



**T.C.
SIVAS CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**RODOS VE FİNİKE HAVZALARININ (DOĞU AKDENİZ'İN
BATI KESİMİ) SERBEST HAVA ANOMALİLERİ İLE 2
BOYUTLU MODELLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Bülent DEMİR

(201592131408)

Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı

Tez Danışmanı:Doç. Dr. Özcan BEKTAŞ

SIVAS

MAYIS 2019

BÜLENT DEMİR' in hazırladığı ve “**RODOS VE FİNİKE HAVZALARININ (DOĞU AKDENİZ'İN BATI KESİMİ) SERBEST HAVA ANOMALİLERİ İLE 2 BOYUTLU MODELLENMESİ**” adlı bu çalışma aşağıdaki jüri tarafından **JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**' nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Tez Danışmanı: **Doç. Dr. Özcan BEKTAŞ**
Cumhuriyet Üniversitesi

Jüri Üyeleri: **Prof. Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ**
Bitlis Eren Üniversitesi

Prof. Dr. Hüseyin YILMAZ
Cumhuriyet Üniversitesi

Bu tez, Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tarafından **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak onaylanmıştır.

Prof. Dr. İsmail ÇELİK
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

Bu tez, Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Senatosu'nun 20.08.2014 tarihli ve 7 sayılı kararı ile kabul edilen Fen Bilimleri Enstitüsü Lisansüstü Tez Yazım Kılavuzu(Yönerge)'nda belirtilen kurallara uygun olarak hazırlanmıştır.



Bütün hakları saklıdır.
Kaynak göstermek koşuluyla alıntı ve gönderme yapılabilir.

© Bülent DEMİR, 2019



10 yıldır, “halâ bitiremedin mi?” diye soran herkese...

ÖZET

RODOS VE FİNİKE HAVZALARININ (DOĞU AKDENİZ'İN BATI KESİMİ) SERBEST HAVA ANOMALİLERİ İLE 2 BOYUTLU MODELLENMESİ

Bülent DEMİR

Yüksek Lisans Tezi

Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Özcan BEKTAŞ

2019, 37 + xii Sayfa

Bu tezde, Rodos ve Finike Havzaları serbest hava gravite anomalileri kullanılarak araştırılmıştır. Ayrıca çalışma alanında havza dolgusu çökellerinin kalınlıkları ve taban topografyalarının belirlenmesi amaçlanmıştır. Çalışma alanına ait serbest hava gravite anomalilerinden, toplam 5 adet profil boyunca 2 boyutlu modeller elde edilmiş ve birbirini dik kesen profillerde havza dolgu kalınlıklarının birbiri ile uyumlu olduğu görülmüştür. Modelleme sonucunda Rodos Havzasının dolgu kalınlığının ortalama 3,5 km, Finike Havzasının dolgu kalınlığının ise ortalama 4 km olduğu belirlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Rodos Havzası, Finike Havzası, Serbest hava gravite anomalisi, 2B modelleme

ABSTRACT

2-DIMENSIONAL MODELING OF RODOS AND FINIKE BASINS (THE WEST PART OF EASTERN MEDITERRANEAN) BY USING FREE AIR GRAVITY ANOMALIES

Bülent DEMİR

Master of Science Thesis, Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Özcan BEKTAŞ

2019, 37 + xii pages

In this thesis, the Rhodes and Finike basins were investigated using free air gravity anomalies. In addition, it was aimed to determine thickness of basin fill sediments and base topography in the study area. From the free air gravity anomalies of the study area, 2-dimensional models were obtained in total 5 profiles and it was observed that the thicknesses of the basin were consistent with each other. As a result of the modeling, it was determined that the Rhodes Basin had an average thickness of 3.5 km and the Finike Basin had an average thickness of 4 km. The results were compared with previous geophysical studies (seismic reflection, gravity) and important results were obtained about basin base topography.

Keywords: Rhodes Basin, Finike Basin, Free air gravity anomaly, 2D modeling

TEŞEKKÜR

Öncelikle bilgi ve deneyimlerinden sürekli yararlandığım, tezin her aşamasında yardımlarını ve özverisini esirgemeyen danışman hocam Doç. Dr. Özcan BEKTAŞ'a;

Bu tez çalışması süresince bilgi ve deneyimleri ile yol gösteren Cumhuriyet Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden Prof. Dr. Hüseyin YILMAZ' a, Bitlis Eren Üniversitesi İnşaat Mühendisliği Bölümü' nden Prof. Dr. Aydın BÜYÜKSARAC'a, Cumhuriyet Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü' nden Öğr. Gör. Sinan KOŞAROĞLU ve Jeoloji Mühendisliği Bölümü' nden Araş. Gör. Oktay CANBAZ'a;

Bu tezin çalışmalarıyla ilgili bana her türlü izin ve desteği sağlayan Yaşar Birleşik Pazarlama Trabzon Bölge Müdürü Sn. Halis TOK ve Samsun Satış Müdürü Sn. Abdullah ÖZTÜRK'e ve göstermiş olduğu sabırdan dolayı aileme teşekkürlerimi sunarım;

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
ÖZET	vi
ABSTRACT	vii
TEŞEKKÜR	viii
ŞEKİLLER DİZİNİ	x
SİMGELER DİZİNİ	xii
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışma Alanının Jeolojik Özellikleri.....	2
1.1.1 Rodos havzası.....	2
1.1.1.1 Birim 1: Pliyo-Kuvaterner.....	5
1.1.1.2 Birim 3: Pre-Messiniyen.....	5
1.1.2 Finike havzası.....	5
1.1.2.1 Birim 1: Pliosen–Kuvaterner.....	6
1.1.2.2 Birim 2: Miyosen (Messiniyen).....	7
1.1.2.3 Birim 3: Miyosen (Pre-Messiniyen).....	7
2. ÇALIŞMA ALANININ TEKTONİĞİ VE SİSMOTEKTONİĞİ	8
3. ÖNCEL ÇALIŞMALAR	14
4. MATERYAL VE YÖNTEM	19
4.1. Serbest Hava Gravite Anomalileri.....	19
4.2. 2 Boyutlu Modelleme.....	20
5. BULGULAR	25
6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	31
KAYNAKLAR	32
ÖZGEÇMİŞ	

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa

Şekil 1.1. Finike ve Rodos havzaları ve çevresindeki deniz tabanı morfolojisi (Aksu vd., 2009).....	2
Şekil 1.2. Afrika levhasının kuzeye Ege-Anadolu Levhacığının altına dalmasınınürünü olan Hellenik ve Kıbrıs yaylarının kesişim noktası yakınında bulunan Rodos Havzası üzerleyen Ege-Anadolu Levhacığının üzerinde yer almaktadır (Hall vd., 2014).....	3
Şekil 1.3. Rodos Havzası ve civarının, sismik stratigrafik birimler ile karadaki tortul ardalanmalararasındaki korelasyonu gösteren stratigrafî, (i) Çameli ve Eşen (Çay) havzaları = Alçiçek vd. (2006), Alçiçek (2007); (ii) Kasaba Havzası = Hayward (1984); Şenel (1997a, b); Şenel ve Bölükbaşı (1997); ve (iii) Aksu, Köprüçay ve Manavgat havzaları dahil Antalya Havzası = Akay ve Uysal (1985); Akay vd. (1985); Flecker vd. (1998); Karabıyıköğlü vd. (2000, 2005), İşler vd. (2005).....	4
Şekil 1.4 Finike Havzası ve civarının, sismik stratigrafik birimler ile karadaki tortul ardalanmalararasındaki korelasyonu gösteren stratigrafî, (i) Adana Havzası = Yalçın ve Görür (1984), Kozlu (1987), Yılmaz vd., (1988) ve Gökçen vd., (1988), (ii) Mesaoria Havzası ve Girne Aralığı = Weiler (1969), Cleintaur vd., (1977), Robertson vd., (1995), (iii) Kasaba Havzası = Hayward (1984), Şenel (1997a, b), Şenel ve Bölükbaşı (1997), (iv) Aksu, Köprüçay ve Manavgat Havzaları = Akay ve Uysal (1985), Akay vd., (1985), Flecker vd., (1998), Karabıyıköğlü vd., (2000, 2005).....	6
Şekil 2.1. Doğu Akdeniz ve çevresinin basitleştirilmiş tektonik haritası(Hall vd., 2014 ten sadeleştirilmiştir).....	9
Şekil 2.2. Doğu Akdenize ait Deprem Dağılım ve Batimetri haritası (portal.emodnet-bathymetry.eu). PLH: Plinyy Hendeği, PTH: Ptolemy Hendeği.....	12
Şekil 4.1.1. Çalışma alanına ait serbest hava gravite anomali haritası.....	20

Şekil 4.2.1. n kenarlı bir poligonun 2 boyutlu model geometrisi (Talwani vd, 1959).....	21
Şekil 5.1. Çalışma alanına ait serbest hava gravite anomali haritası ve 2B modelleme kesitleri.....	25
Şekil 5.2. A- A' profili boyunca elde edilen 2B gravite modeli.....	26
Şekil 5.3. B-B' profili boyunca elde edilen 2B gravite modeli.....	27
Şekil 5.4. C-C' profili boyunca elde edilen 2B gravite modeli.....	28
Şekil 5.5. D-D' profili boyunca elde edilen 2B gravite modeli.....	29
Şekil 5.5. E-E' profili boyunca elde edilen 2B gravite modeli.....	30

SİMGELER DİZİNİ

mGal	Miligal
G	Evrensel yerçekimi sabiti
ρ	Yapının yoğunluğu(gr/cm^3)
m	Uzaklık
2B	2 Boyutlu



1. GİRİŞ

Rodos Havzası, Doğu Akdeniz' de ve Türkiye' nin Güneydoğusunda yer alan Toros dağları ile Rodos Adası arasındaki derin bir çöküntüdür ve Doğu Helenik yayı boyunca Plinny ve Strabo hendekleri ile sınırlıdır. Rodos Havzası, 4000 m ye ulaşan derinliği ile (en derin kısmı yaklaşık 4485 m) Akdenizin en derin kısımlarından biridir. Derin Rodos Havzası, Helenik ve Kıbrıs yayları arasındaki kavşağın yakınında meydana gelmiş ve bu nedenle Doğu Akdenizdeki dalma/çarpışma bölgesinde bulunan büyük bir levha sınırı çevresinde yer alan, jeodinamik öneme sahip bir havzadır. Ege-Anadolu mikrolakasının Güneydoğu sınırını tanımlayan en güçlü sismisite, Plinny ve Strabo hendeklerini yakından takip eder. Rodos Havzasının Helenik yayın Doğu kolu boyunca dönüşüm hareketi gelişmesiyle bağlantılı, derin bir post-miyosen çöküntü olduğuna dair çok fazla kanıt bulunmaktadır (Woodside vd., 2000).

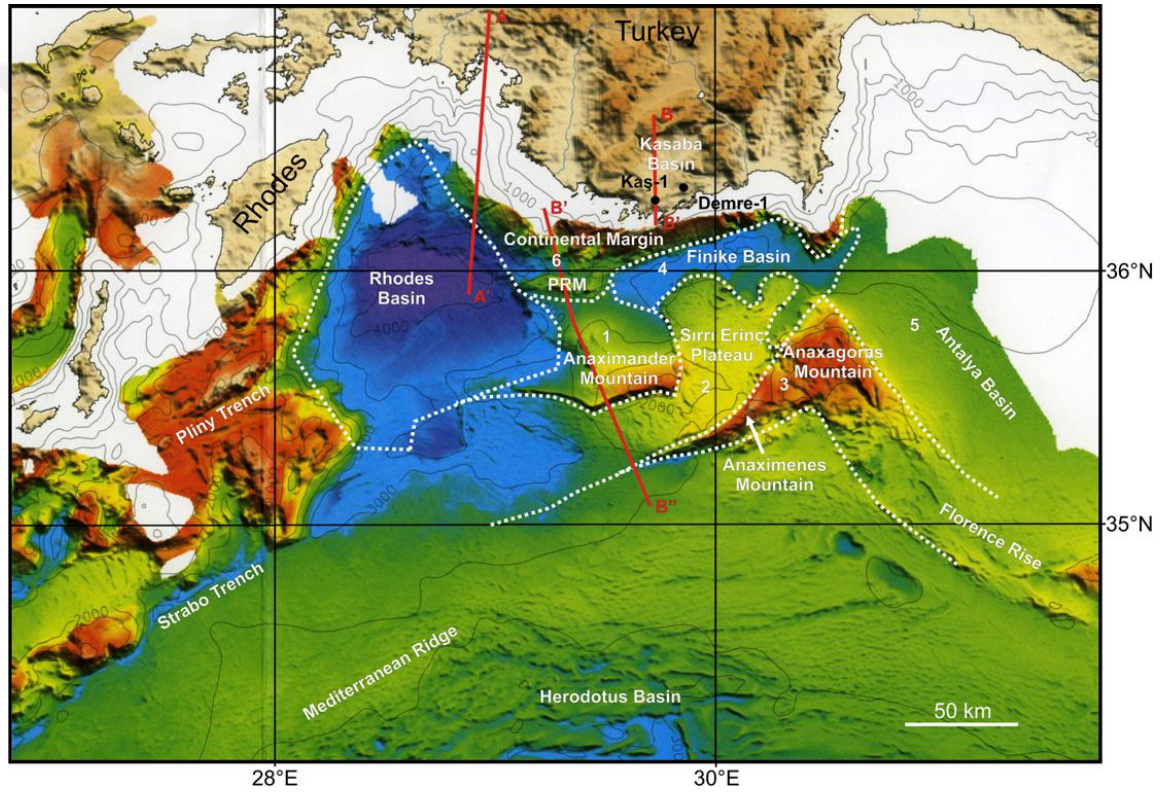
Finike Havzası Ege-Anadolu Mikro levhasını güneyinde, Doğu Akdenizde Rodos havzası, Anaximander dağları, Antalya havzası ve Batı Toros Dağlarının güney kesimi arasında bulunan doğu-batı uzanımlı 5–10 km genişliğinde ve yaklaşık 3000 m derinliğinde küçük bir çöküntü alanıdır. Finike havzasının Pliyosen–Kuvaterner birimi KD-GB gidişli ve GD' ya eğimli bir dizi bindirme fayı ile kesilmektedir (Aksu vd., 2014).

