

**T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ VE İŞLETMECİLİĞİ ENSTİTÜSÜ**

**BİGA YARIMADASI ŞELF ALANI
TEKTONİK YAPI UNSURLARININ GRAVİTE
YÖNTEMLERİYLE İRDELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Mühendisi M. Hakan ÜNSER

Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim Dalı

Danışman

Doç. Dr. Fatih M. ADATEPE

Şubat, 2007

T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ VE İŞLETMECİLİĞİ ENSTİTÜSÜ

MUSTAFA HAKAN ÜNSER tarafından hazırlanmış ve sunulmuş “BİGA YARIMADASI ŞELF ALANI TEKTONİK YAPI UNSURLARININ GRAVİTE YÖNTEMLERİYLE İRDELENMESİ” başlıklı tez DENİZ JEOLJİSİ VE JEOFİZİĞİ Anabilim Dalında YÜKSEK LİSANS Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Danışmanı

Doç. Dr. Fatih M. ADATEPE

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Kurultay ÖZTÜRK

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Zuhale DÜZGİT

Jüri Üyesi

Doç. Dr. Mümtaz HİSARLI

Jüri Üyesi

Yrd.Doç. Dr. Sinan DEMİREL

Tez savunma tarihi: 28. 02. 2007

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	i
ÖZET.....	ii
ABSTRACT.....	iii
TABLO LİSTESİ.....	iv
ŞEKİL LİSTESİ.....	v
KISALTMA LİSTESİ.....	vi
I. GİRİŞ:	1
1.1. Çalışma Alanının Konumu ve Batimetrisi.....	2
1.2. Biga Yarımadası ve Çevresinin Genel Jeolojisi.....	5
1.3. Deniz Tabanının Jeolojisi.....	8
1.4. Bölgenin Paleocoğrafik Evrimi.....	11
II. MATERYAL.....	12
2.1. Bouguer Haritasının Nitel Değerlendirilmesi ve Önceki Çalışmalar.....	12
2.2. Sismik Hatlar.....	15
III. ÇALIŞMADA KULLANILAN YÖNTEMLER.....	20
3.1. Tek Boyutlu Fourier Spektrum Analizi.....	21
3.2. Talwani Yöntemi.....	26
IV. METODUN UYGULANMASI.....	28
4.1. Profillerin Seçilmesi.....	28
4.2. Tek Boyutlu Fourier Uygulaması ve Güç Spektrumundan Derinlik Tayini...	29
4.3. Talwani Yönteminin Uygulaması.....	31
V. BULGULAR, TARTIŞMA VE SONUÇ.....	33
KAYNAKLAR	35
ÖZGEÇMİŞ	39

ÖNSÖZ

“Biga Yarımadası Şelf Alanı Tektonik Yapı Unsurlarının Gravite Yöntemleriyle İrdelenmesi” başlıklı bu çalışma İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim Dalında yüksek lisans tezi olarak yapılmıştır.

Çalışmada MTA tarafından üretilmiş Bouguer Gravite Haritasından belirlenen profillere tek boyutlu Fourier Güç Spekturumu ve Talwani Yöntemi uygulanmıştır.

Ayrıca TPAO'nun sismik etütleri ile bölgede daha önce yapılmış jeolojik çalışmalar derlenmiştir. Böylece uygulama sonucu elde edilen olası yapı modellerinin, çalışmanın jeolojisine uyumlu olması sağlanmıştır.

Sonuçlar; çalışılan bölgenin sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisi altında geliştiğini göstermektedir.

Tez çalışmasında danışmanlığımı yapan ve her aşamada katkılarını gördüğüm hocam Sayın Doç. Dr. Fatih M. Adatepe'ye teşekkür ederim. Tezin uygulama bölümünde emeği geçen hocam Sayın Y. Doç. Dr. Sinan Demirel'e en içten teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca tez çalışması sırasında değerlendirilen her türlü veriyi sağlayan MTA ve TPAO yetkililerine, verileri toplayan ve düzenleyen bilim adamlarına da teşekkürü bir borç bilirim.

ÖZET

Biga Yarımadası Şelf Alanı Tektonik Yapı Unsurlarının Gravite Yöntemleriyle İrdelenmesi

Mustafa Hakan ÜNSER

İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim Dalı programında Yüksek Lisans bitirme tezi olarak yapılan bu çalışma; Biga Yarımadası batı şelf alanında, tektonik yapı unsurlarının gravite verileri yardımıyla belirlenmesini amaçlamaktadır.

Bu amaçla çalışmada, MTA tarafından üretilmiş bölgenin Bouguer Gravite Haritasından seçilen profillere önce tek boyutlu Fourier Güç Spektrumu uygulanarak ortalama derinlikler belirlenmiştir. Daha sonra aynı profillere bir kez de Talwani Yöntemi uygulanmış ve yer altı yapı modelleri oluşturulmuştur. İki farklı yöntemden hesaplanan anomaliye neden olan kütlelerin ortalama derinlikleri birbirleriyle ve önceki çalışmalarla karşılaştırılmıştır.

Modellerin belirlenmesi aşamasında bölgenin gerek kara, gerekse deniz alanının jeolojik bilgi birikiminden faydalanılmıştır. Bu çalışmada öncelikle TPAO tarafından yapılmış sismik ve sondaj etütlerinden elde edilen veriler irdelenmiştir. Özellikle derin sismik yansıma kesitlerinden belirlenen stratigrafi ve tektonik yapı unsurlarından faydalanılarak, bölgenin denizaltı olası yapı modellerinin gerçeğe en uygun olarak ortaya konulması sağlanmıştır.

Sismik kesitlerde saptanan bölgeye ait Üst Kratese yaşlı taban derinliğinin; çalışmada tek boyutlu Fourier güç spektrum analizi ve Talwani Yöntemi sonucunda elde edilen derinlik değerleriyle uyumlu olduğu görülmektedir. Belirlenen bazı gravite anomalilerin jeolojik anlamda kırıklara karşılık geldiği görülmüştür. Sonuçlar: bölgenin sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisi altında geliştiğini göstermektedir.

ABSTRACT

Discussion of Tectonic Regime (Tectonic Structure Factors) of Biga Peninsula Shelf Area by Using Gravity Methods

Mustafa Hakan ÜNSER

This study, which was done as a master thesis at the İstanbul University, Institute of Marine Science and Management, Marine Geology and Geophysics Division was aimed to the determination of the “tectonic regime” in the western part of the Biga Peninsula shelf area by using gravity data.

For this purpose, in the study, at first, the average depths were determined by applying one dimensional Fourier Power Spectrum to the profiles which were selected from The Bouguer Gravity Map of the region produced by MTA. Then, the Talwani Technique was also applied to the same profiles and underground structure models were prepared. The average depths of the masses which cause as an anomaly calculated with two different methods were compared with each other and former studies as well.

In determination of the models, it was utilized from the geological data related to the areas of land and marine. In this study, firstly, the data obtained from seismic and drilling researches made by TPAO were discussed. Especially, by utilizing the stratigraphy and tectonic structure factors determined by deep seismic reflection sections, the most realistic underwater structure models of the area were obtained.

The basement depth, concerning to the area with the Upper Cretaceous age that is determined in the seismic sections, conforms to the data which are obtained from both one dimensional Fourier Power Spectrum and Talwani Technique applied in the study. Some gravity anomalies determined coincide with raptures in geological meaning. Results show that the area grew up under the effect of the North Anatolian Fault which is a right-lateral displaced fault.

Tablo 1.	Gravite Profillerinden elde edilen ortalama derinlikler.....	29
Tablo 2.	Talwani yönteminden elde edilen ortalama derinlik değerleri.....	31
Tablo 3.	Fourier güç spektrumu ve Talwani yönteminin karşılaştırılması.....	3

I.GİRİŞ

Bu çalışma Biga Yarımadası şelf alanı Bouguer gravite anomali haritasına, jeofizik analiz yöntemlerinin uygulanmasına yöneliktir. Böylece Gravite anomalileri yorumlanarak ona neden olan yeraltı jeolojik yapısı ortaya çıkarılacaktır. Ancak yeraltı yapılarının karakterleri ve bölgelerin tektonik rejimlerinin karışıklığı, bunların tam olarak modellenmesini zorlaştırır. Daha sağlıklı sonuçlar elde edebilmek için, jeofizik bilgilerin yanında jeolojik ve jeomorfolojik bilgi birikiminden de yararlanılması kaçınılmazdır.

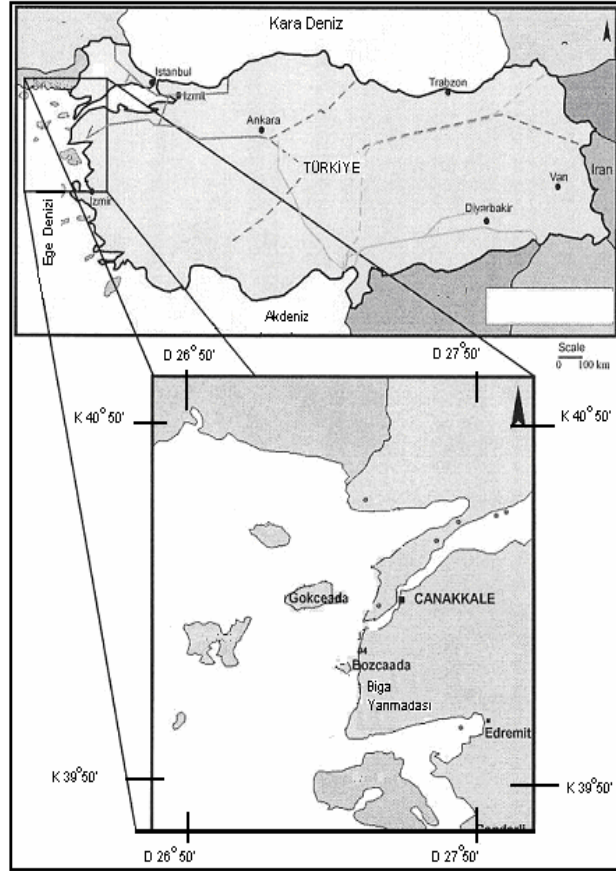
Bu nedenle, ilk bölümde çalışma alanının jeolojisi, jeomorfolojisi ve denizaltı topografyası ile ilgili bilgiler çeşitli kaynaklardan derlenerek sunulmuştur. Çalışma alanı nispeten geniş tutularak, çevre ile bir bütünlük sağlanmasına çalışılmıştır.

Genel olarak bakıldığında daha önce yapılmış jeolojik, jeofizik ve jeomorfolojik çalışmaların çoğu; bölgenin ayrıntılı jeolojisi ile Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'ın lokal faylarla olan ilişkilerine yöneliktir. Bunlardan yararlanılarak bölgenin paleocoğrafik evriminin yorumu yapılmıştır. (Önem, 1974; Erinç, 1977; Saner, 1985; Özgür ve Erkal, 1985; Türkaslan ve Siyako, 1989; Okay ve diğ. 1990; Erol, 1992; Okay ve Tansel, 1992; Yılmaz, 1995; Görür ve Okay, 1996; Ercan, 1996; Yaltırak ve diğ. 1998; Çağatay ve diğ. 1998; Tüysüz ve diğ. 1998; Yaltırak ve diğ., 2000). Ayrıca bölgenin denizaltı kaynaklarına (özellikle petrol potansiyeline) yönelik olarak MTA ve TPAO tarafından yapılmış ancak yayınlanmamış birçok rapor ve proje vardır (Turgut, 1987, 1988; Siyako ve diğ. 1989; TPAO, 2002).

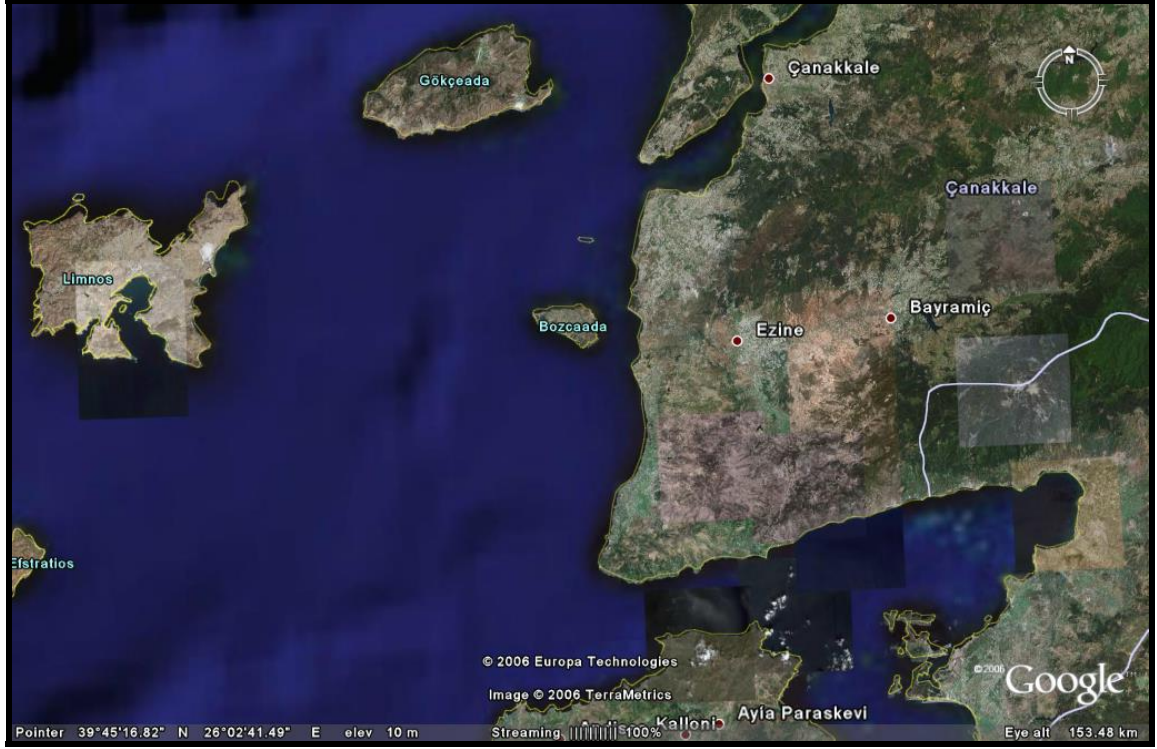
1.1. Çalışma Alanının Konumu ve Batimetri

Konumu:

Çalışma alanı; Geniş anlamda Ege Denizi Çanakkale boğazı girişindeki Bozcaada, Gökçeada ile Biga Yarımadası kara ve deniz alanlarını kapsamaktadır (Şekil 1). Coğrafik koordinatları yaklaşık olarak $39^{\circ} 50'$ - $40^{\circ} 50'$ Kuzey Enlemleri ile $26^{\circ} 50'$ - $27^{\circ} 50'$ Doğu Boyamları arasındadır. Marmara Denizi'ni, Ege Denizi'ne bağlayan Çanakkale Boğazı'nın güneyini oluşturan Biga Yarımadası bir plato görünümündedir (Şekil 2). Arazi andezit ve granitlerden oluşmaktadır (Kantarıcı, 1997). Dağlar arasındaki alçak arazi ile eteklerindeki alan neojen (plyosen) ve miosen yaşındaki tortul materyaller ile 4. zaman alüvyonlarından oluşur. Kara alanı içersinde 75 m yükseltisine kısa ve düz bir alandan geçilir, 150 m yükseltisine doğru ise eğim birden bire azalır (Kantarıcı, 1997). Önemli yükseltiler; Dede Dağı 721 m, Kara Dağ 749 m, Kayalı Dağ 877 m, Ağı Dağı 989 m, Koçakır Tepe 814 m olup, bölgenin en önemli ovası Kumkala Ovasıdır.



