklı senaryo için sırasıyla 1, 2, 3 ve 4 dikdörtgen prizma içeren yer altı model senaryoları oluşturuldu. Prizmalar eşit üst derinlik (2 km) ve alt derinlik (4 km) değerlerine sahip olacak şekilde kurgulandı. Yoğunlukları ise mor prizmanın $0,4 \text{ g/cm}^3$, koyu yeşil prizmanın $0,6 \text{ g/cm}^3$, açık yeşil prizmanın $0,2 \text{ g/cm}^3$ ve mavi prizmanın $0,3 \text{ g/cm}^3$ ortama göre daha fazladır. Oluşturulan senaryo modellerin (Şekil 4.2) daha sonra uygulanacak yöntemlerinin davranışlarını anlayabilmek amacıyla Bouguer gravite anomali haritaları ve belli profiller boyunca anomali grafikleri elde edildi.

İlk aşamada oluşturulan senaryolar için elde edilen Bouguer gravite anomali verisine tilt açısı yöntemi uygulanmış ve elde edilen haritalar (Şekil 4.3) ve alınan kesit hatlarından elde edilen anomali grafikleri incelenmiştir. Bouguer gravite anomali değerlerine tilt açısı uygulamasıyla elde edilen anomali haritalarında bitişik çoklu yapı sınırlarının 0 konturu ile gözlenememekte. Ancak alınan kesitlerden

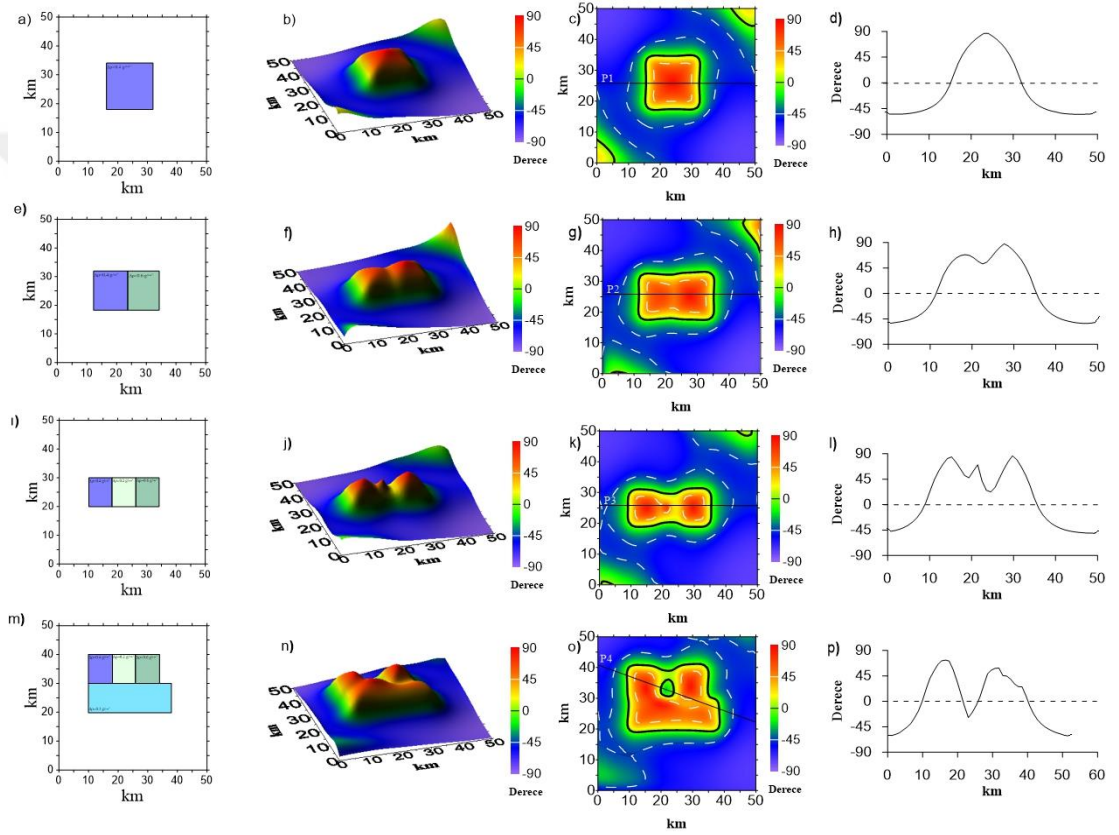
oluşturulan anomali grafiklerinde iki pik genlik arasında düşük genlikli anomaliler yapı sınırına işaret niteliğindedir.



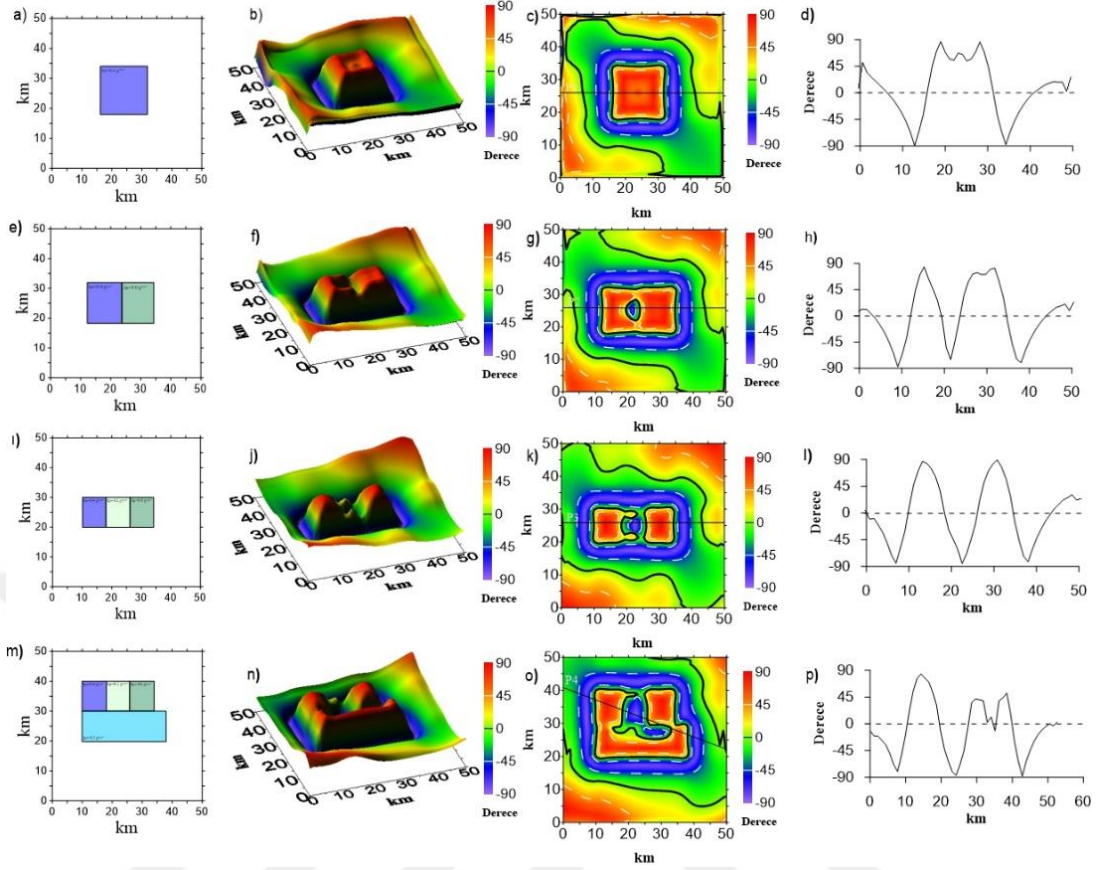
Şekil 4.2 Oluşturulan sentetik modeller ve Bouguer gravite anomali haritaları. a) Tek prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. b) tek prizma için elde edilen Bouguer gravite anomalisinin 3 boyutlu görünümü. c) tek prizma için elde edilen Bouguer gravite anomalisinin 2 boyutlu kontur haritası. d) P1 profil kesiti e)) iki prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. f) iki prizma için elde edilen Bouguer gravite anomalisinin 3 boyutlu görünümü. g) iki prizma için elde edilen Bouguer gravite anomalisinin 2 boyutlu kontur haritası. h) P2 profil kesiti. i) Üç prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. j) Üç prizma için elde edilen Bouguer gravite anomalisinin 3 boyutlu görünümü. k) Üç prizma için elde edilen Bouguer gravite anomalisinin 2 boyutlu kontur haritası. l) P3 profil kesiti. m) Dört prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. n) Dört prizma için elde edilen Bouguer gravite anomalisinin 3 boyutlu görünümü. o) Dört prizma için elde edilen Bouguer gravite anomalisinin 2 boyutlu kontur haritası. p) P4 profil kesiti

Çeşitli araştırmacılar tarafından kullanılan bir uygulama olarak Bouguer gravite anomali değerlerinin birinci dereceden düşey türevlerinin alınmasıyla elde edilen anomali değerlerine tilt açısı uygulamasıdır. Yöntem türevin türevini almak şeklinde aslında 2. türevin sıfıra eşit olduğu noktaların büküm noktasına işaret etmesi

temeline dayanmakta. Teoride yapı sınırlarının hassas tespiti için doğru bir yaklaşım olmakla birlikte sentetik model çalışması ile elde edilen anomali haritalarında (Şekil 4.4) aslında yapının bulunmadığı alanlarda 0 konturu gözlenmektedir. Yani bir salınım yaptığı gözlenmektedir. Alan çalışmalarından elde edilecek verilerin yani yer altı yapısının bilinmediği alan verilerinin yorumlanması aşamasında oluşturulan anomali haritalarında bu salınım etkisinin var olabileceği göz önünde bulundurularak yorumlamaya gidilmesi önemlidir.



Şekil 4.3 Oluşturulan sentetik modeller için tilt açısı uygulamaları. a) Tek prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. b) tek prizma için tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 3 boyutlu görünümü. c) tek prizma için tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 2 boyutlu kontur haritası. d) P1 profil kesiti e) iki prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. f) iki prizma için tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 3 boyutlu görünümü. g) iki prizma için tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 2 boyutlu kontur haritası. h) P2 profil kesiti. i) Üç prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. j) Üç prizma için elde edilen Bouguer gravite anomalisinin 3 boyutlu görünümü. k) Üç prizma için tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 2 boyutlu kontur haritası. l) P3 profil kesiti. m) Dört prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. n) Dört prizma için tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 3 boyutlu görünümü. o) Dört prizma için tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 2 boyutlu kontur haritası. p) P4 profil kesiti



Şekil 4.4 Oluşturulan sentetik modeller için düşey türev uygulandıktan sonra tilt açısı uygulamaları. a) Tek prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. b) tek prizma için düşey yönlü türev anomalisine tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 3 boyutlu görünümü. c) tek prizma için düşey yönlü türev anomalisine tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 2 boyutlu kontur haritası. d) P1 profil kesiti e) iki prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. f) iki prizma için düşey yönlü türev anomalisine tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 3 boyutlu görünümü. g) iki prizma için düşey yönlü türev anomalisine tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 2 boyutlu kontur haritası. h) P2 profil kesiti. i) Üç prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. j) Üç prizma için düşey yönlü türev anomalisine elde edilen Bouguer gravite anomalisinin 3 boyutlu görünümü. k) Üç prizma için düşey yönlü türev anomalisine tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 2 boyutlu kontur haritası. l) P3 profil kesiti. m) Dört prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. n) Dört prizma için düşey yönlü türev anomalisine tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 3 boyutlu görünümü. o) Dört prizma için düşey yönlü türev anomalisine tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 2 boyutlu kontur haritası. p) P4 profil kesiti

4.2.2 Analitik Sinyal Yöntemi

Yöntem ilk olarak Nabighian (1972), tarafından manyetik alan verileri için 2 boyutlu olarak önerilmiştir (Bilim, 2004). Yöntem analitik sinyalden elde edilen anomalinin yapı sınırlarında simetrik pozitif genlikli anomali vermesinden faydalanılmakta (Nabighian, 1972; Roest, ve diğer., 1992; Bilim, 2004; Elmas, 2017). Yöntemin yorumlanması aşamasında elde edilen anomalilerde pik genliklerin yapı sınırı teşkil etmesi temeline dayandığı yapı ile ilgili fiziksel parametreye ihtiyaç duymadığı için analitik sinyal uygulamaları veri değerlendirme ve yorumlama aşamasında kullanıcı açısından tercih edilme sebebidir.

Uzaysal ortam için gravite potansiyel alanı g ile tanımlanırsa potansiyel alanlar için 3 boyutlu analitik sinyal formülü i, j, k yön tanımlayan birim vektörler olmak üzere aşağıdaki gibi elde edilir (Roest ve diğer., 1992).

$$A(x, y, z) = \left(\frac{\partial^2 g_z}{\partial x \partial x} \right) i + \left(\frac{\partial^2 g_z}{\partial x \partial y} \right) j + \left(\frac{\partial^2 g_z}{\partial x \partial z} \right) k \quad (4.3)$$

(4.3) formülünden analitik sinyal genlik değerlerini elde etmek için kullanılan formülasyon (Roest ve diğer., 1992) aşağıdaki gibidir.

$$|A(x, y, z)| = \sqrt{\left(\frac{\partial^2 g_z}{\partial x \partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 g_z}{\partial x \partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 g_z}{\partial x \partial z} \right)^2} \quad (4.4)$$

4.2.2.1 Analitik Sinyal Yöntemi Sentetik Model Çalışması

Analitik sinyal uygulaması için yapılan sentetik veri çalışmaları (Şekil 4.5) gösteriyor ki, yapı sınırları konkav pik genlikler verirken, yapı merkezlerinde konveks düşük genlikler gözlenmekte yani her bir yapı temelde kesit yönüne göre iki pik genlik ile gözlenebilecektir. Yöntem sonucunda elde edilen harita veya kesitler pozitif yönlü pik genliklerin yapı sınırı olarak yorumlanması şeklinde olacaktır. Model çalışmalarında tek prizma ile oluşturulan yer altı senaryosu için yapı sınırları 2B kontur haritasıyla ve kesit üzerinde net bir şekilde gözlenmekte. İki prizma ile

oluşturulan yer altı senaryosu için iki yapı arasındaki sınır 2B kontur haritasıyla ve kesit üzerinde net bir şekilde gözlenmekte. Üç prizma ile oluşturulan yer altı senaryosu için her üç yapı sınırı da 2B kontur haritasıyla gözlenebilirken kontur haritasından alınacak kesitin yönüne bağlı açık yeşil (yoğunluğu $\Delta\rho=0.2g/cm^3$) ile gösterilen yapı gözlenemeyebilir. Dört prizma ile oluşturulan yer altı senaryosu için yapı sınırları 2B kontur haritasıyla yapılar seçilebilmekte ancak oluşturulacak profil hattına bağlı olarak gözlenebilecek yapı sınırı sayısı ve gözlenecek yapılar değişiklik gösterecektir.

Sentetik model çalışmaları gösteriyor ki, analitik sinyal uygulaması yapılarak elde edilen anomali haritaları yapı sınırlarının tespiti çalışmalarında kullanılabilir sonuçlar vermekle birlikte yorum kolaylığı nedeni ile tercih edilebilir bir yöntemdir.

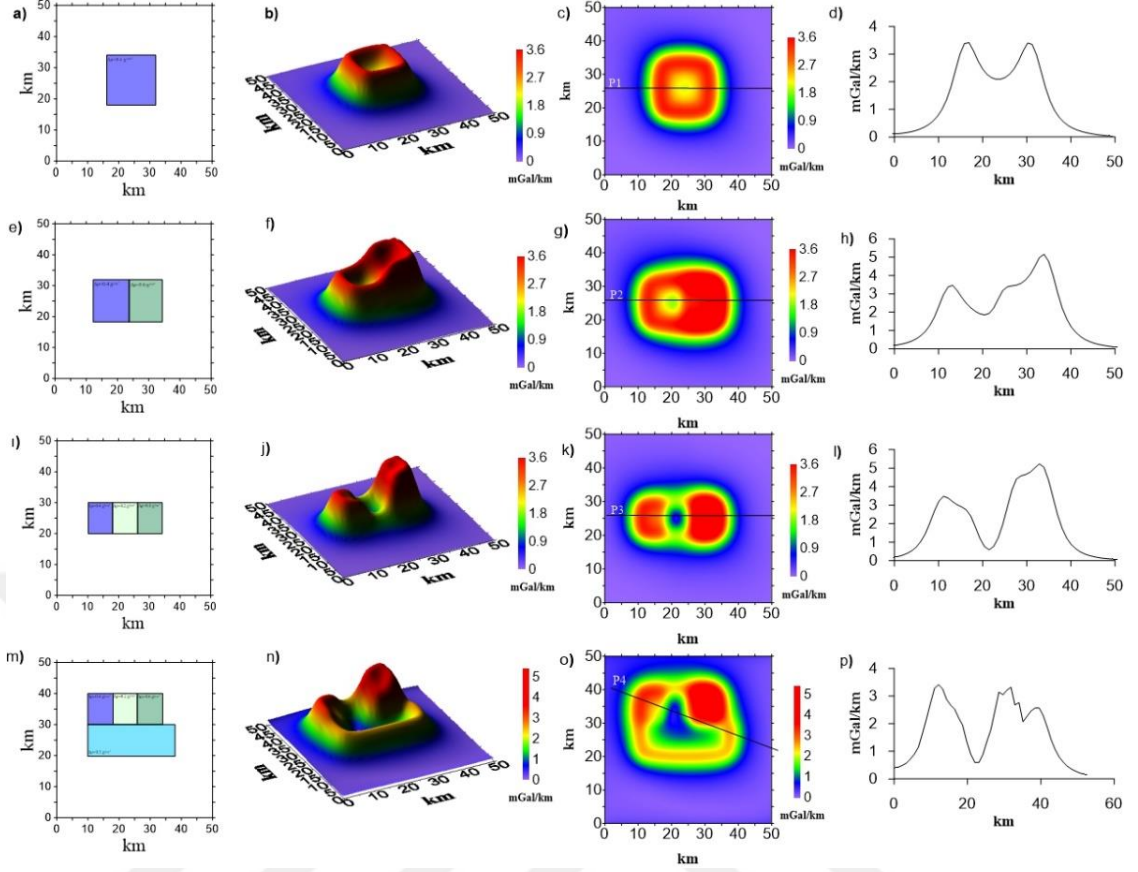
4.2.3 Alansal Genlik Spektrumu

Potansiyel alanların dalga sayısı özelliklerine dayalı olarak Fourier güç spektrumundan anomali kaynaklarının ortalama derinliğinin kestirimi yönteminin en önemli avantajı kaynak geometrisi ve yoğunluk farkı bilgilerine gerek duyulmaksızın derinlik çözümleri sunmasıdır. Gravite anomalileri içindeki kaynak derinlik bilgileri anomalilerin dalga sayısı ortamında güç spektrumunda ortaya çıkarılabilir (Spector ve Grant, 1970).

Bir veride güç spektrumunu elde etmek için öncelikle zaman ortamındaki sinyalimizi (verimizi) frekans ortamına geçilmesi gerekmektedir. Bu işlemi yaparken bir $f(x)$ fonksiyonunun Fourier dönüşümü,

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x)e^{-i\omega x} dx \quad (4.5)$$

kullanılarak (4.5) ulaşılabilir. $F(\omega)$ ifadesi karmaşık bir niceliktir. Sinyalleri sinüsoidal dalgalarla ifade ettiğimiz için bu sinüsoidaller karmaşık düzlemde gerçel ve sanal olmak üzere iki ekseninde hareket etmektedir.



Şekil 4.5 Oluşturulan sentetik modeller için analitik sinyal uygulamaları. a) Tek prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. b) tek prizma için analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomalinin 3 boyutlu görünümü. c) tek prizma için analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomalinin 2 boyutlu kontur haritası. d) P1 profil kesiti e) iki prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. f) iki prizma için analitik sinyal açısı yöntemi ile elde edilen anomalinin 3 boyutlu görünümü. g) iki prizma için analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomalinin 2 boyutlu kontur haritası. h) P2 profil kesiti. ı) Üç prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. j) Üç prizma için analitik sinyal elde edilen Bouguer gravite anomalisinin 3 boyutlu görünümü. k) Üç prizma için analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomalinin 2 boyutlu kontur haritası. l) P3 profil kesiti. m) Dört prizma kullanılarak oluşturulan yer altı modeli. n) Dört prizma için analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomalinin 3 boyutlu görünümü. o) Dört prizma için analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomalinin 2 boyutlu kontur haritası. p) P4 profil kesiti

Öyle ise bir sinüsoidal dalgayı P bu karmaşık niceliğin gerçel kısmını ve iQ da sanal kısmını ifade etmek üzere,

$$g(w) = P(w) + iQ(w) \quad (4.6)$$

$$g(k) = P(k) + iQ(k) \quad (4.7)$$

şeklinde ifade edilebilir. Basit bir geometri mantığı göz önüne alınırsa bir sinüsoidal dalgaının genliği (yani hareket ekseninden açılma miktarı), sanal ve gerçel bileşenlerinin karelerinin kareköküdür. 4.15 Genlik hesabı verilere uygulanacaktır. Genlik spektrumu elde edilmiş olan anomali genlik spektrumunda 3 ayrı noktada pik vermekte bu piklerden merkezdeki anomaliyi oluşturan ana yapıyı işaret etmektedir.

$$A(k) = |g(k)| = (P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (4.8)$$

Güç spektrumu, genlik spektrumunun karesidir. Güç spektrumunu $G(k)$ olarak ifade edilirse;

$$G(k) = |F(k)|^2 = (P^2 + Q^2) \quad (4.9)$$

olacaktır.

Güç spektrumu herhangi bir dalga sayısında sonlu bir değere sahiptir ve dalga sayısı arttıkça eksponansiyel olarak sifıra yaklaşır. Logaritmik güç spektrumunda ise artan dalga sayılarında spektrumunun ayırık parçalarında doğrusal özellikli azalmalar gözlenir. Bu doğrusal parçaların eğimleri ortalama derinlikleri verir. Ayrıca logaritmik güç spektrumunda kesme dalga sayısı, güç spektrumunu yüksek ve alçak dalga sayılarına göre iki ortama ayırır (Oruç, 2012). Derinlik kestirimi ise,

$$\tan^{-1} \left(\frac{\ln E_1 - \ln E_2}{w_1 - w_2} \right) = -2h \quad (4.10)$$

şeklinde hesaplanmaktadır.