Bu tezde, Doğu Akdeniz'in batı kesimindeki(34°-37°enlemleri ve 27°-32°boylamları arası) Rodos ve Finike Havzaları'nın havza dolgusu çökellerinin kalınlıkları ve taban topoğrafyasına yönelik bilgiler elde edilmiştir. Bu çalışma kapsamında, Doğu Akdeniz'in batı kesiminde bugüne kadar yapılan jeofizik ve jeoloji çalışmalarından yararlanılmıştır. Ayrıca elde edilen sonuçlar bölgede yapılan çalışmalar sonucunda ortaya çıkan sonuçlar ile karşılaştırılmış ve yorumlanmıştır.

Çalışma alanına ait CryoSat-2, Envisat ve Jason-1 uydularından birleştirilmiş yüksek çözünürlüklü küresel deniz gravite anomalilerden elde edilen Sandwell v23.1 serbest hava anomalileri kullanılarak Rodos ve Finike havzaları 2 Boyutlu olarak modellenmiştir. Böylece Rodos ve Finike havzalarının derin yapısı ortaya çıkarılmıştır.

1.1. Çalışma Alanının Jeolojik Özellikleri

Afrika/Arabistan ve Avrasya levha sınırlarının yakınlaşma zonu olan Akdeniz Bölgesinde dalma-batma zonunun doğrultusu boyunca dalan levhanın özelliklerinin değişimlerine bağlı olarak levha sınırları parçalara bölünmüş ve farklı yay yapıları ortaya çıkmıştır. Bölgede litosfer ölçeğindeki prosesler Akdeniz bölgesinde değişik yapısal unsurların (yay, hendek, denizaltı dağları, transform faylar ve havzalar gibi oluşmasını sağlamıştır (Şekil 1.1). Bu havzalardan Güneybatı Türkiye yakınlarında bulunan ikisi Rodos Havzası ve Finike Havzası sunulu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır (Aksu vd., 2009).

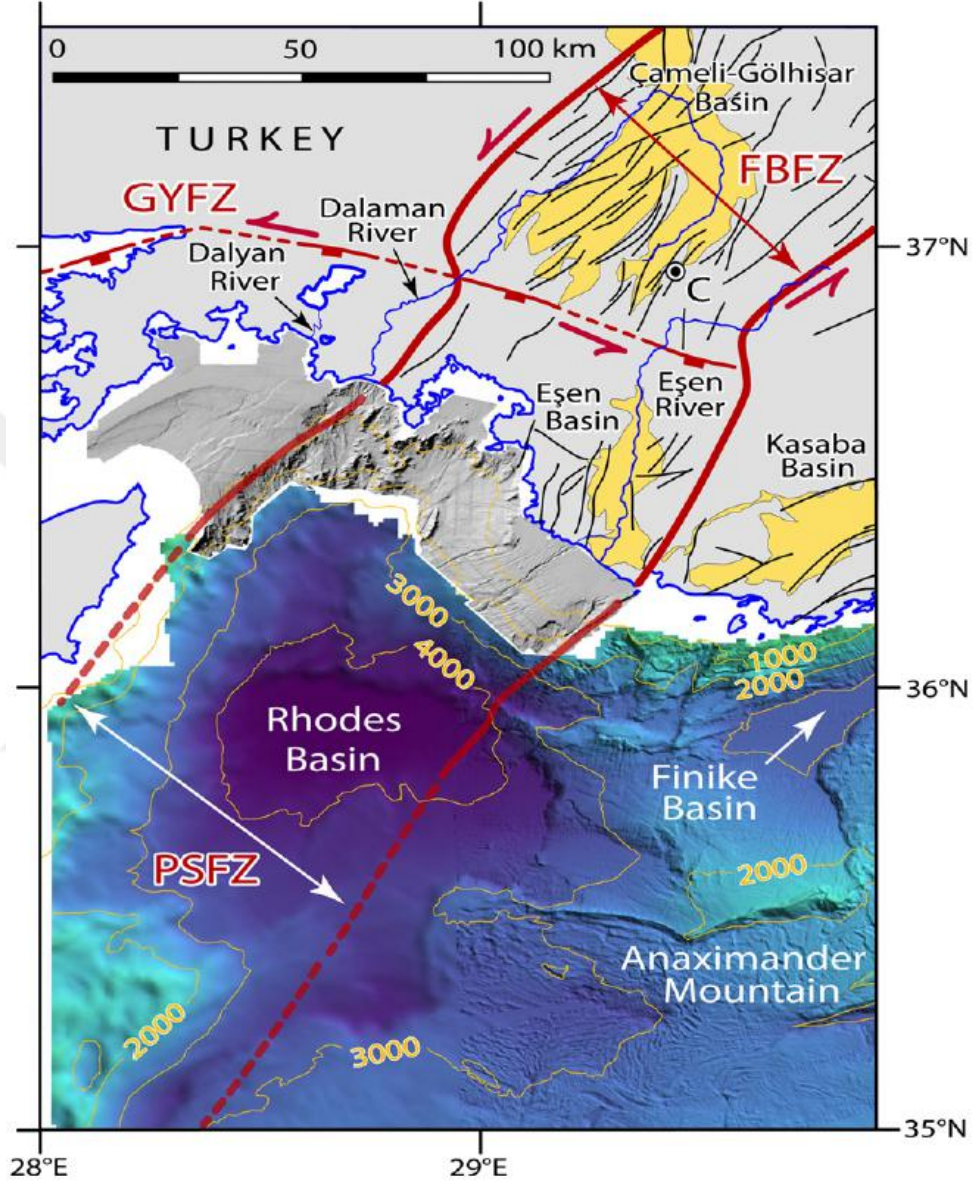


Şekil 1.1 Finike ve Rodos havzaları ve çevresindeki deniz tabanı morfolojisi (Aksu vd., 2009).

1.1.1 Rodos havzası

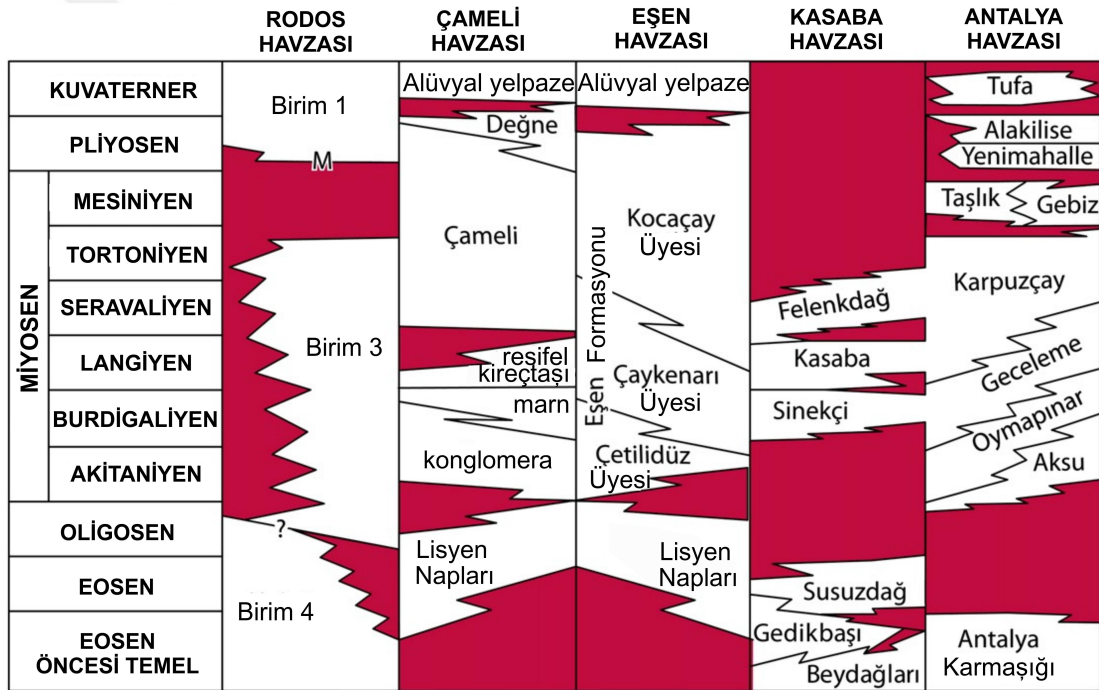
Rodos Adası ve Alpin orojenini GB Türkiyedeki kesimi arasında yer alan Rodos Havzası 4000 m yi aşan bir derinliğe sahip, kuzeyden Pliny ve güneyden ise Strabo hendekleriyle sınırlı bir çöküntü alanıdır. En derin yeri 4485 m olmasıyla havza bütün Akdenizdeki en derin bölgedir (Şekil 1.2). IOC-UNESCO'nun (1981) verilerini kullanan Woodside vd. (2000) Rodos Havzasının yaklaşık 35.845° N enlemi

yakınında doğu-batı uzanımlı asimetrik bir kabarıklığın ayırdığı, kuzeyde daha derin ve güneyde daha sığ iki alt havzaya ayrıldığını göstermiştir. Güney alt havzası morfolojik olarak Strabo hendeğinin devamı durumundadır.



Şekil 1.2 Afrika levhasının kuzeye Ege-Anadolu Levhacığının altına dalmasının ürünü olan Hellenik ve Kıbrıs yaylarının kesişim noktası yakınında bulunan Rodos Havzası üzerleyen Ege-Anadolu Levhacığının üzerinde yer almaktadır (Hall vd., 2014).

Rodos havzasından alınan sismik veriler örneklenen temel birimlerin, Güney Türkiyede yüzeylenenlere (Bey Dağları ve Susuz Dağ) benzer Kretase-Miyosen kayalarından oluşan Anaximander Dağları yakınındakilere benzerdir (Woodside vd., 1998b). Buradaki fasiyeler Mesozoyik Lycian napları, Rodos ve diğer Ege adalarındakiyle süreklilik sunmaktadır (Bernoulli vd., 1974; Gutnic vd., 1979). Woodside vd., (2000) ise Rodos havzasının akustik temelinin sıkışmış ve deforme olmuş Kretase-Miyosen yaşlı birimler olduğunu ileri sürmüştür. Hall vd. (2014) Rodos Havzasından elde edilen profillerin, birbirlerinden dikkat çeken açılal uyumsuzlukla (M-reflektör - Robertson vd., 2013) ayrılan belirgin iki sismik stratigrafik birimden (Birim 1 ve 3) söz etmektedir (Şekil1.3).



Şekil 1.3 Rodos Havzası ve civarının, sismik stratigrafik birimler ile karadaki tortul aralanmalar arasındaki korelasyonu gösteren stratigrafi, (i) Çameli ve Eşen (Çay) havzaları = Alçiçek vd. (2006), Alçiçek (2007); (ii) Kasaba Havzası = Hayward (1984); Şenel (1997a, b); Şenel ve Bölükbaşı (1997); ve (iii) Aksu, Köprüçay ve Manavgat havzaları dahil Antalya Havzası = Akay ve Uysal (1985); Akay vd. (1985); Flecker vd. (1998); Karabıyıkoglu vd. (2000, 2005), İşler vd. (2005).

1.1.1.1 Birim 1: Pliyo-Kuvaterner

M-reflektörünün üzerinde açısız uyumsuzlukla bulunan birim, GB Türkiyedeki karasal kırıntılarla (Çameli ve Eşen havzalarındaki Pliyosen yaşlı Değne Formasyonu ve Kuvaterner yaşlı aluvyal yelpazeler; Aksu, Köprü ve Manavgat havzalarındaki Pliyosen yaşlı Yenimahalle ve Alakilise formasyonları ve Pleistosen yaşlı Antalya Traverteni ve Belkıs konglomerası) Rodos havzasında 1 km üzerinde bir kalınlık sunan Pliyo-Kuvaterner çökeller Akdenizde diğer havzalarda saptanan Messiniyen evaporitlerini içermemektedir (Hall vd., 2009; Woodside vd., 2000).

1.1.1.2 Birim 3: Pre-Messiniyen

Bu birim Alt Mesozoyik-Üst Miyosen döneminde oluşmuş ve Güneybatı Türkiyede karasal alanlarda gözlenen birimlerle deneştirilebilen kaya türlerini kapsamaktadır (Üst Kretase ve Kasaba havzasındaki Serravallian-Tortonian yaşlı Felenkdağ Formasyonu, Langhian yaşlı Kasaba Formasyonu ve Burdigaliyen yaşlı Sinekçi Formasyonu; Aksu, Köprü and Manavgat havzalarındaki Aquitanian-Serravallian yaşlı Aksu, Oymapınar Geceleme ve Tortoniyen Karpuzçay formasyonları; Çameli havzasındaki Alt Miyosen yaşlı konglomera, marn ve resifal kireçtaşı ve Orta-Üst Miyosen yaşlı Çameli Formasyonu ve Eşen havzasındaki Eşen Formasyonu (Şekil 1.3). Birim 3 tabanda Güneybatı Türkiyede (Lycian Napları ve Beydağları Kompleksi Collins ve Robertson, 1998) ve Rodos Adasında (Hanken vd., 1996) haritalanmış birimleri de içermektedir.

1.1.2 Finike havzası

Finike Havzası Ege-Anadolu Mikro levhasını güneyinde, Doğu Akdenizde Rodos havzası, Anaximander dağları, Antalya havzası ve Batı Toros Dağlarının güney kesimi arasında bulunan doğu-batı uzanımlı 5–10 km genişliğinde ve yaklaşık 3000 m derinliğinde küçük bir çöküntü alanıdır (Şekil1.2). Aksu vd., (2014) Unit 4 olarak havzanın akustik temeli Mesozoyik-Eosen yaşlı litostratigrafi birimleridir (Şekil 1.4). Bu temel, kor ve metamorfik kayalardan oluşmaktadır ve muhtemelen ofiyolitik Antalya Kompleksini (Bağcı ve Parlak, 2009) de kapsamaktadır. Benzer akustik özellik havzanın kuzeydoğusunda kıta şelfi ve yamacında da gözlenmiştir. Aksu vd.,

(2014) Finike havzasında yukarıda belirtilen temel üzerinde gelişmiş havza dolgusunu üç birim halinde incelemiştir (Birim 1, 2 ve 3).