Şekil 1. Çalışma Alanı Lokasyon Haritası.



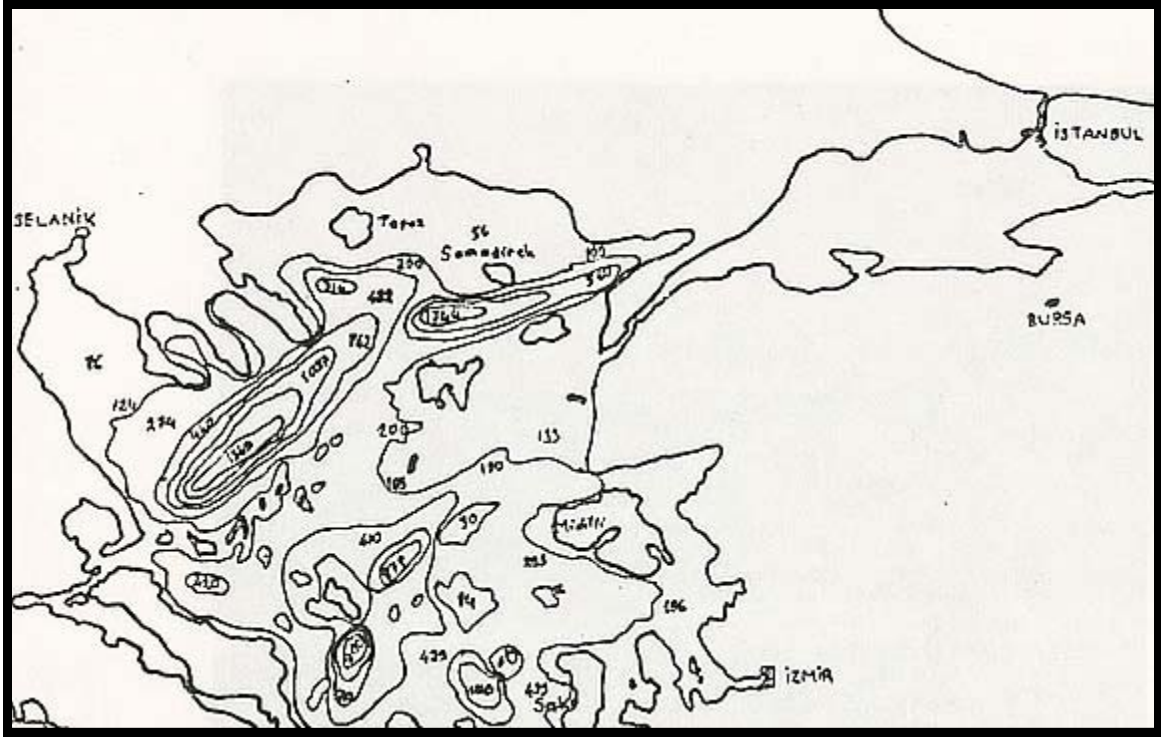
Şekil 2. Çalışma Alanı Uydu Görüntüsü.

Batimetrisi:

Ege Denizi, uzunluğu 600 km, genişliği 3000 km ve ortalama derinliği yaklaşık 350 m dir. Biga Yarımadası şelf alanı; bu bütün içinde, Ege Denizi'nin kuzeyinde yer alır (Şekil 3).

Şelfin genel jeomorfolojik karakteri aynı kara alanı gibi plato görünümündedir (Şekil 3). Bu şekildeki deniz dibi tabanı, geniş alanlar kaplar ve burada ortama derinlik 133 m civarındadır. Çalışma alanının kuzey-batısına doğru ise su derinliği artmaktadır ve kuzeyde 1744 m'lik Saroz çukuru vardır.

Self alanı ayrıca derinliği 90-125 m yi aşmayan, çok hafif eğimli ve yer yer denizaltı kanyonları ile yarılmıştır. Şelf'in üzerinde irili ufaklı kabartılar ya deniz seviyesine yaklaşmış, ya da deniz üzerine çıkmış minik birer ada görünümündedir.



Şekil 3. Ege Denizi Kuzeyinin Batimetri Haritası (Hisarlı,1989).

Çanakkale Boğazı ve Ege kıyılarındaki büyük akarsuların önündeki şelf alanlarının, deniz altında kalmış eski alüvyal düzlükler olduğu veya birikme olayları ile şekillendirilmiş denizaltı deltalarına karşı geldiği belirlenmiştir. Bu sahalarda yeni akarsu sedimentlerinin biriktiği ve deniz tabanının kısmen de olsa yeni sedimentlerle örtüldüğü görülmüştür.

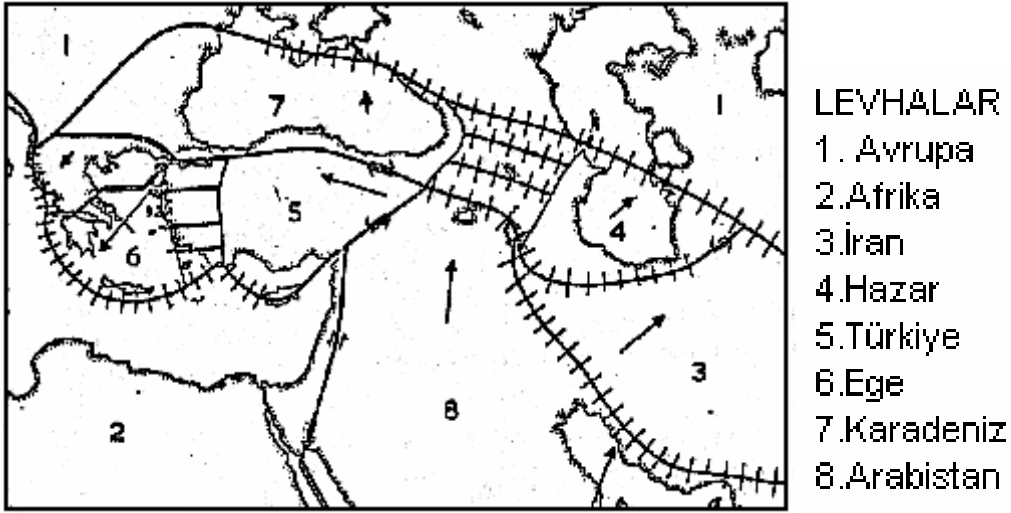
Açık denize doğru çok geniş alanlara yayılan şelf düzlüklerinin oluşumunun ise yer kabuğunun deniz seviyesinin son hareketleri sonucu sular altında kalmış pliyosen yaşındaki aşınım düzlükleri olarak kabul edilmektedir (Erinç, 1977).

Ege'nin çeşitli yerlerinden şelfin dış kenarına diğer dünya denizlerinde olduğu gibi yaklaşık 90-125 m'de erişilmesi, esas itibariyle glasiyel - östatik kökenli alçak deniz seviyesine göre düzenlenmiş bir aşınım ve birikim mekanizması ile ilgili şekilde yorumlanmıştır (Erinç, 1977).

Saros körfezinden başlayıp Eğriboz yakınlarına kadar uzanan ve tabanı yer yer 1000 m aşan abisal çukur ise rift şeklinde gelişmiş aktif bir zon olarak yorumlanmıştır (Roussos ve Lyssimachou, 1991).

1.2. Biga Yarımadası ve Çevresinin Genel Jeolojisi

Çalışma alanı Ege Denizi'nin kuzey doğusunda yer almaktadır. Bu nedenle bölgenin ayrıntılı jeolojisine geçmeden önce Ege Denizi'nin genel jeolojisini kısaca tanımlamakta yarar görülmüştür. Ege Denizi'nin karmaşık bir jeolojik yapısı vardır ve esas itibariyle gerilme tektoniği egemendir. Bazı bölümlerinde ise riftler gelişmiştir. Afrika plakası'nın Ege-Anadolu plakası ile çarpışması Orta-Üst Miyosen'de başlamış ve halen aktivitesini devam ettirmektedir (Şekil 4).

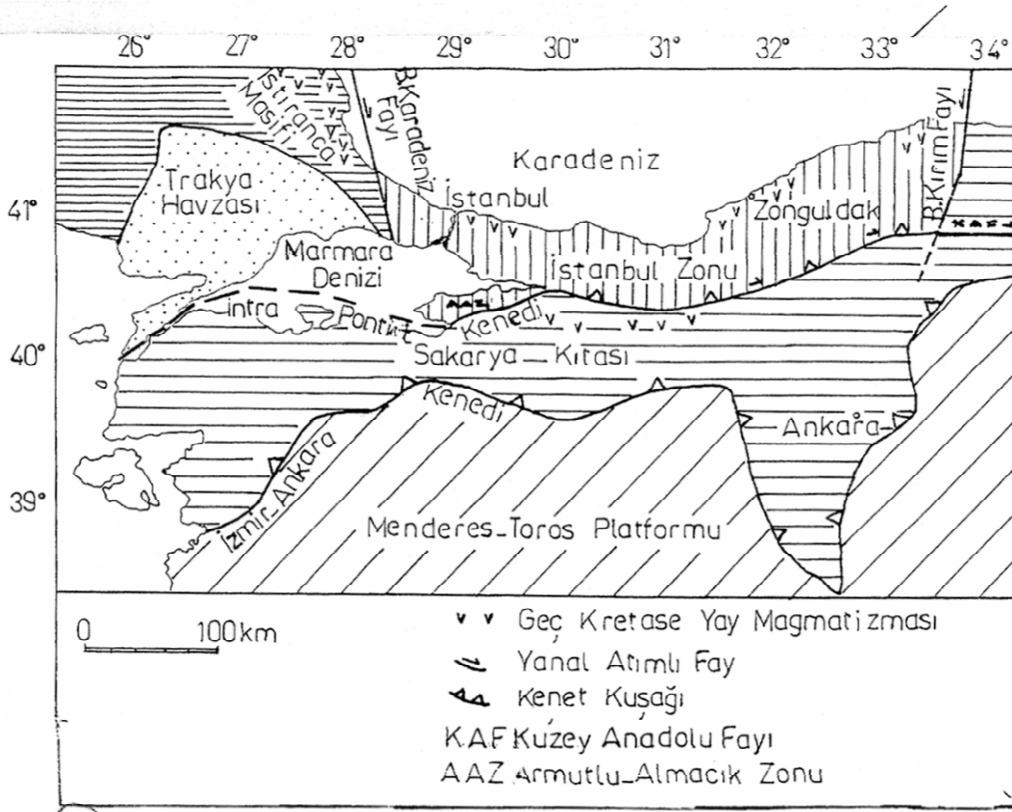


Şekil 4. Ege Denizi ve Anadolu'nun Levha Tektoniği modeli (Mc,Kenzie,1977).

Anadolu Levhası'nın Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı arasında batıya doğru hareketi, doğu-batı sıkışma ve buna bağlı olarak kuzey-güney yönelimli bir genişleme oluşturmaktadır. Ancak burada tek bir yönlü genişlemenin olmadığı, buna ilaveten kuzeybatı-güneydoğu ve kuzeydoğu-güneybatı yönelimli genişleme yönlerinin de var olduğu belirlenmiştir. Güney Ege çukuru dışındaki bölgelerde tüm Ege'yi etkilemiş olan min. % 30, bir genişleme söz konusudur. (Şengör,1982)

Biga yarımadası, Ege Denizi'nin kuzeydoğu ucunda,güneydeki Sakarya Zonunu kuzeydeki Rodop-Istranca Masifinden ayıran bir kenet kuşağı üzerinde yer almaktadır (Şekil 5).

Söz konusu kuşağın izlerine Armutlu ve Geyve'de rastlanmakta olup, bölgedeki konumu tartışma konusudur (Okay ve Tansel,1992; Yılmaz ve diğ., 1997).