Güç spektrumundan kısaca bu şekilde bahsetmek mümkündür, ancak uygulamada tek boyutlu bir kesit üzerinde değil 2 boyutlu bir alansal veri üzerine uygulanacağı ve kullanılan programın 2 boyutlu Fourier dönüşümü yaparak radyal dalga sayısına dayanan ve genliklerin güç aktarımı olmadan derinlik tayini yaptığı göz önünde bulundurularak bir kere daha gözden geçirmekte fayda var. Program temelde,

$$F_{nm} = \sum_{k=1}^N \sum_{l=1}^M e^{-2\pi i(\frac{nk}{N} + \frac{ml}{M})} f_{kl} \quad (4.11)$$

$$f_{kl} = \frac{1}{NM} \sum_{n=0}^{N-1} \sum_{m=0}^{M-1} e^{+2\pi i(\frac{nk}{N} + \frac{ml}{M})} F_{nm} \quad (4.12)$$

$$A = |F| = (\text{Re}(F)^2 + \text{Im}(F)^2)^{1/2} \quad (4.13)$$

şeklindeki genlik spektrumu ifadesine kadar 2 boyutlu Fourier dönüşümü kullanarak ulaşmakta ve profil bazlı güç spektrumundan farklı olarak iki bileşenli bir dalga sayısı hesabı elde edilmesi gerekliliğinden dolayı dalga sayısı, bileşenlerin kareleri toplamının kare kökü şeklinde hesaplanmaktadır.

$$kr = [kx^2 + ky^2]^{1/2} \quad (4.14)$$

Frekans ortamında anomaliye sebep olan kaynak üst derinliğini elde etmek için,

$$-h.k = \text{Log}(F/C) \quad (4.15)$$

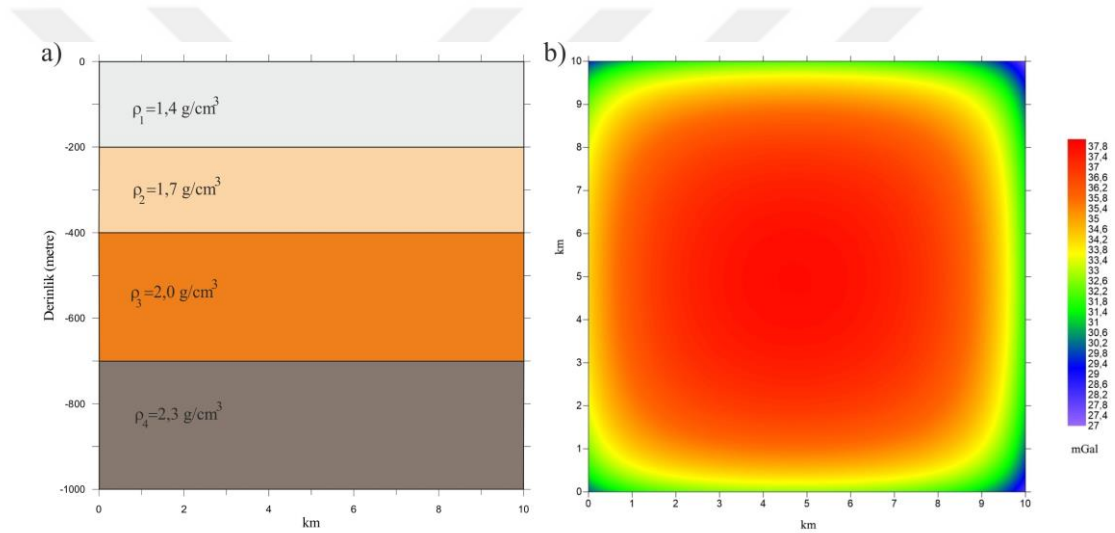
şeklinde ifade edilmektedir. C değeri ise gravite verileri için

$$C = 1/(kxky) \quad (4.16)$$

olacak şekilde yerine yazılmalıdır (Pirttijärvi, 2009; Kenfack ve diğer., 2017; Bhattacharyya, 1967; Ruotoistenmäki, 1987).

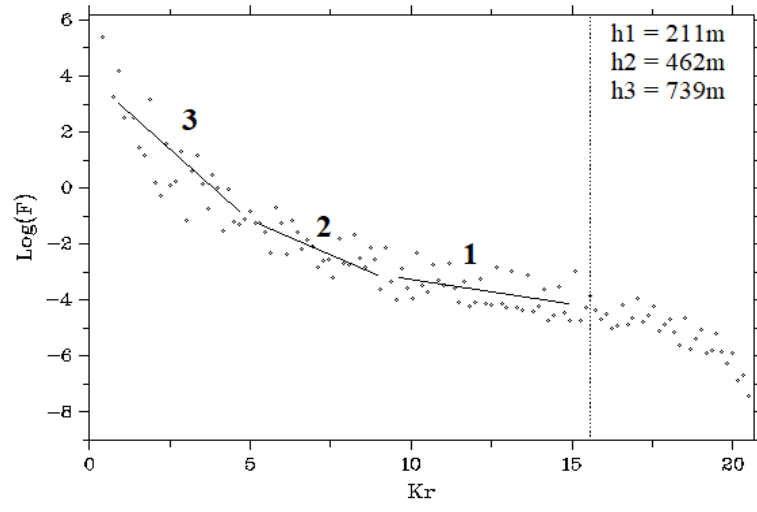
4.2.3.1 Alansal Genlik Spektrumu Yöntemi Sentetik Model Çalışması

Çalışmalar süresince uygulanana alansal genlik spektrumu uygulamalarında Fourpot 1.3b (Pirttijärvi, 2009) versiyonu kullanılmaktadır. Programın işleyişi ve tutarlılığını sınamak amacıyla sentetik veri çalışmaları yapılmıştır. Oluşturulan 3 boyutlu sentetik model 10 km genişlik ve 10 km eninde bir çalışma alanını temsil etmekte ve 3 adet katman ara yüzeyi oluşturacak şekilde konumlandırılmış 4 farklı yoğunluk değerine sahip 4 tabakadan oluşmaktadır. Oluşturulan modelde tabaka ara yüzeyleri sırasıyla olacak şekilde 200 m, 400 m ve 700 m derinlikte konumlanmıştır. Oluşturulan modelin Bouguer gravite anomalisi Şekil 4.6'daki gibidir.



Şekil 4.6 a) Güç spektrumu için oluşturulan sentetik yeraltı modeli b) Oluşturulan sentetik modelden elde edilen Bouguer gravite anomalisi haritası

Elde edilen Bouguer gravite anomalisi verilerine Fourpot programı yardımıyla Alansal genlik spektrumu uygulanması sonucunda sentetik modelde oluşturulmuş olan 3 tabaka ara yüzeyi tespit edilebilmiştir. Ulaşılan derinlik değerleri (Şekil 4.7) gerçekte farklılık göstermekle birlikte bu değerlerin bilgi sahibi olunmayan bölgelerden elde edildiği düşünülürse ters çözüm gibi yakınsama uygulamaları için giriş verisi olarak kullanıma uygun olduğu da açıktır.



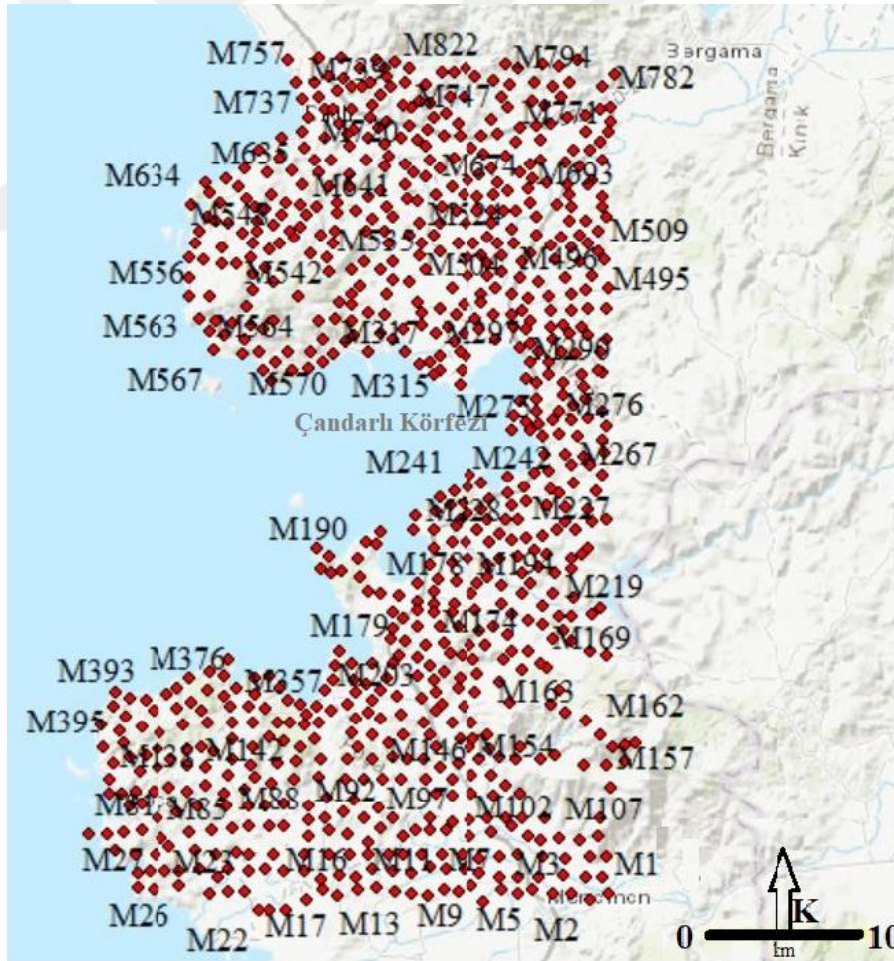
Şekil 4.7 Oluşturulan sentetik modelden elde edilen alansal genlik spektrumu ve elde edilen tabak derinlik değerleri

BÖLÜM BEŞ YAPILAN ÇALIŞMALAR

5.1. Arazi Çalışmaları

5.1.1 Mikrogravite Arazi Çalışmaları

Mikrogravite ölçümlerini Scintrex Ltd. tarafından üretilen CG-5 Autograv cihazı ile gerçekleştirildi. Örnekleme aralığı arazi şartlarına bağlı olarak en fazla 1500 m en düşük 500m olacak şekilde gerçekleştirildi (Şekil 5.1). Hassasiyeti arttırmak ve insan kaynaklı gürültülerin etkisinin en aza indirilmesi amacıyla cihaz her noktada 50 şer saniyelik üç farklı ölçüm alacak şekilde ayarlanmıştır.



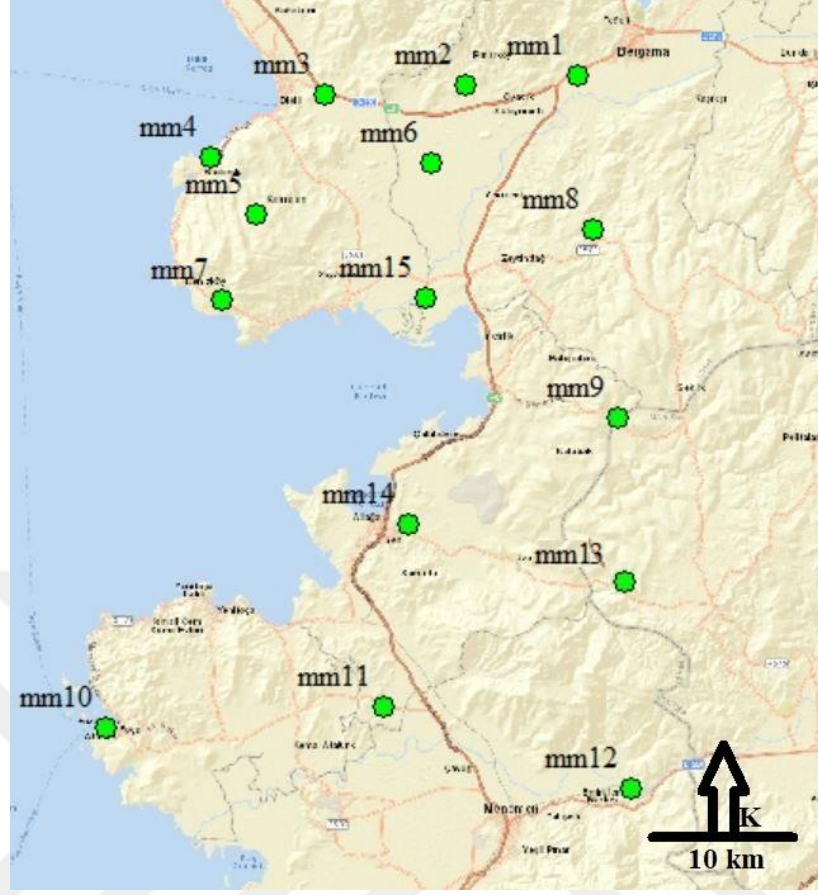
Şekil 5.1 Mikrogravite ölçüm noktalarının konumları ve arazi dağılımı (Google Earth, 2018 kullanılarak oluşturulmuştur)



Şekil 5.2 Arazide mikrogravite ölçümü (Kişisel arşiv, 2018)

5.1.2 Mikrotremor Arazi Çalışmaları

Mikrotremor ölçümleri her biri 60 dakikanın altında olmayacak kayıt süreleri için 15 farklı konumda (Şekil 5.3) gerçekleştirildi. Ölçümlerin gerçekleştirilmesi için kullanılan cihaz Güralp marka CMG-6TD model bir hızölçerdir. Ölçüm yapılacak konumların belirlenmesinde tektonik elemanlar ve jeolojik yapıları tanımlayabilecek şekilde ölçüm noktaları arasında çeşitli yönlerde doğrusal dizilim oluşturulabilecek konumlarda gerçekleştirildi. Rüzgarın yaratabileceği gürültü önlenmek amacıyla cihazın üstü kapatılmıştır.



Şekil 5.3 Mikrotremor ölçüm noktalarının konumları ve arazi dağılımı (Google Earth, 2018 kullanılarak oluşturulmuştur)

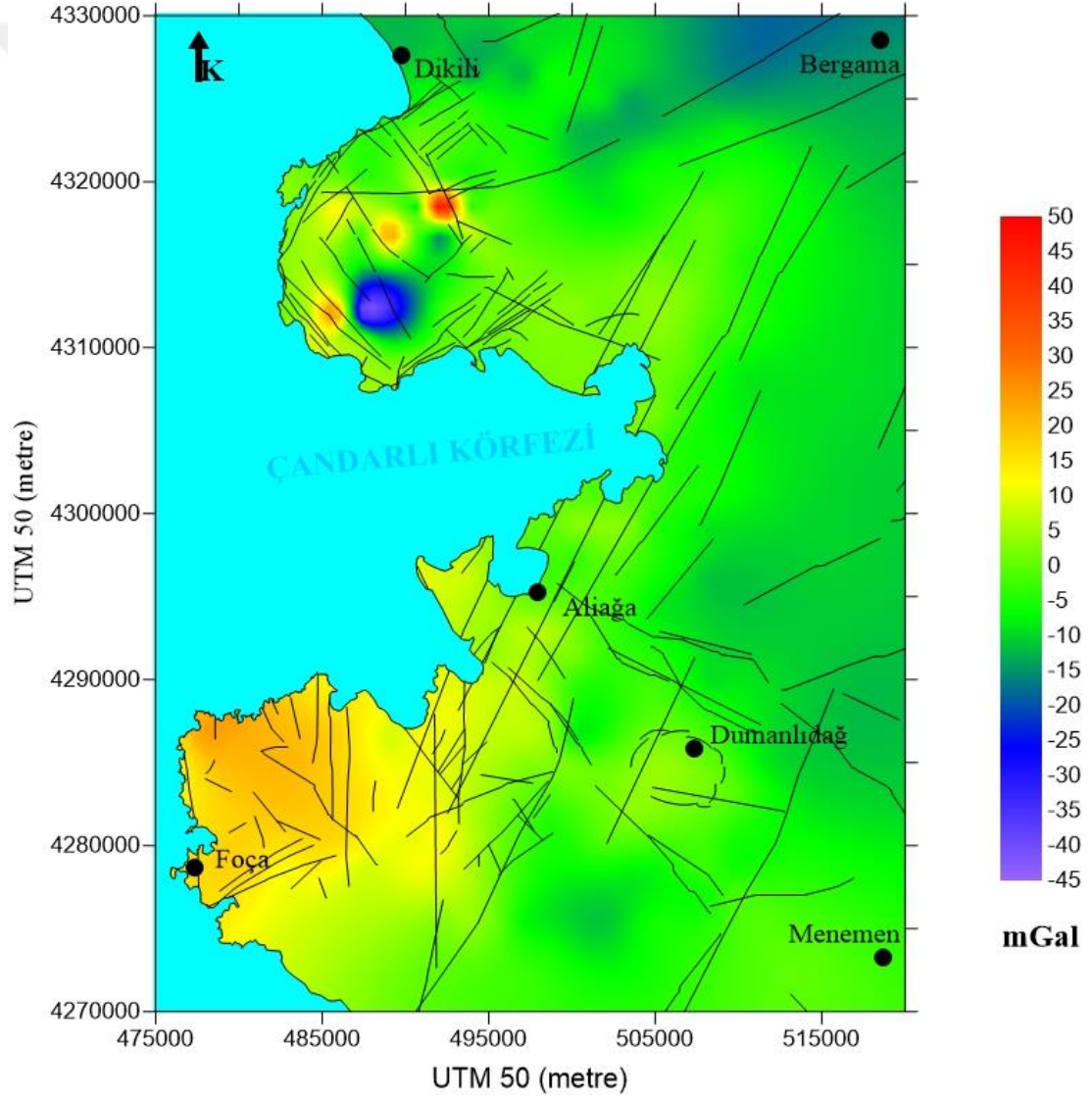


Şekil 5.4 Arazi çalışmalarında mikrotremor ölçüm düzeni (Kişisel arşiv, 2018)

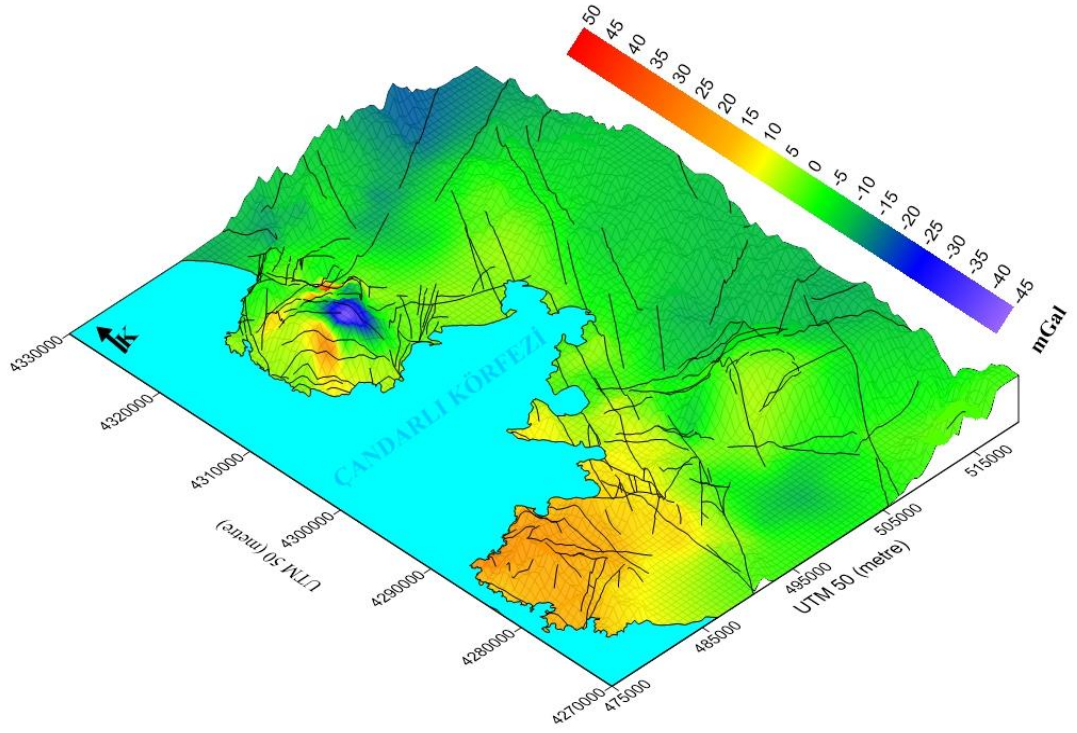
5.2 Değerlendirme Çalışmaları

5.2.1 Mikrogravite Verilerinin Değerlendirilmesi

Çalışma alanından arazi çalışmalarıyla elde edilen gravite değerlerine, Baz düzeltmesi, enlem düzeltmesi, serbest hava düzeltmesi, Bouguer düzeltmesi ve topoğrafya düzeltmesine uygulandıktan sonra çalışma alanına ait tam Bouguer gravite anomali haritası (Şekil 5.5) elde edildi. Alana ait tam Bouguer gravite anomali haritası topoğrafya görünümü Şekil 5.6'daki gibi elde edildi.

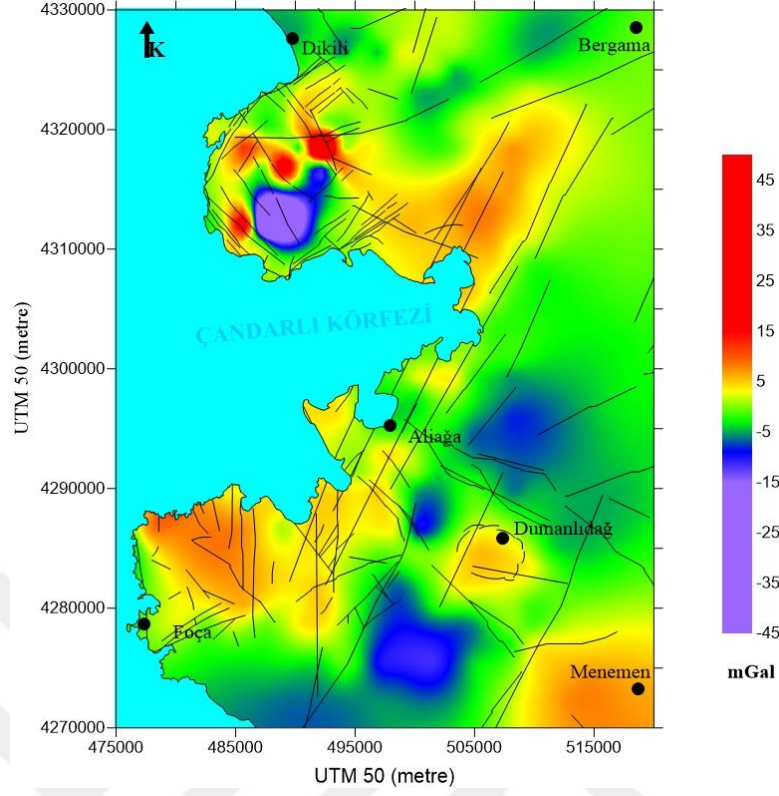


Şekil 5.5 Çalışma alanına ait tam Bouguer gravite anomali haritası (Faylar, Karacık ve diğer., 2007; Karacık ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Uzel, 2013; MTA, 2012'den alınmıştır)

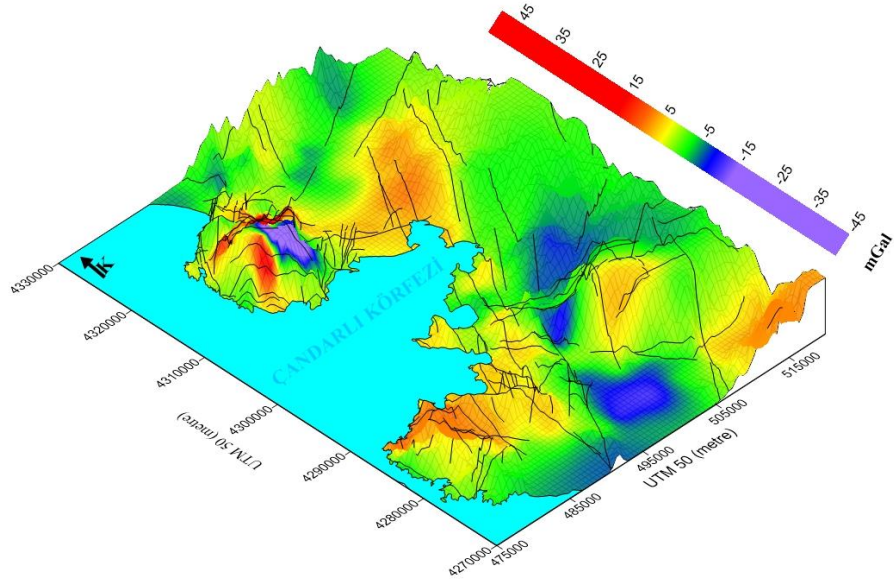


Şekil 5.6 Çalışma alanına ait tam Bouguer gravite anomali haritası topoğrafya görünümü (Faylar, Karacık ve diğer., 2007; Karacık ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Uzel, 2013; MTA, 2012'den alınmıştır)

Çalışma alanına ait tam Bouguer gravite anomali haritası oluşturulduktan sonra bölge hakkında daha rezidüel etkileri gözlemek amacıyla ikinci dereceden trend uygulanarak bölgeye ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali haritası elde edildi (Şekil 5.7). Bu aşamada Foça bölgesindeki volkanik birim, Dumanlıdağ volkanik merkezi ve Bakırçay grabeni gözlenebilir oldu. Alana ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali haritasının topoğrafya görünümü Şekil 5.8'deki gibi elde edildi.