	FINİKE HAVZASI	KASABA HAVZASI	ANTALYA HAVZASI	ADANA-KLİKYA HAVZALARI	MESSAORIA HAVZASI	KYRENIA DAĞLARI
KUVATERNER	Birim 1		Tufa	Kuraşa	Athalassa	
PLİYOSEN			Alakilise Yenimahalle	Handere	Nicosia	Mirtou
MESİNIYEN	Birim 2 M		Taşlık	Gebiz	Haymanseki	Kalavastos
TORTONİYEN						Lapatza
SERAVALİYEN		Felenkdağ	Karpuzçay	Güvenç	Kuzgun	Koronia
LANGİYEN	Birim 3	Kasaba	Gecelime	Cingöz		Pakhna
BURDIGALİYEN		Sinekçi	Oymapınar	Karaisalı		Kythrea Grubu
AKİTANİYEN			Aksu	Gildirli		Terra
OLİGOSEN	?					Lefkara
EOSEN		Susuzdağ		Karsanti		Lapithos Grubu
EOSEN ÖNCESİ TEMEL	Birim 4	Gedikbaşı	Antalya Karmaşığı	Aladağ Karmaşığı	Troodos Karmaşığı	Egzotik bileşenler
		Beydağları				

Şekil 1.4 Finike Havzası ve civarının, sismik stratigrafik birimler ile karadaki tortul ardalanmalar arasındaki korelasyonu gösteren stratigrafisi, (i) Adana Havzası = Yalçın ve Görür (1984), Kozlu (1987), Yılmaz vd., (1988) ve Gökçen vd., (1988), (ii) Mesaoria Havzası ve Girne Aralığı = Weiler (1969), Cleintaur vd., (1977), Robertson vd., (1995), (iii) Kasaba Havzası = Hayward (1984), Şenel (1997a, b), Şenel ve Bölükbaşı (1997), (iv) Aksu, Köprüçay ve Manavgat Havzaları = Akay ve Uysal (1985), Akay vd., (1985), Flecker vd., (1998), Karabıyıkoglu vd., (2000, 2005).

1.1.2.1 Birim 1: Pliosen–Kuvaterner

Finike havzasının en genç birimidir. M-reflektörünün üzerinde açılmal uyumsuzlukla bulunan birim 5.3 My yaşındadır. Bölgesel olarak Adana ve Klikya havzalarındaki Kuraşa ve Handere formasyonları; Mesaoria havzasındaki Athalassa ve Nicosia formasyonları ve Kyrenia dağlarındaki Mirtou Formasyonu ile denetirilebilir (Şekil 1.4). Birimin kalınlığı değişkendir (kıyıya yakın kesimlerde 100 m iken Sırrı Erinç Platosunda 2000 m’yi aşmaktadır.

1.1.2.2 Birim 2: Miyosen (Messiniyen)

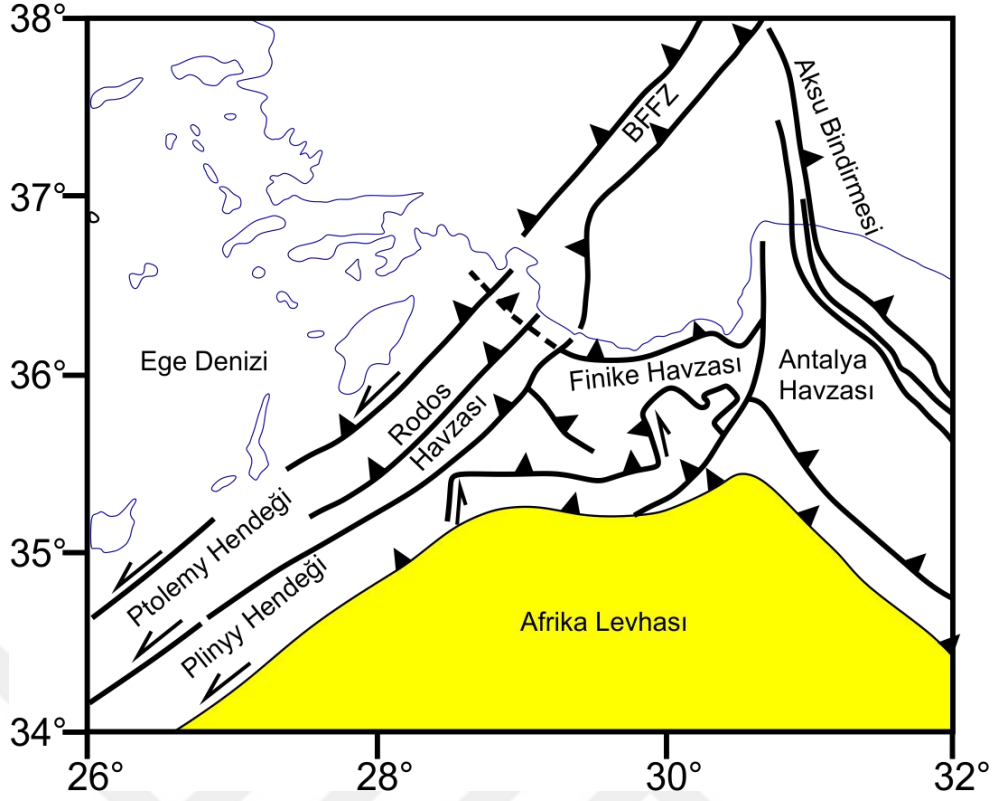
Üstten M ve alttan N-reflektörleriyle (İşler vd., 2005), sınırlı birim Finike havzasının derin kesimlerinde yoktur, sadece havzanın en doğusunda Antalya Havzası yakınında bulunur. İnce anhidrit ve kireçtaşı katmanları içeren bu birim esas olarak halit mineralinden oluşmaktadır (Baroz vd., 1978). Bölgesel olarak Adana ve Klikya havzalarındaki Haymanseki formasyonu, Mesaoria havzasındaki Kalavastos formasyonu ve Kyrenia dağlarındaki Lapatza Formasyonu ile denestirilebilir (Şekil 1.4).

1.1.2.3 Birim 3: Miyosen (Pre-Messiniyen)

Finike havzasının büyük bir bölümünde M-reflektörünün ve havzanın en doğusunda ise N-reflektörünün altında bulunan birimin, Antalya Havzasının kuzeyindeki karada bulunan Manavgat havzasındaki Manavgat-2 sondaj kuyusuyla denestirilerek Aquitaniyen–Tortoniyen yaşlı silisiklastik ve karbonat kayalardan oluştuğu kabul edilmektedir (Hall vd., 2014). Birim 3, bölgesel olarak Mesaoria havzasındaki Pakhna Formasyonu, Kuzey Kıbrıstaki Kyrenia dağlarındaki Kythrea Grubu (Bagnall, 1960; Follows ve Robertson, 1990), Kasaba havzasındaki Elekdağ, Kasaba ve Sinekli formasyonları ile denestirilmektedir (Şenel, 1997a,b; Şenel ve Bölükbaşı, 1997).

2. ÇALIŞMA ALANININ TEKTONİĞİ VE SİSMOTEKTONİĞİ

Ege / Anadolu mikroplakası, kuzey ve doğuda Kuzey ve Doğu Anadolu Fayları ile sınırlanmıştır. Kıbrıs Yayı batıya doğru takip edildiğinde, Kıbrıs ve Eratosthenes Denizi arasında bir kanal oluşturur ve daha sonra Afrika tabakasının kuzey kenarı üzerindeki Herodotus Havzası'nı sınırlayan Floransa Yükseliminin hafif yükseltilmiş deniz tabanını oluşturur (Woodside vd., 2002). Kuzeybatıya doğru, Floransa Yükselimi, yükselmiş Anaximander Denizi'nden (Zitter vd., 2003) oluşan karmaşık bir deniz tabanı kabartması ve Kıbrıs ve Helenik Yay kavşağının geniş bölgesinde oluşan Rodos Havzası derin depresyonu (Woodside vd., 2000) ile birleşir. Yitim zonunun geri çekilmesi, Ege / Anadolu mikroplakasının Ege kesiminde yer alan Ege graben sisteminin üretilmesine izin verir (Ten Veen ve Postma, 1999). Sedimanter havzalar, Kıbrıs yayının temel deformasyon bölgeleri arasındaki iki çöküntü boyunca uzanır. Misis-Girne Fay Zonu'nun kuzeyine ve kuzeybatıya doğru uzanan uzantıları arasındaki alanlar Adana, Kilikya ve Antalya Havzalarıdır. Bu bölgenin güneyinde, İskenderun, Lazkiye ve Mesaoria Havzaları ile birlikte Antalya Havzası'nın dış kısmı uzanmaktadır. Amanos-Larnaka Fay Zonu'nun güneyinde, Kıbrıs Havzası uzanır. Tartus Sırtı'nın güneyinde, Afrika plakasının kuzey kenarında Levanten Havzası uzanır. Bu havzaların altındaki temel, büyük ölçüde bilinmemekle birlikte, muhtemelen Kıbrıs'taki Troodos ofiyoliti ve Suriye ile Güneybatı Türkiye ve diğerlerinin kuzeybatıdaki eşdeğerleri de dahil olmak üzere Tetis Okyanusuna ait çeşitli ofiyolitik kuşakları kapsamaktadır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1 Doğu Akdeniz ve çevresinin basitleştirilmiş tektonik haritası (Hall vd., 2014' ten sadeleştirilmiştir).

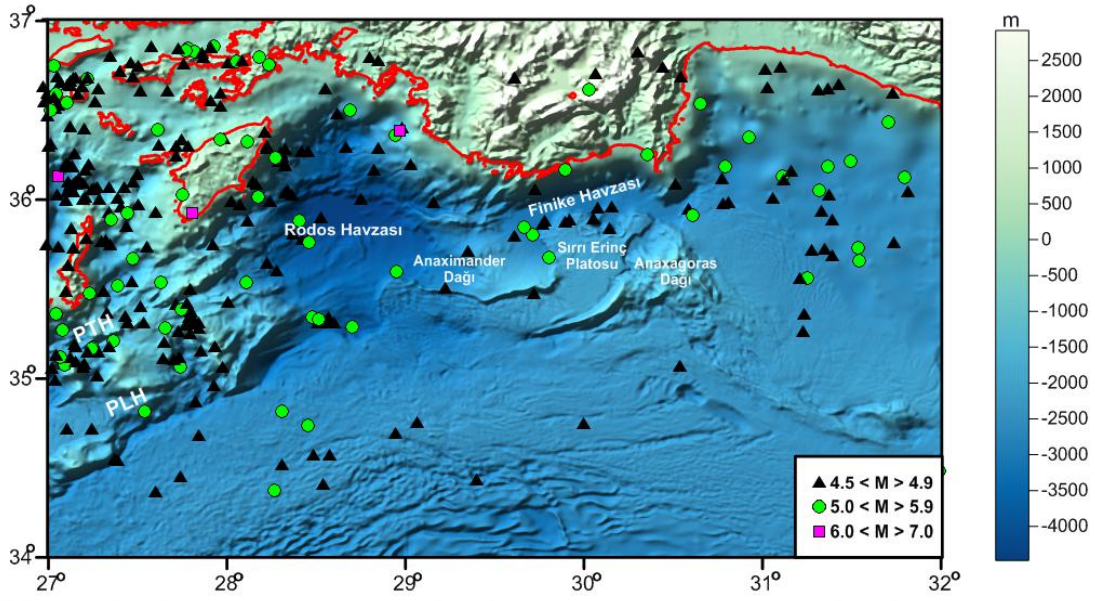
Rodos Havzası, Doğu Akdeniz'de Hellenik ve Kıbrıs Yayı kavşağının yakınında yer alan derin bir çöküntüdür (Şekiller 2.1 ve 2.2). Anadolu kıta kenarı, güneyde Akdeniz sırtı, batıda Hellenik Yayını ve doğuda Anaximander Dağları tarafından kuzey ve kuzeydoğuda sınırlandırılmıştır. Havzanın göreceli olarak sığ güney kısmı Pliny-Strabo çukuruna bağlanır ve güneyde Akdeniz sırtına bağlı kuzeye doğru itilmiş naplarla sınırlanır (Woodside vd., 2000). Rodos Havzası ve hemen doğudaki Anaximander Dağları, Doğu Akdeniz'de başka yerlerde bulunanlardan Messiniyen evaporitleri içermemeleriyle ayrılırlar ve bu bölgelerde Pliyo-Kuvaterner istifleri nispeten incedir (Woodside vd., 2000). Rodos Havzası, Anaximander Dağları ve Strabon Dağları, Girit ve Rodos adalarında görülenlere benzer şekilde, değişken biçimde deforme olmuş ve Miyosen istiflerini uyumsuz olarak üzerlemiş, genellikle iyi katmanlı ince Pliyo-Kuvaterner çökellerini içeren ortak bir stratigrafik özellik göstermektedir. Woodside vd. (2000), Rodos Havzasını Hellenik Yayını'nın doğu kolu boyunca dönüşüm hareketinin gelişimi ile bağlantılı olarak gelişen bir post-Mesiniyen oluşu olarak yorumlamıştır. Bu yorum, Rotstein ve Ben-Avraham (1985) tarafından Rodos Havzası üzerinde pozitif Bouguer anomalisi gözlemlerini desteklemektedir.

Buna karşılık Anastasakis ve Kelling (1991), Finike Havzası'nın hemen kuzeyindeki kuvvetli gravite değişimini yorumlamak için, Rodos ve Finike Havzaları'nın, yeni gelişmiş bir yakınsama bölgesinin kuzeyinde sıkışmış eski (orta-öncesi Miyosen) Akdeniz okyanus kabuğunun kalıntıları olduğunu öne sürmektedir.