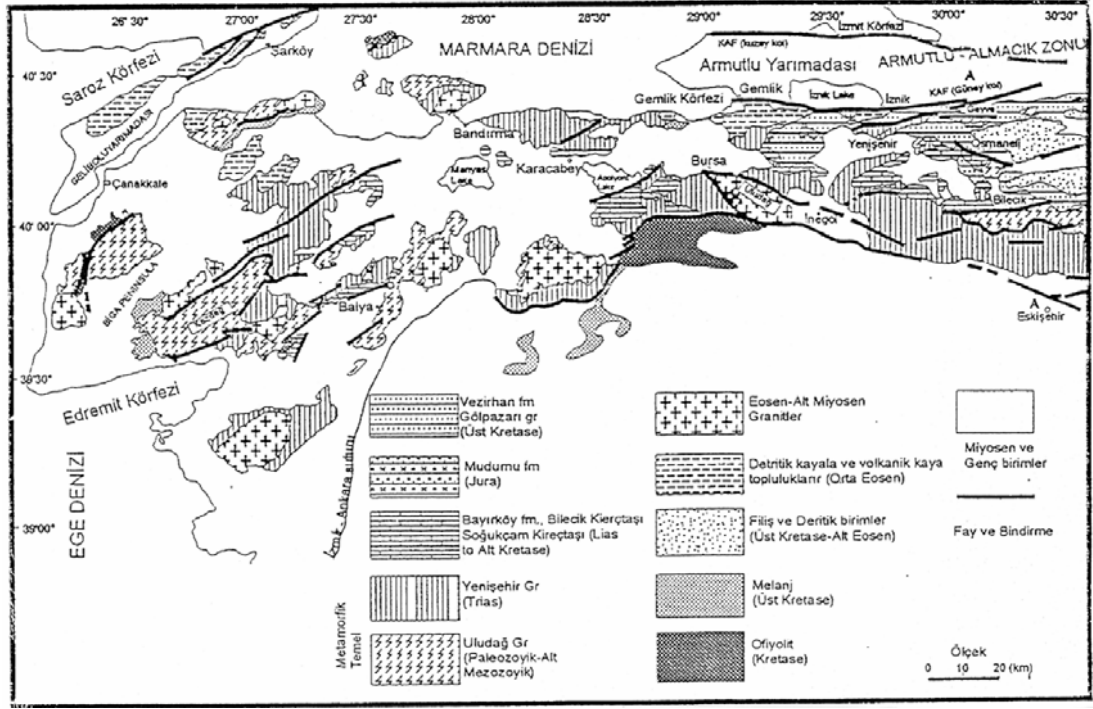


Şekil 5. Marmara Denizi'nin temel Kaya Birimleri (Görür ve Okay, 1996'dan düzenlenmiştir).

Çanakkale Boğazı'nın güneyini oluşturan Biga Yarımadası'nda Gelibolu Yarımadası'nda olduğu gibi Tersiyer öncesinde kuzeydoğu-güneybatı yönde uzanan dört tektonik zon yer alır (Şekil 6).

Bunlar kuzeybatıdan itibaren: Gelibolu, Ayvacık, Karabiga, Ezine ve Sakarya Zonları'dır.

Gelibolu Zonu; Geç Kretase-Paleosen yaşlı pelajik kireçtaşı, radyolarit, serpantinit, gabro, mavişist gibi kayalardan meydana gelmiş yığışım prizması niteliğinde bir ofiyolitli melanjdır. "Çetmi Ofiyolit Melanji" ismi verilen bu birim, Gelibolu-Trakya Havzası'nın temelini oluşturur ve Şengör ve Yılmaz (1981)'in tanımladığı Rodop-Pontid parçasını Sakarya Zonu'ndan ayıran Pontid İçi Kenedi'ni temsil eder (Şekil 5). Çetmi Ofiyolit Melanji, Şarköy kuzeyinde antiklinal çekirdeklerinde mostra verir ve Gelibolu Yarımadası'nda, Mürefte'de ve Marmara Denizi'nin batı kesiminde açılan petrol kuyularında Orta Eosen kireçtaşının altında kesilir.



Şekil 6. Marmara Denizi Güneyinin Genelleştirilmiş Temel Kaya Jeoloji Haritası (Yılmaz ve diğ., 1997).

Ayvacık-Karabiga Zonu da Gelibolu Zonu gibi Çetmi Ofiyolit Melanjı'ndan oluşur. Ancak konum olarak Ezine ile Sakarya Zonu arasında yer alır. Ayvacık-Karabiga Zonu yaygın bir Miyosen volkanik örtüsü ile ayrılmış olan iki büyük alanda mostra vermektedir (Okay ve diğ., 1990; Siyako ve diğ. 1989).

Ezine Zonu'nun büyük bir kesimi kıtasal kökenli kayalardan oluşmuştur ve Gelibolu Zonu'nun güneydoğusunda yer alır. Bu iki kuşak arasındaki dokanak, genellikle Geç Tersiyer kayaları tarafından örtülmüştür. Gelibolu-Biga Yarımada'larında Tersiyer öncesi son birim olan Sakarya Zonu ise kuzeyde Pontid-İçi Kenedi ile güneyde İzmir-Ankara Kenedi arasında yer alır.

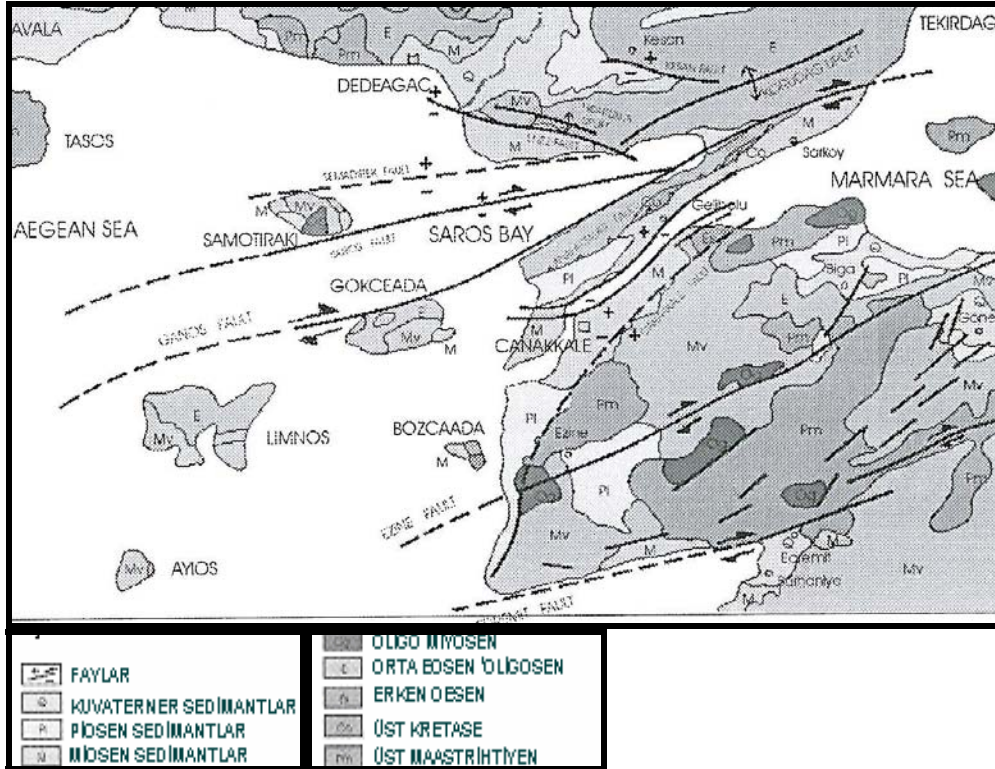
Özet olarak; bölgenin temelinde, kuzeyde Istranca Masifi'nin metamorfik kayaları ve güneyde Saroz Körfezi'nin çevresinde ise ofiyolitik melanj benzeri kayalar yüzeylenmiştir.

1.3. Deniz Tabanının Jeolojisi

Tez çalışmasının deniz tabanını içeren kısmı; MTA ile TPAO tarafından yapılan çeşitli proje ve raporların arşiv kayıtlarından faydalanılarak derlenmiş ve özetlenmiştir. Bölge Üst Kretase yaşlı suture zonu (Intra Pontid) üzerinde oluşan bir havza şeklinde açılmıştır (Şekil 7). Söz konusu havzada önce iki çökme dönemi belirlenmiş, Neotektonik dönem ise Alt-Orta Miyosen'de başlamış ve üç evrede gelişmiştir.

Suture Zonu üzerinde belirlenen iki çökme dönemi; Üst Kretase - Alt Eosen yaşlı birimler ile Orta Eosen-Oligosen yaşlı birimlerden oluşmaktadır (Sümelgen ve Terlemez, 1991).

Üst Kretase - Alt Eosen yaşlı birimler: Bu dönemde en altta gözlenen birimin litolojisi pelajik, killi, yer-yer kumlu kireçtaşı şeklindedir. Stratigrafisi, üste doğru sığlaşarak akarsu-taşkın ovası çökellerinden oluşan 1000 m kalınlığındaki karasal bir formasyon ile sona erer. Bu birimler fay kontrollü dar bir havzada çökelmiştir.



Şekil 7. Kuzey Ege'nin genel jeoloji haritası (TPAO, 2002).

Orta Eosen-Oligosen yaşlı birimler: Bu istifin en altında bulunan formasyon kireçtaşı şeklinde çökelmiştir. Çok sınırlı olmakla beraber Gökçeada'nın batısında ise resifal karakterde çökelmiştir. Bozcaada'da fay kontrollü bir havzada 60 m kalınlığında çökelen formasyon ile geçişlidir. Gökçeada'nın batısında birimlerin alt kesimlerinde çatlaklarında petrol olan 2 m kalınlığında kireçtaşı arabantları belirlenmiştir.

Üst Oligosen- Alt Miyosen döneminde Gelibolu ve Biga Yarımadası ve Adalar civarı termal domlaşma nedeni ile yükselmiş ve aşınmıştır. Buraya kadar tanımlanan Havza çökelleri değişik düzeylerinden aşınarak çukur alanlarda birikmiştir.

Gökçeada, Bozcaada ve komşu deniz alanlarında Neotektonik dönem Alt-Orta Miyosen'de başlamış ve üç evrede gelişmiştir. Bunlar:

Alt Miyosen,

Orta-Üst Miyosen,

Pliyo-Pleistosen evreleridir.

Alt Miyosen:

Özellikle Edremit Körfezi ve daha güneyindeki açıkdeniz alanında yaygındır. Sütur zonu üzerinde yer alan inceleme alanında Üst Oligosen-Alt Miyosen döneminde kıtasal kabuk kalınlaşmış, alt kesimi ergiyerek bir mağma oluşmasına neden olmuştur. Mağmanın kıta kabuğu içerisinde yükselmesi ile termal domlaşma meydana gelmiş ve bunların sonucunda gerilme ve buna bağlı olarak da volkanizma oluşmuştur. Alt Miyosen'deki gerilme ile Edremit Körfezi ve civarında fay kontrollü havzalarda volkanikler gelişmiştir.

Ege'deki gerilmenin ilk evresinin (I. Gerilme) ürünleri olan Alt Miyosen göl çökelleri, Edremit Körfezi'nin kuzeyinde yüksekte (havza dışında) kaldığı için görülmezler ancak onlarla yaşıt olan volkanikler çok yaygın olarak (Örneğin Hisarlıdağ, Gökçeada ve Bozcaada'da) mostra verirler.

Orta-Üst Miyosen

Tüm Ege’de yaygın olarak görülen gerilmedir (II. gerilme). Edremit Körfezi’nin kuzeyini etkisi altına alan sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fayı ve bu fay sistemi içerisinde açılan transtensional havzalar bu dönemin en önemli özelliğidir. Fay kontrollü grabenlerin düşen bloklarında çakıltası-kumtaşı ve çamurtaşı ar dalanımından oluşan lateral alüvyon yelpazesinin çökeli olan Orta Miyosen yaşlı bu formasyon, bu dönemin ilk çökeldir. Formasyonun kumtaşlarında Gökçeada’nın güneydoğusundaki Kefaloz Burnunda 4 m kalınlığında asfaltlı bir zon vardır.

Ayrıca yine bu istife yakın kuyularda petrol görülmüştür. Orta-Üst Miyosen döneminin sonunda (messiniyen) Ege ve Akdeniz kurumuş 350-400 m kalınlığında, örtü kaya niteliğinde evaporit çökelmiştir. Bu döneme ait istiflerin toplam kalınlığı 300-1500 m arasında değişmektedir.

Pliyo-Pleistosen :

Bu dönemde açık deniz alanlarındaki fay kontrollü havzalarda çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan lateral yelpaze ve fluviyal çökellerle görsel karbonatlar depolanmıştır. Bu birimlerin çökeldiği transtensional havzaların kenarındaki faylardan da 4-7 milyon yaşında bazaltik lavlar çıkmıştır. Ege’deki gerilmenin üçüncü aşamasında (III. Gerilme) çökelen birimler daha yaşlı birimleri açısız uyumsuzlukla örtmüş ve Ege Denizi paleocoğrafik olarak bugünkü şeklini almıştır.

Üst Pliyosen-Pleistosen döneminde sağ yanal atımlı KAF ile yakınsayan ve ıraksayan kollar oluşmuştur. Bu alanlarda da pozitif/negatif çiçek yapıları ile transtensional havzalar gelişmiştir. Örneğin; Gökçeada ve Gelibolu Yarımadası’nın kuzeyi Ganos ve Anafartalar Fayı arasında pozitif çiçek yapısı, Saros Körfezi ise Saros ve Ganos Fayları arasında transtensional havzalar görülmektedir.