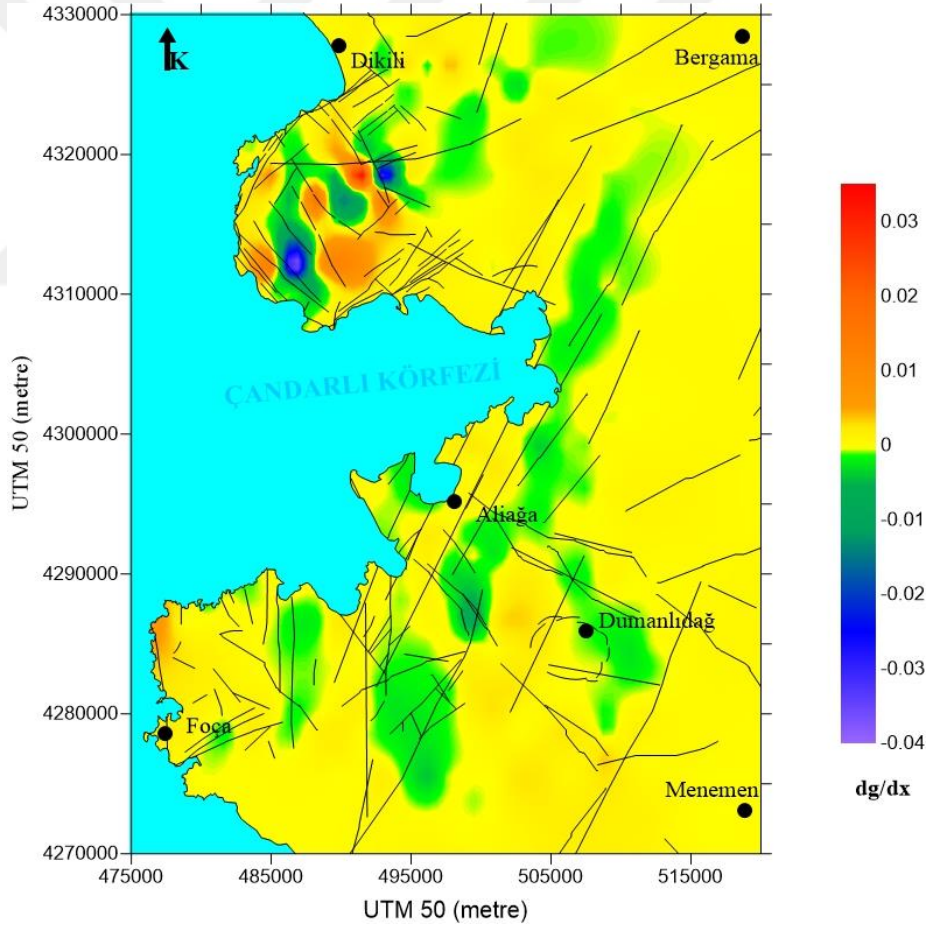


Şekil 5.7 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali haritası (Faylar, Karacık ve diğer., 2007; Karacık ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Uzel, 2013; MTA, 2012'den alınmıştır)

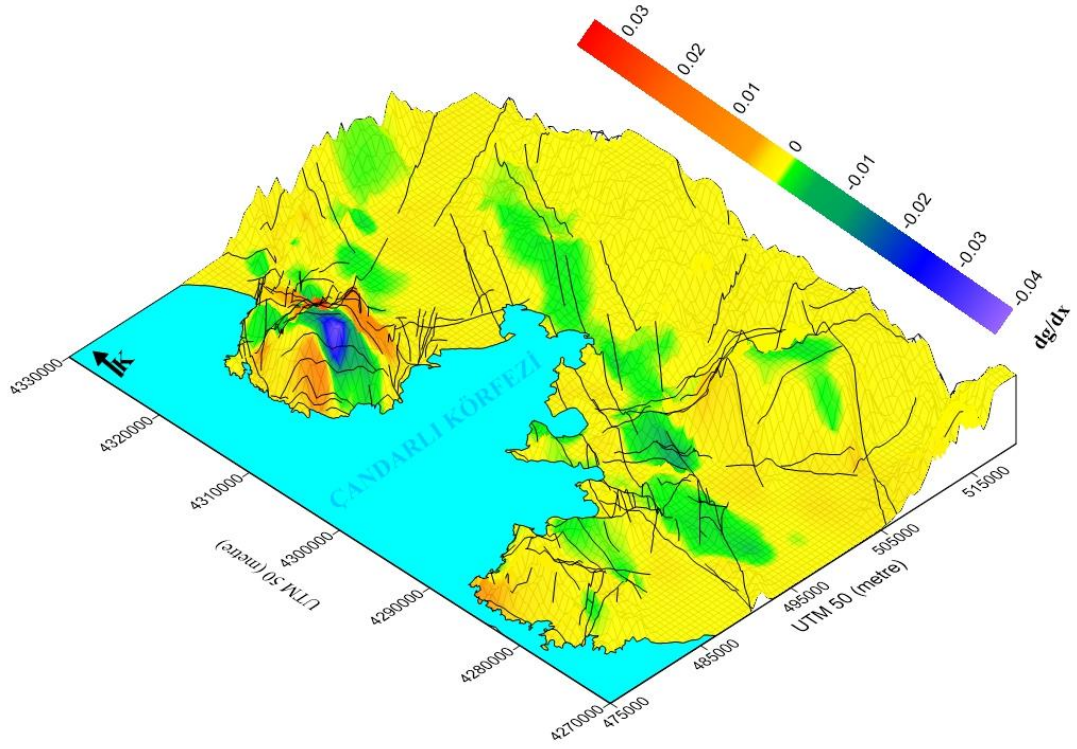


Şekil 5.8 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali haritası topoğrafya görünümü (Faylar, Karacık ve diğer., 2007; Karacık ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Uzel, 2013; MTA, 2012'den alınmıştır)

Bu aşamadan sonra rezidüel tam Bouguer gravite değerleri kullanılarak sınır analizi yöntemleri uygulandı. İlk olarak sınır analizi yöntemlerinden yönlü türevlere başvuruldu. X yönlü (çalışma alanı için batıdan doğuya) türev uygulaması sonucunda çalışma alanına ait anomali haritası Şekil 5.9'daki gibi elde edildi. X yönlü türev uygulaması sonucunda elde edilen anomali haritasının topoğrafya görünümü Şekil 5.10'daki gibidir. X yönlü türev uygulaması sonucunda elde edilen anomali haritası Çandarlı, Dikili arasında kalan bölgede birden fazla pozitif negatif anomali vererek çok sayıda yoğunluk değişimine sebep olan yapı geçişi, ortam geçişi veya yapı içi bozunmanın varlığına işaret etmekte. Haritada ayrıca yaklaşık kuzey doğu, güney batı uzanımlı ve sahanın tamamını kat eden bir düşük değere sahip anomali gözlenmektedir.

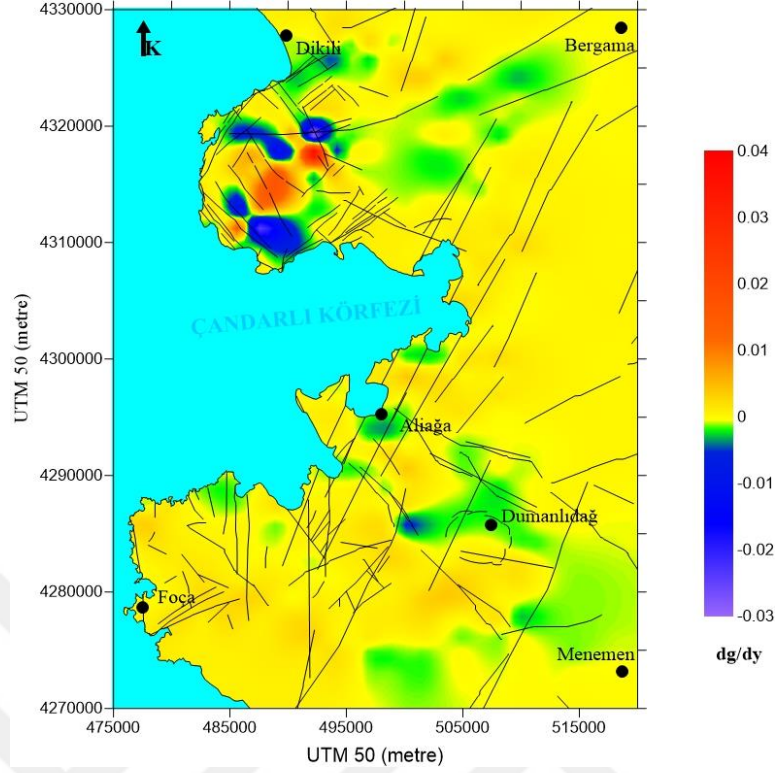


Şekil 5.9 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerinden elde edilen X yönlü yatay türev anomali haritası (Faylar, Karacık ve diğer., 2007; Karacık ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Uzel, 2013; MTA, 2012'den alınmıştır)

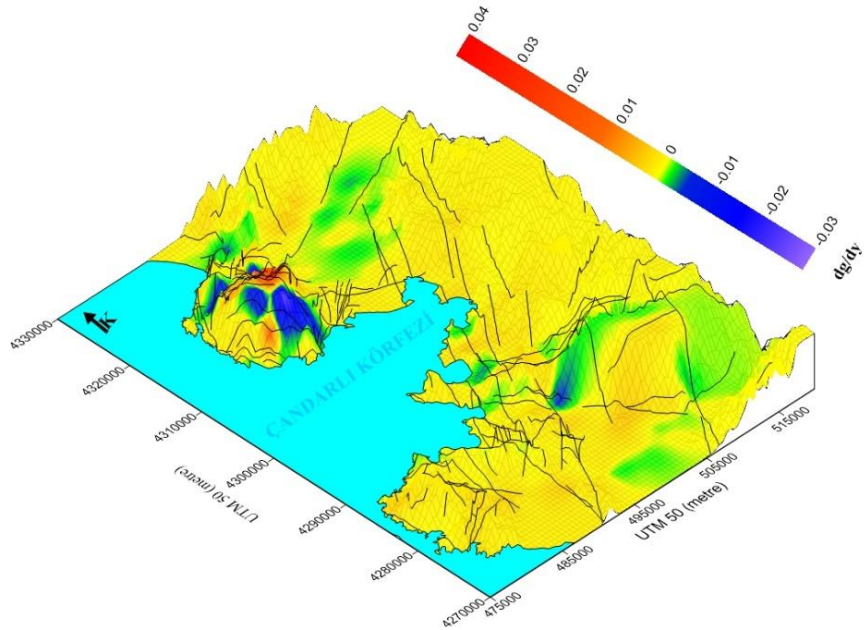


Şekil 5.10 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerinden elde edilen X yönlü yatay türev anomali haritasının topoğrafya görünümü (Faylar, Karacık ve diğer., 2007; Karacık ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Uzel, 2013; MTA, 2012'den alınmıştır)

Y yönlü (çalışma alanı için kuzeyden güneye) türev uygulaması sonucunda çalışma alanına ait anomali haritası Şekil 5.11'deki gibi elde edildi. Y yönlü türev uygulaması sonucunda elde edilen anomali haritasının topoğrafya görünümü Şekil 5.12'deki gibidir. X yönlü türev uygulaması sonucunda elde edilen anomali haritası Çandarlı, Dikili arasında kalan bölgede birden fazla pozitif negatif anomali vererek çok sayıda yoğunluk değişimine sebep olan yapı geçişi, ortam geçişi veya yapı içi bozunmanın varlığına işaret etmekte. Haritada ayrıca yaklaşık kuzey doğu, güney batı uzanımlı ve sahanın tamamını kat eden bir düşük değere sahip anomali gözlenmektedir.

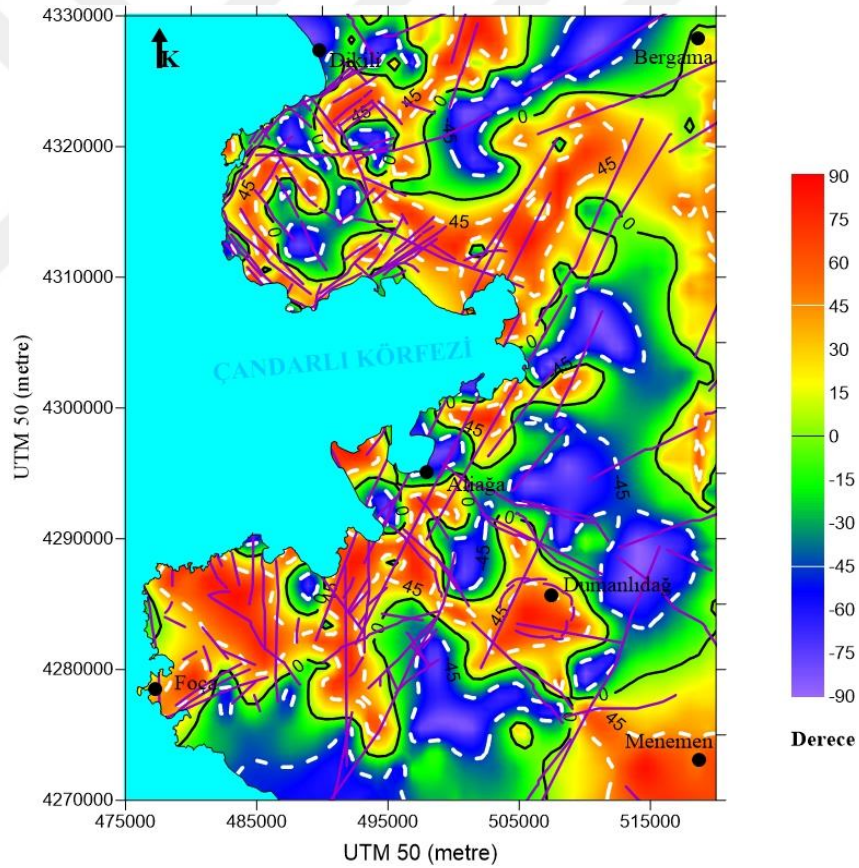


Şekil 5.11 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerinden elde edilen Y yönlü yatay türev anomali haritası (Faylar, Karacık ve diğer., 2007; Karacık ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Uzel, 2013; MTA, 2012'den alınmıştır)

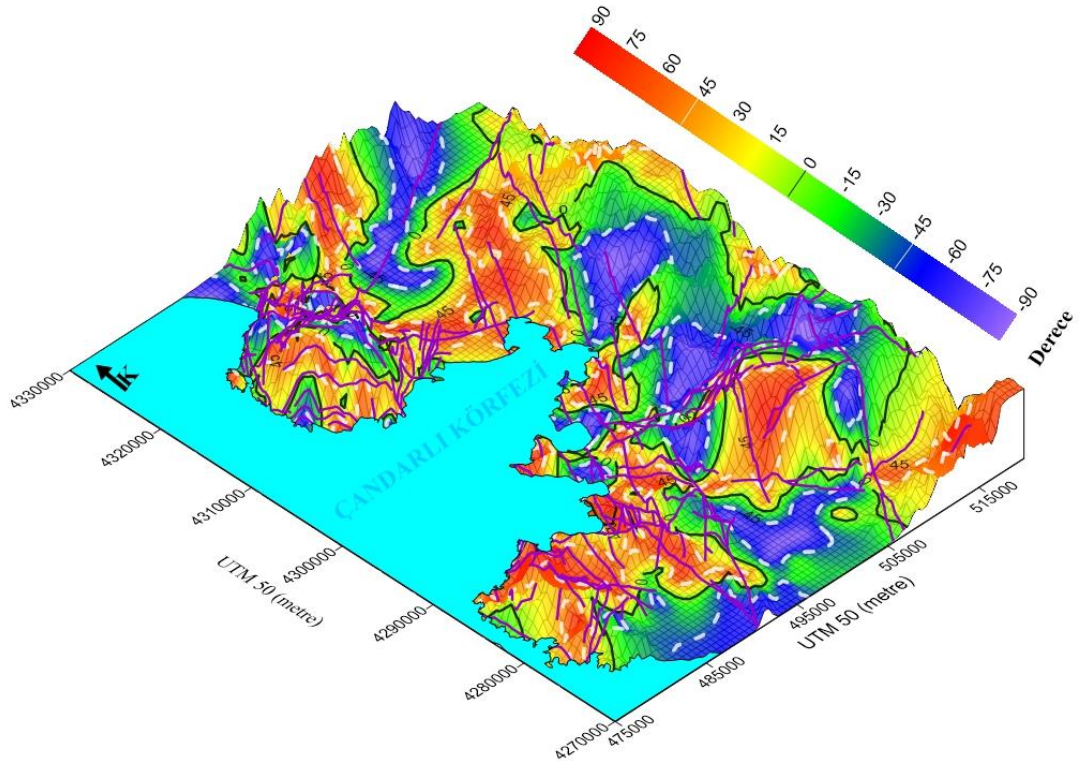


Şekil 5.12 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerinden elde edilen Y yönlü yatay türev anomali haritasının topoğrafya görünümü (Faylar, Karacık ve diğer., 2007; Karacık ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Uzel, 2013; MTA, 2012'den alınmıştır)

Çalışma alanında yapı sınırlarının tanımlanmasında kullanılan bir diğer sınır analizi yöntemi de tilt açısı yöntemi uygulaması. 0 konturu yapı sınırlarını ve ± 45 konturları arasındaki yarı mesafe de yapı derinliği hakkında bilgi vermektedir. Çalışma alanına ait elde edilen tilt açısı anomali haritası Şekil 5.13'teki gibi elde edilmiştir. Tilt açısı yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritasının topoğrafya görünümü Şekil 5.14'deki gibidir. Tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali haritasında 0 konturu ile ifade edilen yapı sınırlarını yorumlamamız gerekirse Çandarlı bölgesinde çoklu yapı, ortam veya yapı içi bozunmaya bağlı çoklu 0 konturu gözlenmektedir. Dumanlıdağ volkanik merkezi 0 konturu kapanımı ile tespit edilebilmektedir. Bakırçay grabeni ve Foça'daki volkanik kaya birimleri gözlenebilmektedir.



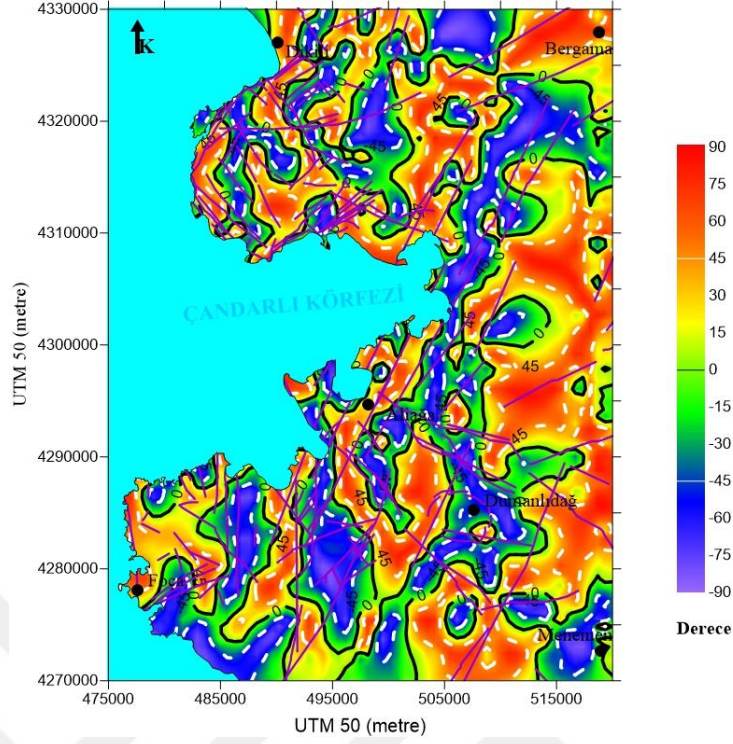
Şekil 5.13 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerine tilt açısı yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritası (Faylar, Karacık ve diğer., 2007; Karacık ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Uzel, 2013; MTA, 2012'den alınmıştır)



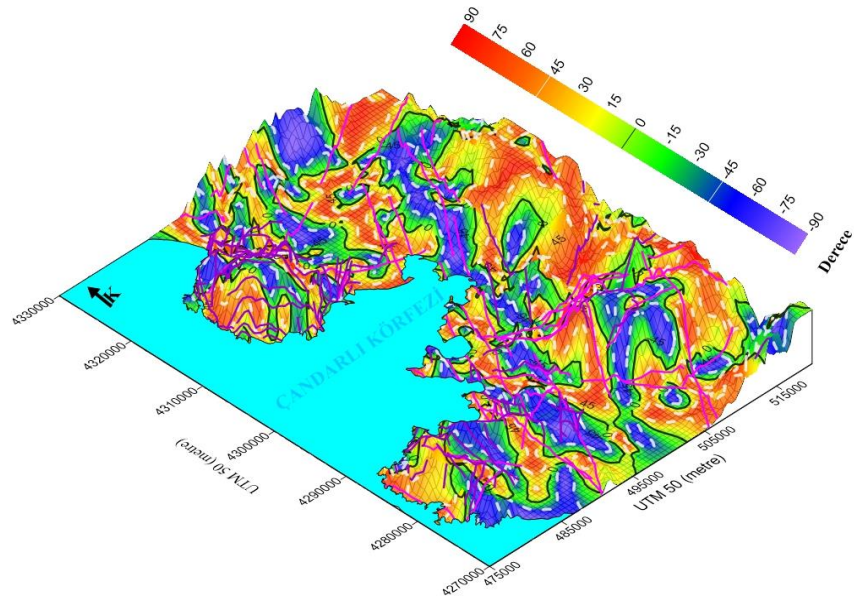
Şekil 5.14 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerine tilt açısı yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritası (Faylar, Karacık ve diğer., 2007; Karacık ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Uzel, 2013; MTA, 2012'den alınmıştır)

Tilt açısı yöntemi uygulamalarında verilere düşey yönlü türev uygulandıktan sonra Tilt açısı anomali haritasının oluşturulması sıklıkla başvurulan bir uygulamadır. Z yönlü düşey türev uygulanmış saha verisine tilt açısı uygulanarak elde edilen anomali haritası Şekil 5.15'te ve topoğrafya üzerindeki görünümü de Şekil 5.16'da verilmektedir. Uygulama sonucunda elde edilen anomali haritası çalışma alanı genelinde yaklaşık kuzey güney uzanımlı yapıların varlığına işaret etmekte. Foça bölgesindeki sedimanter kaya birimi gözlenebilmekte.