Woodside vd. (2000) Rodos havzasının akustik temelinin sıkışmış ve deforme olmuş Kretase-Miyosen yaşlı birimlerden oluştuğunu, bu temel in uyumsuz olarak sıkışmamış ve Pliyo-Kuvaternerden daha yaşlı olmayan yaklaşık olarak 1 km kalınlığında birimlerce örtüldüğünü belirtmiştir. Aynı araştırmacılar, genç çökellerin havza kenarı yakınlarında özellikle de Rodos adasının güneybatısında eğimlenmiş durumda olduğunu, Rodos havzasının Hellenik Yayının doğu kolu boyunca transform hareketinin ilerlemesine bağlı olarak gelişen Miyosen sonrası derin bir çöküntü alanı olduğunu ileri sürmüşlerdir. Rodos havzası çevresindeki STEP (Subduction Transform Edge Propagator: dalma-batma-Transform kenarının Yayılması) fay zone ile ilişkili çoğu belirgin yüzey yapılar 50 km genişliğinde sol yanal doğrultu atımlı bir zone oluşturan the Ptolemy, Pliny ve Strabo hendekleridir (Özbakır vd., 2013). Ten Veen ve Kleinspehn (2002) böylesi sol yanal doğrultu atımlı transytansiyonal rejimin 4-5 my önceden başladığını belirtmektedirler. Türkiye Kıta yamacı boyunca derinlerde delta paketlerinin ilerleyici yığınlarının mevcudiyeti Pliyo-Kuvaternerde hızlı bir subsidansı doğrulamaktadır. Yapılarda GD ya eğimli Miyosen ya da daha genç bindirmeler egemendir. Çok sayıdaki normal faylar da Pliyo-Kuvaterner istifi etkilemiştir, ama küçük yer değiştirmeler gerçekleştirmiştir ve dizinin temelindeki M-reflektörünü kesmediklerinden dolayı temel kontrollü gibi görünmemektedir. Havzanın kuzey ve KB kenarlarında GD'ya eğimli bindirmeler pozitif çiçek yapısı oluşturacak biçimde karşıt yönlere eğimlidirler ve çok sayıda küçük dik fay da mevcuttur (Woodside vd., 2000). Hall vd. (2009) bu yapıları, karadaki Fethiye-Burdur Fay Zone ile aynı doğrultudaki Pliyo-Kuvaterner doğrultu atım rejiminin göstergesi olarak yorumlamıştır. Rodos havzasının güneybatı kenarına doğru, bindirmeler doğu-batı gidişlidir ve Anaximander dağlarında içine alan geniş bir sıkışma zoneyla bağlantılı gibi görünmektedir. Güneybatıda Pliny and Strabo hendeklerine ve ve kuzeydoğuda Fethiye-Burdur Fay Zoneuna bağlantıya işaret eden doğrultu atım deformasyonu Rodos Havzasının kuzeybatı kenarında yoğunlaşmış gibi görünmektedir. Fethiye-Burdur Fay Zone GB Türkiyeyi KD-GB doğrultusunda kesen 40-50 km genişliğinde bir zondur. Güncel tektonizma açısından bakıldığında bu zone Ege açılma (extensional) alanı ve daha duraylı Orta Anadolu arasındaki sınırı

oluşturmaktadır (Barka ve Reilinger, 1997; Dumont vd., 1979). Rodos havzasının varlığına yönelik bazı hipotezler ileri sürülmüştür: Jongsma ve Mascle (1981) ve Rotstein ve Ben-Avraham (1985) havzanın Mesozoyik yaşlı derin okyanusal Levanten Havzasının yitime uğramamış kalıntısı olduğunu ileri sürmüşlerdir. Mascle vd. (1986) Rodos havzasının ana yitim zonunun Üst Miyosen'de güneye kyması sonucunda arta kalmış bir yitim hendeği olduğunu iddia etmişlerdir. Aynı yazarlar, Le Cleac'h (1984) tarafından havzada belirlenmiş gömülü derin yapıların, kıyıda Batı Torosların alpin tektonik unsurlarıyla deneştirilebileceğini belirtmişlerdir. Rodos Havzası, Türkiye kıtasal sınırına kadar uzanan abisal bölgedir. Rodos Havzası, Doğu Akdeniz'in güneybatısındaki Alp Dağları ve Rodos Adası arasındaki derin bir çöküntüdür. Doğu Hellen Yayı boyunca bulunan Pliny ve Strabo hendekleri ile süreklilik arz eder. Genellikle 4000 m'yi aşan derinliğiyle (en derin nokta yaklaşık 4485 m), Rodos Havzası tüm Akdeniz'in en derin kısımlarından biridir. Peloponessus marjının (yaklaşık 5000 m) tabanı, İyonya Denizi'nin sadece bir kısmı (4140 m'lik maksimum derinlik) ve kuzeydeki Matapan ukuru, Akdeniz'de 4000 metrenin üzerinde derinliklere sahiptir(Şekil 2.2).

Finike havzasının Pliyosen–Kuvaterner birimi KD-GB gidişli ve GD ya eğimli bir dizi bindirme fayı ile kesilmektedir. Bu bindirmeler M-reflektörü kesmekte ve Pliyosen–Kuvaterner biriminin içinde devam etmektedir. Bu faylardan bir bölümü Türkiye kıta kenarı ve ve havzanın güney kenarına paraleldir. Faylar 50-200 m lik atımlarla deniz tabanında belirgin bir yükselime neden olmuştur. Bindirmelerin tavan bloklarının Pliyosen–Kuvaterner çökelişi süresince aktif olduğunu kanıtlayacak biçimde Pliyosen–Kuvaterner birimi içinde tabaka kaması büyümesi göstermektedir.



Şekil 2.2. Doğu Akdenize ait Deprem Dağılım (<https://ds.iris.edu/ieb/index.html>) ve Batimetri haritası (portal.emodnet-bathymetry.eu). PLH: Pliny Hendeği, PTH: Ptolemy Hendeği.

Derin Rodos Havzası, Helenik ve Kıbrıs yayları arasındaki kavşağa yakın olduğu ve Doğu Akdeniz dalma / çarpışma bölgesinde büyük bir plaka sınırının yakınında yer aldığı için jeodinamik öneme sahiptir. Ege-Anadolu mikroplakasının güneydoğu sınırını belirleyen en güçlü sismosite (Jackson ve McKenzie, 1988; Jackson, 1994), Pliny ve Strabo hendeklerini izler ve kuzey-kuzeydoğu yönündeki kıta yamacının Rodos adasının güney doğusunda eğimi 7 derecedir. Tarihsel dönemde tektonik faaliyetlerde, havzanın kuzey kenarında 3 m/ka kadar bir çökme oranının sürdüğü belirtilmektedir (Flemming, 1972).

Rodos Havzası'nın varlığını açıklamak için çeşitli hipotezler üretilmiştir. Jongsma ve Mascle (1981) ve Rotstein ve Ben-Avraham (1985) bu havzanın, derin Mesozoik okyanusal Levanten Havzası'nın dalmamış bir hali olabileceğini öne sürmüştür. Alternatif bir hipotez olarak, havzada tespit edilen derin gömülü tektonik yapıların batı Torosların alp tektonik özelliklerinin deniz tabanındaki devamı olabileceği öne sürülmüştür (Le Cleac, 1984). Dolayısıyla, Rodos Havzası, ya Ege - Anadolu mikroplakasının tektonik evrimi sonucu güney Ege'nin ilk genişleme evresinde, geç Oligosen'de (yaklaşık 25 My önce) veya Arabistan ile Doğu Türkiye arasındaki çarpışma nedeniyle, mikroplakanın hareket hızı ve kinematığının hızlanması sonucu daha yakın bir zamanda (son 5 My içinde) oluşmaya başlamış olabilir (Jackson, 1994).

Woodside vd. (2000), Rodos Havzası ile Anaximander Dağları'nın genetik tektonik bir ilişkisi olabileceğini ve bu nedenle Miyosen sonrası dönemde her ikisinin de benzer karakteristik oluşum ve evrim özellikleri sunabildiklerini ileri sürmüşlerdir. Ergün vd. (2005), Kıbrıs Yayı üzerinde 4 profil boyunca kesitler alarak Kıbrıs Yayı'nın gravite anomalilerini incelemiş ve 2 boyutlu gravite modelleri oluşturmuşlardır. Hall vd. (2009), Rodos havzasının yapısal mimarisini ortaya çıkarmak için, denizde alınan sismik yansıma kesitlerini yorumlamışlardır.



3. ÖNCEL ÇALIŞMALAR

İnceleme alanı ve çevresinde bugüne kadar birçok araştırmacı tarafından yapılmış çalışmalar vardır.

Aksu vd. (2009) Doğu Akdeniz' de Helenik ve Kıbrıs yaylarının kesişimindeki Anaximander ve Finike Havzasının Miyosen-günümüz evrimini yaklaşık 1750 km uzunluğunda çok kanallı sismik yansıma profilleri kullanarak araştırmışlardır. 2 km lik stratigrafik ayrılma ve 40 km kadar sol yanal atım gösteren Anaximander Dağı ve Sırrı Erinç platosu arasında bir ana transfer fayının geliştiğini ve ayrıca Finike Havzasının, Batı Torid dağlarının litosferik yüklenmesinin neden olduğu hızlandırılmış çökme sonucunda Pliyo-Kuvaterner boyunca evrimleştiğini belirtmişlerdir.

Çiner vd. (2008) Güney Türkiyede bulunan Antalya havzasının geç senezoik sediman evrimini incelemişlerdir. Yapmış oldukları çalışmada özellikle havza çökel dolgusunu oluşturan çökme ortamlarının gelişimlerini denetleyen tektonik iklimsel izostatik kökenli etkenleri tartışmış ve bunların Isparta dirseğinin kapanmasının son dönemlerinin açıklanmasına getireceği katkılar bakımından önemlerini ortaya koymaya yönelik olarak geliştirilmiştir. Antalya havzası Isparta dirseğinde Mesozoik yaşlı paraotoktan karbonat platformları ile Allohton birimlerden oluşan bir temel üzerinde genişleme-sıkışma tektonizması etkinliğinde uyumsuz olarak gelişmiş bir geç orojen sonrası havzadır. Bu havzanın çökel dolgusu yerel olarak gelişmiş resifler ve resifal karbonatlar içeren kalın çökel birimi ile temsil edilmektedir. Antalya havzası geç miyosen sıkışma tektoniği deformasyonu nedeni ile parçalanarak üç alt kavzadan oluşan günümüzdeki konumunu kazanmıştır. Bu alt havzaların oluşumları ve deformasyonları Anadolu mikro levhasının Güneydoğu Anadolu'da gerçekleşen Miyosen çarpışmasını izleyen dönemdeki batıya doğru kaçıışı ile bağlantılı olduğunu belirtmişlerdir. Isparta dirseğinin günümüzdeki konumunu bu dönemde kazandığını ifade etmişlerdir. Pliyosen döneminde Aksu alt havzasındaki Pliyosen akarsu çakıl taşları üzerinde Miyosen çökellerinin bindirmesinin Isparta dirseği ekseninde batıya doğru yaşanan son sıkışma dönemini ifade ettiğini değerlendirmişlerdir. Bu olay sonrasında Anadolu mikro levhasının genel yükseliminin gerçekleşmiş olduğunu belirtmişlerdir.

Ergün vd. (2005) Kıbrıs yayının gravite anomalilerini ve tektonik özelliklerini incelemişlerdir. Yapmış oldukları çalışmada Kıbrıs yayı boyunca 4 tane Bouguer gravite profilini modellemişlerdir. Profil yerlerini belirlerken güneye doğru okyanus veya geçiş kabuğunun üzerinde kuzeye doğru ince kıtasal kabuğun üzerindeki ofiyolitler ve daha ince sediman üzerindeki plaka sınırı sütununun altında düşük bir gravite değerini modellemişlerdir. Profillerin kuzey bölgesindeki düşük gravite değerlerinin yükselen kıtasal kabuğun karakteristik özelliği olduğundan bahsetmişlerdir. Afrika levhasının kenarındaki okyanus veya geçiş kabuğu olarak tanımlanan kıtasal kabuk kalınlığının 10 km den 30 km ye kadar ulaşan ve derinleşen sediman birikimi varlığından bahsetmişlerdir. Yapmış oldukları bu modeller ile sediman ve kabuk arasındaki yoğunluk farklarını kullanarak kalınlık değerleri değişimleri hakkında varsayımda bulunmuşlar ve yapmış oldukları çalışmanın gelecekteki sismik çalışmalar için öncel bir çalışma niteliğinde olduğunu belirtmişlerdir.

Görgün vd. (2016) Doğu Akdeniz havzasında 8-28 Aralık 2013 tarihleri arasında meydana gelmiş büyüklüğü 5.0- 5.8 olan deprem dizilerini incelemişlerdir. Yapmış oldukları moment büyüklüğü çalışmasında 16 deprem için moment tensörlerini belirlemişlerdir. İncelemiş oldukları depremlerin 40-45 km derinlikteki sıg odaklı depremler olduklarını belirtmişlerdir. Artçı şokların odak mekanizması çözümü ile faylanmanın doğrultu atımlı olduğu ve uzanımlarının ise kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu olduğunu belirtmişlerdir. 1 Aralık 2013 ile 23 Ocak 2015 tarihleri arasındaki küçük ölçekli deprem aktivitesinin bir çizgisellik üzerinde kuzeyden güneye doğru uzanan bir çizgisellik boyunca gerçekleştiğini belirtmişlerdir. Bu hat üzerinde odak merkezi dağılımlarını inceleyerek yedi farklı bölgenin-hattın varlığından bahsetmişlerdir. Antalya havzasındaki gerilme alanlarını daha net ortaya çıkarmak için odak mekanizması verilerini gerilme tensörünü kullanarak incelemişlerdir. İncelemiş oldukları iki ana şokla ilişkili Coulomb stres değişikliğinin Antalya havzası ve çevresindeki bölgelerde streslerin önemli ölçüde arttığını belirlemişlerdir.

Hall vd. (2014) Doğu Akdenizdeki Fethiye-Burdur fay zone ve Rodos Havzasının yapısal özelliklerini sismik yansıma yöntemini kullanarak incelemişlerdir. Yapmış oldukları sismik yansıma çalışmaları ile Rodos Havzasında birbirlerinden dikkat çeken açısız uyumsuzlukla ayrılan belirgin iki sismik stratigrafik birimi içerdiğini ve Rodos havzasının, Messiniyen döneminde denizel evaporitlerin üzerinde kalmış olduğunu belirtmişlerdir.

Hall vd. (2014) Doğu Akdenizdeki Isparta üçgeni ve Miyosen yaşlı Antalya Havzasının son evrimini sismik yansıma yöntemini kullanarak incelemişlerdir. Bu incelemede, Batı Antalya Havzasında Miyosenden Kuvaternere kadar uzanan iki ana tektonik sürecin olduğundan bahsetmişlerdir. Bölgedeki Miyosen deformasyonunun Isparta üçgeninin doğu kenarını karakterize eden, karada gözlemlenen batı yönündeki itme kuvvetinden deniz içerisinde devamlılığından bahsetmişlerdir. Yapmış oldukları Paleomanyetik çalışmalarda Isparta üçgeninin batı tarafının saat yönünün tersine döndüğünü ve bu yönelmenin Miyosen yaşı ile tutarlı olduğundan bahsetmişlerdir. Bu bölgedeki tektonik aktivitenin Messiniyen döneminde batı Antalya havzası boyunca göreceli olarak hareketsiz kaldığından bahsetmişlerdir. Yapmış oldukları sismik yansıma çalışmaları ile Antalya havzasındaki kıta sahanlığı ve eğimini tespit edip Pliyosen Kuvaterner sınırlarını belirlemiş, faylanma yapılarını bölgesel olarak tespit etmişlerdir. Yapmış oldukları çalışma ile Isparta üçgeni içerisindeki kabuk bloğunun atımlı faylarla ilişkili olduğunu belirtmişlerdir.