İşte bu tür jeotektonik ortamlar kaynak fazla derinlere gömülme bile kıtasal kabuğun incelendiği, jeotermal gradyanın olağanın üzerinde yükseldiği alanlar olarak değerlendirilmiştir. İki uyumsuzluk düzeyi içeren bu dönemdeki çökellerin kalınlığı da yaklaşık olarak, 250-500 m’dir.

1.4. Bölgenin Paleocoğrafik Evrimi

Daha önceki bölümlerde ayrıntısı ile açıklandığı gibi çalışma alanı; Üst Kretase yaşlı Intra Pontid Süturu üzerinde gelişmiş bir havza şeklinde açılmıştır. Temelini ofiyolitli melanj ve metamorfik kayaların oluşturduğu havzayı açan gerilme kuvvetleri; Alt Eosen’de, başlamıştır. Bu havza ile ilgili çökeller Üst Kretase-Alt Eosen ve Orta Eosen Oligosen olarak iki çökeltme dönemi gösterirler, Neotektonik dönem ise Orta-Üst Miyosen’de başlamıştır.

Buna göre; ilk Çökeltme Dönemine ait 2000 m kalınlığındaki istif, üste doğru sığlaşan, değişik fasiyelerdeki denizel türbitidlerden oluşan, fay kontrollü dar ve derin çukurluklarda çökeltmiştir.

İkinci Çökeltme Döneminde transgresyon çok geniş alanları kaplamıştır. Üst Eosen’de karbonat şelfinin gerilme fayları ile kırılması sonucu havza derinleşmiş ve türbitidik çökellerle bazı volkanik gelişmeler (tüfler ile lav akıntıları) meydana gelmiştir.

Üst Eosen’in sonlarından itibaren Alt Miyosen’de regresyon başlamış ve sığlaşan havzada türbitidik sistemden, deltayık sisteme geçiş görülmüştür. Bölgede tanımlanan birimler termal domlaşma ve bağlı gerilme kuvvetleri (I.gerilme) nedeniyle değişik düzeylerinden aşındırılmış; volkanizma gelişmiş ve aşınan malzemeler çukurlarda çökeltmek hidro karbonun olgunlaşmasına neden olmuştur.

Orta - Üst Miyosen Dönemi gerilmenin tüm Ege’de yaygın olarak gözlemlendiği; sağ yanal atımlı KAF’ın oluştuğu ve bölgeyi etkisi altına aldığı bir dönemdir (II.gerilme). Bu fay sistemi içerisinde transtensional havzalar açılmıştır. Eosen’de oluşmuş olan bazı gerilme fayları da bu dönemde doğrultu atımlı fay olarak yeniden harekete geçmiştir.

Ege’deki Gerilmenin III. Aşaması olan Pliyo-Pleistosen döneminde fay kontrollü havzalarda fluiyal çökellerle, görsel karbonatlar çökeltmiştir. Bu dönemde sağ yanal atımlı KAF; ıraksayan ve yakınsayan kollara ayrılmıştır. Bu alanlarda negatif ve pozitif flower (çiçek) yapıları egemen olmuştur.

Saros Körfezi ve batıya doğru devamını oluşturan Kuzey Ege Çukurluğu; Saroz ve Ganos Fayları arasında bir transtensional Havza olarak belirlenmiştir (Şekil 7).

II. MATERYAL

2.1. Bouguer Haritasının Nitel Değerlendirilmesi ve Önceki Çalışmalar:

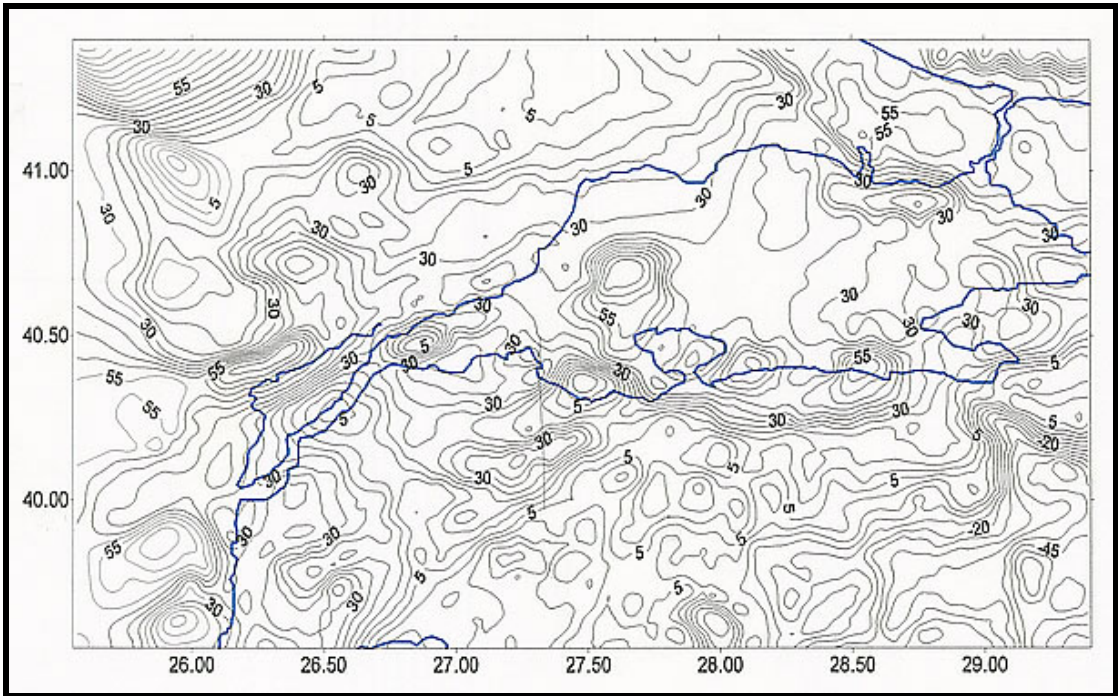
Ege denizi için üretilmiş Gravite Haritalarının ilki Alan ve Morelli'nin serbest hava anomali haritasıdır. Harita'da Biga Yarımadası'nın batısını oluşturan şelf alanında değerlerin kuzeyden güneye doğru pozitif 30 mgal'den 70 mgal'e arttığı görülmektedir (Şekil 8). Diğer bir gravite haritası MTA'nın ürettiği harita olup, Genç ve diğ., 1996 tarafından çeşitli filtrelerden geçirilmiştir (Şekil 9). Bu haritanın deniz alanının kontur değerleri nispeten daha sınırlıdır ve self boyunca 30-55 mgal civarındadır. Karanın içlerine doğru değerler önce sıfır mgal'e daha sonra negatife düşmektedir. Bu beklenen bir durumdur ve kabuk kalınlığının buralarda gittikçe arttığı bir ifadesidir. Ayrıca kuzeyde Saros Körfezi civarında sık ve kapalı bir anomali ile Biga Yarımadası önünde iki ayrı anomali belirgindir.

Gravite anomalilerinin nitel yorumları; tabanda tipik okyanus tipi kabuğun bulunmadığı fakat karasal kabuğun bu süreçlerden geçerken özelliğini kısmen kaybettiği şeklindedir. Aynı şekilde bu durum, kıyılara yakın adaların yakın bir geçmişe kadar Türkiye ile aynı kara parçasına ait olduğunun da bir kanıtı olarak değerlendirilmiştir (Erinç, 1977). Bölgenin gravite anomalilerinin kabuk yapısına bağlı olarak değerlendirildiği bir başka çalışmada Oral ve Canitez, 1987 tarafından yapılmıştır.

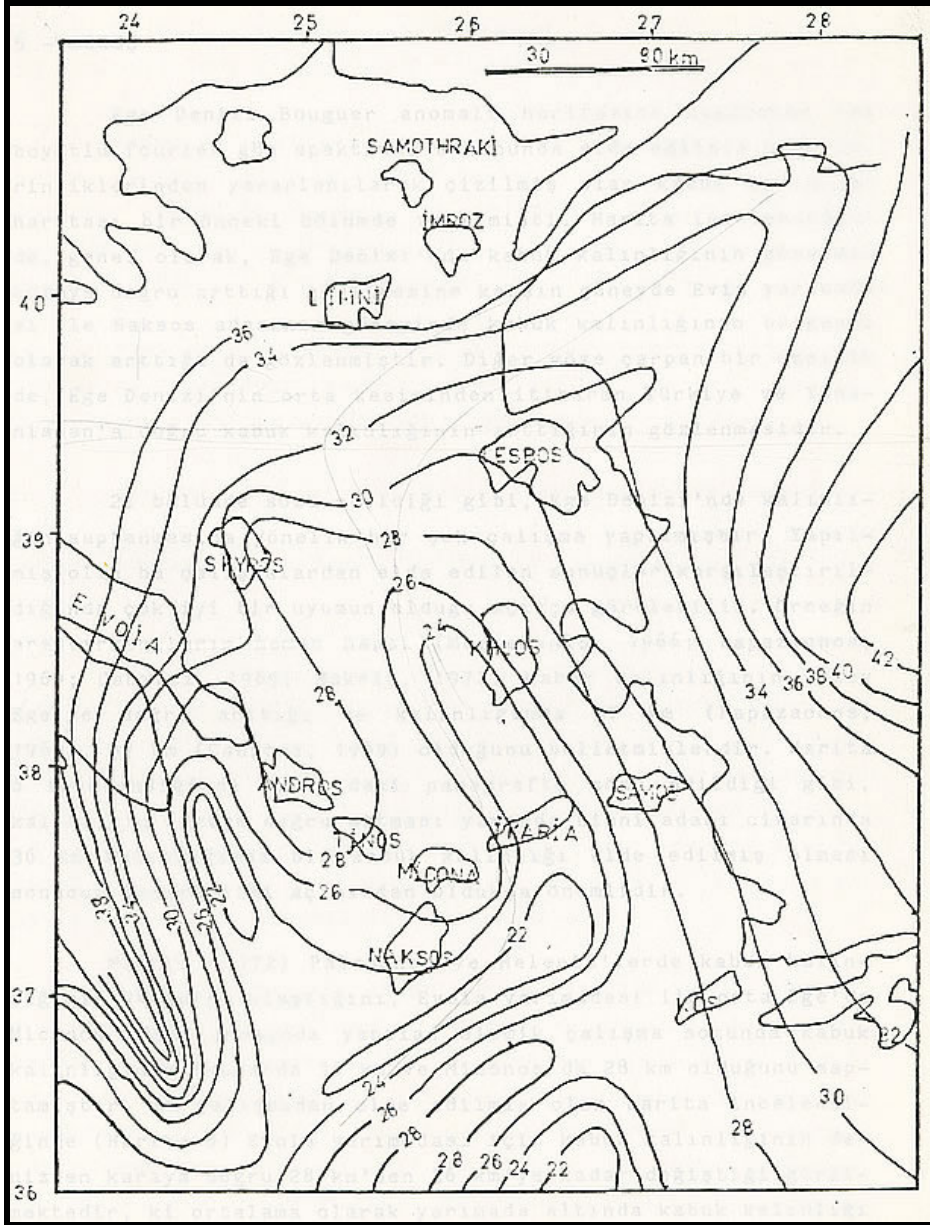
Ege denizi'nin Bouguer gravite anomali değerlerine uygulanan jeofizik analiz yöntemleri ile Kabuk Kalınlık Haritası (Şekil 10) elde edilmiş, derinliklerin kuzeyden güneye doğru azaldığı belirlenmiştir (Hisarlı,1989). Tez çalışma bölgesine komşu, Çanakkale Boğazı ve yakın çevresi gravite haritasından alınan profillere çeşitli jeofizik analiz yöntemleri uygulanmıştır (Adatepe ve diğ., 2006). Anomaliye neden olan kütlelerin yapı derinlikleri 2.9 ile 4.1 km arasında bulunmuştur. Başka bir çalışmada Gönen ve Manyas bölgelerinde yapılmıştır (Yörük, 1983). Gravite değerlerine uygulanan filtreleme ve temel yapı derinliği çalışmasında ortalama 3.0 km derinlik değerleri hesaplanmıştır.



Şekil 8. Bölgenin serbest hava gravite anomali haritası (Alan ve Morelli, 1970).



Şekil 9. Bölgenin Bouguer gravite anomali haritası (Genç ve diğ., 1996).



Şekil 10. Ege Denizi kuzeyi kabuk derinliği haritası (Hisarlı,1989)

2.2. Sismik Hatlar

Ege Denizi sismik olarak dünyanın en aktif bölgelerinden biridir. Son zamanlarda Gökçeada ve Edremit Körfezi kuzeyindeki petrol sızıntılarının varlığı ile yapılan petrol ve gaz keşifleri, petrolcülerin dikkatini bu bölgeye çekmiştir.