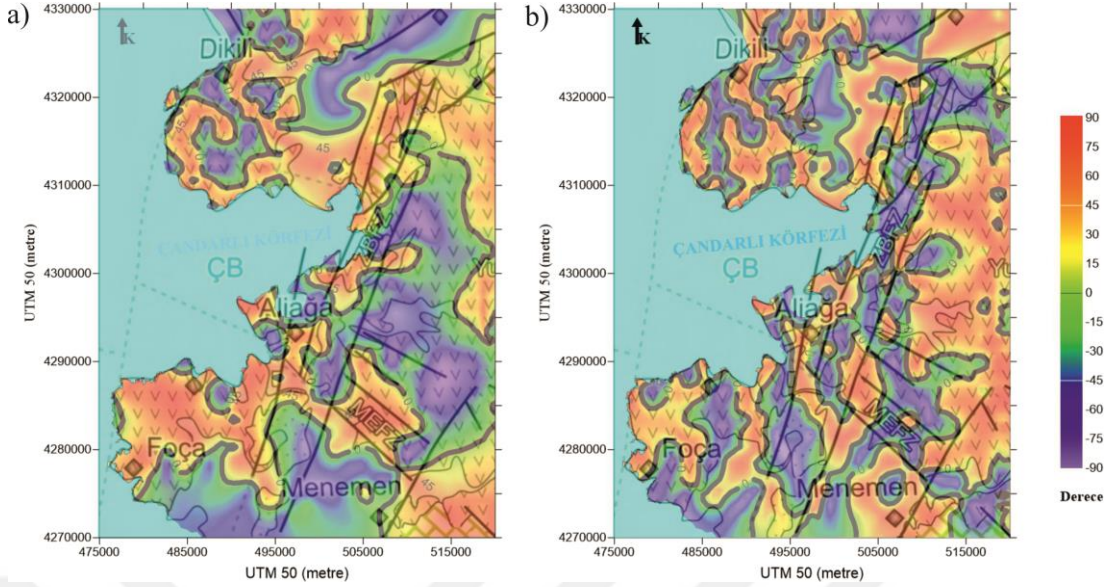
Tilt açısı uygulamalarının kıyaslanabilmesi amacıyla elde edilen anomali haritalarının ikisinin de bölge jeolojisini gösteren haritalar üzerinde değerlendirilmesi uygun olacaktır. Bu nedenle oluşturulan tilt açısı anomali haritaları jeoloji haritaları üzerine işlendi (Şekil 5.17).



Şekil 5.15 Çalışma alanına ait düşey yönlü türev uygulaması verilerine tilt açısı yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritası (Faylar, Karacık ve diğer., 2007; Karacık ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Uzel, 2013; MTA, 2012'den alınmıştır)



Şekil 5.16 Çalışma alanına ait düşey yönlü türev uygulaması verilerine tilt açısı yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritasının topoğrafya üzerindeki görünümü (Faylar, Karacık ve diğer., 2007; Karacık ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Uzel, 2013; MTA, 2012'den alınmıştır)

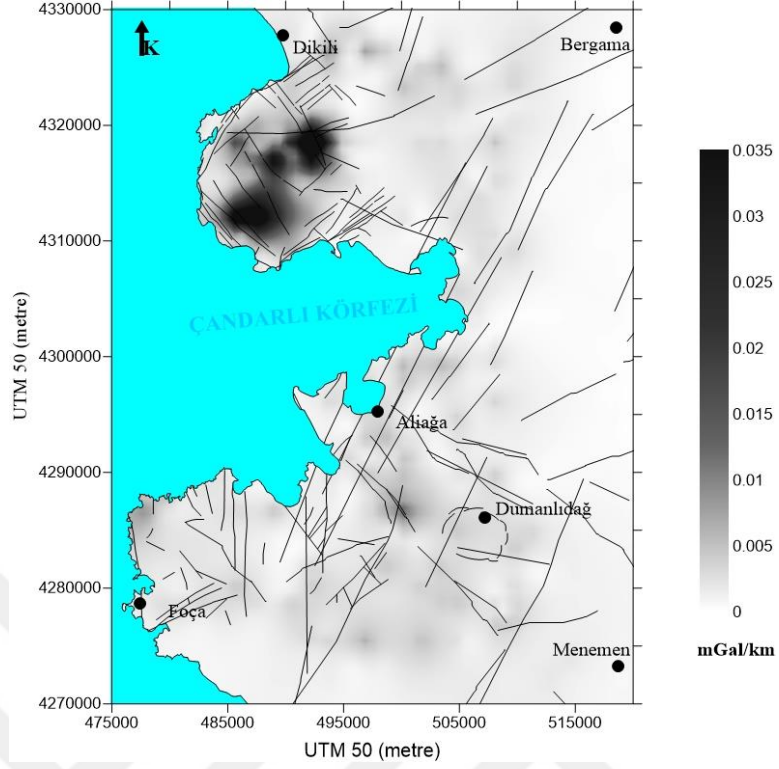


Şekil 5.17 a) tam Bouguer gravite anomali verilerine tilt açısı yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritası b) düşey yönlü türev uygulaması verilerine tilt açısı yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritasının topoğrafya üzerindeki görünümü (Jeoloji haritası, Kaya, 1981; MTA, 2002; Bozkurt, 2001; Emre ve diğer., 2005; Uzel ve Sözbilir, 2008 ve Uzel ve diğer., 2012'den uyarlanarak alınmıştır.)

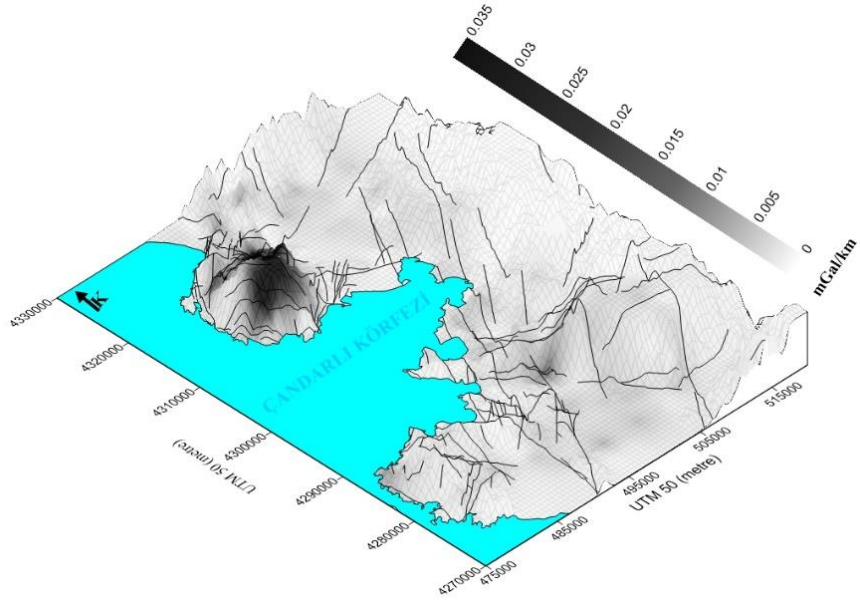
Çalışma alanında yapı sınırlarının tanımlanmasında kullanılan bir diğer sınır analizi yöntemi de analitik sinyal yöntemidir. Yapı sınırlarında yüksek genlikli pik anomali değerleri vererek yorumlama kolaylığı sağlamaktadır. Çalışma alanına ait elde edilen analitik sinyal anomali haritası Şekil 5.18'deki gibi elde edilmiş ve haritasının topoğrafya görünümü Şekil 5.19'daki gibidir. Dikili ile Çandarlı arasında kalan bölge de 4 farklı yüksek genlik değerine sahip anomali gözlenmektedir.

5.2.2 Mikrotremor Verilerinin Değerlendirilmesi

Mikrotremor veri değerlendirme aşamalarında yatay düşey spektral oranlar yöntemi uygulaması için Geopsy V 2.7.0 yazılımı kullanılmıştır. Mikrotremor verilerini filtrelemek için band geçişli süzgeç (0,01 Hz- 15 Hz) kullanılmıştır. Pencere boyu 81,92 sn olacak şekilde ve her bir pencere için frekans ortamı örnekleme 8192 olarak tercih edilmiştir. OPEN HVSR 2.0.6 (Bignardi ve diğer., 2016) açık kodlu programı yardımıyla Monte Carlo yaklaşım yöntemi kullanılarak elde edilen HVSR eğrilerine yakınsama sağlanmıştır. Elde edilen yakınsama sonucu



Şekil 5.18 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerine analitik sinyal yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritası (Faylar, Karacık ve diğer., 2007; Karacık ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Uzel, 2013; MTA, 2012'den alınmıştır)



Şekil 5.19 Çalışma alanına ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali verilerine analitik sinyal yöntemi uygulanması sonucunda elde edilen anomali haritasının topoğrafya üzerindeki görünümü (Faylar, Karacık ve diğer., 2007; Karacık ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Uzel, 2013; MTA, 2012'den alınmıştır)

alana ait noktasal olarak tabaka kalınlığı ve S-dalga hızı değerleri elde edilmiştir. Ters çözüm sonucunda elde edilen HVSR eğri yakınsamaları Şekil 5.20'deki gibidir. Ters çözüm sonucunda elde edilen en iyi uyan eğriyi veren yer altı modelleri 1 boyutlu S-dalgası hızı derinlik modelleri oluşturulmuştur (Şekil 5.21).

Doğrusal hatlar üzerindeki 1 boyutlu derinlikle S-dalga hızı değişimi modelleri kullanılarak 2 boyutlu kabuk içi hız modelleri oluşturulmuştur. Oluşturulan 2 boyutlu modeller için, S-dalga hızına bağlı olarak, zemin ($V_s < 760\text{m/sn}$), mühendislik anakayasası ($760\text{m/sn} < V_s < 3000\text{m/sn}$) ve sismik anakayasası ($V_s > 3000\text{m/sn}$) olmak üzere (Akgün ve diğer., 2013; Pamuk ve diğer., 2017; Pamuk ve diğer., 2018) 3 ana katman tanımlanmış. Pamuk ve diğer. (2018) çalışmalarında, P-dalga hızı ile S-dalga hızı arasında 1,74 katlık sabit bir ilişki olduğu kabulü yapılmakta ve sismik hızlardan yoğunluk değeri hesaplamak amacıyla birden fazla ampirik bağıntı kullanılarak aritmetik ortalamalarından ulaşılan yoğunluk değerleri kullanılmaktadır. Bu sayede deneysel olarak ulaşılmış sismik hız-yoğunluk ilişkisi formüllerinin kullanılması sırasında, çalışma alanına bağlı yaşanabilecek uyumsuzluk sorununun azaltılması hedeflenmektedir. Çalışma alanının boyutları göz önünde bulundurularak bu yaklaşım benimsenmiş ve yoğunluk hesaplamak amacıyla, Destici (2001) tarafından tanımlanan (5.1) bağıntısı, Keçeli (2009) tarafından tanımlanan (5.2) bağıntısı, (5.3) bağıntısı (Komazawa ve diğer., 2002), Uyanık (2002) tarafından tanımlanan (5.4) bağıntısı ve (5.5) bağıntısı (Uyanık ve Çatlıoğlu, 2015) kullanılmış ve aritmetik ortalamalarından elde edilen yoğunluk değerleri kullanılarak çalışma alanında yoğunluklarına göre 8 farklı katman tespit edilmiştir.

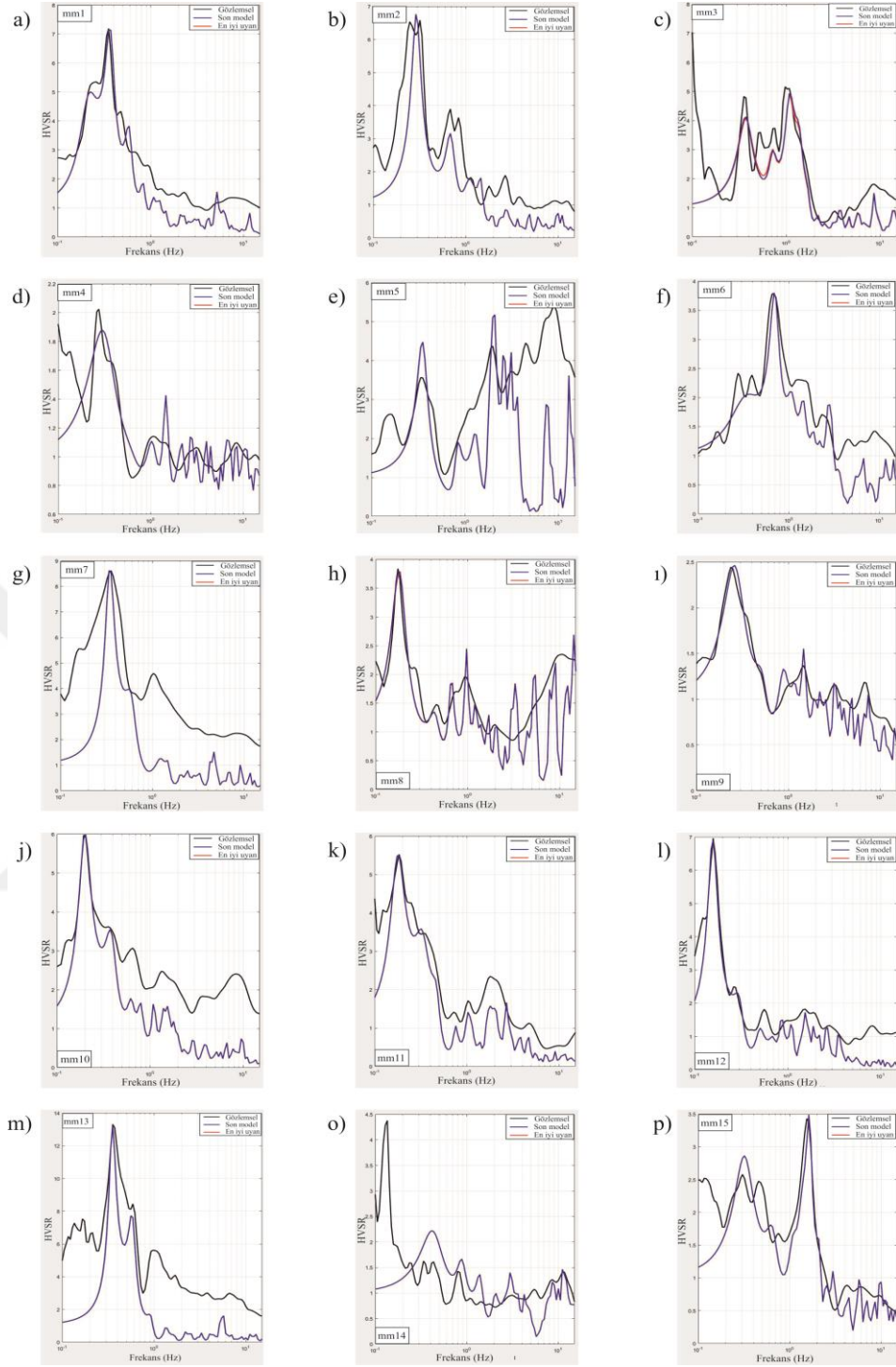
$$\rho=0,6 V_S^{0,2} \quad (5.1)$$

$$\rho=0,44 V_S^{0,25} \quad (5.2)$$

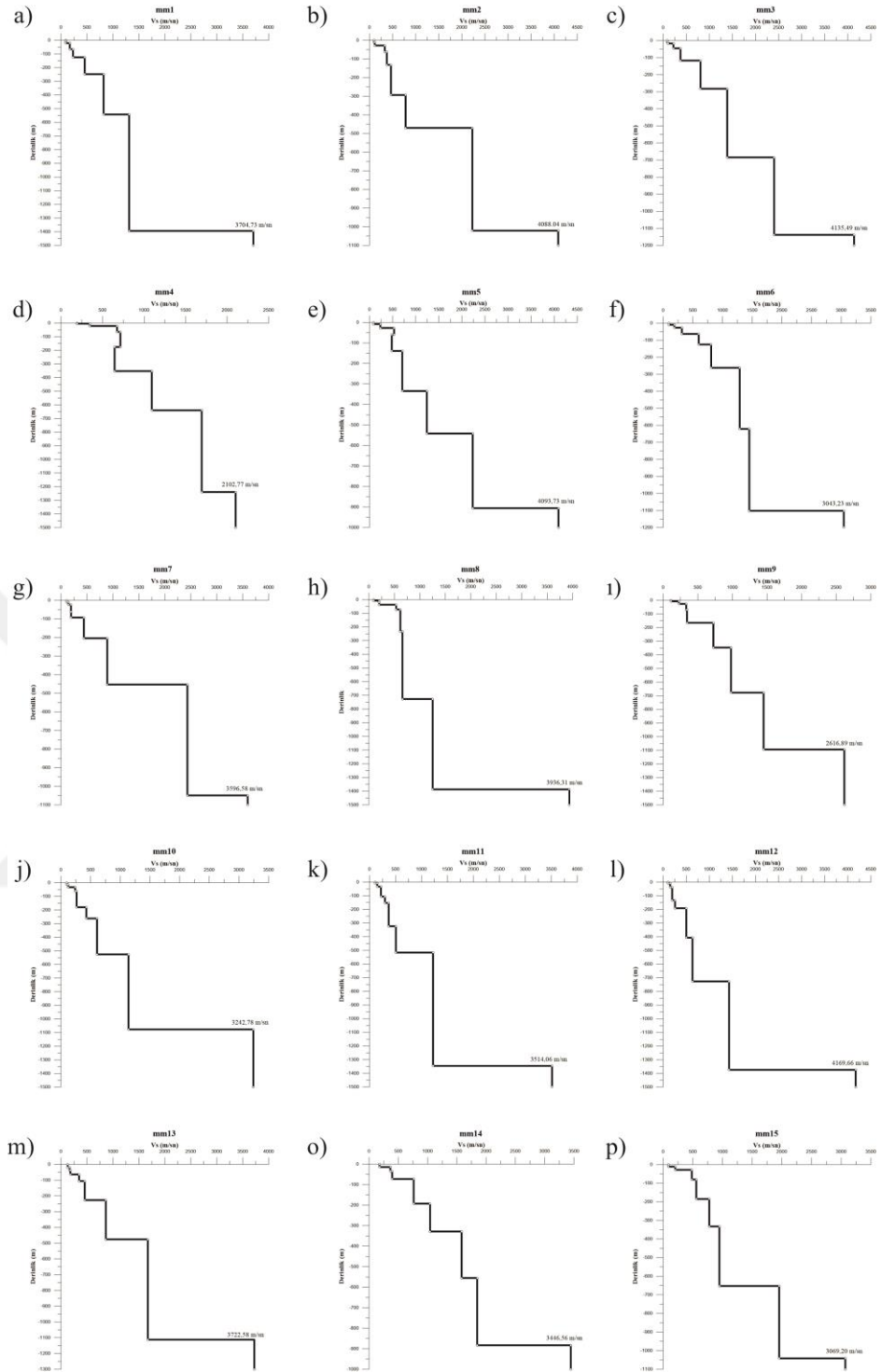
$$\rho=0,7904 V_S^{0,138} \quad (5.3)$$

$$\rho=0,4 V_P^{0,22} \quad (5.4)$$

$$\rho=0,7 (V_P V_S)^{0,08} \quad (5.5)$$



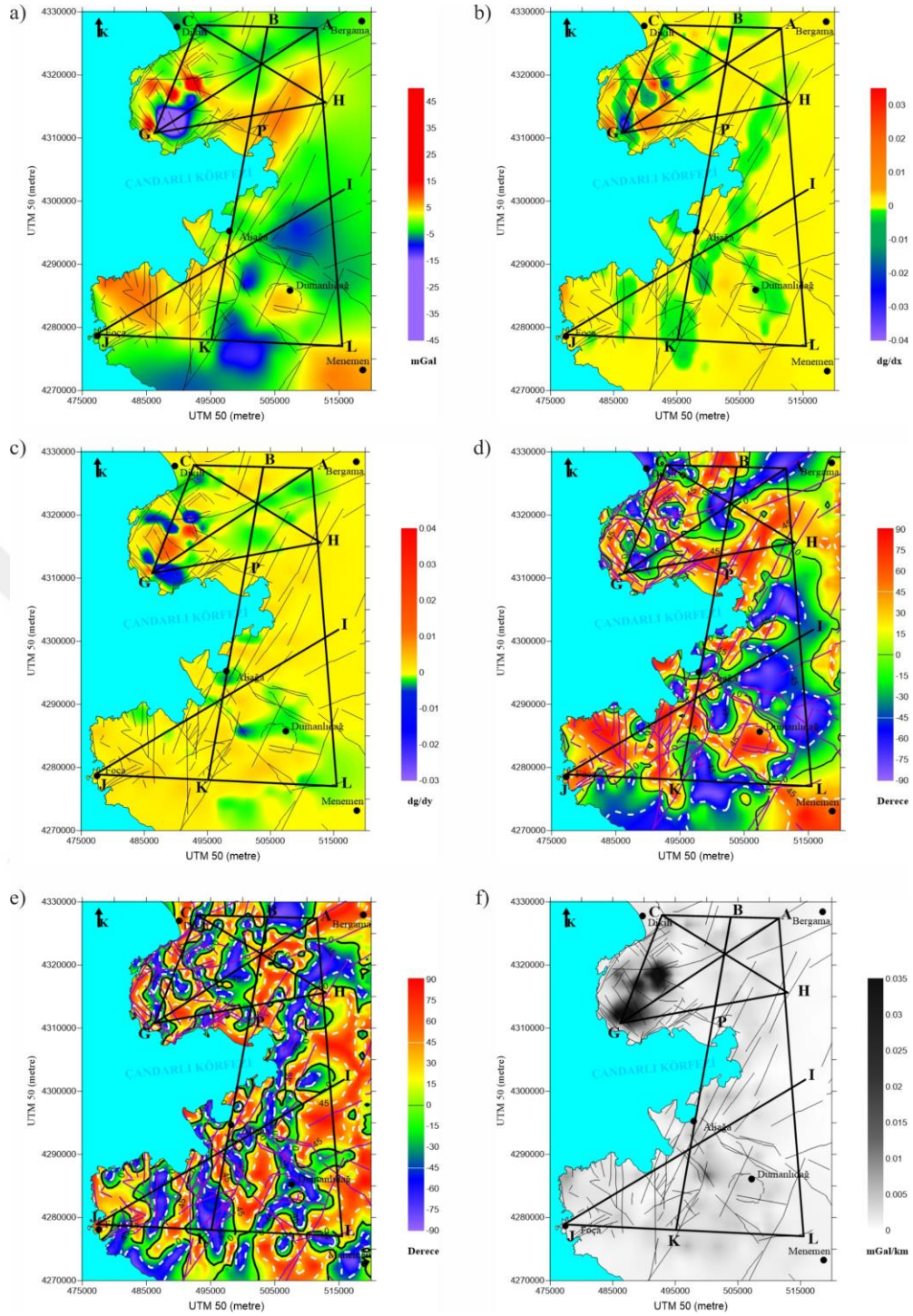
Şekil 5.20 Ters çözüm sonucunda elde edilen HVSR eğri yakınsamaları. a) 1 numaralı ölçüm noktası için. b) 2 numaralı ölçüm noktası için. c) 3 numaralı ölçüm noktası için. d) 4 numaralı ölçüm noktası için. e) 5 numaralı ölçüm noktası için. f) 6 numaralı ölçüm noktası için. g) 7 numaralı ölçüm noktası için. h) 8 numaralı ölçüm noktası için. j) 9 numaralı ölçüm noktası için. k) 10 numaralı ölçüm noktası için. l) 11 numaralı ölçüm noktası için. m) 12 numaralı ölçüm noktası için. n) 13 numaralı ölçüm noktası için. o) 14 numaralı ölçüm noktası için. p) 15 numaralı ölçüm noktası için