Hall vd. (2009) Doğu Akdenizdeki Helenik Kıbrıs yayının Pliyosenden itibaren gelişimini ve Rodos havzasının yapısal özelliklerini incelemişlerdir. Yapmış oldukları sismik yansıma çalışmaları ile Rodos havzasının iki ayrı tektonik aşamada geliştiğinden bahsetmişlerdir. Bu dönem Likya naplarının kuzeydoğuya yerleşmesini ve Rodos adasındaki dalma batma sınırının batısına karşılık gelebileceğini değerlendirmişlerdir. Bu deformasyon aşaması geç miyosende sona erdiğini ifade etmişlerdir. Rodos havzasındaki Evaporitlerin yokluğu bu bölgenin Messinian döneminde denizel evaporit ortamının biriken tabanın üzerinde kalması gerektiğini öne sürmüşlerdir. Rodos havzasının tektonik gelişimini batıdaki Tauride dağlarını kuzeye taşıyan büyük itme yüklenmesinden kaynaklanan çöküntü sonucu oluştuğunu öngörmüşlerdir. Günümüzde Rodos havzasının batı kesiminde devam eden 30-50 km genişliğindeki kuzeydoğu-güneybatı gidişli bir trend ile sınırlanmıştır. Bu fay

zonunun Türkiyenin güneybatısındaki yaklaşık 50 km genişliğinde olan Burdur-Fethiye fay zonu ile benzer bir eğilim gösterdiğini ifade etmişlerdir.

Makris vd. (1998) Akdenizdeki Bouguer gravite verilerini haritalandırmış ve gravite verilerini yorumlamışlardır. Yapmış oldukları bu çalışmada 25 yıllık bir süreçte toplanan gravite verilerini derleyerek Akdeniz ve komşu bölgelere ait Bouguer gravite haritasını üretmişlerdir. Elde edilen verileri yorumlamış morfolojik özelliklerin ve batimetri değişimlerini değerlendirerek bölgeyi incelemişlerdir. Bu verileri mevcut jeofizik ve jeolojik verilerle birleştirerek Akdeniz bölgesinin karmaşık tektonik evrimini Afrika ve Avrupa arasındaki bindirme kuşağının özelliklerini açıklamışlardır.

Özelçi (1973) Doğu Akdeniz gravite anomalileri ve gravite değerlerinin doğrusal korelasyon katsayısını analiz etmiş, Anadolu'da çeşitli profiller boyunca topografik yüksekliklerle gravite anomalilerini değerlendirmiştir. Doğu Akdenizde görülen gravite değerlerinin topoğrafyayla ilişkisini ve bölgenin kendine özgü izostatik koşullarını 100 mgal e kadar farklı olduğunu ve bu farklılığın Anadolu'da da gözlemlendiğini belirtmiştir. Alana özgü izostatik koşulların ve gravite değerleri ile topografik ilişkilerin değerlendirilmesinde bölgede bu verilere neden olan koşulların mantodaki düşük hızlı astenosferden kaynaklandığını ileri sürmüştür. Kıbrıs ve Ege denizindeki pozitif izostatik anomalilerin düşük hızlı astenosferden ve yüzeye yakın yoğunluğu fazla olan birimlerden kaynaklandığını belirtmiştir.

Tezcan (2008) Karadeniz ve Doğu Akdenizin kabuk yapısını uydu gravite verileri kullanarak araştırmıştır. Karadeniz ve Doğu Akdenizin kabuk yapısını belirlemek için gravite modelleri oluşturmuştur. Modelleme sonucunda Moho derinliğinin Karadenizin altında 19 km, Doğu Akdenizde ise 22 km olarak belirlemiştir. Ayrıca Doğu Akdenizde kabuk kalınlığının Levant havzasında 9 km ve Anadolu yakınlarında 25 km olduğunu belirtmiştir.

Woodside vd. (2000) tektonik miyosen sonrası tektonik bir çukur olan Rodos havzasını incelemişlerdir. Rodos derin deniz havzası sismik yansıma profilleri gravite ve manyetik verileri kıvrımlı batimetrisi ile gizemini korumaktadır. Rodos adasının doğusunda ve güneybatı Trkiyeye yakın olan bu derin çukur(4485 m) a kadar Messisian Evaporitleri içermez ve sadece ince bir pliyosen kuvarterner sediman kısmı

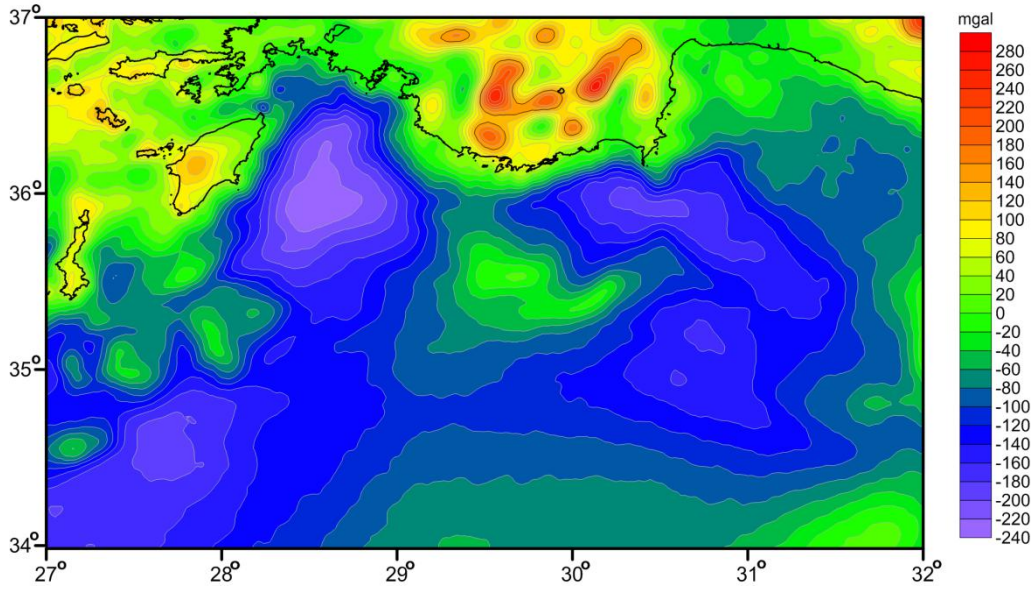
içerir (1000 m den az). bu birikim muhtemelen komşu hellenide- tauride alpinorojenleri ile ilgili olarak ilişkili olan miyosen öncesi tektonizma kayalardan oluştuğunu belirtmişlerdir. Miyosen havzasındaki ters faylanma, sediman birikimleri ve kütle hareketlerinin esas olarak havza kenarlarında meydana geldiğini ifade etmişlerdir. Bu tektonik aktivitenin nispeten önemli bir sismisite ile birlikte(özellikle kuzeybatı kenarı boyunca) havzanın hala gelişmekte olduğunu değerlendirmişlerdir. Rodos havzası helenik yitim zonunun sıkışma bölgesi boyunca özellikle pilini açılması boyunca gelişmiş olan ayrık havzalara benzer şekilde nispeten daha yeni(miyosen sonrası) bir havza olduğu hipotezini ortaya atmışlardır.



4. MATERYAL VE YÖNTEM

4.1. Serbest Hava Gravite Anomalileri

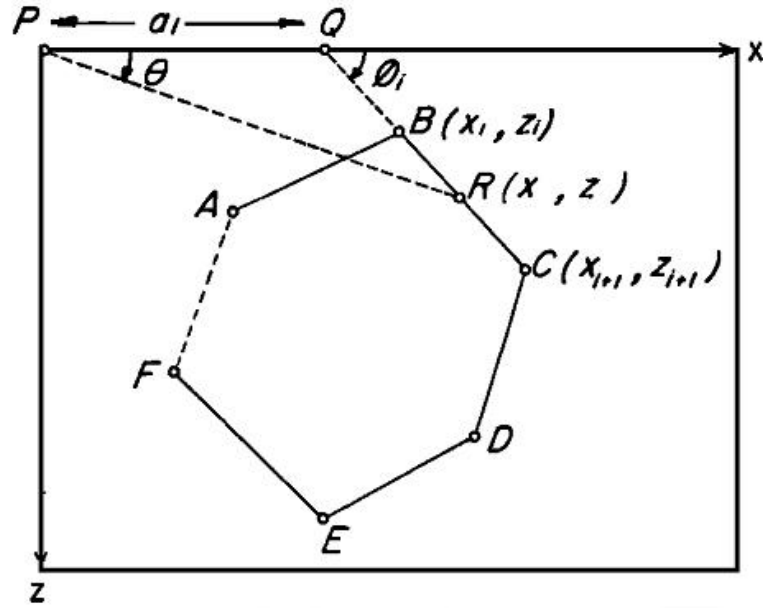
2010'dan bu yana, birçok yeni uydu altimetre görevi, küresel deniz üstü kapsama alanıyla ve çeşitli bölgelerdeki gemi gravite gözlemlerine yakın bir kalite gravite verilerini sunmaya başlamıştır. Bu, büyük ölçüde gelişmiş yüksek çözünürlüklü küresel deniz gravite alanlarının türetilmesiyle sonuçlanmıştır. Geçtiğimiz birkaç yıl içinde bir dizi yeni uydu altimetre görevi gerçekleştirmiştir: GOCE görevi, 200-400 km dalga boyunda eşî görülmemiş doğru jeoid / gravite alanı verileri sunarken, Cryosat-2 yeni yüksek çözünürlüklü deniz yüzeyi yüksekliği gözlemleri sunar. Buna ek olarak, Jason-1 uydusu, ömrünü tamamlamasının bir parçası olarak 2012'de tam bir jeodezik görevi tamamlamıştır. Sonuç olarak, son yıllarda deniz gravite alanını belirleme için mevcut olan altimetre verileri üç katına çıkmıştır. Birçok bölgede deniz gravite gözlemlerine yakın olan altimetrik gravite alanı elde edilmiştir (Christensen ve Andersen, 2015). Serbest hava gravite anomalileri, okyanus yüzey yüksekliklerinin radar altimetre ölçümlerinden hesaplanmakta ve EGM2008 küresel gravite modelinden elde edilen gravite anomalileri ile birleştirilmektedir (Sandwell ve Smith, 2009; Pavlis vd., 2012). Serbest hava anomalilerinin yüksek çözünürlüklü versiyonu (Sandwell v23.1) yayınlanmıştır (Sandwell vd., 2014). Serbest hava anomalilerinin bu versiyonu internet ortamında araştırmacıların ve bilim insanlarının kullanımına açılarak istenilen bölgenin koordinatlarına göre veriler serbestçe indirilebilmektedir. Şekil 4.1.1 çalışma alanına ait serbest hava gravite anomalilerini göstermektedir.



Şekil 4.1.1 Çalışma alanına ait serbest hava gravite anomali haritası

4.2. 2 Boyutlu Modelleme

Herhangi iki boyutlu bir cisme, kenarlarının sayısı yeterince büyük hale getirilen bir çokgen ile yaklaşılabılır. Herhangi bir noktada poligondan dolayı yerçekimi ivmesinin hem düşey hem de yatay bileşenleri için analitik ifadeler elde edilebilir. Daha sonra bu ifadeler, yapının büyüklüğü veya konumuna herhangi bir sınırlama getirilmeksizin kullanılabilir. Mevcut yöntem bu ifadelerin kullanımını içerir. Doğruluk, yalnızca çokgenin verilen yapıya ne kadar yaklaştığına bağlıdır ve çokgenin kenarlarının sayısını artırarak arttırılabilir. Düzensiz şekilli iki boyutlu bir cisim, bir poligon ile dikdörtgen bloklardan daha kolay bir şekilde modellenebilmektedir. Yerçekim ivmesinin bileşenlerini elde etmek için ifadeleri çözüme yer alan hesaplamalar uzundur fakat, yinelemeli bir dijital bilgisayar ile çözümü kolaydır.



Şekil 4.2.1 n kenarlı bir poligonun 2 boyutlu model geometrisi (Talwani vd., 1959)

Şekil 4.2.1 n kenarlı bir çokgen ve bu çokgenden kaynaklanan çekimin belirleneceği nokta P'dir. P, poligonun xz düzleminde de bulunduğu bir xz koordinat sisteminin kaynağı olduğu kabul edilmektedir. Z pozitif aşağıya doğru (düşey) olarak tanımlanır ve pozitif z ekseninden pozitif z eksenine doğru 0 ölçülür. Hubbert [1948] tarafından, iki boyutlu bir cisimden dolayı yerçekim ivmesinin düşey bileşeni, orijinde

$$2G\rho \int z d\theta \quad [4.1]$$

eşittir. Burada,

G evrensel yerçekimi sabiti

ρ yapının yoğunluğu

Hubbert'inkine benzer bir yöntemle, yerçekimi ivmesinin yatay bileşeni $2G\rho \int x d\theta$

olarak ifade edilir. Yukarıdaki poligon için $\int z d\theta$ ve $\int x d\theta$ olarak iki integral

değerlendirilir. Öncelikle poligonun BC tarafından $\int z d\theta$ 'ye olan katkısı

hesaplanabilir.. X eksenini Q'da bir θ_i açısıyla karşılamak için CB' üretilir. $PQ = a_i$

Böylece,

$$z = x \tan \theta \quad [4.2]$$

BC üzerindeki herhangi bir nokta R için. Ayrıca

$$z = (x - a_i) \tan \theta_i \quad [4.3]$$

Eşitlik (1) ve (2)'den

$$z = \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} \quad [4.4]$$

veya

$$\int_{BC} z d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} d\theta \equiv Z_i \quad [4.5]$$

Benzer şekilde

$$\int_{BC} x d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} d\theta \equiv X_i \quad [4.6]$$

gösterilebilir.