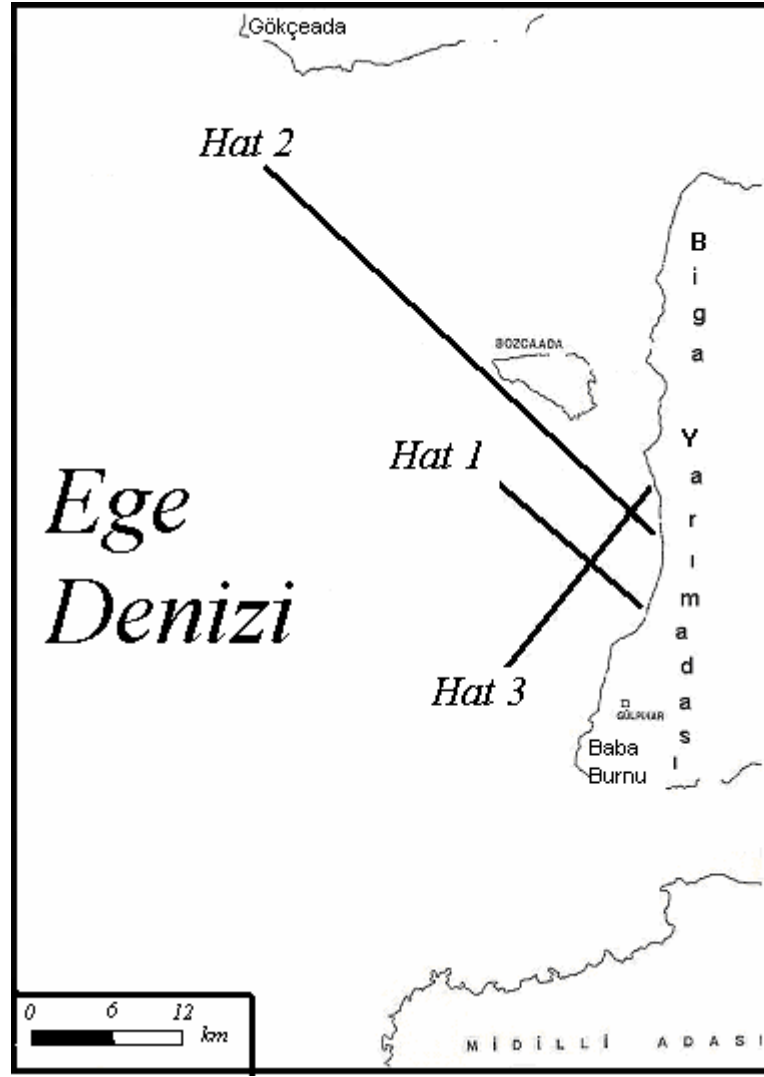
Bölgede petrol amaçlı olarak alınmış sismik hatlardan (Şekil 11) üç tanesi (Hat 1, Hat 2, Hat 3) seçilmiştir. Seçilen bu hatların (Şekil 12, 13, 14) özellikle tezin uygulama kısmını oluşturan gravite profilleri ile aynı doğrultu olmasına dikkat edilmiştir. Bu bölüm MTA ve TPAO'nun çeşitli projeler sonucu elde ettiği Sismik yorumlardan faydalanılarak hazırlanmıştır.

HAT-1 (Şekil 12) ve HAT-2'deki (Şekil 13) incelendiğinde olası Üst Miyosen tabanının uyumsuzluk düzlemini gösteren seviyenin, (Bozcaada civarlarında da) yansıma karakteri bozulmadan net olarak izlenebildiği görülmektedir. Ayrıca (Üst) eosen-oligosen yaşlı seviyede temele kadar izlenebilir. Bunları ve temeli kesen faylar belirgindir.

Bu basenlerdeki sediman kalınlığı; Saroz körfezi ve Kuzey Ege Çukurluğu'na göre daha sığ ancak daha güneye göre ise daha derindir. Buna göre; Ortalama sediman kalınlığı 4000-4500 metre civarında hesaplanmıştır. Burada oluşmuş grabenler oldukça dik yamaçlı ve doğrultu atımlı faylarla oluşmuşlardır.

Sismik çalışmalarda tesbit edilen diğer bir yapısal oluşumun Güney Bozcaada yapısı olduğu görülür.

Burada su derinliği 90 metre civarındadır. Sediman kalınlığının oldukça sığlaştığı bu alanda temelin de tam olarak belirlenememesi yüzünden sediman kalınlığını net olarak vermek olanaklı olmamaktadır. Ancak HAT-3 nolu sismik hat (Şekil 14) üzerinde yapısal kapanın olduğu yerde derinliğinin 1200 metre civarında olduğu belirlenmiştir. Basen içerisinde ise derinlik ortalama 2850 metre civarındadır.



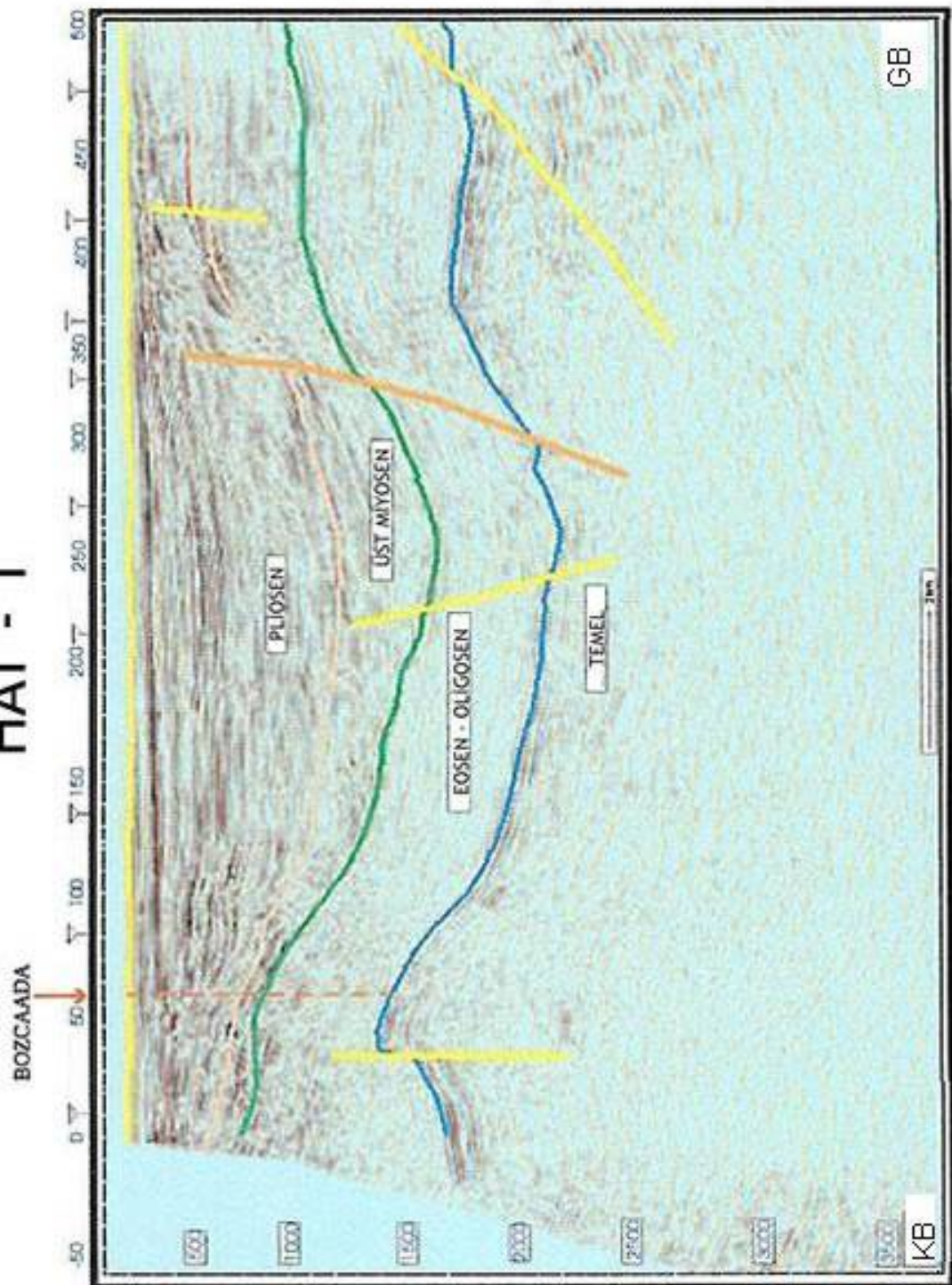
Şekil 11. Sismik hatların konum haritası.

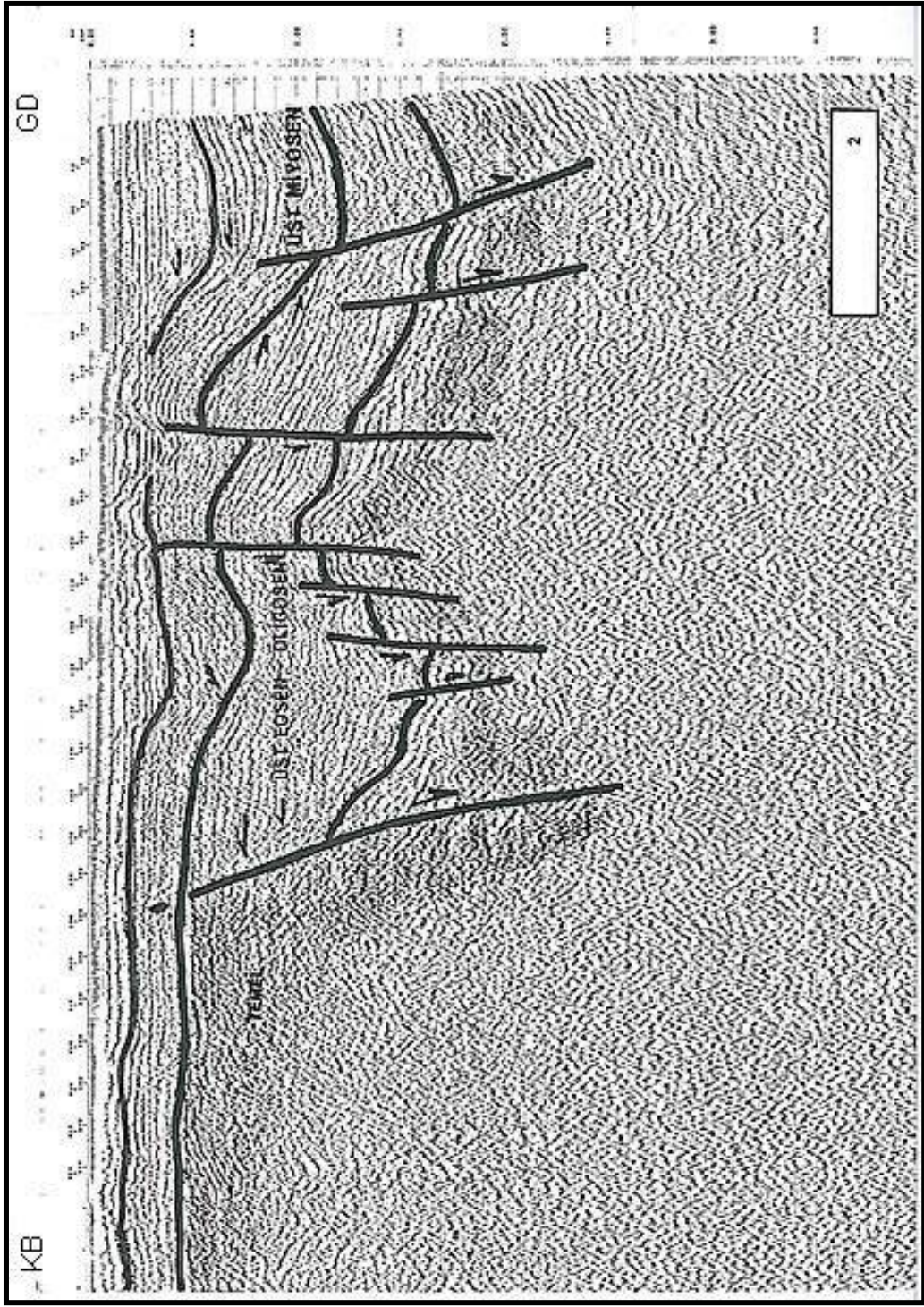
Temel seviyesinin bazı alanlarda örneğin Bababurnu'na doğru yükseldiği ve derinliğin oldukça sığlaştığı yapılan sismik ve jeoloji çalışmalarından bilinmektedir. Ayrıca, sismik kesitlerin yorumlarından Gökçeada ve Bozcaada'nın güney kısımlarına inildikçe sediment kalınlığının azalması da bu düşüncüyü doğrulayıcı nitelik göstermektedir.

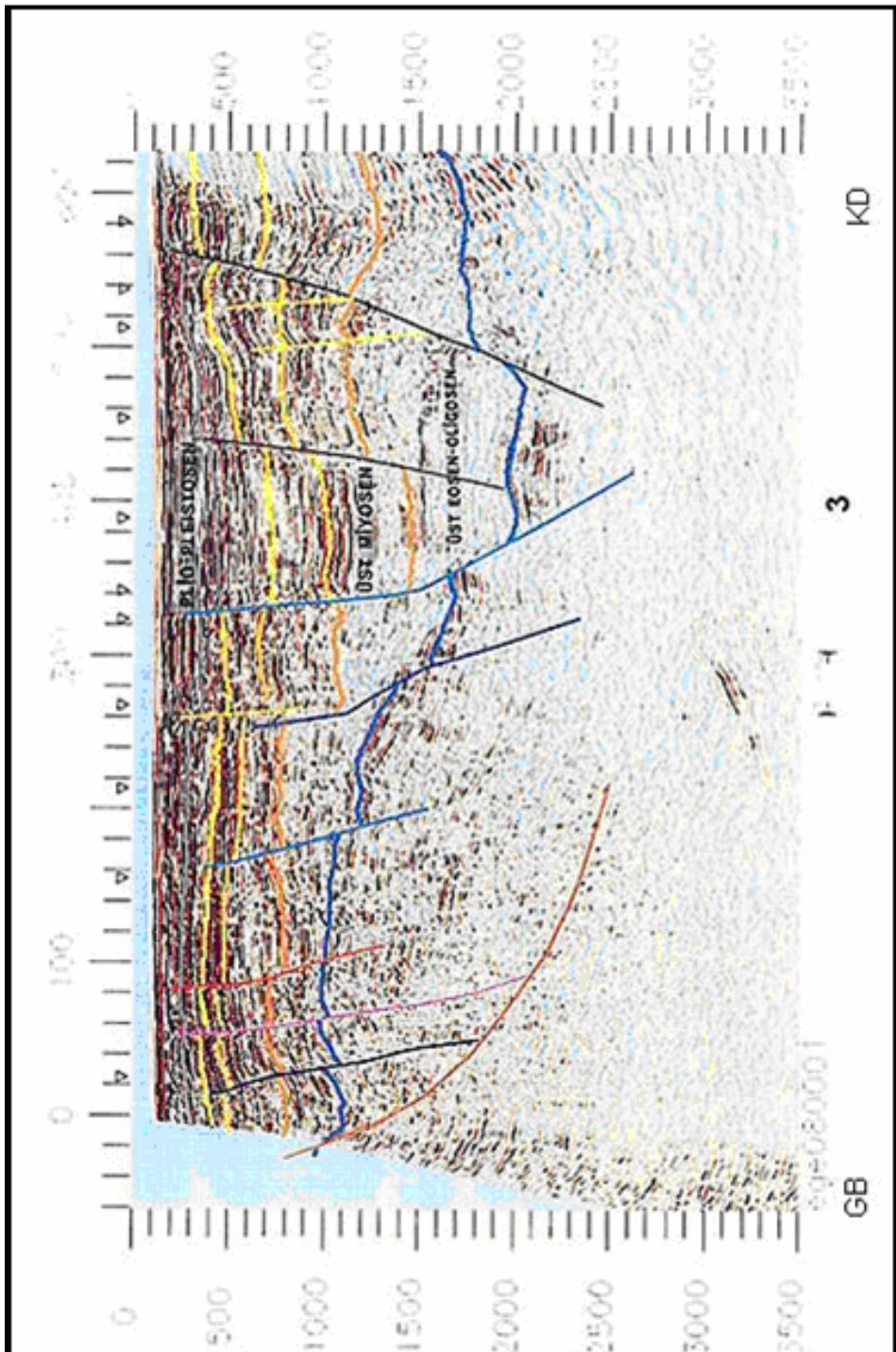
Deniz tabanına kadar etkin görülen fay sistemlerinin çokluğu bunların güney ve kuzeyindeki birimleri birbirleriyle korele edilmesini de oldukça zorlaştırmıştır.