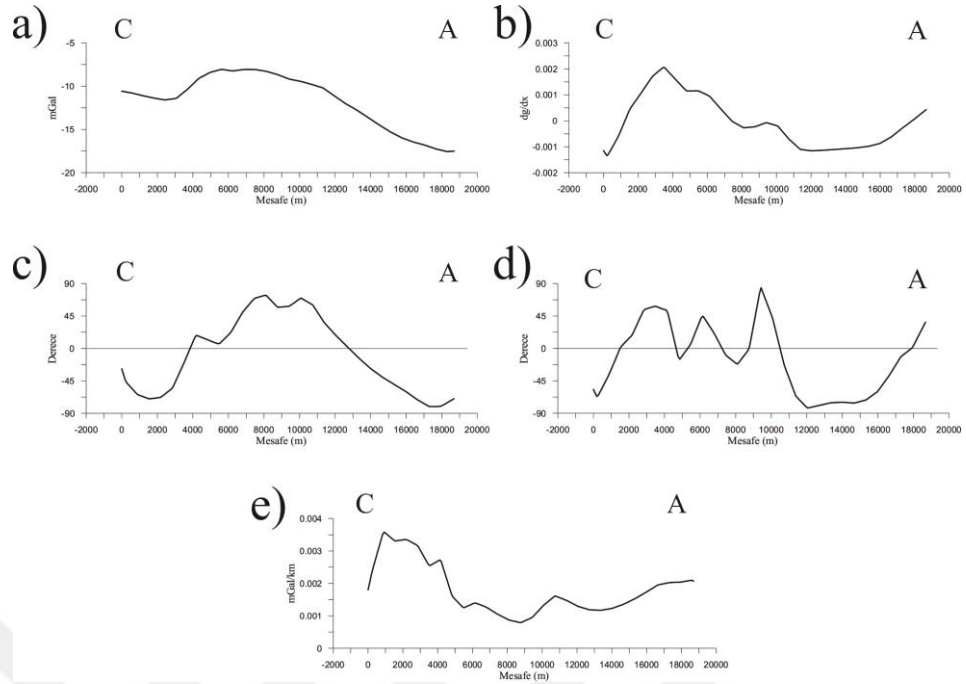
Şekil 5.21 Ters çözüm sonucunda elde edilen 1 boyutlu S- dalgası hız modelleri. a) 1 numaralı ölçüm noktası için. b) 2 numaralı ölçüm noktası için. c) 3 numaralı ölçüm noktası için. d) 4 numaralı ölçüm noktası için. e) 5 numaralı ölçüm noktası için. f) 6 numaralı ölçüm noktası için. g) 7 numaralı ölçüm noktası için. h) 8 numaralı ölçüm noktası için. j) 9 numaralı ölçüm noktası için. k) 10 numaralı ölçüm noktası için. l) 11 numaralı ölçüm noktası için. m) 12 numaralı ölçüm noktası için. n) 13 numaralı ölçüm noktası için. o) 14 numaralı ölçüm noktası için. p) 15 numaralı ölçüm noktası için

Mikrotremor verilerinin ters çözümü sonucunda elde edilen tabaka kalınlıkları ve S-dalgası hız değişimi bilgisini kullanarak bölgeye ait profiller bazında her bir profilde en az 3 tane mikrotremor ölçüm noktası olacak şekilde 2 boyutlu yer altı modelleri oluşturuldu. Modellerin oluşturulması aşamasında hız geçiş ve sınırlarının konum ve yer tespitini yapmak amacıyla bölgeye ait rezidüel tam Bouguer gravite anomali haritası (Şekil 5.22a), yönlü türev uygulanmış anomali haritaları (Şekil 5.22b, Şekil 5.22c), tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali haritaları (Şekil 5.22d, Şekil 5.22e) ve analitik sinyal anomali haritasından (Şekil 5.22f) aynı profiller boyunca elde edilen anomali grafiklerine başvuruldu.

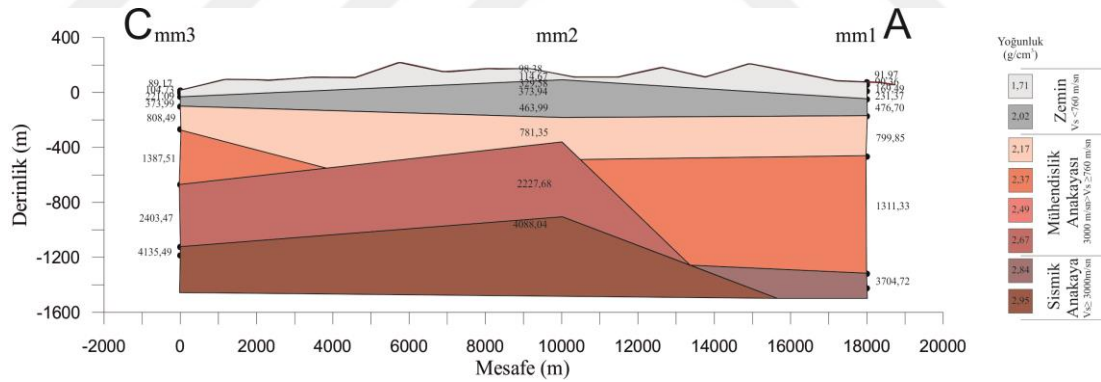
mm1, mm2 ve mm3 numaralı mikrotremor ölçüm noktalarını kullanacak şekilde bir CA profili belirlendi. İlk olarak gravite uygulamalarıyla elde edilen haritalardaki CA profil hattı üzerinde veriler kullanılarak CA profiline ait, rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği (Şekil 5.23a), x yönlü türev uygulanmış anomali grafiği (Şekil 5.23b), tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafikleri (Şekil 5.23c, Şekil 5.23d) ve analitik sinyal anomali grafiği (Şekil 5.23e) oluşturuldu. Daha sonra daha sonra 1 boyutlu hız modelleri kullanılarak anomali grafiklerinden elde edilen hız geçiş sınırlarına işaret eden bilgilerin ışığında yer altı hız modeli oluşturuldu (Şekil 5.24). Oluşturulan kabuk içi hız modelinde taban geometrisi, rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği ile uyumlu gözükmemekte. Tilt açısı yöntemi ile profilin 3500 ve 13000'inci metrelerinde elde edilen ve yapı sınırına işaret eden 0 konturu ve X yönlü türev anomali grafiğinde 35000'üncü metredeki pik genlikli anomali, oluşturulan kabuk içi hız modelinde gözlenen sınırlarla uyumlu durumdadır. Oluşturulan hız modelinde batıda 1200 m derinlikte sismik ana kayaya ulaşılırken profilin doğusunda 1400 m derinliğe kadar ulaştığı gözlenmektedir. Mühendislik ana kayası derinliği topoğrafyaya göre değişmekle birlikte deniz seviyesinin 170 m kadar derininde seyretmemekte.



Şekil 5.2 Oluşturulan kabuk içi modellere ait profil hatlarının anomali haritaları üzerinde gösterimi a) Rezidüel tam Bouguer gravite anomali haritası üzerinde profillerin gösterimi. b) X yönlü türev uygulamasıyla elde edilen anomali haritası üzerinde profillerin gösterimi. c) Y yönlü türev uygulamasıyla elde edilen anomali haritası üzerinde profillerin gösterimi. d) Tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali haritası üzerinde profillerin gösterimi. e) Düşey yönlü türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali haritası üzerinde profillerin gösterimi. f) Analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomali haritası üzerinde profillerin gösterimi



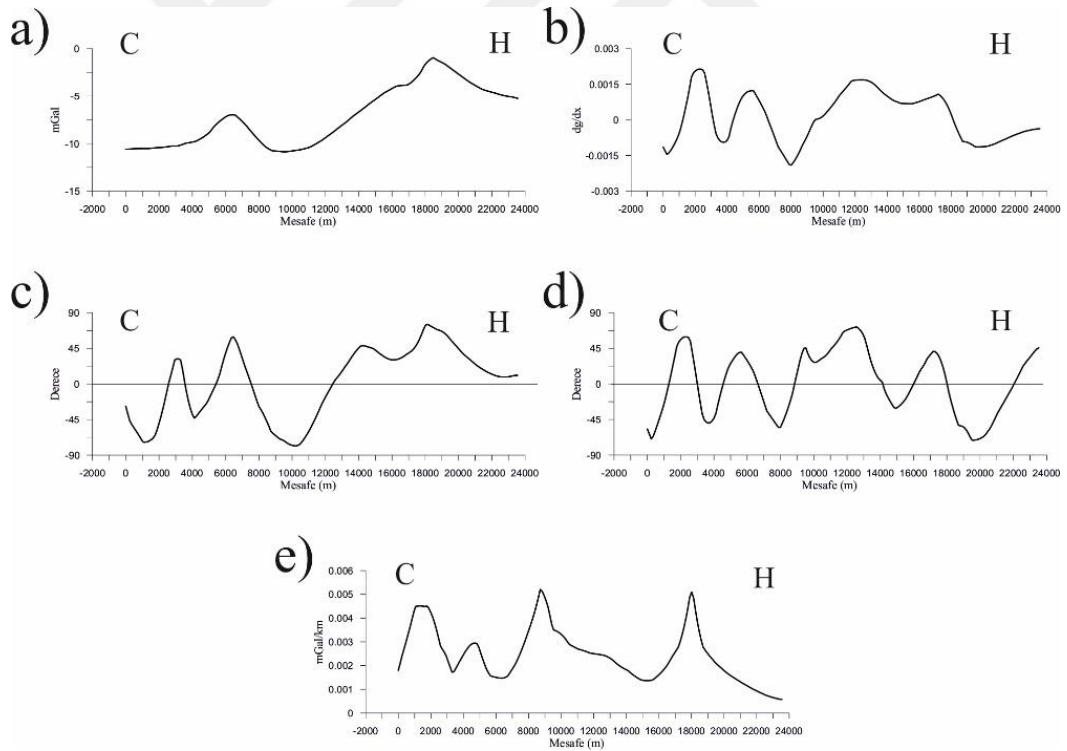
Şekil 5.23 CA profili için elde edilen anomali grafikleri a) Rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği b) X yönlü türev uygulamasıyla elde edilen anomali grafiği. c) Tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. d) Düşey yönlü türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. e) Analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomali grafiği



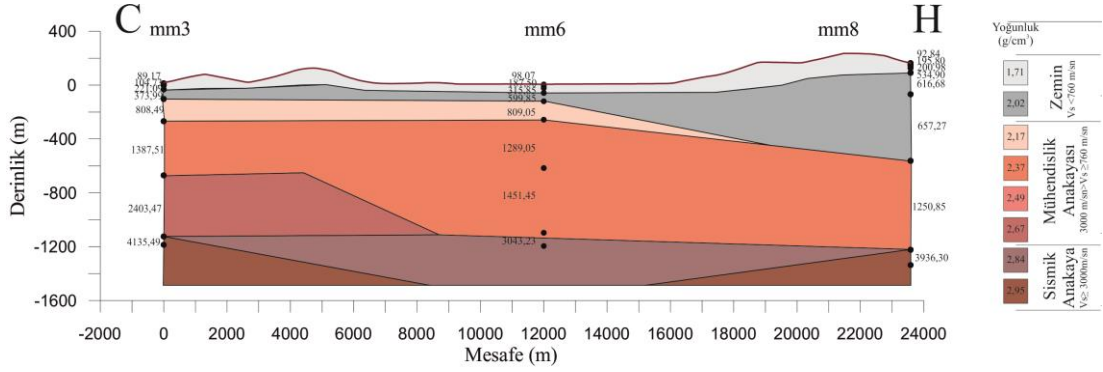
Şekil 5.24 CA profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli

mm3, mm6 ve mm8 numaralı mikrotremör ölçüm noktalarını kullanacak şekilde bir CH profili belirlendi. İlk olarak gravite uygulamalarıyla elde edilen haritalardaki CH profil hattı üzerinde veriler kullanılarak CH profiline ait, rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği (Şekil 5.25a), x yönlü türev uygulanmış anomali grafiği (Şekil 5.25b), tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafikleri (Şekil 5.25c, Şekil 5.25d) ve analitik sinyal anomali grafiği (Şekil 5.25e) oluşturuldu. Daha sonra daha

sonra 1 boyutlu hız modelleri kullanılarak anomali grafiklerinden elde edilen hız geçiş sınırlarına işaret eden bilgilerin ışığında 2 boyutlu yer altı hız modeli oluşturuldu (Şekil 5.26). Oluşturulan kabuk içi hız modelinde taban geometrisi, rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiğinde 6500 ve 16000 ile 20000'inci metrelerinde gözlenen pik genlikler hız sınırları ile uyumlu gözükmeğe. X yönlü türev anomali grafiğinde batıda 3000'inci ve 7000'inci metrelerdeki iki pozitif negatif anomali ve profilin doğusunda 18000'inci metreden itibaren başlayan pozitif negatif anomali kabuk içi hız modelinde gözlenen hız sınırları ile uyumlu gözükmeğe. Analitik sinyal verisinden elde edilen grafikte 5000, 8500 ve 8000'inci metrelerde gözlenen pik genlikler modelde belirtilen hız sınırları ile uyumludur. Oluşturulan hız modelinde mühendislik ana kayası batıda 300 metre derinlikten doğuya doğru 550 metre derinliğe kadar artmakta. Sismik ana kaya derinliği deniz seviyesinin 1200 metre kadar altında görülmekte.

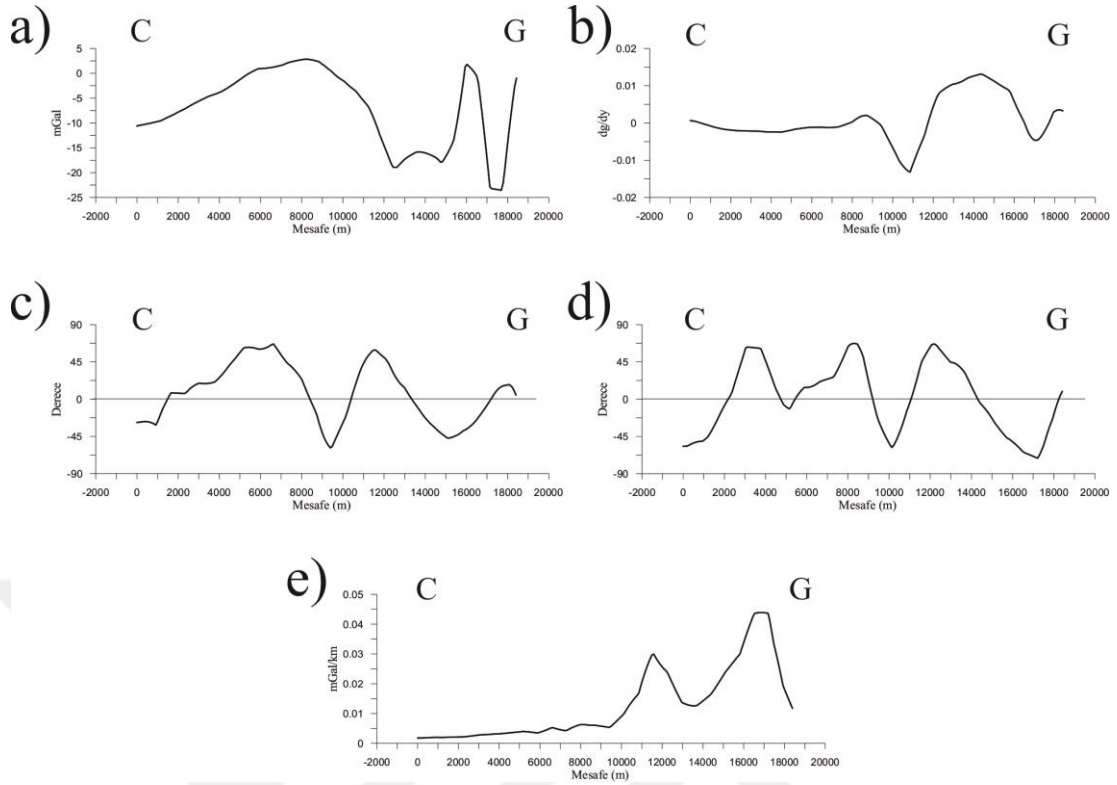


Şekil 5.25 CH profili için elde edilen anomali grafikleri a) Rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği b) X yönlü türev uygulamasıyla elde edilen anomali grafiği. c) Tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. d) Düşey yönlü türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. e) Analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomali grafiği

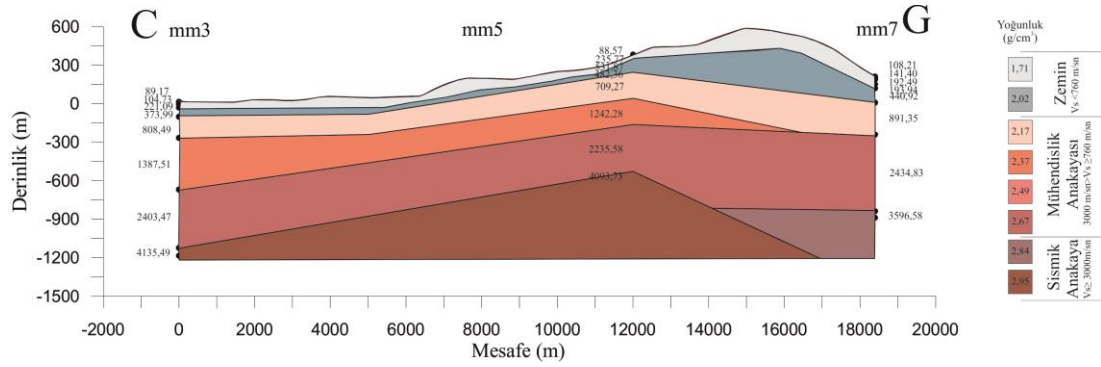


Şekil 5.26 CH profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli

mm3, mm5 ve mm7 numaralı mikrotremor ölçüm noktalarını kullanarak şekilde bir CG profili belirlendi. İlk olarak gravite uygulamalarıyla elde edilen haritalardaki CG profil hattı üzerinde veriler kullanılarak CG profiline ait, rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği (Şekil 5.27a), y yönlü türev uygulanmış anomali grafiği (Şekil 5.27b), tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafikleri (Şekil 5.27c, Şekil 5.27d) ve analitik sinyal anomali grafiği (Şekil 5.27e) oluşturuldu. Daha sonra 1 boyutlu hız modelleri kullanılarak anomali grafiklerinden elde edilen hız geçiş sınırlarına işaret eden bilgilerin ışığında 2 boyutlu yer altı hız modeli oluşturuldu (Şekil 5.28). Oluşturulan kabuk içi hız modelinde taban geometrisi, rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği profil hattının 10000'inci metresine kadar oluşturulan hız modeli taban topoğrafyasıyla uyumlu gözükmemekte. Y yönlü türev anomali grafiğinde profil hattının 11000 ile 15000'inci metreleri arasındaki negatif pozitif yapı bir hız sınırına işaret etmekle birlikte oluşturulan kabuk içi hız modelinde sismik anakaya sınırı ile uyumludur. Aynı profil hattında 17000 ile 18000'inci metreler arasında gözlenen negatif pozitif anomali yapısı oluşturulan modelin hız sınırı ile uyumludur. Tilt açısı yönteminde yapı sınırına işaret eden 0 konturları profilin 13500 ve 17000'inci metrelerinde oluşturulan hız modeli hız sınırları ile uyumludur. Profil hattı üzerinde oluşturulan analitik sinyal anomali grafiğinin 11500'üncü metresinde gözlenen pik genlik oluşturulan kabuk içi modelde hız katmanlarının eğim yönünün net bir şekilde değişim gösterdiği noktaya denk gelmekte ve 17000'inci metresinde gözlenen pik genlik ise S-dalga hızının en yüksek olduğu katmanın yitim yaptığı bölge ile uyum içerisindedir.