Tüm poligondan yerçekim ivmesinin düşey bileşeni V ve yatay bileşeni H sırasıyla aşağıdaki gibi verilir.

$$V = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad [4.7]$$

ve

$$H = 2G\rho \sum_{i=1}^n X_i, \quad [4.8]$$

Bir yapının çevresini tanımlamanın en basit yollarından biri, yapının köşelerinde bitişik noktaların koordinatlarını belirlemektir. Bunlar, hesaplamada kullanılan xs' ve zs' koordinatlarıdır. Ek olarak, yapının yoğunluğunu ve yerçekimi ivmesinin hesaplanacağı noktaların pozisyonunu belirtmek gerekir.

$$Z_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[\theta_i - \theta_{i+1} + \tan \phi_i \log_{\ell} \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right] \quad [4.9]$$

$$X_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[\tan \phi_i (\theta_{i+1} - \theta_i) + \log_{\ell} \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right] \quad [4.10]$$

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{z_i}{x_i} \quad [4.11]$$

$$\phi_i = \tan^{-1} \frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i} \quad [4.12]$$

$$\theta_{i+1} = \tan^{-1} \frac{z_{i+1}}{x_{i+1}} \quad [4.13]$$

$$a_i = x_{i+1} + z_{i+1} \frac{x_{i+1} - x_i}{z_i - z_{i+1}} \quad [4.14]$$

Durum A - Eđer $x_i=0$ ise,

$$Z_i = -a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[\theta_{i+1} - \frac{\pi}{2} + \tan \phi_i \log_{\ell} \{ \cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i) \} \right] \quad [4.15]$$

$$X_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[\tan \phi_i \left(\theta_{i+1} - \frac{\pi}{2} \right) - \log_{\ell} \{ \cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i) \} \right] \quad [4.16]$$

Durum B - Eđer $x_{i+1}=0$ ise,

$$Z_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[\theta_i - \frac{\pi}{2} + \tan \phi_i \log_{\ell} \{ \cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i) \} \right] \quad [4.17]$$

$$X_i = -a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[\tan \phi_i \left(\theta_i - \frac{\pi}{2} \right) - \log_{\ell} \{ \cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i) \} \right] \quad [4.18]$$

Durum C - Eđer $z_i=z_{i+1}$ ise,

$$Z_i = z_i(\theta_{i+1} - \theta_i) \quad [4.19]$$

$$X_i = z_i \log_{\ell} \frac{\sin \theta_{i+1}}{\sin \theta_i} \quad [4.20]$$

Durum D - Eđer $x_i=x_{i+1}$ ise,

$$Z_i = x_i \log_{\ell} \frac{\cos \theta_i}{\cos \theta_{i+1}} \quad [4.21]$$

$$X_i = x_i(\theta_{i+1} - \theta_i) \quad [4.22]$$

Durum E - Eđer $\theta_i=\theta_{i+1}$ ise,

$$\begin{aligned} Z_i &= 0 \\ X_i &= 0 \end{aligned} \quad [4.23]$$

Durum F - Eđer $x_i=z_i=0$ ise,

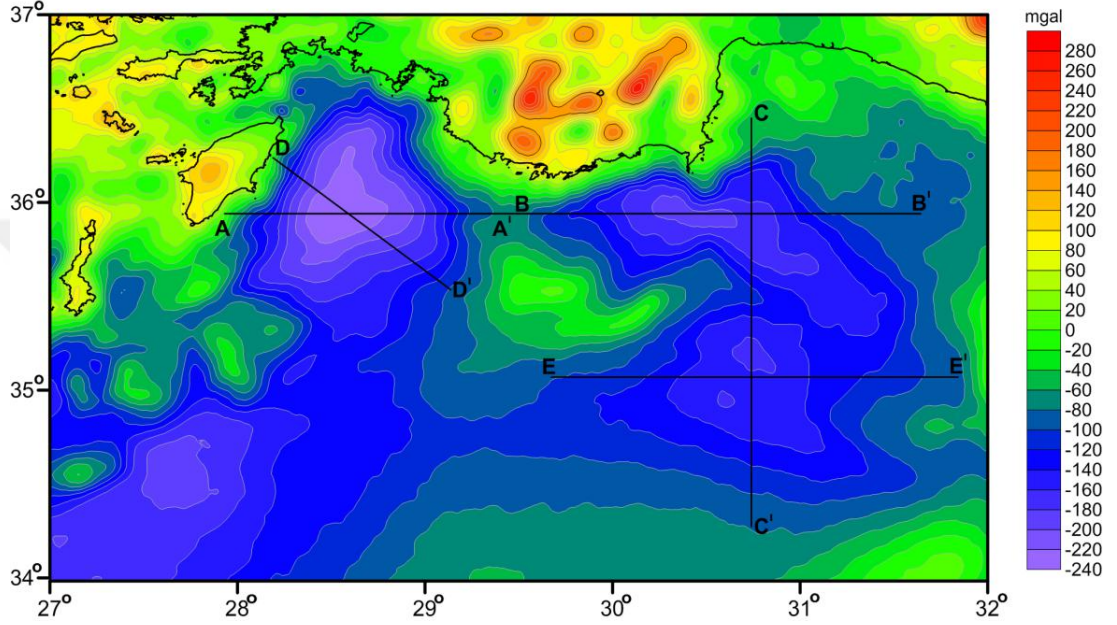
$$\begin{aligned} Z_i &= 0 \\ X_i &= 0 \end{aligned} \quad [4.24]$$

Durum G - Eđer $x_{i+1}=z_{i+1}=0$ ise,

$$\begin{aligned} Z_i &= 0 \\ X_i &= 0 \end{aligned} \quad [4.25]$$

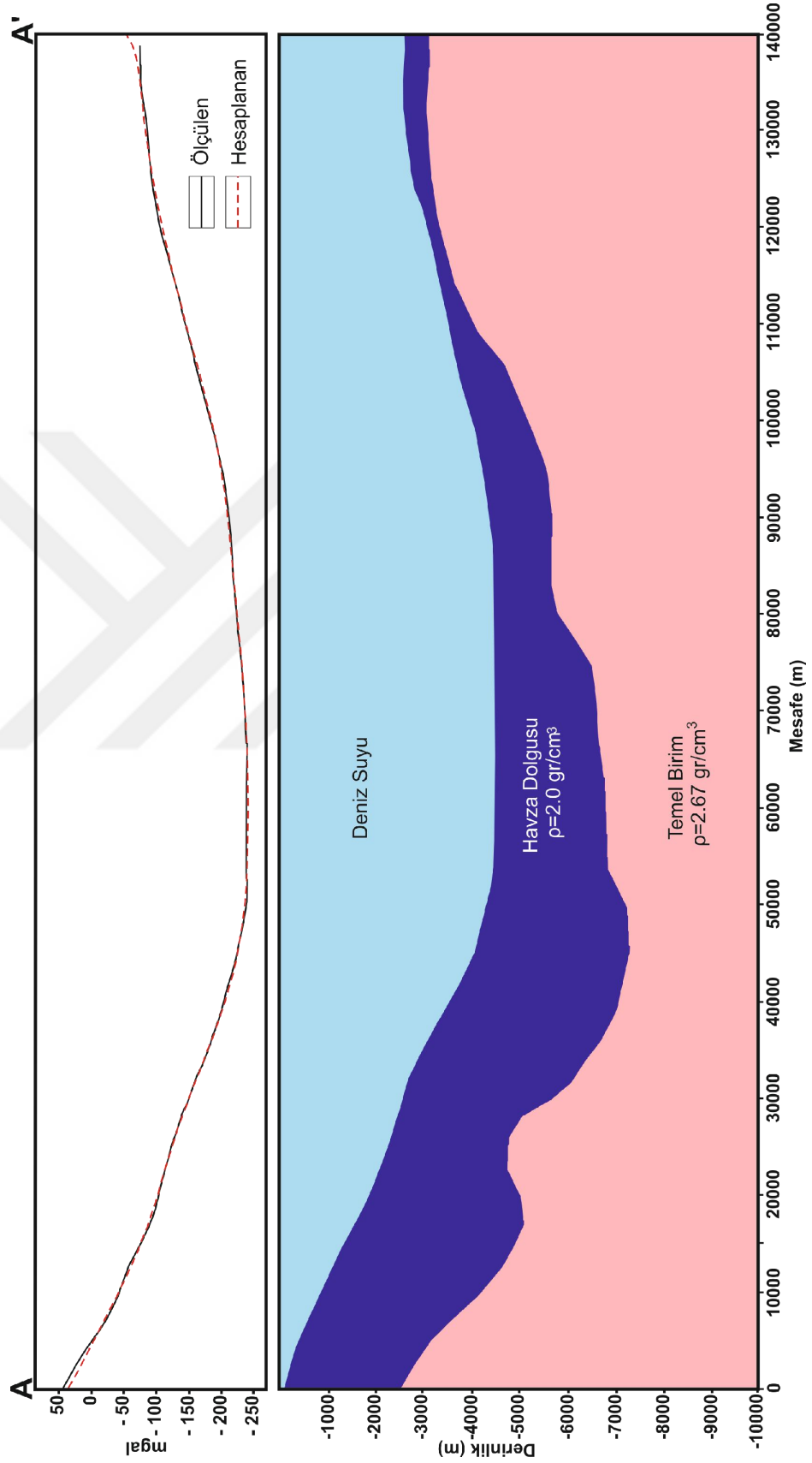
5. BULGULAR

Rodos ve Finike Havzalarının yapısını belirlemek için serbest hava gravite anomalilerinden 5 profil boyunca kesitler alınarak 2 boyutlu modeller oluşturulmuştur(Şekil 5.1). 2 Boyutlu Modelleme işleminde deniz suyunun yoğunluğu $1,03 \text{ gr/cm}^3$, havza dolgusunun yoğunluğu 2 gr/cm^3 ve üst kabuk yoğunluğu $2,67 \text{ gr/cm}^3$ olarak kullanılmıştır.



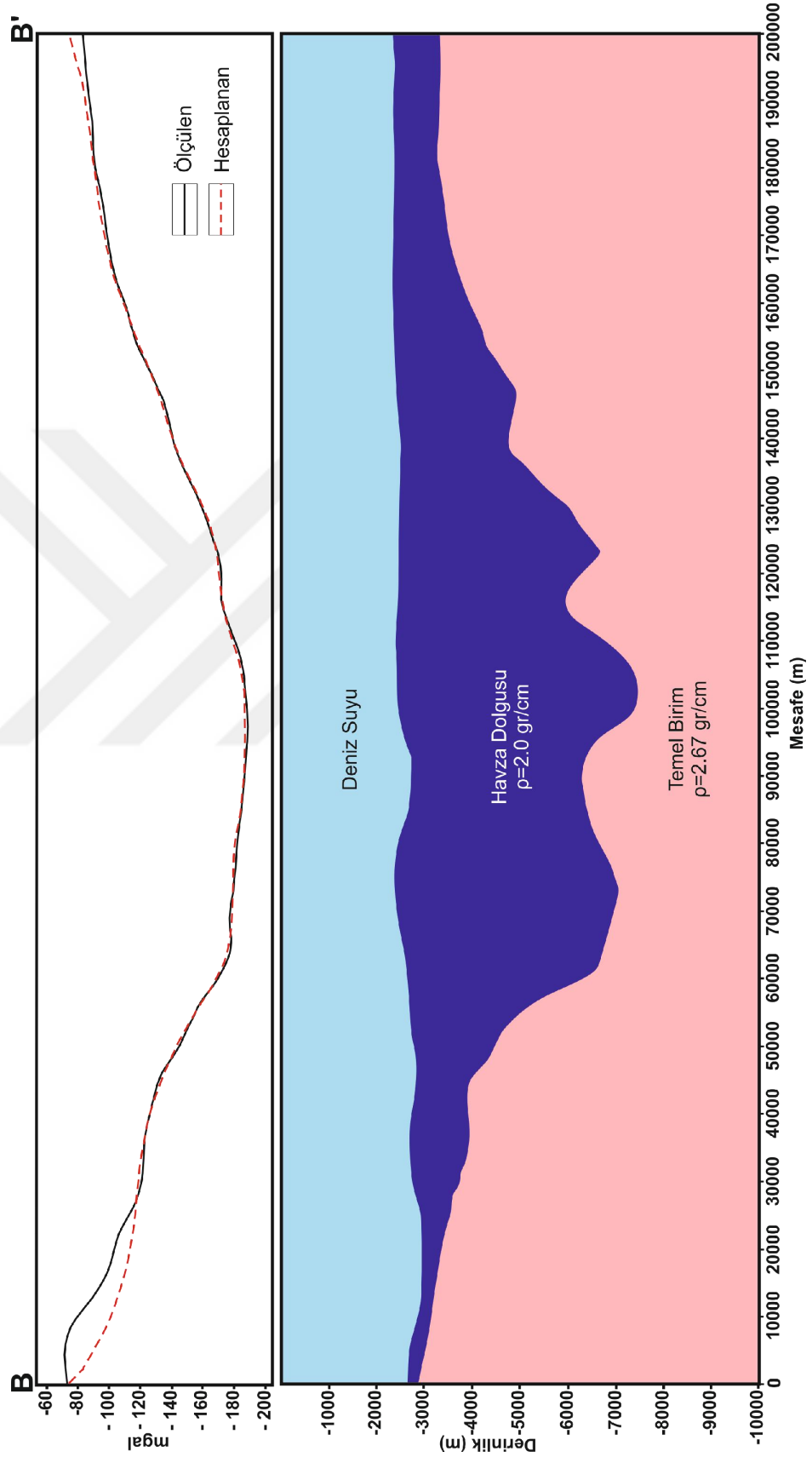
Şekil 5.1 Çalışma alanına ait serbest hava gravite anomali haritası ve 2B modelleme kesitleri

A-A' olarak adlandırılan profil B-D doğrultulu ve 140 km uzunluğundadır. A-A' profili için elde edilen 2 boyutlu gravite modeli Şekil 5.2 de gösterilmiştir.