Ancak fay trendlerinin Gökçeada, Bozcaada ve Biga Yarımadası önünde DKD-BGB yönünde devam ettiği görülmektedir.

HAT - 1







III. ÇALIŞMADA KULLANILAN YÖNTEMLER

Çalışmada Biga yarımadası şelf alanında anomaliye neden olan kütlelerin derinliklerinin saptanması amacıyla; bölgenin Bouguer gravite haritasından alınan profillere tek boyutlu Fourier güç spektrumu ile Talwani yöntemleri uygulanmıştır.

Son yıllarda gerek gravite gerekse manyetik verilerin analizinde spektrum yöntemlerinin kullanımı oldukça yaygınlaşmaktadır. Bu yöntemlerde, esas olan husus gözlenen anomalinin özelliklerini, zaman ortamından frekans ortamına dönüştürüldükten sonra, frekans özelliklerinin analizinin yapılmasıdır.

Potansiyel alan kaynaklı gravite anomalileri; Fourier analizi ve sentezine uyan zaman serileri gibi işleme konulabildiğinden bu anomalilerin temel özellikleri herhangi bir şekilde etkilenmemeksizin, değerlendirilmesinde spektral yöntemler etkili yaklaşımlar sağlamaktadır. Gravite anomalilerine yönelik kullanılan en önemli analiz tekniği Fourier tarafından gerçekleştirilmiş olup, tek ve çift boyutlu olarak uygulanabilmektedir. Böylece bu verilerin spektral analizleriyle yer kabuğu içinde potansiyel kaynağa neden olan kütlelerin derinliğinin tahmini duyarlılıkla elde edilebilmektedir (Bath, 1974).

Jeofizik veriler hem yerin hem de zamanın fonksiyonudurlar ve birçok olayın ortak etkisini içermektedirler. Olayları analitik olarak zaman ortamında değerlendirme yöntemlerinde, amaç ortaya model koyarak, bu modelden hesaplanan anomali ile gözlenen anomalinin birbiri ile uyum sağlayana kadar, model parametrelerini değiştirerek en uygun anomali eğrisini elde etmektir. Bu tür değerlendirmeye örnek olarak da Talwani Yöntemi verilebilir (Talwani ve diğ., 1959).

Gözlenen verinin sayısallaştırılması işlemi “Nyquist Kuralı” ile gerçekleştirilir.

Bu kural;

$$\Delta T = (1/2f_n) \quad (3.1)$$

şeklinde verilmektedir. Bağlantıda; ΔT = veri aralığı, f_n = en büyük frekansı ifade eder. Bu bağlantı ile uygun örnekleme aralığı seçilebilir.

Örnekleme aralığının alt sınırı konusunda bir limit yoktur ve gereğinden küçük örnekleme aralığının alınması yalnızca matematiksel işlemlerin sayısını çoğaltır. Buna karşı örnekleme aralığının gereğinden büyük seçilmesi halinde kayıt içinde var olan bazı yüksek frekanslı değişimlerin kaybolması yanında, “Aliasing” adı verilen katlanma olayı da meydana gelmektedir.

3.1. Tek Boyutlu Fourier Spektrum Analizi

Bir $f(t)$ fonksiyonu periyodikse ve periyodu T ise, bu fonksiyon:

$$f(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n [\cos(n\omega t) + b_n \sin(n\omega t)] \quad (3.1.1)$$

şeklinde ifade edilmektedir. Burada a_0, a_n, b_n Fourier katsayılarıdır ve

$$a_0 = (1/2\pi) \int_{-\pi}^{\pi} f(t) dt \quad (3.1.2)$$

$$a_n = (1/\pi) \int_{-\pi}^{\pi} f(t) \cos(n\omega t) dt \quad (3.1.3)$$

$$b_n = (1/\pi) \int_{-\pi}^{\pi} f(t) \sin(n\omega t) dt \quad (3.1.4)$$

şeklinde belirlenmektedir.

Bu $f(t)$ fonksiyonunun frekans ortamındaki cevabını oluşturan Fourier transformu ise,

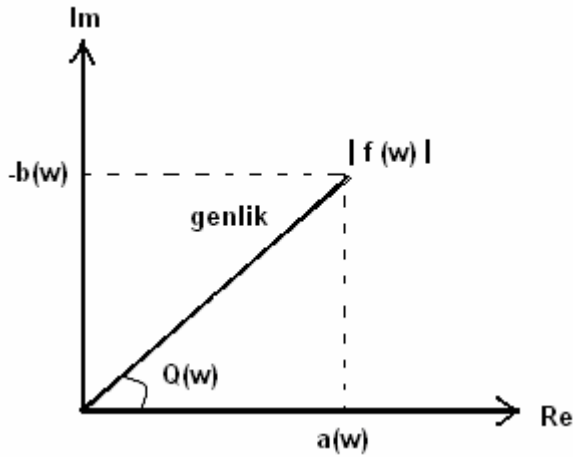
$$f(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{iwt} dt = a(w) - ib(w) \quad (3.1.5)$$

bağıntısı ile verilir. Burada; $a(w) =$ cosinüs dönüşümü, $b(w) =$ sinü dönüşümü olarak adlandırılmakta ve

$$a(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\lambda) \cos(w\lambda) d\lambda = (1/2) a_n \quad (3.1.6)$$

$$b(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\lambda) \sin(w\lambda) d\lambda = (1/2) b_n \quad (3.1.7)$$

olarak verilmektedir. Fourier dönüşümü yapılmış olan $f(t)$ fonksiyonu frekans ortamında reel ve imajiner bileşenler cinsinden ifade edilmiştir (Şekil 15).



Şekil 15. $f(w)$ Fonksiyonunun Reel ve İmajiner Bileşenlerinin ve Faz Açısının Gösterimi.

şekilde gösterilen $Q(w)$ faz açısı olup

$$Q(w) = \tan^{-1} [-b(w)/a(w)] + 2\pi n \quad (3.1.8)$$

şeklinde verilir ve bu ifade faz spektrumunu adını alır. $F(w)$ fonksiyonunun mutlak değeri ise genliği vermekte olup,

$$|F(w)| = |a^2(w) + b^2(w)|^{1/2} \quad (3.1.9)$$

Şeklinde ifade edilir ve amplitüd spektrumu olarak da isimlendirilir.

Fourier dönüşümü ile izlenemeyen gizli kalmış küçük sinyalleri güçlendirmek için söz konusu sinyallerin genliklerinin karesi alınarak Güç spektrumuna geçilir.

Zaman ortamında, bir $f(t)$ fonksiyonunun T periyodundaki ortalama gücü;

$$G(w) = (1/T) \int_{-T/2}^{T/2} [f(t)]^2 dt \quad (3.1.10)$$

şeklinde ve herhangi bir andaki güç ise,

$$G(w) = \int_{-\infty}^{\infty} [f(t)]^2 dt \quad (3.1.11)$$

şeklinde ifade edilmektedir.

Çalışmanın uygulama aşamasında gravite profillerinin ortalama derinliklerinin elde edilmesi için kullanılan güç spektrumu değerleri, yukarıda teorisi verilen yol kullanılarak yapılmıştır. Ancak farklı olarak korelasyon fonksiyonlarını kullanarak da güç spektrumuna geçmek olanaklıdır. Aşağıda bu konuda kısaca bilgi sunulacaktır.

Olaylar arasındaki ilişkinin araştırılması için, bir veya daha fazla büyüklüğün, başka bir büyüklüğün değişkeni olup olmadığına veya bir zaman fonksiyonu içinde yer alan bağımsız değişkenler arasında her hangi bir ilginin var olup olmadığına, korelasyon ifadesiyle karar verilebilir. Korelasyon; zaman ve frekans ortamlarındaki fonksiyonların güç spektrumlarının bulunması için de kullanılmaktadır.

Periyodları T ve frekansları birbirine eşit olan iki fonksiyonun korelasyon ifadesi

$$C(\tau) = (1/T) \int_{-T/2}^{T/2} X_1(t)X_2(t+\tau) dt \quad (3.1.12)$$

şeklinde verilmekte ve kros korelasyon adını almaktadır. Ele alınan fonksiyonların özdeş olması halinde ise oto korelasyon adını alır ve

$$C_{12}(\tau) = (1/T) \int_{-T/2}^{T/2} X(t+\tau) dt \quad (3.1.13)$$

olarak ifade edilir. $F(t)$ fonksiyonunun τ kayma miktarı ile $-\infty, +\infty$ arasında yer alan zaman içerisinde Fourier dönüşümleri de alınarak oto korelasyonu

$$C_{11}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} (1/2\pi T) \int_{-\infty}^{\infty} f(w) e^{i\omega\tau} f(-w) dw \quad (3.1.14)$$

elde edilir.

Bu durumda, Güç spektrumu ifadesi

$$G(w) = \lim_{T \rightarrow \infty} (1/T) [f(w) f(-w)] \quad (3.1.15)$$

şeklinde verilir ve söz konusu bağıntı,

$$G(w) = \lim_{T \rightarrow \infty} (1/T) |f(w)|^2 \quad (3.1.16)$$

şeklinde yazılabilir. Bu ifade yukarıdaki korelasyon ifadesinde yerine konulacak olursa

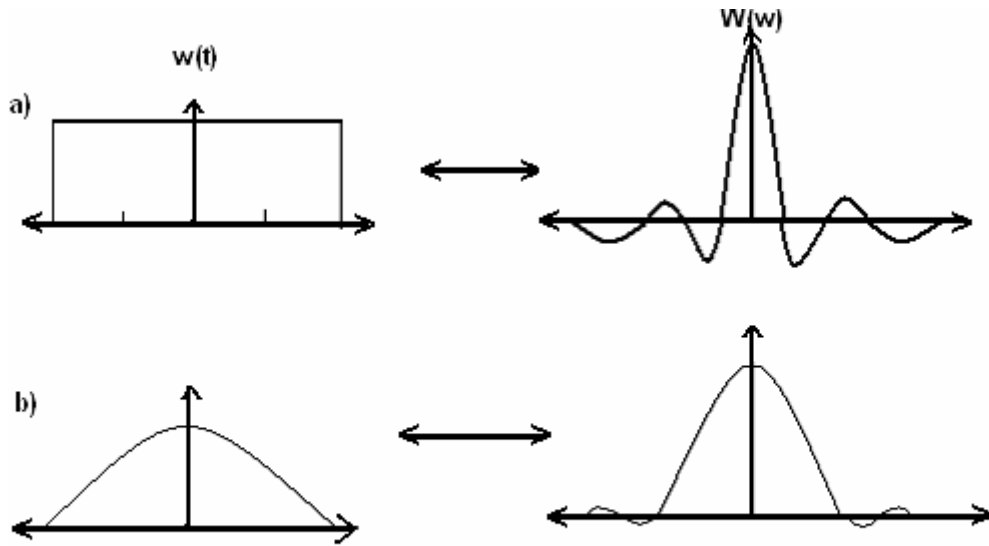
$$C_{11}(\tau) = (1/2\pi) \int_{-\infty}^{\infty} G(w) e^{i\omega\tau} dw \quad (3.1.17)$$

elde edilir. Bu bağıntıdan da güç ifadesi

$$G(w) = \int_{-\infty}^{\infty} C_{11}(\tau) e^{i\omega\tau} d\tau \quad (3.1.18)$$

olarak elde edilir. Bu son bağıntıdan da açıkça görülmektedir ki korelasyon fonksiyonu Fourier güç spektrumuna eşittir (Bath, 1974).