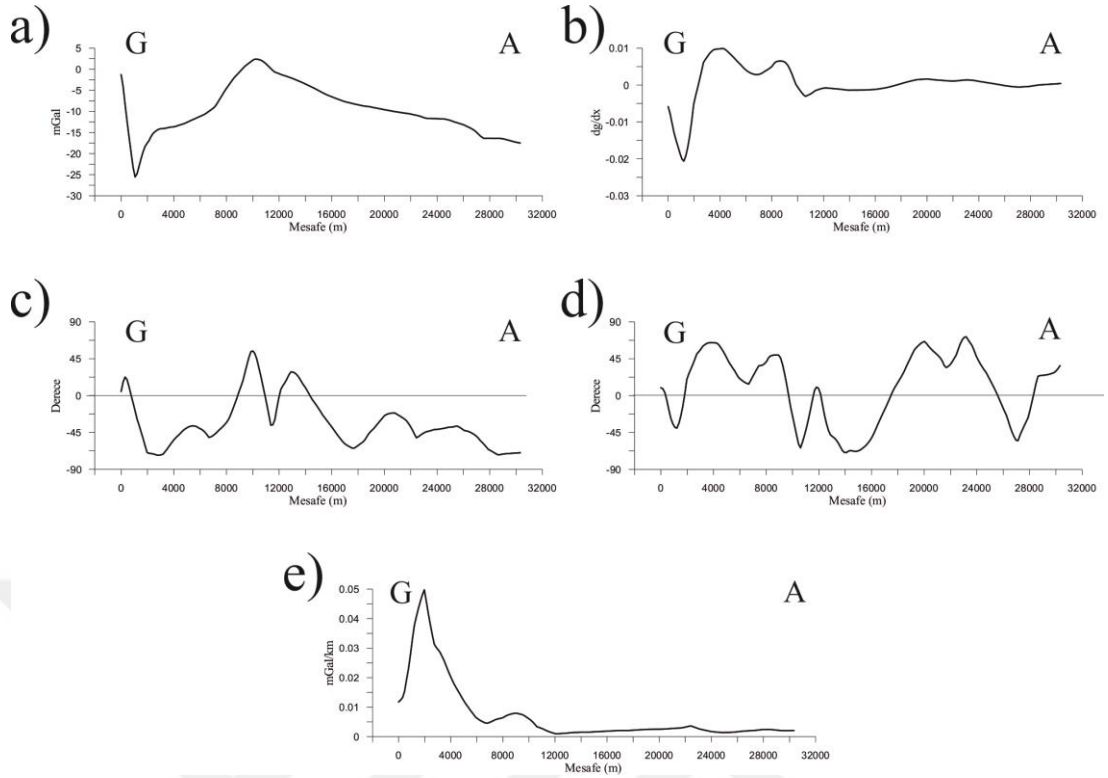


Şekil 5.27 CG profili için elde edilen anomali grafikleri a) Rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği b) Y yönlü türev uygulamasıyla elde edilen anomali grafiği. c) Tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. d) Düşey yönlü türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. e) Analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomali grafiği

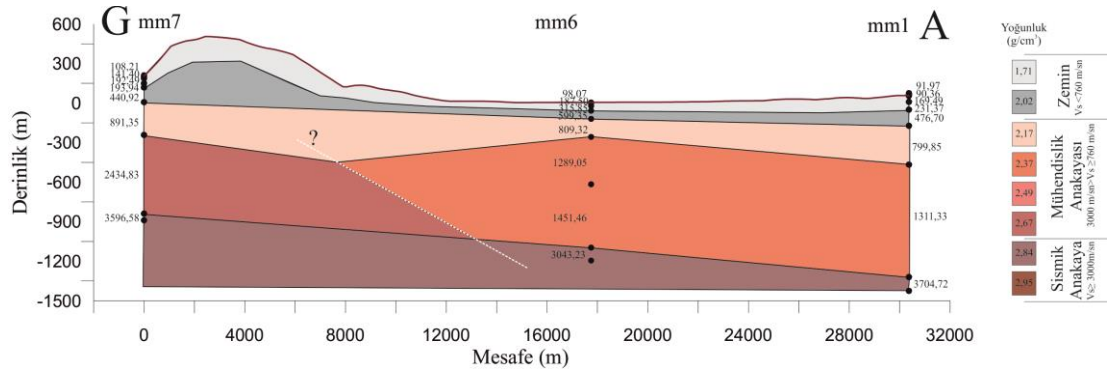


Şekil 5.28 CG profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli

mm7, mm6 ve mm1 numaralı mikrotremor ölçüm noktalarını kullanacak şekilde bir GA profili belirlendi. İlk olarak gravite uygulamalarıyla elde edilen haritalardaki GA profil hattı üzerinde veriler kullanılarak GA profiline ait, rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği (Şekil 5.29a), x yönlü türev uygulanmış anomali grafiği (Şekil 5.29b), tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafikleri (Şekil 5.29c, Şekil 5.29d) ve analitik sinyal anomali grafiği (Şekil 5.29e) oluşturuldu. Daha sonra 1 boyutlu hız modelleri kullanılarak anomali grafiklerinden elde edilen hız geçiş sınırlarına işaret eden bilgilerin ışığında 2 boyutlu yer altı hız modeli oluşturuldu (Şekil 5.30). Oluşturulan kabuk içi hız modelinde taban geometrisi, rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği, profil hattının ilk 10000 metresi maksimum negatif ve pozitif genlik vermekle birlikte 10000'inci metresinden itibaren, oluşturulan hız modelinin taban topoğrafyasıyla uyumlu gözükmekte. X yönlü türev anomali grafiğinde profil hattının 7500 ile 12000'inci metreleri arasında bir hız sınırına işaret edebilecek 2 adet negatif pozitif anomali gözlenmekte ve oluşturulan kabuk içi hız modelinde bu anomaliler ile uyumlu üst sınırı profilin yaklaşık 7500'inci ve alt sınırı da 13500'üncü metresine denk gelen bir hız sınırı bulunmakta. Aynı S-dalgası hız sınırı, profil hattı üzerinde tilt açısı ve düşey yönlü türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi kullanılarak oluşturulan anomali grafiklerinde 8000 ile 14000'inci metrelerinde gözlenen ve yapı sınırına işaret eden 0 derece değerleri ile de tespit edilebilmekte. Profil hattı üzerinde oluşturulan analitik sinyal anomali grafiğinin 9500'üncü metresinde gözlenen pik genlik oluşturulan kabuk içi modelde gözlenen aynı hız sınırını destekler niteliktedir. tilt açısı yöntemlerinden, yönlü türev yönteminden elde edilen birden fazla sınıra işaret eden anomali bilgisi ve hız sınırının eğimi, alt sınır ile üst sınır arasındaki derinlik farkının da göz önünde bulundurulmasıyla bu hız sınırının basamaklı yapıda olabileceği çıkarımı da yapılabilmektedir.

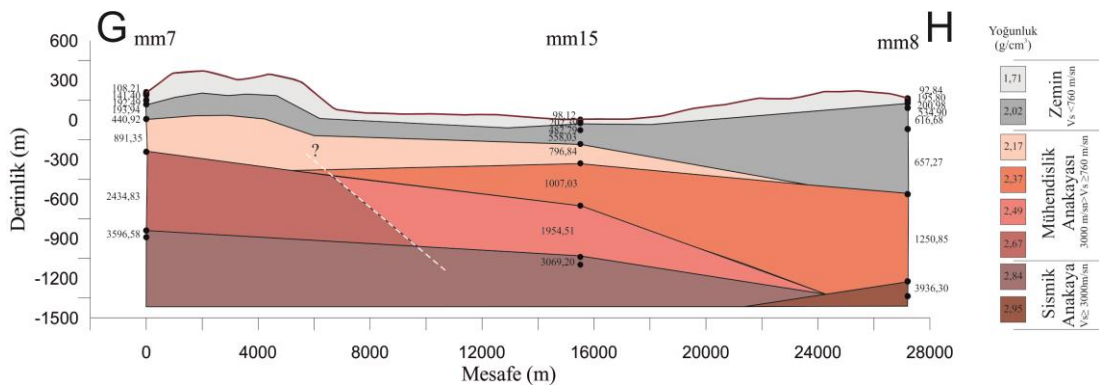


Şekil 5.29 GA profili için elde edilen anomali grafikleri a) Rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği b) Y yönlü türev uygulamasıyla elde edilen anomali grafiği. c) Tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. d) Düşey yönlü türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. e) Analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomali grafiği

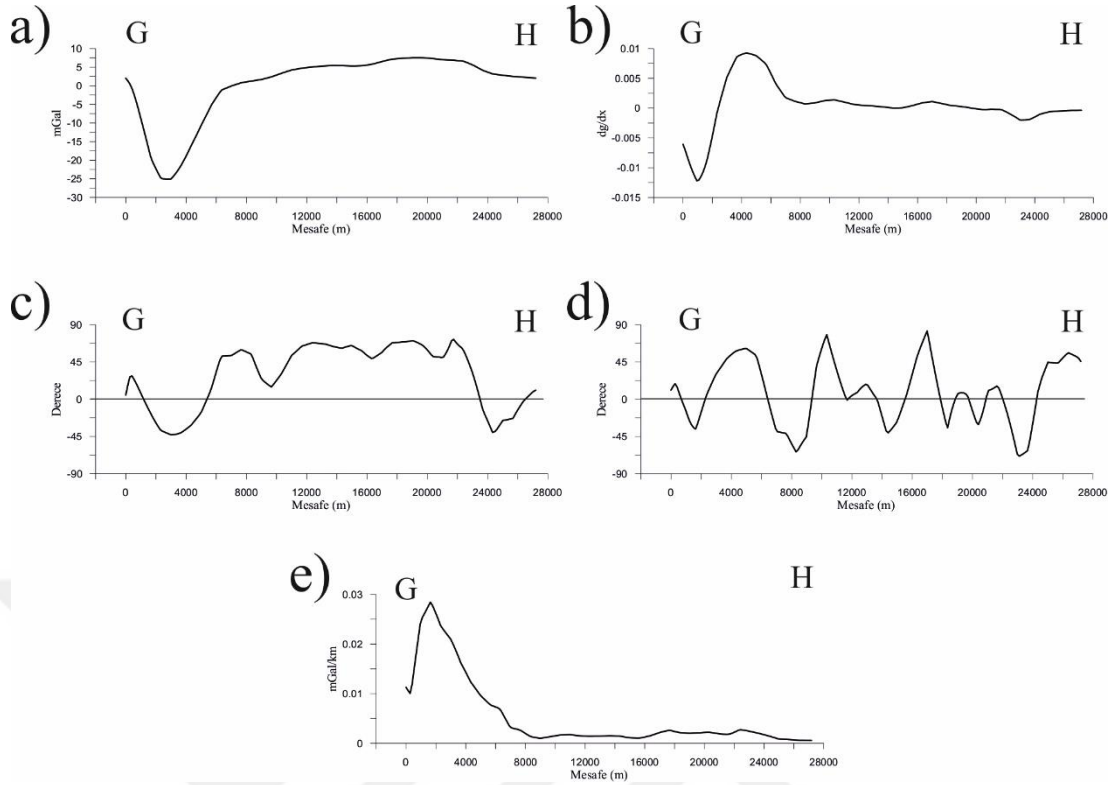


Şekil 5.30 GA profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli

mm7, mm15 ve mm8 numaralı mikrotremor ölçüm noktalarını kullanarak şekilde bir GH profili belirlendi. İlk olarak gravite uygulamalarıyla elde edilen haritalardaki GH profil hattı üzerinde veriler kullanılarak GH profiline ait, rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği (Şekil 5.31a), x yönlü türev uygulanmış anomali grafiği (Şekil 5.31b), tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafikleri (Şekil 5.31c, Şekil 5.31d) ve analitik sinyal anomali grafiği (Şekil 5.31e) oluşturuldu. Daha sonra 1 boyutlu hız modelleri kullanılarak anomali grafiklerinden elde edilen hız geçiş sınırlarına işaret eden bilgilerin ışığında 2 boyutlu yer altı hız modeli oluşturuldu (Şekil 5.32). X yönlü türev anomali grafiğinde profilhattının 8000 ile 10000'inci metreleri arasında bir hız sınırına işaret edebilecek negatif pozitif pik anomali yapısı v 22000 ile 24000 metreler arasında pozitif negatif pozitif pik genlikli anomali yapısı Profilin güney batısındaki çok yüksek genlikli anomaliler tarafından baskılanmasına rağmen gözlenebilmekte ve oluşturulan kabuk içi hız modelinde bu anomaliler ile uyumlu profilin 8000 ile 1000 metreleri arasında bir ve yaklaşık 24000'inci metresine ikinci bir hız sınırı ile uyumlu oldukları gözlenmektedir. tilt açısı yöntemi kullanılarak oluşturulan anomali grafiklerinin profilin 24000'inci metresine denk gelen ve yapı sınırına işaret eden 0 derece değeri GH profili boyunca oluşturulan kabuk içi S-dalgası hız modelinde gözlenen bir üçlü yapı sınırı ile temsil edilmektedir. Düşey türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi uygulanarak elde edilmiş olan anomali grafiği üzerinde gözlenen 0 derece değerleri incelendiğinde profil hattının 6500 ve 9500'üncü metrelerine denk gelen yapı sınırlarıyla uyumlu oldukları görülmektedir.



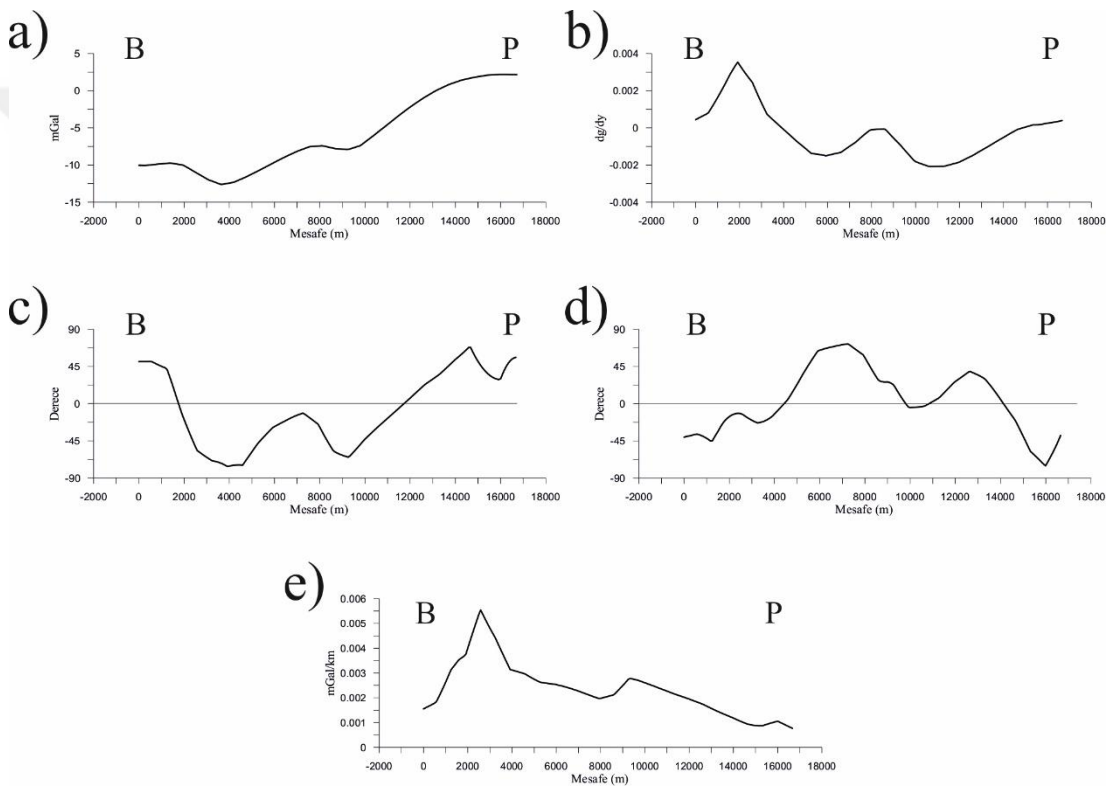
Şekil 5.32 GH profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli



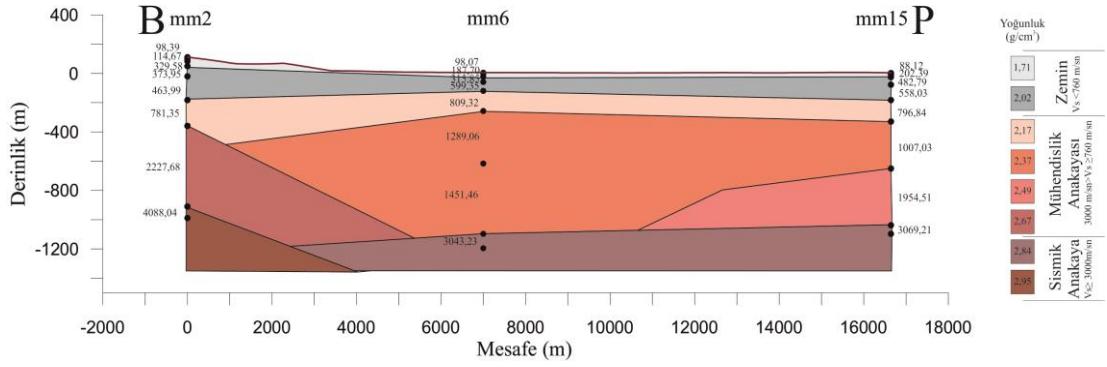
Şekil 5.31 GH profili için elde edilen anomali grafikleri a) Rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği b) Y yönlü türev uygulamasıyla elde edilen anomali grafiği. c) Tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. d) Düşey yönlü türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. e) Analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomali grafiği

mm2, mm6 ve mm15 numaralı mikrotremor ölçüm noktalarını kullanacak şekilde bir BP profili belirlendi. İlk olarak gravite uygulamalarıyla elde edilen haritalardaki BP profil hattı üzerinde veriler kullanılarak BP profiline ait, rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği (Şekil 5.33a), y yönlü türev uygulanmış anomali grafiği (Şekil 5.33b), tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafikleri (Şekil 5.33c, Şekil 5.33d) ve analitik sinyal anomali grafiği (Şekil 5.33e) oluşturuldu. Daha sonra 1 boyutlu hız modelleri kullanılarak anomali grafiklerinden elde edilen hız geçiş sınırlarına işaret eden bilgilerin ışığında 2 boyutlu yer altı hız modeli oluşturuldu (Şekil 5.34). X yönlü türev anomali grafiğinde profil hattının 2000 ile 6000'inci metreleri arasında hız sınırına işaret edebilecek pozitif ve negatif pik genlik anomali yapısı oluşturulan kabuk içi hız modelinde 4000 ve 5000'inci metrelerde gözlenen iki hız sınırına işaret niteliğindedir. Tilt açısı yöntemi kullanılarak oluşturulan anomali grafiğinde profilin 11000'inci metresine denk gelen ve yapı sınırına işaret eden 0 derece değeri BP profili boyunca oluşturulan kabuk içi S-dalgası hız modelinin

güneyinde gözlenen yapı sınırlarıyla uyumludur. Düşey türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi uygulanarak elde edilmiş olan anomali grafiği üzerinde gözlenen 0 derece değerleri incelendiğinde profil hattının 4500 ve 11000'inci metrelerine denk gelen yapı sınırlarıyla uyumlu oldukları görülmektedir. Bunların yanı sıra pik genlik ile yapı sınırına pozitif pik genlikli anomali oluşturarak işaret eden analitik sinyal uygulaması sonucunda oluşturulan anomali grafiğinde profil hattının 2500'üncü metresinde gözlenen çan eğrisi biçimli pozitif genlik, oluşturulan 2 boyutlu S-dalgası hız modelinde karşılık bulmaktadır.

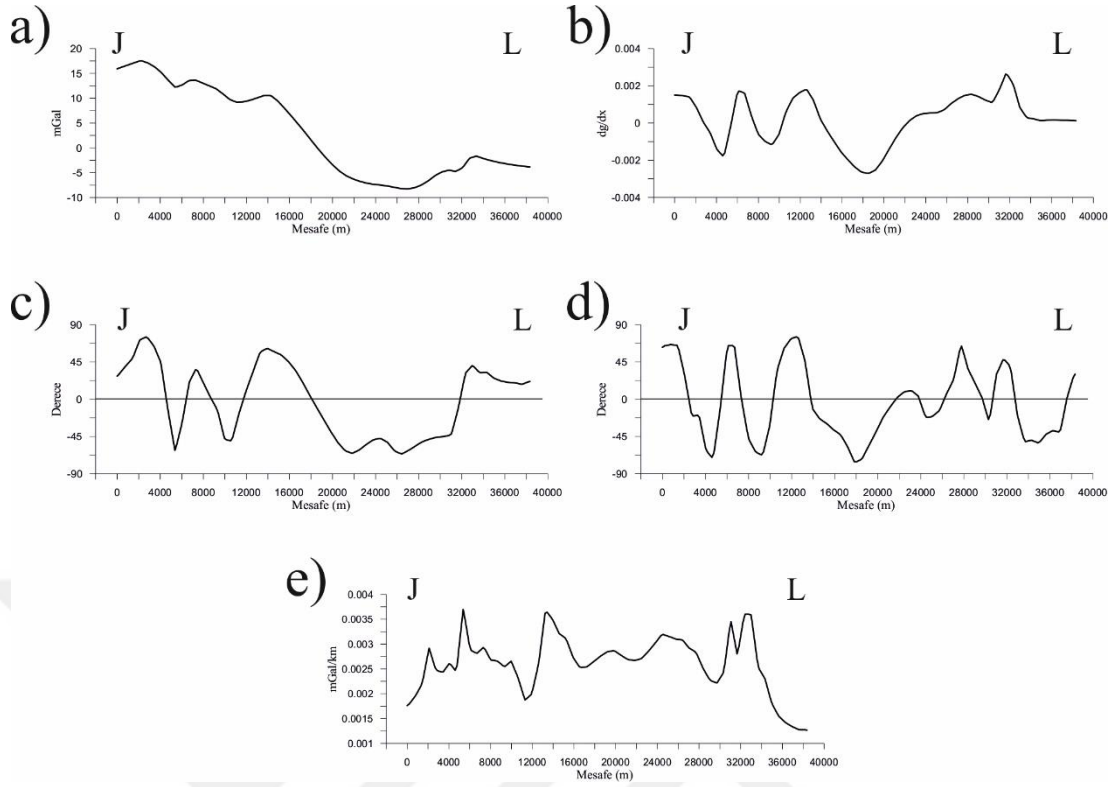


Şekil 5.33 BP profili için elde edilen anomali grafikleri a) Rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği b) Y yönlü türev uygulamasıyla elde edilen anomali grafiği. c) Tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. d) Düşey yönlü türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. e) Analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomali grafiği

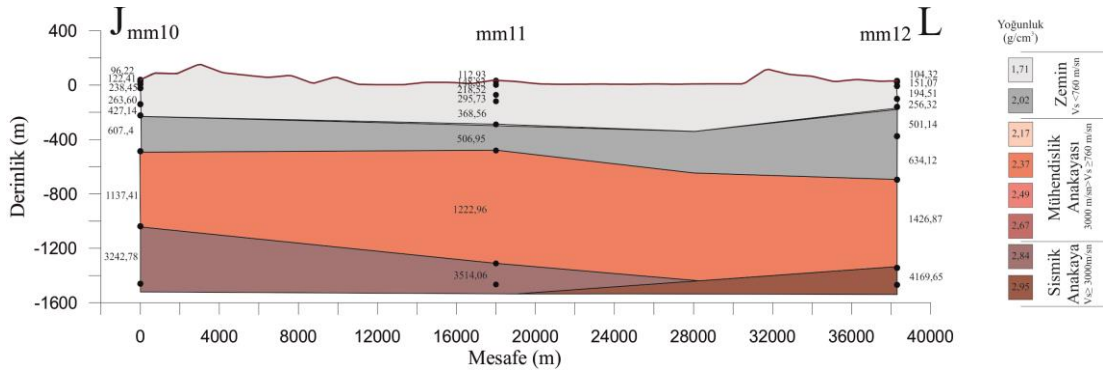


Şekil 5.34 BP profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli

mm10, mm11 ve mm12 numaralı mikrotremor ölçüm noktalarını kullanarak şekilde bir JL profili belirlendi. İlk olarak gravite uygulamalarıyla elde edilen haritalardaki JL profil hattı üzerindeki veriler kullanılarak JL profiline ait, rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği (Şekil 5.35a), x yönlü türev uygulanmış anomali grafiği (Şekil 5.35b), tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafikleri (Şekil 5.35c, Şekil 5.35d) ve analitik sinyal anomali grafiği (Şekil 5.35e) oluşturuldu. Daha sonra 1 boyutlu hız modelleri kullanılarak, anomali grafiklerinden elde edilen hız geçiş sınırlarına işaret eden bilgilerin de ışığında, 2 boyutlu yer altı hız modeli oluşturuldu (Şekil 5.36). Profile ait rezidüel gravite anomali grafiği oluşturulan 2 boyutlu S-dalga hızı modeli taban topoğrafyası ile uyum içerisindedir. X yönlü türev anomali grafiğinde profil hattının 20000 ile 30000'inci metreleri arasında hız sınırına işaret edebilecek negatif ve pozitif pik genlik anomali yapısı oluşturulan kabuk içi hız modelinde aynı metrelerde gözlenen hız sınırına işaret niteliğindedir. Düşey türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi uygulanarak elde edilmiş olan anomali grafiği üzerinde profil hattının 22000, 24000 ve 27000'inci metrelerine denk gelen ve yapı sınırına işaret eden 0 derece değerleri incelendiğinde oluşturulan 2 boyutlu S-dalgası hız modeldeki yapı sınırlarıyla uyum içerisindedir. Bunların yanı sıra pik genlik ile yapı sınırına pozitif pik genlikli anomali oluşturarak işaret eden analitik sinyal uygulaması sonucunda oluşturulan anomali grafiğinde profil hattının 20000 ve 24000'inci metrelerindedir gözlenen çan eğrisi biçimli pozitif genlikler, oluşturulan 2 boyutlu S-dalgası hız modelinde karşılık bulmaktadır.