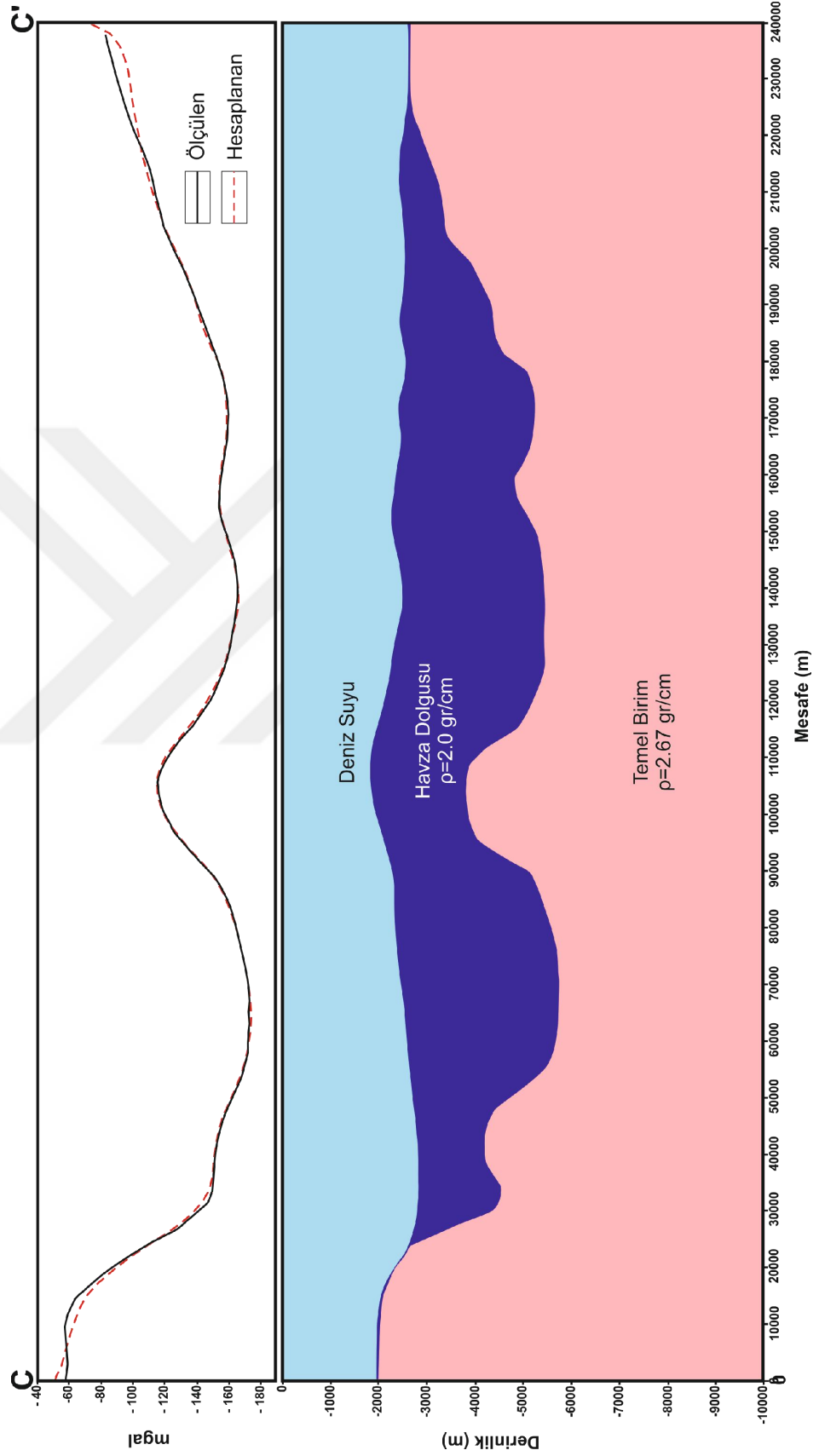
Şekil 5.2 A- A' profili boyunca elde edilen 2B gravite modeli

B-B' olarak adlandırılan profil B-D doğrultulu ve 200 km uzunluğundadır. B-B' profili için elde edilen 2 boyutlu gravite modeli Şekil 5.3 de gösterilmiştir.



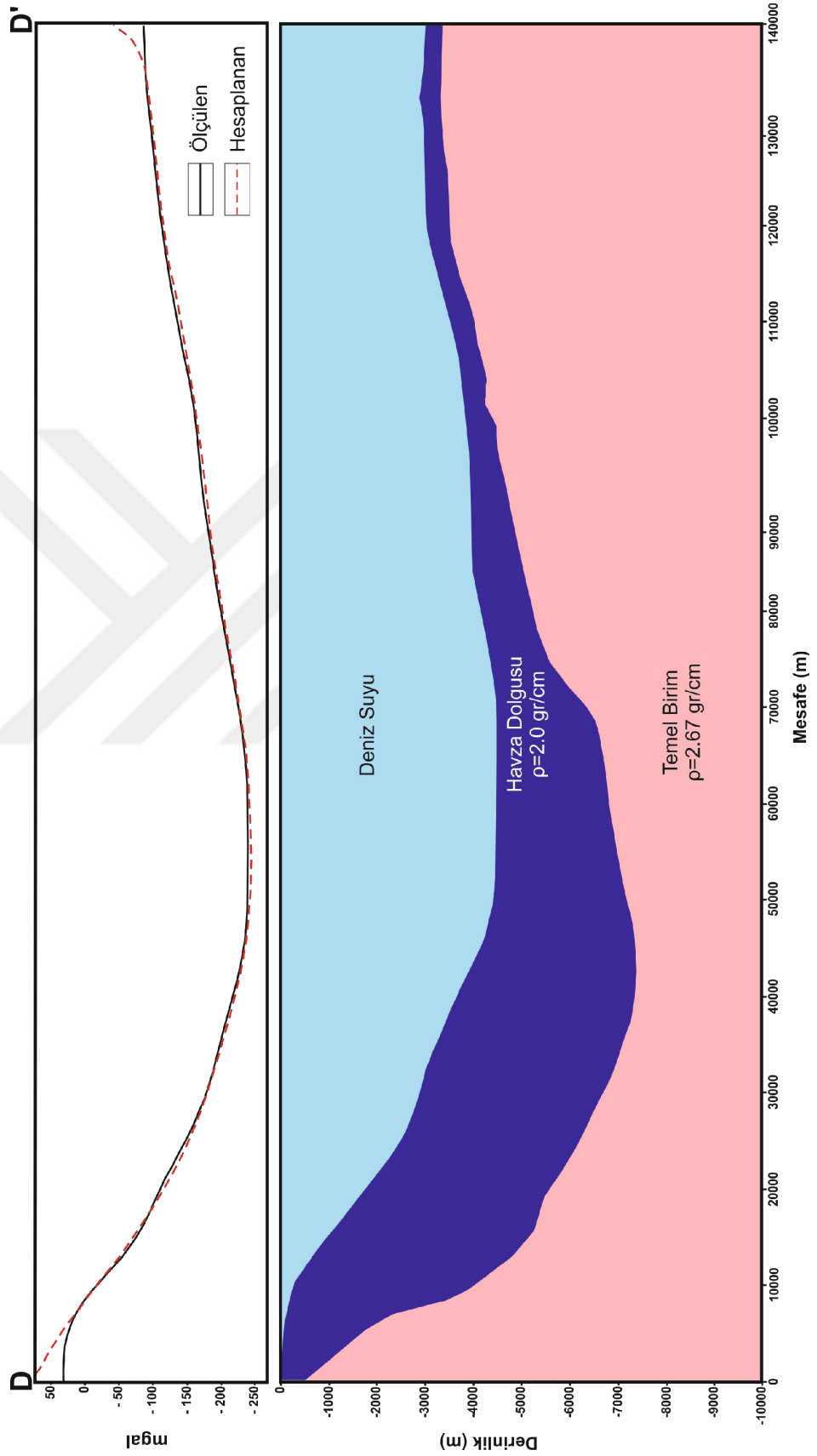
Şekil 5.3 B-B' profili boyunca elde edilen 2B gravite modeli

C-C' olarak adlandırılan profil G-K doğrultulu ve 240 km uzunluğundadır. C-C' profili için elde edilen 2 boyutlu gravite modeli Şekil 5.4 de gösterilmiştir.



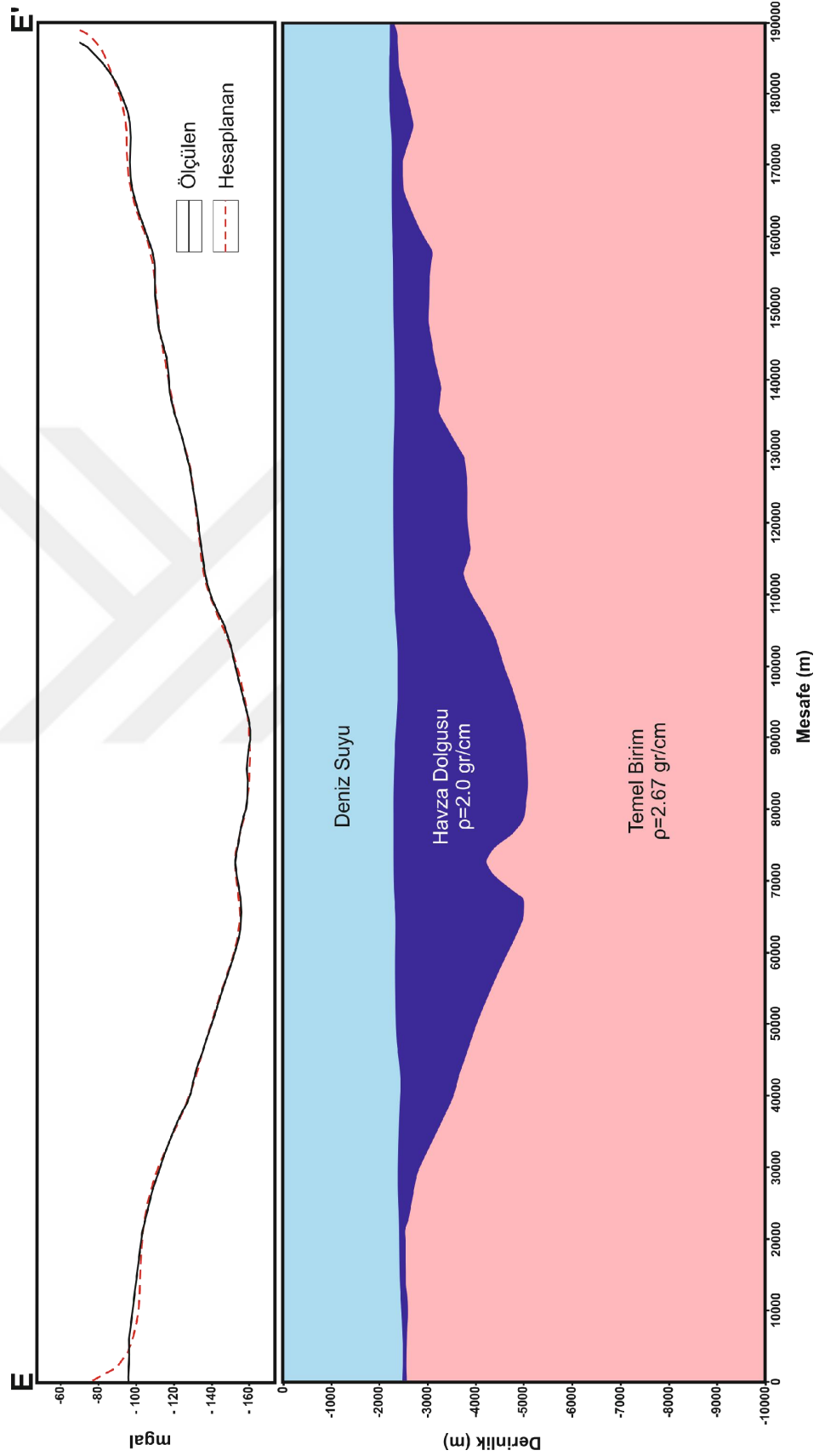
Şekil 5.4 C-C' profili boyunca elde edilen 2B gravite modeli

D-D' olarak adlandırılan profil KB-GD doğrultulu ve 140 km uzunluğundadır. D-D' profili için elde edilen 2 boyutlu gravite modeli Şekil 5.5 de gösterilmiştir.



Şekil 5.5 D-D' profili boyunca elde edilen 2B gravite modeli

E-E' olarak adlandırılan profil B-D doğrultulu ve 190 km uzunluktadır. E-E' profili için elde edilen 2 boyutlu gravite modeli şekil 5.6 da gösterilmiştir.



Şekil 5.5 E-E' profili boyunca elde edilen 2B gravite modeli

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çalışma alanına ait serbest hava gravite anomalilerinden 5 profil boyunca elde edilen 2 B modeller incelendiğinde;

Şekil 5.2 de gösterilen A-A' profili için gösterilen 2B modelin Batı ve orta kesiminde Rodos Havzasının kalınlığı yaklaşık 3,5 km olarak belirlenmiştir. Havza kalınlığının Doğuya doğru azalarak yaklaşık 0,5 km olduğu gözlenmiştir.

Şekil 5.3 de gösterilen B-B' profili için gösterilen 2B modelin orta kesiminde Finike Havzasının kalınlığı yaklaşık 4 km olarak belirlenmiştir. Havza kalınlığının Batı ve Doğuda azalarak yaklaşık 0,7 km olduğu gözlenmiştir.

Şekil 5.4 de gösterilen C-C' profili için gösterilen 2B modelde Havza kalınlığı yaklaşık 3,5 km olarak belirlenmiştir. C-C' profili Şekil 5.3 de gösterilen B-B' profilini dik kesmekte olup her iki modeldede elde edilen ortalama havza kalınlıkları birbiri ile uyumludur.

Şekil 5.5 de gösterilen D-D' profili için gösterilen 2B model Kuzeybatı ve orta kesiminde Rodos Havzasının kalınlığı yaklaşık 3,5 km olarak belirlenmiştir. Havza kalınlığının Güneydoğuya doğru azalarak yaklaşık 0,5 km olduğu gözlenmiştir. D-D' profili, Şekil 5.2 de gösterilen A-A' profilini yaklaşık 45° açı ile kesmekte olup her iki modelde elde edilen havza kalınlıkları birbiri ile uyumludur. Şekil 5.6 da gösterilen E-E' profili için gösterilen 2B modelde Havza kalınlığı ortalama 3 km olarak belirlenmiştir.

Çalışma alanında yapılan sismik yansıma çalışmaları sonucunda M reflektörün yaklaşık 1 - 1,5 km derinliğe sahip olduğu, ancak bu tez çalışmasında Rodos havzasının dolgu kalınlığının 3,5 km ve Finike havzasının dolgu kalınlığının ortalama 4 km olduğu belirlenmiştir. Bu farklılık Rodos ve Finike havzalarında batimetri derinliğinin fazla olması nedeni ile sismik yansıma çalışmalarının sık sonuçlar vermiş olması dolayısıyla sadece pliyokuvaterner dolgunun kalınlığını belirlemeye olanak vermesine karşın serbest hava anomalileri ile yapılan modelleme çalışmalarının havza dolgusunun tümünün kalınlığını belirlemeye olanak sağladığını göstermektedir.