Güç spektrumunun, korelasyon fonksiyonları yardımıyla hesaplanmasında dikkat edilmesi gereken en önemli konu, sonlu uzunluktaki verinin kayma miktarının iyi hesaplanmasıdır. Kayma miktarı, veri boyunun % 10-15'inden fazla alındığı zaman "Gibbs Olayı" olarak adlandırılan olgu meydana gelmektedir. Bu güç spektrumunda bir takım salınımlar ve süreksizlikler şeklinde görülmektedir. Bu olayın önlenmesi için, verinin filtrelenmesi gerekir. Bu amaçla çalışmamızda Tukey pencereleme tekniği kullanıldığından burada bu pencereleme tekniğinden kısaca söz etmek yararlı olacaktır. Hanning pencereleme veya Cosinüs pencereleme tekniği olarak bilinen Tukey pencereleme tekniği, birçok araştırmacı tarafından kullanılmıştır. Pencere şekli, genellikle çan eğrisi biçiminde sinüs fonksiyonudur. Bant genişliği ise, dikdörtgen (a) ve Hanning veya Tukey (b) pencereleriyle bunların frekans ortamındaki cevapları görülmektedir (Şekil 16).



Şekil 16. Zaman ortamında dikdörtgen (a) ve Tukey (b) pencereleri ile bunun frekans ortamındaki cevapları (Bath, 1974).

Şekil incelendiğinde dikdörtgen bir pencerenin, frekans ortamındaki cevabında, ana sinyalin yanında birtakım salınımların olduğu görülmektedir. Bu tür salınımların, güç spektrumunda, Gibbs olayını oluşturduğu bilinmektedir.

3.2. Talwani Yöntemi

Basit geometrik şekillere sahip cisimlerin Gravite anomalilerin hesaplanmasında kullanılan yöntemlerden biri de Talwani yöntemidir.

Geliştirilen çeşitli modelleme yöntemleri içerisinde yapıları en iyi şekilde modelleme olanağı vermesi nedeniyle en yaygın olarak kullanılan yöntemdir. Yöntemin doğruluğu, poligon şeklinde verilen modelin gerçek kütleyle ne derece uygunluk gösterdiğine ve poligonun kapalı olmasına bağlıdır (Talwani ve diğ., 1959).

Talwani yöntemi'nin teorisine göre A,B,C,D,E,F köşelerine sahip iki boyutlu kütlelerin (Şekil 17) gravite anomalisi (0 noktasında), G: Gravitasyon sabiti, g: Hacim yoğunluğu olmak üzere,

$$\Delta g = 2Gg \int \int (z/(x^2+z^2)) dx dz \quad (3.2.1)$$

bağıntısı ile verilir. Eğer aynı bağlantıyı (z,θ) koordinat sisteminde yazacak olursak

$$\Delta g = 2Gg \int \int d\theta dz \quad (3.2.2)$$

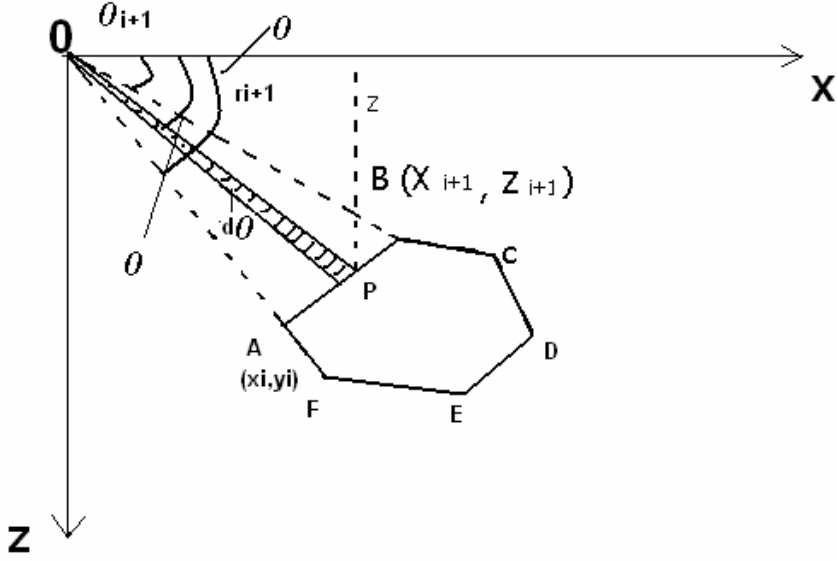
şeklini alır. Eşitliği taralı alan için yazıldığında

$$\Delta g = 2Gg \int_0^z d\theta dz = 2Ggz d\theta \quad (3.2.3)$$

elde edilir. Eğer AB'nin etkisi bulunmak istenirse bu bağıntı,

$$\Delta g = 2Gg \int^{0+\pi} z d\theta \quad (3.2.4)$$

şeklini alır.



Şekil. 17. İki boyutlu poligon şeklinde bir cismin kesiti için Gravite çekim bileşeni.

$$Z' \text{ nin } \theta, X_i, X_{i+1}, Z_i, Z_{i+1} \text{ cinsinden karşılığı} \quad (3.2.5)$$

$$Z = ((X_{i+1}(z_{i+1}-z_i)) - (z_{i+1}(X_{i+1}-X_i))) / (\text{Cotg}(\theta) (Z_{i+1}-Z_i) - (X_{i+1}-X_i)) \text{ dir.} \quad (3.2.6)$$

Bu değer, son eşitlikte ise yerlerine konulunca

$$\Delta g = 2Gg \int_{\theta_i}^{\theta_{i+1}} ((X_{i+1}(Z_{i+1}-Z_i)) - (z_{i+1}(X_{i+1}-X_i))) / (\text{Cotg}(\theta) (z_{i+1}-z_i) - (X_{i+1}-X_i)) d\theta \quad (3.2.7)$$

elde edilir. Bu tümlev çözüldüğünde

$$\Delta g = 2Gg \sum_{i=1}^n 1 / ((X_i Z_{i+1} - Z_i X_{i+1}) / ((X_{i+1} - X_i)^2 + (Z_{i+1} - Z_i)^2)) [((X_{i+1} - X_i)(\theta_{i+1} - \theta_i)) + (1/2)(Z_{i+1} - Z_i) \ln (r_{i+1}/r_i)] \quad (3.2.8)$$

elde edilir. Bu bağıntıda

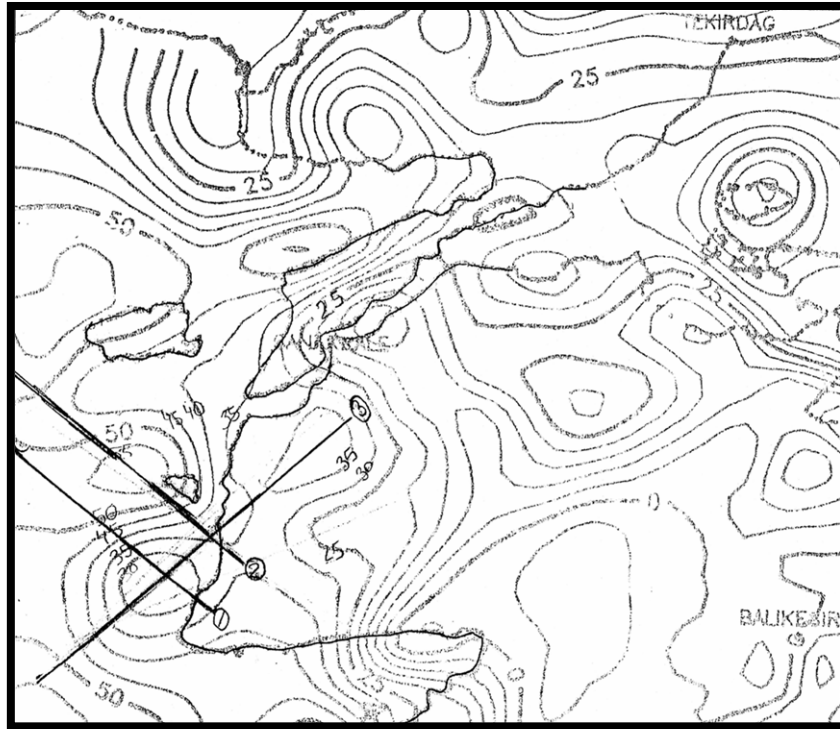
$$r_i = (X_i^2 + z_i^2)^{1/2} \text{ ve } \theta_i = \arctan(Z_i/X_i) \text{ 'dir.} \quad (3.2.9)$$

Bağıntısı yeraltında bulunan çokgen şekilli cismin sıfır (O) noktasında yaratacağı Gravite anomali bağıntısıdır ve Talwani Modelleme Yöntemi olarak bilinir.

IV. METODUN UYGULANMASI

4.1. Profillerin seçilmesi

Bouguer gravite haritasındaki anomaliler ve deniz içinde alınmış sismik hatlar dikkate alınarak üç adet profil seçilmiştir (Şekil 18). Buna göre Profil 1; kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda olup, yaklaşık 38 km uzunluğundadır. Profil 2'de aynı doğrultuda fakat daha kuzeydedir ve yaklaşık 60 km uzunluğundadır. Doğrultuları aynı olmasına karşılık Profil 1 Biga Yarımadası'na daha yakın bir anomaliyi kesmektedir. Profil 2 ise Gökçeada ile Bozcaada'ya daha yakındır ve kuzeydeki başka bir anomaliyi üzerinden geçmektedir. Seçilen başka bir profil (Profil 3) ise güneybatı-kuzeydoğu doğrultuludur ve her iki profili de güney uçlarından kesmektedir. Profil 3 aynı zamanda hem kara hemde deniz anomali kapanımları üzerinde olup, yaklaşık 75 km uzunluğundadır. Ayrıntıları Bölüm III'de verilen jeofizik metodlar, profiller üzerine uygulanmıştır.



Şekil 18. Uygulamanın yapıldığı ve profillerin alındığı bölgenin gravite haritası.(MTA)

4.2. Tek Boyutlu Fourier Uygulaması ve Güç Spektrumundan Derinlik Tayini

Bir önceki bölümde ayrıntısı verilen profillerle ilgili güç spektrum grafikleri Şekil 19'da verilmiştir. Grafikler düşey yönde güç spektrumu verileri (G) ve yatay yönde dalga sayısı verileri (W) olacak şekilde düzenlenmiştir.

Grafiklenen (Şekil 19) bu verilerden, EKK (en küçük kareler yöntemi) yöntemi uygulanarak doğrular geçirilmiştir. Daha sonra ortalama derinlik değerleri her bir profil için;

$$h = \frac{1}{2} \Delta \text{LnG} / W$$

bağıntısı (Sanver, 1974) yardımıyla hesaplanmıştır. Bağıntıda,

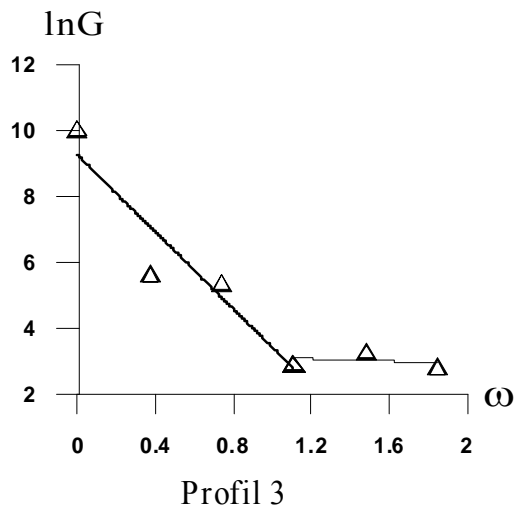
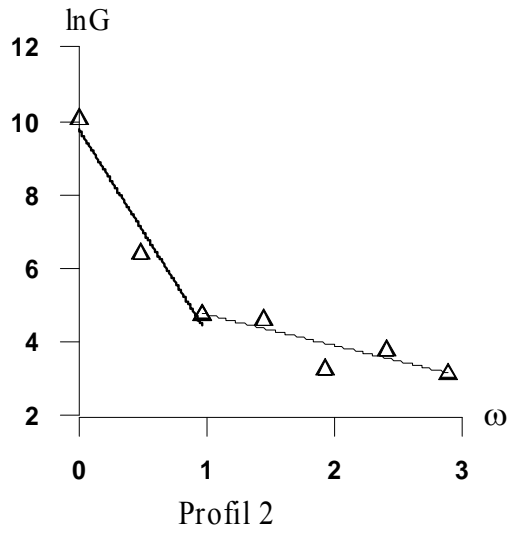
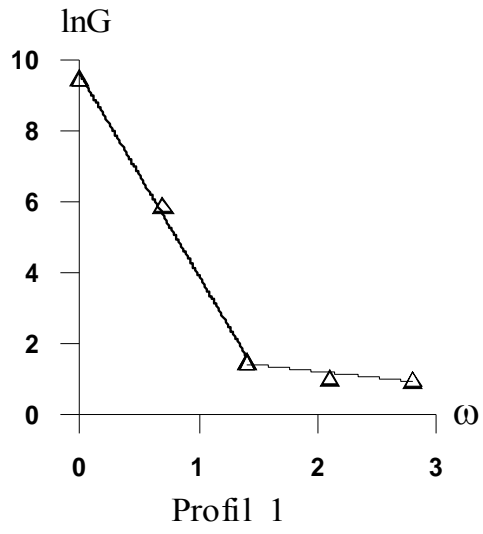
ΔLnG = Güç spektrum farkı

ΔW = Açısal frekans farkı olup, hesaplanan değerler Tablo 1'de gösterilmiştir.

Tablo 1. Gravite Profillerinden elde edilen ortalama derinlikler

Profiller	Derinlikler (km)
P1	3.3
P2	2.6
P3	3.0

Tablo 1'de verilen derinlikler birinci tabaka derinlikleridir. Şekil 19'da görülen ikinci tabaka derinlikleri oldukça sığ (yaklaşık 0.5 km) olduğundan hesaplanmamıştır.



Şekil 19. Gravite profillerinden elde edilen Fourier güç spektrumu grafikleri.