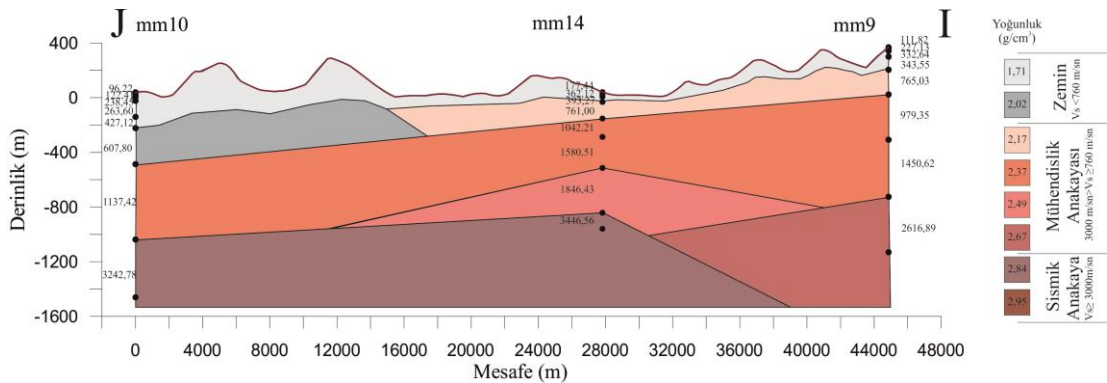


Şekil 5.35 JL profili için elde edilen anomali grafikleri a) Rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği b) Y yönlü türev uygulamasıyla elde edilen anomali grafiği. c) Tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. d) Düşey yönlü türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. e) Analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomali grafiği

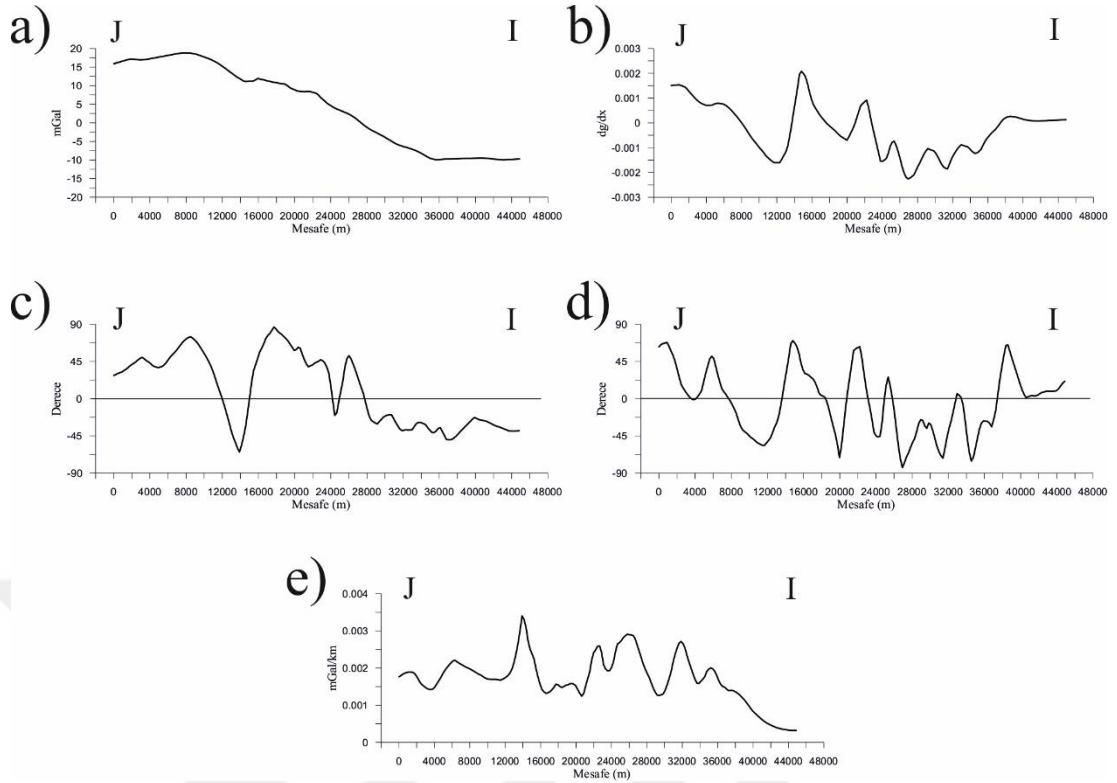


Şekil 5.36 JL profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli

mm10, mm14 ve mm9 numaralı mikrotremor ölçüm noktalarını kullanacak şekilde bir JI profili belirlendi. İlk olarak gravite uygulamalarıyla elde edilen haritalardaki JI profil hattı üzerindeki veriler kullanılarak JI profiline ait, rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği (Şekil 5.38a), x yönlü türev uygulanmış anomali grafiği (Şekil 5.38b), tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafikleri (Şekil 5.38c, Şekil 5.38d) ve analitik sinyal anomali grafiği (Şekil 5.38e) oluşturuldu. Daha sonra 1 boyutlu hız modelleri kullanılarak, anomali grafiklerinden elde edilen hız geçiş sınırlarına işaret eden bilgilerin de ışığında, 2 boyutlu yer altı hız modeli oluşturuldu (Şekil 5.37). Profile ait rezidüel gravite anomali grafiği oluşturulan 2 boyutlu S-dalgası hızı modeli taban geometrisi ile uyum içerisindedir. X yönlü türev anomali grafiğinde profil hattının 12000 ile 15000'inci metreleri arasında hız sınırına işaret edebilecek negatif ve pozitif pik genlik anomali yapısı oluşturulan kabuk içi hız modelinde aynı metrelerde gözlenen hız sınırına işaret niteliğindedir. Tilt açısı yönteminde yapı sınırına işaret eden ve profilin 12000 ve 14000'inci metrelerine denk gelen 0 derece değerleri, oluşturulan hız modeli hız sınırları ile uyumludur. Düşey türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi uygulanarak elde edilmiş olan anomali grafiği üzerinde profil hattının 13000, 18000 ve 38000'inci metrelerine denk gelen ve yapı sınırına işaret eden 0 derece değerleri incelendiğinde oluşturulan 2 boyutlu S-dalgası hız modeldeki yapı sınırlarıyla uyum içerisindedir. Bunların yanı sıra pik genlik ile yapı sınırına pozitif pik genlikli anomali oluşturularak işaret eden analitik sinyal uygulaması sonucunda oluşturulan anomali grafiğinde profil hattının 14000 ve 32000'inci metrelerinde gözlenen çan eğrisi biçimli pozitif genlikler, oluşturulan 2 boyutlu S-dalgası hız modelinde karşılık bulmaktadır.



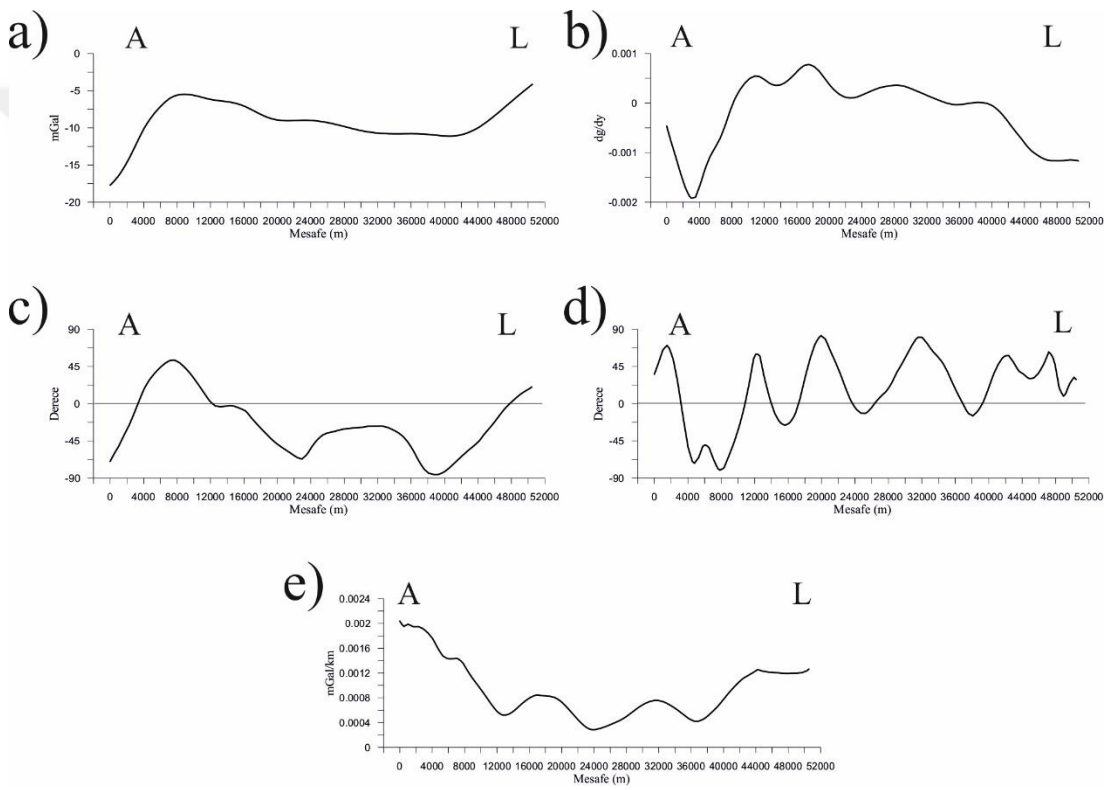
Şekil 5.37 JI profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli



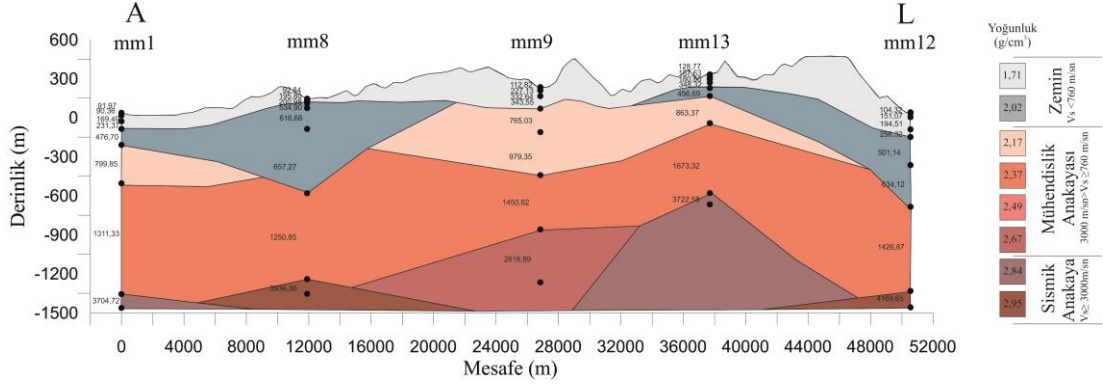
Şekil 5.38 JI profili için elde edilen anomali grafikleri a) Rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği b) Y yönlü türev uygulamasıyla elde edilen anomali grafiği. c) Tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. d) Düşey yönlü türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. e) Analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomali grafiği

mm1, mm8, mm9, mm13 ve mm12 numaralı mikrotremor ölçüm noktalarını kullanacak şekilde bir AL profili belirlendi. İlk olarak gravite uygulamalarıyla elde edilen haritalardaki AL profil hattı üzerindeki veriler kullanılarak AL profiline ait, rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği (Şekil 5.39a), x yönlü türev uygulanmış anomali grafiği (Şekil 5.39b), tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafikleri (Şekil 5.39c, Şekil 5.39d) ve analitik sinyal anomali grafiği (Şekil 5.39e) oluşturuldu. Daha sonra 1 boyutlu hız modelleri kullanılarak, anomali grafiklerinden elde edilen hız geçiş sınırlarına işaret eden bilgilerin de ışığında, 2 boyutlu yer altı hız modeli oluşturuldu (Şekil 5.40). Y yönlü türev anomali grafiğinde profil hattının 3000 ile 8000'inci metreleri arasında hız sınırına işaret edebilecek negatif ve pozitif pik genlik anomali yapısı oluşturulan kabuk içi hız modelinde birden fazla hız değişimi sınırı ile gözlenmekte. Tilt açısı yönteminde yapı sınırına işaret eden 0 derece değeri AL profili için elde edilen anomali grafiğinde 47000'inci metresinde gözlenmekte ve oluşturulan kabuk içi rezidüel hız modelimizin güneyinde gözlenen hız sınırı ile

gözlenen ortam geçişine işaret etmektedir. Düşey türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi uygulanarak elde edilmiş olan anomali grafiğinde ise 14000 ve 18000'inci metrelerde gözlenen 0 derece değeri oluşturulan modelde gözlenen hız değişim sınırı ile uyumludur. Bunların yanı sıra pik genlik ile yapı sınırına pozitif pik genlikli anomali oluşturarak işaret eden analitik sinyal uygulaması sonucunda oluşturulan anomali grafiğinde profil hattının 18000 ve 31000'inci metrelerinde gözlenen çan eğrisi biçimli pozitif genlikler, oluşturulan 2 boyutlu S-dalgası hız modelinde karşılık bulmaktadır.

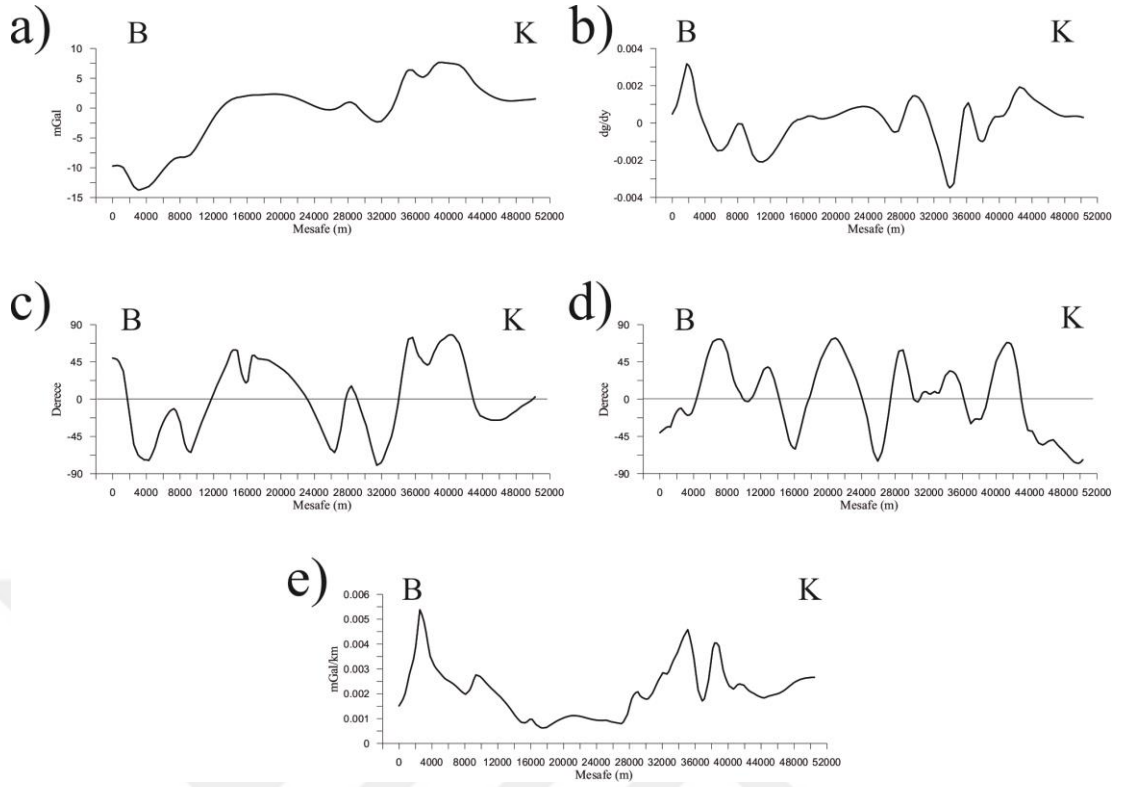


Şekil 5.39 JI profili için elde edilen anomali grafikleri a) Rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği b) Y yönlü türev uygulamasıyla elde edilen anomali grafiği. c) Tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. d) Düşey yönlü türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. e) Analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomali grafiği

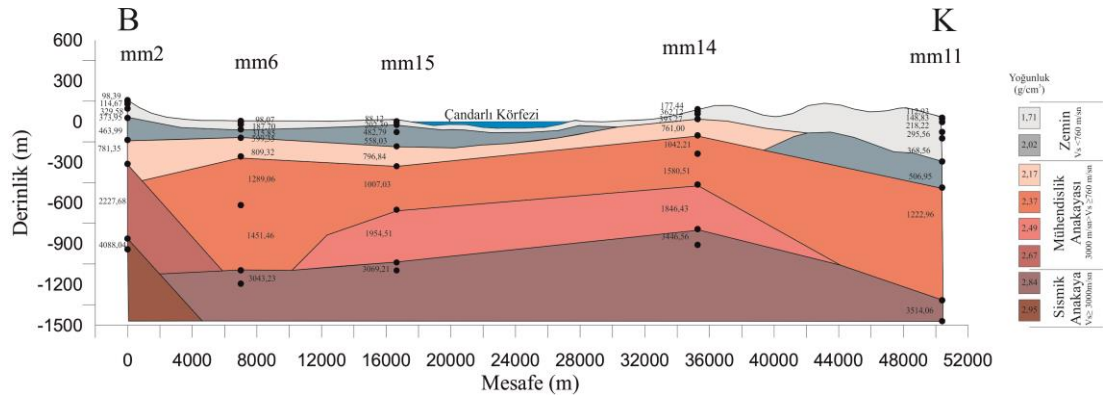


Şekil 5.40 AL profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli

mm2, mm6, mm15, mm14 ve mm11 numaralı mikrotremor ölçüm noktalarını kullanacak şekilde bir BK profili belirlendi. İlk olarak gravite uygulamalarıyla elde edilen haritalardaki BK profil hattı üzerindeki veriler kullanılarak BK profiline ait, rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği (Şekil 5.41a), x yönlü türev uygulanmış anomali grafiği (Şekil 5.41b), tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafikleri (Şekil 5.41c, Şekil 5.41d) ve analitik sinyal anomali grafiği (Şekil 5.41e) oluşturuldu. Daha sonra 1 boyutlu hız modelleri kullanılarak, anomali grafiklerinden elde edilen hız geçiş sınırlarına işaret eden bilgilerin de ışığında, 2 boyutlu yer altı hız modeli oluşturuldu (Şekil 5.42).

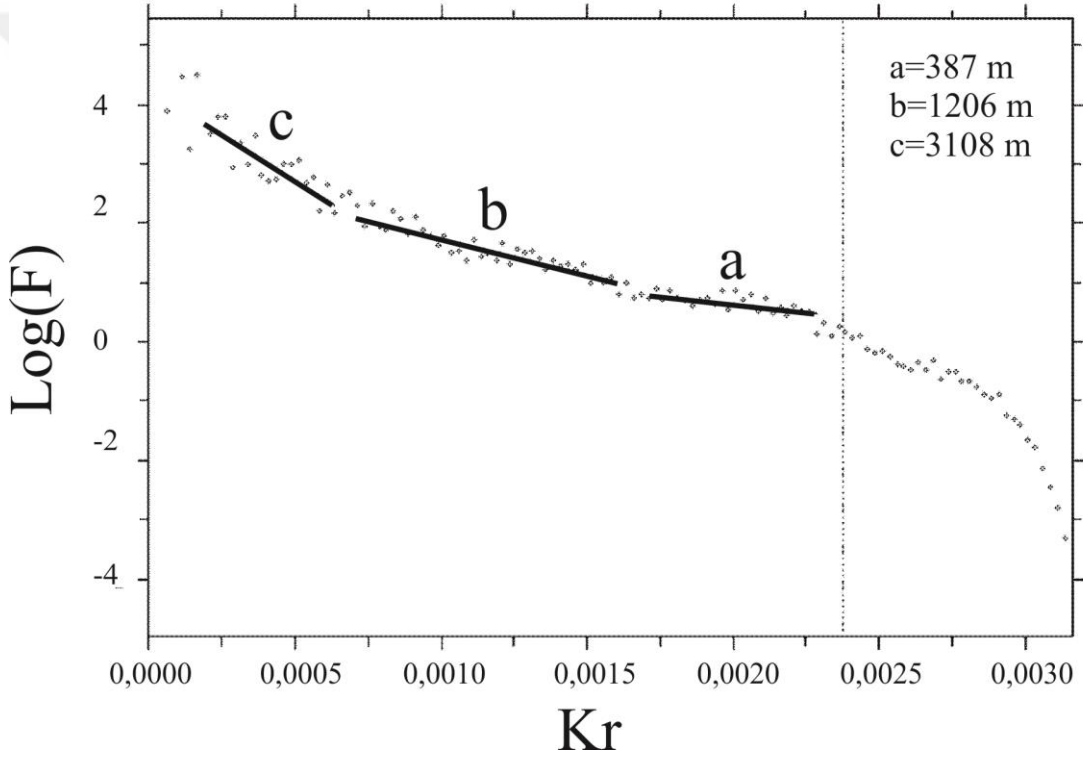


Şekil 5.41 BK profili için elde edilen anomali grafikleri a) Rezidüel tam Bouguer gravite anomali grafiği b) Y yönlü türev uygulamasıyla elde edilen anomali grafiği. c) Tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. d) Düşey yönlü türev uygulanmış veriye tilt açısı yöntemi ile elde edilen anomali grafiği. e) Analitik sinyal yöntemi ile elde edilen anomali grafiği



Şekil 5.42 BK profili için oluşturulan kabuk içi hız modeli

Çalışma alanına ait derinlik değerlerinin elde edilmesi amacıyla FourPot (Pirttijärvi, 2009) adlı alansal güç spektrumu programı kullanıldı. Rezidüel gravite anomali değerlerine uygulanan alansal genlik spektrumu sonucunda elde edilen genlik spektrumu grafiği (Şekil 5.43) 3 ara yüzey 4 katmandan oluşan bir ortam tanımlamaktadır. Uygulama sonucunda elde edilen ara yüzey derinlikleri ise sığdan derine doğru 387 m, 1206 m ve 3018 m olarak tespit edilmiştir. Tespit edilen 387 metre ve 1206 metre derinliklerine sahip ara yüzeyler, oluşturulan 2 boyutlu S-dalgası hız modellerinde tespit edilen mühendislik ana kayası ve sismik ana kaya derinlikleri ile uyum içerisindedir.