7. KAYNAKLAR

- Akay, E., Uysal, S.,** (1985). Orta Torosların batısındaki (Antalya) Neojen çökellerinin stratigrafisi, sedimantolojisi ve yapısal jeolojisi. Mineral Research Exploration Institute (MTA), unpublished report, 276 pp.
- Akay, E., Uysal, S., Poisson, A., Cravette, J., Müller, C.,** (1985). Antalya Neojen havzasının stratigrafisi. Bull. Geol. Soc. Turk. 28, 105–119.
- Aksu, A.E., J. Hall, C. Yaltrak, E. Çınar, M. Küçük, G. Çifçi,** (2014). Late Miocene–Recent evolution of the Finike Basin and its linkages with the Beydagları complex and the Anaximander Mountains, eastern Mediterranean. Tectonophysics, 635, 59-79
- Aksu, A.E., Hall, J., Yaltrak, C.,** (2009). Miocene–Recent evolution of Anaximander Mountains and Finike Basin at the junction of Hellenic and Cyprus Arcs, eastern Mediterranean. Marine Geology 258, 24-47.
- Alçıçek, M.C.,** (2007). Tectonic development of an orogen-top rift recorded by its terrestrial sedimentation pattern: the Neogene Eşen Basin of southwestern Anatolia, Turkey. Sediment. Geol. 200, 117–140.
- Alçıçek, M.C., ten Veen, J.H., Özkul, M.,** (2006). Neotectonic development of the Çameli Basin, southwestern Anatolia, Turkey. In: Robertson, A.H.F., Mountrakis, D. (Eds.), Tectonic Development of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications, 260, pp. 591–611.
- Anastasakis, G., Kelling, G.,** (1991). Tectonic connection of the Hellenic and Cyprus Arcs and related geotectonic elements. Mar. Geol. 97, 261–277.
- Bagnall, P.S.,** (1960). The geology and mineral resources of the Pano Lefkara–Larnaca area. Mem. Geol. Surv. Cyprus 5, 116.
- Bağcı, U., Parlak, O.,** (2009). Petrology of the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey): evidence for diverse magma generations and their tectonic implications during Neotethyan subduction. Int. J. Earth Sci. 98, 387–405.
- Barka, A., Reilinger, R.,** (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. Ann. Geofis. 40, 87–610.
- Baroz, F., Bizon, G., Bizon, J.-J., Heimann, K.O., Mallet, J.-P., Muller, C., Orszag-Sperber, F., Rouchy, J.-M., Weisgerber, F.,** 1978. Le Miocène terminal et le Pliocène dans la région de Polemi (Chypre Ouest): milieu de dépôt. C. R. Acad. Sci. Ser. 2 (286), 1771–1774.
- Bernoulli, D., De Graciansky, P.C., Monod, O.,** (1974). The extension of the Lycian Nappes (SW Turkey) into the southeastern Aegean islands. Eclogae Geol. Helv. 67, 39–90.

- Christensen, A., N., and Andersen, O.B.,** (2015), Comparison of satellite altimeter-derived gravity data and marine gravity data, *77th EAGE Conference Extended Abstracts*.
- Cleintaur, M.R., Knox, G.J., Ealey, P.J.,** (1977). The geology of Cyprus and its place in the eastern Mediterranean framework. *Geol. Mijnb.* 56 (1), 66–82.
- Collins, A., Robertson, A.,** (1998). Processes of late Cretaceous to late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *J. Geol. Soc. Lond.* 155, 759–772.
- Çiner, A., Karabıyıköğlü, M., Monod, O., Deynoux, M., Tuzcu, S.,** (2008). Late Cenozoic sedimentary evolution of the Antalya Basin, southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 17, 1–41.
- Dumont, J.F., Poisson, A., Şahinci, A.,** (1979). Sur l'existence de coulissements sénestres récents a l'extrémité orientale de l'arc Égéen (sud-ouest de la Turquie). *C. R. Acad. Sci. Paris* 289, 261–264.
- Ergün, M., Okay, S., Oral, E. Z., Ash, M., Hall, J., Miller, H.,** (2005). Gravity anomalies of the Cyprus Arc and their tectonic implications. *Mar. Geol.* 221, 349–358.
- Flecker, R., Ellam, R.M., Müller, C., Poisson, A., Robertson, A.H.F., Turner, J.,** (1998). Application of Sr isotope stratigraphy and sedimentary analysis to the origin and evolution of the Neogene basins in the Isparta Angle, southern Turkey. *Tectonophysics* 298, 83–101.
- Flemming, N.,** (1972). Eustatic and tectonic factors in the relative vertical displacement of the Aegean coast. In: Stanley, D.J. (Ed.). *The Mediterranean Sea*, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsberg, pp. 189–201.
- Follows, E.J., Robertson, A.H.F.,** (1990). Sedimentology and structural setting of reefal limestones in Cyprus. In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues. Proceedings of the Symposium "Troodos 1987"*. Geological Survey Department, Ministry of Agriculture and Natural Resources, Nicosia, Cyprus, pp. 207–215 (733 pp.).
- Govers, R., Wortel, M.J.R.,** (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth Planet. Lett.* 236, 505–523.
- Gökçen, S.L., Kelling, G., Gökçen, N., Floyd, P.A.,** (1988). Sedimentology of a late Cenozoic collisional sequence: the Misis Complex, Adana, southern Turkey. *Sediment. Geol.* 59, 205–235.
- Görgün, E., Kalafat, D., Kekovalı, K.,** (2016). Seismometric of the Antalya Basin and surrounding regions in eastern Mediterranean from 8 to 28 December 2013 M_w 5.0–5.8 earthquake sequence. *Journal of Asian Earth Sciences* 122, 123–135.

- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont, J.-F.,** (1979). Geologie des Taurides occidentales (Turquie). *Memoires de la Societe Geologique de France LVIII*, 1–112.
- Hall, J., Aksu, A.E., Elitez I., Yaltrak C., Çifçi G.,** (2014). The Fethiye–Burdur Fault Zone: A component of upper plate extension of the subduction transform edge propagator fault linking Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean. *Tectonophysics* 635 (2014) 80–99.
- Hall, J., Aksu, A.E., King, H., Gogacz, A., Yaltrak, C., Çifçi, G.,** (2014). Miocene–Recent evolution of the western Antalya Basin and its linkage with the Isparta Angle, eastern Mediterranean. *Mar. Geol.* 349, 1- 23.
- Hall, J., Aksu, A.E., Yaltrak, C., Winsor, J.D.,** (2009). Structural architecture of the Rhodes Basin: a deep depocentre that evolved since the Pliocene at the junction of Hellenic and Cyprus Arcs, eastern Mediterranean. *Marine Geology* 258, 1–23.
- Hanken, N., Bromley, R.G., Miller, J.,** (1996). Plio-Pleistocene sedimentation in coastal grabens, north-east Rhodes, Greece. *Geol. J.* 31, 393–418.
- Hayward, A.B.,** (1984). Sedimentation and basin formation related to ophiolite nappe emplacement; Miocene, SW Turkey. *Sediment. Geol.* 40, 105–129.
- Işler, F.I., Aksu, A.E., Hall, J., Calon, T.J., Yaşar, D.,** (2005). Neogene development of the Antalya Basin, Eastern Mediterranean: an active fore-arc basin adjacent to an arc junction. *Mar. Geol.* 221, 299–330.
- Jackson, J.,** (1994). Active tectonics of the Aegean region. *Annu. Rev. Earth Planetary Sci.* 22, 239–271.
- Jackson, J., McKenzie, D.,** (1988). Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions. *Basin Res.* 1, 121–128.
- Jongsma, D., Mascle, J.,** (1981). Evidence for northward thrusting southwest of the Rhodes Basin. *Nature* 193 (5827), 49–51.
- Karabiyiçoğlu, M., Çiner, A., Monod, O., Deynoux, M., Tuzcu, S., Örçen, S.,** (2000). Tectonosedimentary evolution of the Miocene Manavgat Basin, western Taurides, Turkey. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 173, 271–294.
- Karabiyiçoğlu, M., Tuzcu, S., Çiner, A., Deynoux, M., Örçen, S., Hakyemez, A.,** (2005). Facies and environmental setting of the Miocene coral reefs in the Late-Orogenic fill of the Antalya Basin, Western Taurids, Turkey. In: Kelling, G., Robertson, A.H.F., van Buche, F. (Eds.), *Cenozoic Sedimentary Basins of South Central Turkey* *Sediment. Geol.* 173, 345–371.

- Kozlu, H.**, (1987). Structural development and stratigraphy of Misis–Andirin region. Pro- ceedings of the *7th Petroleum Congress of Turkey*. *Turkish Association of Petroleum Geologists*, pp. 104–116.
- Le Cleac’h, A.**, (1984). Lextremite orientale de l’arc hellenique externe: structure et evolution recente. The se de doctorat, Universite P. et M. Curie, Paris, 235 pp.
- Makris, J., Morelli, C., Zanolla C.**, (1998). The Bouguer gravity map of the Mediterranean Sea (IBCM-G). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 39(2).
- Masclé, J., Le Cleach, A., Jongasma, D.**, (1986). The eastern Hellenic margin from Crete to Rhodes: example of progressive collision. *Mar. Geol.* 73, 145–168.
- Özelci, F.**, (1973), Gravity anomalies of the Eastern Mediterranean: *Bulletin of Mineral Research and Exploration of Turkey*, v. 80, p. 54–92.
- Özbakır, A.D., Şengör, A.M.C., Wortel, M.J.R., Govers, R.**, (2013).The Pliny–Strabo trench region: a large shear zone resulting from slab tearing. *Earth Planet. Sci. Lett.* 375, 188–195
- Pavlis, N. K., S. A. Holmes, S. C. Kenyon, and J. K. Factor**, (2012), The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008): *Journal of Geophysical Research*, 117, B4, B04406, <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008916>.
- Robertson A. H. F., Parlak O., Ünlügenç U.C.**, (2013), Science A series of small splay faults deform an inferred 'M' reflector (roughly corresponding to Messinian evaporates; e.g. Vidal vd., 2000a, b) into a possible flower.
- Robertson, A.H.F., Eaton, S., Follows, E.J., Payne, A.S.**, (1995).Depositional processes and basin analysis of Messinian evaporites in Cyprus. *Terra Nova* 7, 233–253.
- Rotstein, Y., Ben-Avraham, Z.**, (1985). Accretionary processes at subduction zones in the eastern Mediterranean. *Tectonophysics.* 112, 551–561.
- Sandwell, D. T., and W. H. F. Smith**, (2009). Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate, *J. Geophys. Res.*, 114, B01411.
- Sandwell, D.T., R.D. Müller, W.H.F. Smith, E. Garcia, and R. Francis**, (2014). New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure, *Science*, October 2014, 65-67.
- Şenel, M.**, (1997)a. Geological Map of Fethiye, L8 quadrangle, No:2, 1:100,000 General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey, 22 pp.

- Şenel, M.**, (1997)b. Geological Map of Fethiye, M8 quadrangle, No:4, 1:100,000 General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey, 15 pp.
- Şenel, M., Bölükbaşı, A.S.**, (1997). Geological Map of Fethiye, M9 quadrangle, No:5, 1: 100,000 General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey, 11 pp.
- Talwani, M. Lamar, W. J., Worzel, L. Landisman, M.**, (1959). Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research* 64(1).
- Ten Veen, J.H., Kleinspehn, K.L.**, (2002). Geodynamics along an increasingly curved convergent plate boundary: Late Mioicene-Pleistocene Rhodes, Greece. *Tectonics* 21.<http://dx.doi.org/10.1029/2001TC001287>.
- Ten Veen, J.H., Postma, G.**, (1999). Rollback controlled vertical movements of outer-arc basins of the Hellenic subduction zone (Crete, Greece). *Basin Res.* 11, 243– 366.
- Tezcan, D.**, (2008). Crustal Structure of the Eastern Mediterranean and Black Sea Basins From Satellite Altimetry and Shipborne Gravity Data. Middle East Technical University Graduate School of Marine Sciences, PhD Thesis.
- Weiler, Y.**, (1969). The Miocene Kythrea flysch basin in Cyprus. *Giorn. Geol.* 35, 213–229.
- Woodside, J.M., Mascle, J., Zitter, T.A.C., Limonov, A.F., Ergün, M., Volkonskaia, A.**, (2002). The Florence Rise, the western bend of the Cyprus Arc. *Marine Geology* 185, 177–194.
- Woodside, J., Mascle, J., Huguen, C., Volkonskaia, A.**, (2000). The Rhodes Basin, a post Miocene tectonic trough. *Mar. Geol.* 165, 1–12.
- Woodside, J.M., Limonov, A.F., Ivanov, M.K.**, (1998). Neotectonics and fluid flow through seafloor sediments in the Eastern Mediterranean and Black Seas, Intergovernmental Oceanographic Commission Technical Series, vol. 48 (226 pp.).
- Yalçın, N.M., Görür, N.**, (1984). Sedimentological evolution of the Adana Basin. In: Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C. (Eds.), *Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, Ankara, pp. 165–172.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Yiğitbaş, E.**, (1988). Tectonic evolution of the Miocene basins at the Amanos Mountains and the Maraş region. *Bull. Turk. Assoc. Pet. Geol.* 1/1, 52–72.
- Zitter, T., Woodside, J., Mascle, J.**, (2003). The Anaximander Mountains: a clue to the tectonics of southwest Anatolia. *Geological Journal* 38, 375–394.

ÖZGEÇMİŞ



ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler

Adı Soyadı Bülent DEMİR
Doğum Yeri ve Tarihi Sivas, 24.01.1983
Medeni Hali Evli
Yabancı Dil İngilizce
İletişim Adresi Gültepe Mah. Toptancılar Sitesi 6. Blok. No:4 Sivas Emre
Gıda SİVAS
E-posta adresi bulent.demir@ybp.com.tr

Eğitim ve Akademik Durumu

Lise Sivas Teknik Lisesi, Bilgisayar Yazılım ve Donanımı,2000
Üniversite Cumhuriyet Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği, 2005
Yüksek Lisans Cumhuriyet Üniversitesi, Yer Fiziği Anabilim Dalı 2019

İş Tecrübesi

Migros Ticaret A.Ş. Mağaza Müdürü, 2005-2014
Yaşar Birleşik Pazarlama Satış Şefi, 2014-...