Şekil 5.43 Çalışma alanına ait reyonel gravite anomalisine uygulanan alansal güç spektrumu grafiği

BÖLÜM ALTI

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Yapılmış olan yüksek lisans tezi çalışması dahilinde, İzmir'in kuzeyinde kalan, Dikili, Çandarlı, Aliğa ve Foça yörelerini kapsayan bölge içerisinde yüzey belirtisi olan elemanların, derinlikle devamlılığının, yüzey belirtisi olmayan ancak verdikleri jeofizik belirtilerle tespit edilebilen elemanların tanımlanması, yanal ve düşey yönde uzanımlarının tespit edilmesi ve bulguların zemin anakaya konsepti içerisinde irdelenerek tanımlı hale getirilmesi amaçlanmıştır. Çalışma kapsamında arazi ölçümleri yapılarak mikrogravite ve mikrotremor veri setleri oluşturulmuştur.

Arazi çalışmaları sonucunda elde edilen gravite verileri sınır analizi yöntemlerinden yönlü türev, tilt açısı ve analitik sinyal yöntemleri kullanılarak yoğunluk değişimleri gözlenebilen tektonik ve jeolojik unsur sınırları ve uzanımları tespit edilmiştir. Mikrotremor verileri yatay düşey spektral oranlar yöntemi ile değerlendirilmiş daha sonra ters çözümleri sonucunda elde edilen S-dalgası hızı ve derinlik bilgileri kullanılarak gravite anomali haritalarından sağlanan bilgilerin de ışığında kabuk içi 2 boyutlu rezidüel S-dalgası hız modelleri oluşturulmuştur.

Mikrogravite verilerine sınır analizi yöntemleri uygulanması sonucunda Çalışma alanı içerisindeki tektonik ve jeolojik unsurların yaklaşık kuzey güney uzanımlı oldukları tespit edilmiştir. Bölge geneli elde edilen tam Bouguer gravite anomali haritası özelinde değerlendirilirse, gravite değerlerinin kuzeyden güneye doğru artış gösterdiği söylenebilir. Alanın kuzeyinde kalan Çandarlı bölgesi alan içerisindeki en düşük ve en yüksek gravite değerlerinin ikisinin de gözlemlendiği bölge olarak dikkat çekmektedir. Alan güneyinde ise batıdan doğuya gidildikçe gravite değerlerinin düşüş eğilimi açıkça görülmektedir. Sınır analizi yöntemlerinden x yönlü türev uygulaması ile elde edilen anomali haritasında yaklaşık kuzey doğu, güney batı uzanımlı ve alanı 5 te 4'ünü kat eden bir sınır ve Çandarlı bölgesinde her biri yoğunluk değişimine işaret eden birden fazla pozitif negatif pik genlik anomali çiftleri gözlenmektedir. Tilt açısı uygulamaları ile elde edilen yoğunluk sınırı bilgileri Çandarlı bölgesindeki çoklu yoğunluk değişimini desteklemektedir. alan

güneyi tilt açısı uygulamalarından elde edilen anomali haritaları, yapı sınırı ifade eden 0 konturunun incelenmesiyle değerlendirildiğinde, çalışma alanına ait jeoloji haritasında belirtilen volkanik kaya birimleri ve Dumanlıdağ volkanik merkezi tespit edilebilmektedir. Uygulanan bir diğer sınır analizi yöntemi analitik sinyal uygulamasıdır. Uygulama sonucunda elde edilen anomali haritası alan genelinde karakteristik bir belirti vermemekle birlikte Çandarlı bölgesinde yaklaşık bir daire üzerinde ve aralarında yaklaşık eşit açılar oluşturacak şekilde 3 tane ve ortalarında 1 tane olmak üzere toplamda 4 farklı pozitif pik genlik gözlenmektedir.

Arazi çalışmaları sonucunda elde edilen mikrotremor verileri yatay düşey spektral oranlar yöntemi ile değerlendirilip elde edilen HVSR eğrileri model tepkisi olarak ters çözüme sokulmuş iteratif ters çözüm sonucunda her biri ölçüm noktası altındaki bilgiyi veren 1 boyutlu S-dalgası derinlik modelleri oluşturuldu. Oluşturulan 1 boyutlu modeller kullanılarak, gravite anomali haritalarından sağlanan bilgi ışığında, doğrusal hatlar oluşturacak şekilde 2 boyutlu rezidüel kabuk içi S-dalgası hız modelleri oluşturuldu. Çalışma alanının güneyinde (Foça, Menemen, Aliağa) oluşturulan modellerde mühendislik ana kayası derinliğinin, kuzeyinde oluşturulan modellere göre daha derin olduğu gözlenmektedir. Çalışma alanı genelinde oluşturulan modellerde mühendislik ana kayası derinliği, ortalama 400 metre civarında ve sismik ana kaya derinliğinin de 1200 metre civarında gözlenmektedir ve çalışma alanı için rezidüel gravite anomali verilerine uygulanan alansal genlik spektrumu uygulamasından elde edilen ara yüzey ve derinlik bilgisi, modellerde gözlenen ortalama derinlik değerlerini doğrular niteliktedir.

Çalışma alanı genelinde yaklaşık 1500 metre örnekleme aralığı ile mikrogravite ölçümleri yapılmış elde edilen verilerden anomali haritaları oluşturulmuş ve sınır analizi yöntemlerine tabi tutulmuş ve tanımlı hale getirilmiştir. 15 farklı noktada mikrotremor ölçümleri alınmış 1 boyutlu S-dalgası hız modelleri oluşturulmuş, mikrogravite çalışması sonucunda elde edilen anomali haritalarıyla kombine yorumu ile profiller bazında S-dalgası hızı modelleri oluşturulmuştur. Çalışma alanı genelinde ileride yapılacak çalışmalarda mikrotremor ölçüm noktalarının artırılması çalışma alanı için oluşturulacak 2 boyutlu rezidüel hız modellerinin hassasiyetinin

artırılması için gerekli görülmektedir. Çandarlı bölgesine yönelik gelecekte yapılacak çalışmaların, mikrogravite ölçümlerinin örnekleme aralığını azaltacak ve mikrotremor ölçümlerini artıracak şekilde dizayn edilmesi, yüksek ve düşük genlikli değişimlerle çok sayıda yoğunluk değişimine işaret eden bu bölgenin tanımlı hale getirilmesi için gerekli görülmektedir.



KAYNAKLAR

- Aki, K. (1957). SPAC and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin Earthquake Research Institute Tokio University*, 25, 415-457.
- Akay, E. ve Erdoğan, B. (2004). Evolution of Neogene calc-alkaline to alkaline volcanism in the Aliğa-Foça region (Western Anatolia, Turkey). *Journal of Asian Earth Science*, 21, 367–387.
- Akçığ Z. ve Pınar, R. (2000). *Gravite ve manyetik arama yöntemleri*. İzmir: Dokuz Eylül Yayınları.
- Akgün, M., Gönenç, T., Pamukçu, O., Özyalın, Ş. ve Özdağ, Ö.C. (2013a). Mühendislik ana kayasının belirlenmesine yönelik jeofizik yöntemlerin bütünleşik yorumu: İzmir yeni kent merkezi uygulamaları. *Chamber Geophysics*, 26 (2), 67–80
- Akgün, M., Gönenç, T., Pamukçu, O. ve Özyalın, Ş. (2014). Investigation of the relationship between ground and engineering bedrock at northern part of the Gulf of İzmir by borehole data supported geophysical works. *Journal of Earth System Science*, 123, 545-564.
- Akın, U., Şerifoğlu, B. I. ve Duru, M. (2011). Gravite ve manyetik yöntemlerde tilt açısının kullanılması. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 143, 1-12.
- Akkuş, İ. (2005). *Türkiye Jeotermal Kaynakları Envanteri* (1. Baskı). Ankara: Maden Tetkik Arama Yayınları.
- Akyol, N. (2016). Gömülü Jeolojik Yapıların Görüntülenmesinde Farklı Sınır Belirleme Yöntemleri. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 37 (3), 253-270.

- Altunkaynak, İ., Rogers, N.W. ve Kelley, S.P. (2010). Causes and effects of geochemical variations in late Cenozoic volcanism of the Foça volcanic centre, NW Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 52, 579–607.
- Arısoy, M. Ö. ve Dikmen, Ü. (2011). Potensoft: Matlab-based software for potential field data processing, modeling and mapping. *Computers & Geosciences*, 37 (7), 935-942.
- Arısoy, M. Ö. (2012). *Potansiyel Alan Verilerinin Kesirsel Mertebe Türevleri ile Değerlendirilmesi*. Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, Ankara.
- Ata, M.Y. (2009). *Monte Carlo sanal deney tekniğine giriş*. 17 Kasım 2018, <http://www.akademikadea.com>
- Aydın, İ. (2017). *Frekans domain'inde İşlemler, Sayısal Görüntü İşleme dersi ders notları*. 1 mart 2017, http://web.firat.edu.tr/iaydin/bmu357/bmu_357_bolum4.pdf
- Beiki, M. (2010). Analytical signals of gravity gradient tensor and their application to estimate source location. *Geophysics*, 75, 159-174.
- Bhattacharyya, B.K., (1967). Some general properties of potential fields in space and frequency domain; a review. *Geoexploration*, 5, 127-143.
- Bignardi, S., Mantovani, N., Zeid, A.N., (2016). OpenHVSr: imaging the subsurface 2D/3D elastic properties through multiple HVSr modeling and inversion. *Computers & Geosciences*, 93, 103–113.
- Bilim, F. (2004). *Potansiyel alan verileri yardımıyla kayalardaki kalıntı miktatıslanma özelliğinin araştırılması*. Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, Ankara.

- Bilim, F., Akay, T., Aydemir, A., ve Koşarolu, S. (2016). Curie point depth, heat-flow and radiogenic heat production deduced from the spectral analysis of the aeromagnetic data for geothermal investigation on the Menderes Massif and the Aegean Region, western Turkey. *Geothermics*, 60, 44-57.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. ve Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics in the eastern Aegean Sea (west Anatolia and Leivos Island). *Bulletin of Volcanology*, 36, 473–496.
- Bozkurt, B., ve Oberhänsli, R., (2001). Menderes Massif (western Turkey): Structural, metamorphic and magmatic evolution-a synthesis. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 679-708.
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey - a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3–30.
- Çetiner, M. (2012). *İzmir ve çevresindeki mikrogravite verilerinin değerlendirilmesi*. Yüksek lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Çetinel, T. (2003). *İzmit ve civarında zemin özelliklerinin mikrotremor ölçümleri ile belirlenmesi*, Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Kocaeli
- Çırmık, A. (2014). *Determining the deformations in western Anatolia with GPS and gravity measurements*. Doktora tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Çırmık, Y.A. (2007). *İzostatik yanıt fonksiyonları ile litosfer yapılarının incelenmesi*. Yüksek lisans tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Destici, C. (2001). *Sismik dalga hızları ile dinamik ve statik parametrelerin ilişkilendirilmesi*. Lisans tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta.

- Dewey, J. F., ve Şengör, A. C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90 (1), 84–92.
- Doğan, M.B. (2015). *Uygulamalı jeofizik verileri için sunum ve değerlendirme programı*. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul.
- Doğru, F., Pamukçu, O. ve Özsöz, İ. (2017). Application of tilt angle method to the bouguer gravity data of Western Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 155, 213-222.
- Dolmaz, N.M., Hisarlı, M.Z., Orbay, N. (2004). Burdur havzasının Bouguer gravite verileri ile yorumu. *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, 16 (1), 23 – 32.
- Elmas, A. (2017). Trabzon Civarındaki Fay Türü Jeolojik Yapıların Gravite Verileri Kullanılarak Belirlenmesi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 41, 137-153
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F. (2005). *İzmir Yakın Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri*. Maden Tetkik Arama Enstitüsü (MTA) Rapor no: 10754.
- Erden, F. (1979). *Uygulamalı Gravite, eğitim serisi* (1. Baskı). Ankara: Maden Tetkik ve Arama Yayınları.
- Eşder, T., Yakabağ, A., Sarıkaya, H. ve Cicekli, K. (1991). *Aliğa bölgesinin jeolojisi ve jeotermal potansiyeli*. Maden Tetkik Arama Enstitüsü (MTA) Rapor no: 9467.
- Eyidoğan, H. ve Jackson, J. A. (1985). A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquake of 1969-1970 in western Turkey:

implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust..
Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 81, 569-607.

Gessner, K., Gallardo, L. A., Markwitz, V., Ring, U. ve Thomson, S. N. (2013).
What caused the denudation of the Menderes Massif: review of crustal evolution,
lithosphere structure, and dynamic topography in southwest Turkey? *Gondwana
Research*, 24, 243–274.

Google Earth, (2018). 15 Şubat 2018, <https://www.google.com/earth/>.

Gönenç, T., Pamukçu, O., Özyalın, Ş., Yurdakul, A. ve Sözbilir, H., (2012).
Application of boundary analysis and modeling methods on Bouguer gravity data
of the Gediz Graben and surrounding area in Western Anatolia and its tectonic
implications. *Journal Of The Balkan Geophysical Society*, 15 (2), 19-30.

Gönenç, T. (2008). *Doğu Akdeniz jeofizik verilerinin analizi ve yorumu*. Doktora
Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Groot, P. F., Bril, H. A., Floris, F. J. T. ve Campbel, A. E. (2006). Monte Carlo
simulation of wells, *Geophysics*, 61, 631-638.

Hisarlı, Z. M., ve Dolmaz, M. B. (2004). Kozak plütonik kütesinin havadan
mağnetik anomalilerinin modellenmesi. *İstanbul Üniversitesi Mühendislik
Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, 17 (2), 147-159.

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

Hubbert, M. K. (1948). A line-integral method of computing the gravimetric effects
of two-dimensional masses. *Geophysics*, 13, 215-225.

- Jackson, J. A. ve McKenzie, D. P. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between Western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 7, 185-264.
- Kanai, K. ve Tanaka, T. (1961). On Microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 8, 97–114.
- Karacık, Z. ve Yılmaz, Y. (2000). Dikili-Çandarlı bölgesinin jeolojik ve genç tektonik özellikleri. *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu*, 21-23 Ocak, İzmir, Türkiye.
- Karacık, Z., Yılmaz, Y. ve Pearce, J.A. (2007). The Dikili-Çandarlı Volcanics, Western Turkey: magmatic interactions as recorded by petrographic and geochemical features. *Turkish Journal of Earth Science*, 16, 493–522.
- Kaya, C. ve Başokur, A. T. (2010). Magnetotelluric Experiments in the Aliaga Geothermal Field, Western Turkey, *World Geothermal Congress*, 25-29 Nisan, Bali, Endonezya.
- Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy*, 10, 164–191.
- Keçeli, A. D. 2009. Uygulamalı Jeofizik (Applied Geophysics), TMMOB *Jeofizik Mühendisliği Odası Eğitim yayınları*, 9, 479-482.
- Kenfack, V. J., Kamduia, J., Dongmo, A. K., Kengni, L., Mbog, M. B., Tassongwa, B. ve Tabod, C.T. (2017). Estimation of the depth of major subsurface discontinuities beneath the mount Cameroon region, central Africa, based on new and existing gravity data analysis. *Earth Science Research Journal*, 6 (1), 27-35.
- Komazawa, M., Morikawa, H., Nakamura, K., Akamatsu, J., Nishimura, K. ve Sawada, S. (2002). Bedrock structure in Adapazari, Turkey—a possible cause of

severe damage by the 1999 Kocaeli earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22 (9), 829–836.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M. N. ve Veis, G. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 105, 5695-5719.

Mirzaoğlu, M. ve Dikmen, Ü. (2003). Application of Microtremors to Seismic Microzoning Procedure, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 6, 143-156.

MTA. (2002). Türkiye Maden Tetkik Arama Enstitüsü, *Türkiye Jeoloji haritası, ölçek: 1:500,000*, Ankara.

MTA-JICA. (1987). Pre-Feasibility Study on the Dikili Bergama Geothermal Development Project in the Republic of Turkey. *Progress Report II, Final Report*, M.T.A, Ankara.

Nabighian, M. N. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37, 507-517.

Nabighian, M. N. (1984). Toward a three dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert Transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, 49, 780-786.

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of sub-surface using microtremor on the ground surface, *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, 30 (1), 25-33.

- Nakamura, Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, proceeding. *12th World Conferance on Earthquake Engineering*, 25-26 Ekim, San Francisco, Amerika.
- Okay, A. İ. (2008). Geology of Turkey: A synopsis. *Der Anschnitt*, 21, 19–42.
- Okay, A. İ. ve Satır, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137, 495–516.
- Okay, A. İ. ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, E. & Seranne, M. (Eds.), *The Mediterranean Basins: tertiary extension within the Alpine Orogen*. *Geological Society of London*, 156, 475–515.
- Oruç, B. (2011). Edge detection and depth estimation using a tilt angle map from gravity gradient data of the Kozaklı-Central Anatolia region, Turkey. *Pure and applied geophysics*, 168 (10), 1769-1780.
- Oruç, B. (2012). *Yeraltı kaynak aramalarında gravite yöntemi, Matlab kodları ve çözümlü örnekler* (2. Baskı). Kocaeli: Umuttepe Yayınları.
- Oruç, B. (2013). *Yeraltı kaynak aramalarında gravite yöntemi, Matlab kodları ve çözümlü örnekler* (3. Baskı). Kocaeli: Umuttepe Yayınları.
- Øvreeide, A. (2010). *Gravity modeling: Calculations based on porosity-density*. Doktora Tezi, Bergen Üniversitesi, Bergen.
- Özçep, F. (2005). Statik ve Dinamik (Deprem) Etkiler Altında Zemin Davranışı ve Mühendislik Uygulamaları. 5. *Jeofizik Mühendisleri Odası Meslek içi Eğitim ve Belgelendirme Kursları*, 16-17 Nisan, Ankara, Türkiye.

- Özgen, K. (2009). *Dikili-kaynarca ve Bergama-Ovacık Hidrotermal alterasyon zonlarının Uzaktan algılama ve coğrafi bilgi Sistemleri ile değerlendirilmesi*. Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Özdağ, C. Ö. (2014). *İzmir körfezi kuzeyinin zemin dinamik analizi parametrelerinin jeofizik yöntemlerle irdelenmesi*. Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Özürlan, G. ve Şahin, M. H. (2006). Integrated geophysical investigations in the Hisar geothermal field, Demirci, western Turkey. *Geothermics*, 35, 110–122.
- Pamuk, E., Gönenç, T., Özdağ, Ö. C. ve Akgün, M., (2018). 3d bedrock structure of Bornova plain and its surroundings (İzmir/Western Turkey). *Pure and Applied Geophysics*, 175, 325–340.
- Pamuk, E., Özdağ, Ö. C., Özyalın, Ş. ve Akgün, M., (2017). Soil characterization of Tınaztepe region (İzmir/Turkey) using surface wave methods and Nakamura (HVSr) technique. *Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, 16 (2), 447–458.
- Pamuk, E. (2014). *İzmir (Buca) bölgesinde yüzey dalgası yöntemleriyle elde edilen kayma dalgası hızlarının (Vs) analizi ve mikrotremor uygulamaları*. Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Pamukçu, O. (2004), *Doğu Anadolu bölgesi'nin jeodinamik yapısının jeofizik verilerle irdelenmesi*. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Pirttijärvi, M. (2009). Processing and analysis of potential field data using 2-D Fourier transform. *Geological Survey of Finland*, 38, 122-131.
- Press, F. (1970). Earth models consistent with geophysical data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 3, 3–22.

- Robertson, A. H. F. ve Grasso, M. (1995). Overview of the Late Tertiary-Recent tectonic and Palaeo-environmental development of the Mediterranean region. *Terra Nova*, 7, 114–127.
- Roest, W. R., Verhoef, J. ve Pilkington, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57, 116-25.
- Ruotoistenmäki, T. (1987). Estimation of depth to potential field sources using the Fourier amplitude spectrum. *Geological Society of Finland*, 59 (1), 45-69.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, D., Smith, R. ve Ravat, D. (2007). Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *Geophysics*, 73 (1), 1-10.
- Sambridge, M. ve Mosengard, K. (2002). Monte Carlo methods in geophysical inverse problems. *Geophys.* 40, 31-37
- Sanver, M. ve İşseven, T. (2007). *Gravite ve manyetik arama yöntemleri* (1. Baskı). Ankara: Nobel Yayınevi.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B., C. (1991). Late Cenozoic extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128, 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B. C. ve Rundle, C. C. (1992). Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *Journal of the Geological Society*, 149, 533-538.
- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., İnci, U., Ersoy, Y. Kocer, T., Demirtaş, R. ve Özkaymak, Ç. (2008). D–B uzanımlı İzmir Fayı ile KD-uzanımlı Seferihisar Fayı'nın birlikte çalıştığına dair veriler: İzmir Körfezi'ni oluşturan aktif faylarda kinematic ve paleosismolojik çalışmalar, Batı Anadolu [Evidence for a kinematically linked E–W-trending İzmir Fault and NE trending Seferihisar Fault: Kinematic and paleoseismological studies carried out on active faults forming the İzmir Bay, Western Anatolia]. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 51 (1), 91–114.

Spector, A. ve Grant, F. S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35 (2), 293-302.

Şengör, A. M. C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, In: Coward, M., P., Dewey, J., F. and Hancock, P., L. (eds), Continental Extensional Tectonics. *Geological Society, London, Special Publications*, 28, 575-589.

Şengör, A. M. C. (1980). *Türkiye'nin Neotektoniğinin esasları* (1. Baskı). Ankara: *Türkiye Jeoloji Kurumu*.

Şengör, A. M. C., Görür, N. ve Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, In: K.D. Biddle & N. Christie-Blick (eds.), Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publication*, 17, 227-264.

Tavşanoğlu, V. (1996). Multiscale Edge Detection using IIR Filter Banks. *International Symposium on Circuits and Systems*, 2, 711-714.

Tunçel, A. (2014). *Jeofizik yöntemlerle zemin-anakaya sınırının belirlenmesi ve dinamik zemin parametrelerinin elde edilmesi: Karşıyaka ve Güzelbahçe (İzmir) örneği*. Doktora tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Uyanık, O. (2002). Sismik hızlardan yoğunluğun belirlenmesi. *TMMOB Jeofizik Mühendisliği Odası Eğitim yayınları* 17, 3-15

Uyanık, O. (2002). *Kayma dalga hızına bağlı potansiyel sıvılaşma analiz yöntemi*. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Uzel, B. (2013). *Geologic evolution of İzmir-Balıkesir transfer zone: a crustal-scale structure reorganizing extensional tectonics in western Anatolia*. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Uzel, B., Sözbilir, H. ve Özkaymak, Ç. (2012). Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in western Anatolia: The inner bay of Izmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 439-471.

Uzel, B. ve Sözbilir, H. (2008). A first record of strike-slip basin in western Anatolia and its tectonic implication: The Cumaovası basin as an example. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 559– 591.

Yılmaz, Y. (1993) New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of America Bulletin*, 105 (1), 252-271.

Yılmaz, Y., Genç, S. C., Gürer, O. F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. ve Elmas, A. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J. A. & Piper, J. D. A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. *Geological Society, London, Special Publications*, 173, 353–384.