4.3. Talwani Yönteminin Uygulanması

Bu yöntem Şekil 18 'deki profillere uygulanmıştır. Profillerden (Profil 1, 2 ve 3) gözlenen değerlere en iyi uyum sağlayan anomaliyi verecek olan model kütle oluşturulmaya çalışılmıştır. Model kütle oluşturulmasında su yoğunluğu 1.0 gr/cm^3 , birinci tabaka yoğunluğu 2.40 gr/cm^3 , ikinci tabaka yoğunluğu 2.70 gr/cm^3 , kontrastı 0.30 gr/cm^3 olarak alınmıştır.

Model kütleden hesaplanan anomaliler ile gözlenen anomaliler arasında iyi bir uyum sağlayana kadar modelin parametreleri bilgisayar yardımıyla aşama aşama değiştirilerek, sonuç modele ulaşılmıştır.

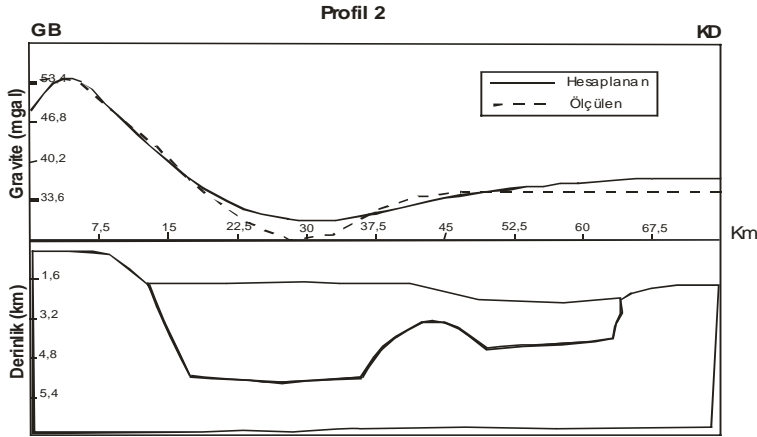
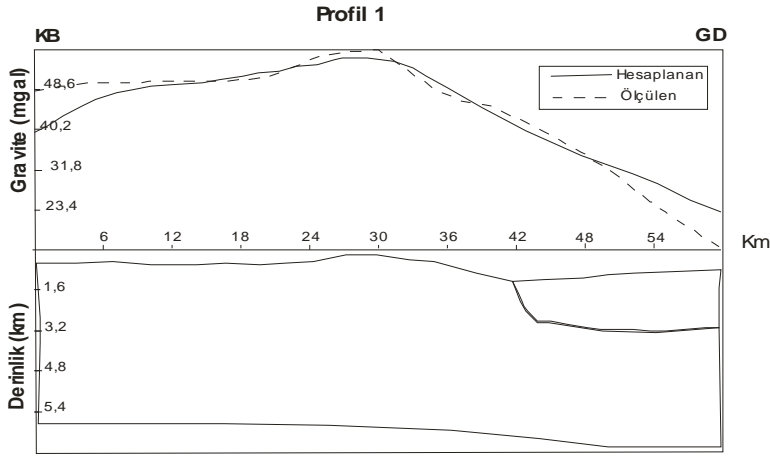
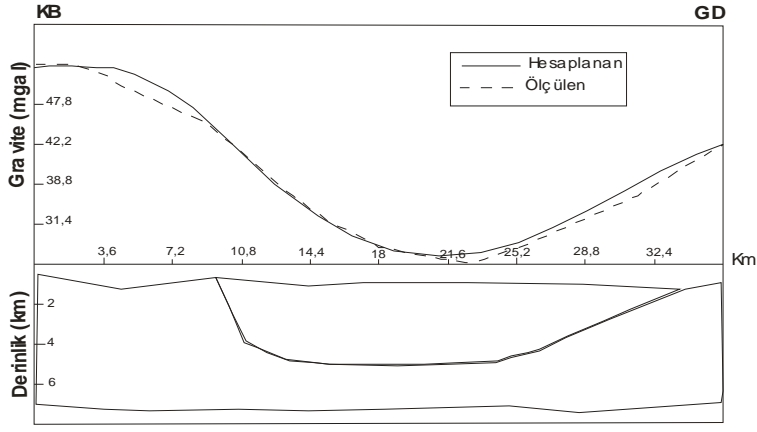
Elde edilen modellerde gözlenen anomali sürekli çizgilerle, model parametrelerden hesaplanan anomaliler de yıldız işaretle gösterilmiştir (Şekil 20).

Şekiller incelendiğinde, genel olarak profiller için ortaya konulan modellerin birbirleriyle ve özellikle sismik hatlarla çok iyi bir uyum sağladıkları açıkça görülmektedir.

Bu modellerden elde edilen kütle derinlikleri de Tablo 2'de verilmiştir.

Tablo 2. Talwani yönteminden elde edilen ortalama derinlik değerleri.

Profiller	Derinlikler (km)
P1	3.2
P2	2.0
P3	2.9



Şekil 20. Gravite P1, P2 ve P3 profillerine Talwani yöntemi uygulaması sonucu elde edilen yapı modelleri.

V. BULGULAR TARTIŞMA VE SONUÇ

Bu çalışmada Biga Yarımadası şelf alanı Bouguer gravite haritasına jeofizik analiz yöntemleri uygulanmıştır. Buna göre:

1. Tek boyutlu Fourier güç spektrumu sonucu elde edilen derinlik değerleri (Tablo 1) ile aynı profillere uygulanan Talwani yöntemi sonucu çizilen yapı modellerinden hesaplanan ortalama derinlik değerleri (Tablo 2), aynı tabloda birbiriyle karşılaştırılmıştır (Tablo 3). Her iki yöntemin sonuçlarının birbirlerine yakın olduğu görülmektedir.

Tablo 3. Fourier güç spektrumu ve Talwani yönteminin sonuçlarının karşılaştırılması.

Profiller	Profil 1 (km)	Profil 2 (km)	Profil 3 (km)
Fourier Güç Spektrumu	3.3	2.6	3.0
Talwani Yöntemi	3.2	2.0	2.9

2. Profil 2'in derinlik değerlerinin daha güneyinden geçen Profil 1'ye göre daha küçük olduğu görülmektedir. Bu durumun başlıca nedeni olasılıkla Profil 2'nin gerek Gökçeada gerekse Bozcaada yükselimlerinden etkilenmiş olmasıdır. Aynı durum Sismik Hat 2'de (Şekil 13), kesitin kuzeybatısında izlenen ana kayanın oldukça sığlaşması şeklinde kendini göstermektedir.
3. Profiller için hesaplanan derinlikler, bölgede daha önce yapılmış çalışmaların sonuçlarıyla benzer değerler vermektedir. Buna göre Çanakkale Boğazı ve yakın çevresinde gravite anomalilerine jeofizik yöntemlerin uygulanması elde edilen ortalama derinlik değerleri; Adatepe ve diğ., 2006'da 2.9 ile 4.1 km arasında bulunmuştur. Ayrıca, Gönen ve Manyas civarında gravite verilerine uygulanan yöntemler sonucu elde edilen ortama temel yapı derinliği Yörük, 1983'de 3 km olarak hesaplanmıştır. Sonuçların birbirleriyle yakınlığı ortadadır.

4. Gravite profillerinden hesaplanan ortalama derinlikler, aynı zamanda sismik kesitlerin yorumlarında (Bölüm 2.2.) verilen değerlerle karşılaştırılmıştır. Profil 1 ve Profil 2 ile aynı doğrultudaki Hat 1 ve Hat 2 sismik kesitlerinde sediman kalınlıkları yaklaşık 4.5 km civarında verilmiştir. Bu değer, Talwani yöntemi uygulaması sonucu elde edilen olası yapı modellerinin (Şekil 20) taban (temel) derinliklerine oldukça yakındır.
5. Sediment kalınlıkları daha güneye (Edremit Körfezi'nin kuzeyine) doğru azalmaktadır. Bu durum Hat 1 ve 2 'ye göre daha güneyi temsil eden Hat 3 sismik kesitinin yorumundan (Bölüm 2.2) anlaşılmaktadır. Buna göre burada 2850 m'lik sediment kalınlık değerleri verilmiştir. Profil 3'e uygulanan Talwani yöntemi sonucunda ortalama derinlik değeri de 2.9 km olarak hesaplanmıştır. Bu sonuçlar aynı zamanda, Ege Denizi kabuk derinliği haritası (Şekil 10) daki (daha güneye doğru gidildikçe derinliğin azaldığını gösteren) verilerle de uyumludur.
6. Talwani yöntemi ile elde edilen modeller (Şekil 20) değerlendirildiğinde, buradaki bazı yapı unsurları; bölgenin jeolojisinde (Bölüm 1.2.) belirtilen ve sismik kesitlerde (Şekil 12,13,14) görülen fayların yansıması olarak yorumlanmıştır. Buna göre Profil 1'de (Şekil 20) çanak şeklinde bir yapı gözlenmektedir. Yapının bu özelliğini, fayların etkisinde kalarak kazandığını söylemek olanaklıdır. Profil 3'den elde edilen temel yapı modelinin de aynı çanak yapıyı kestiği gözlenmektedir. Burada sözü edilen fayın "Ezine Fayı" (Şekil 7) olma olasılığı oldukça kuvvetlidir.

Tüm bunların bölgenin paleocoğrafik evriminde belirtilen sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fay'ının kollarının bölgede oluşturduğu bir durum olduğu açıktır.

KAYNAKLAR

ADATEPE, F.,DEMİREL, S., HİSARLI, M.(2006): Çanakkale Boğazı Gravite ve Manyetik Verilerinin Fourier Analizi ile Yorumlanması. Journal of the Black Sea/ v.12,N.1,s.99.

ALAN ve MORELLİ (1970): Bouguer Gravite Haritası.

BATH, M.(1974) Spectral Analysis in Geophysics, Elsevier Publ. New York, Amsterdam, Oxford.

ÇAĞATAY, M.N., GÖRÜR, N., ALPAR, B., SAATÇILAR, R., AKKÖK, R.SAKINÇ, M., YÜCE, H., YALTIRAK C. and KUŞCU, İ. (1998): Geological Elevation of the Gulf of Saros,NE Aegean Sea, Geo-Marine Letters, v.18, p.1-9.

ERCAN, T. (1996) Biga ve Gelibolu Yarımadaı ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarının Jeolojik, Arkeolojik ve Tarihi özellikleri, MTA Genel Müdürlüğü, Yerbilim ve Kültür serisi, No.1.

ERİNÇ, S. (1977): Ege Denizaltı Kaynaklarından Yararlanma Konusundaki Siyasal Soruna Jeomorfolojik Yaklaşım. İ.Ü. Coğrafya Enstitüsü Dergisi. Sayı,22.

EROL, O. (1992): Çanakkale Yöresinin Jeomorfolojisi ve Neotektoniği, TPJD Bülteni, C.4/1,s.147-165.

GENÇ, H.T., AYDIN, İ., DEMİREL, S, AYGÜL, H, KARAT, H.İ, TUFAN,S. ve KONAK, N. (1996): Ege Denizi ve Çevresinin Gravite ve Manyetik Yöntemlerle Araştırılması, Türkiye Bilimsel Araştırma Kurumu, Proje Raporu.

GÖRÜR, N. and OKAY, İ.A., (1996): A Fore –Arc Origin for the Thrace Basin, NW Turkey. Geol. Rundsch, V.85, p.662-668.

HİSARLI, M. (1989): Ege Denizi Kabuk Kalınlığının Belirlenmesi. İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi.

KANTARCI, D. (1997): Biga Yarımadasında ekolojik faktörler ile ağaç ve çalı türlerinin yayılışı arasındaki ilişkiler ve ormanlara zarar verebilecek etkenler, yerleşim ve çevre sorunları. Çanakkale, 9-13 Eylül 1996 Bildiriler, İzmir.

McKENZIE, D.P. (1977): Present deformation of the Aegean region IV colloquium on the geology of the Aegean, Proceedings. V, pp. 1303-1312. Athens.

OKAY, İ.A. ve İZVER, T. (1992): Pontid İçi Okyanusunun Üst Yaşı Hakkında Bir Bulgu, MTA Dergisi, c114 s.21-24.

OKAY, A.İ, SİYAKO, M., ve BÜRKAN, K.A. (1990): Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi, TPJD Bülteni , C.2/1, s.83-121.

ORAL, M.B. ve CANITEZ, N. (1987): Batı Türkiye'deki Gravite Anomalilerinin Kabuk Yapısına Bağlı Olarak İncelenmesi, Türkiye Jeofizik Bilimsel ve Teknik 9. Kurultayı, Bildiri Özetleri, Ankara.

ÖNEM, Y. (1974): Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale Dolayının Jeolojisi, TPAO Rapor No.877, Ankara.

ÖZGÜR, R. ve ERKAL, T., (1985):Ege'nin neotektonik ve plio-kuaterner jeomorfolojisi-Ankara. Türkiye Jeomorfologlar Derneği Bilimsel Yayınlar Dizisi:2 Çeviri/Derleme.

ROUSSOS, N. and LYSSİMACHOU, T. (1991): Structure of the Central North Aegean Trough:An Active Strike Slip Deformation Zone , Basin Research, v3, p.39-48.

SANER, S. (1985): Saros Körfezi Dolayının Çökme İstifleri ve Tektonik Yerleşimi , KD Ege Denizi, TJK Bülteni., C.28,1-10.

SANVER, M. (1974): Ege Bölgesi Manyetik Haritasının İki Boyutlu Filtreler ve İstatistik Yöntemlerle Analizi, İTÜ Maden Fak. Yayını.

SİYAKO, M., BÜRKAN, K. ve OKAY, A. (1989): Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve HC Olanakları ,TPJD Bülteni.C.1-3S. 183-199.

SÜMELGEN, M. ve TERLEMEZ İ. (1991): Güneybatı Trakya Yöresi Eosen Çökellerinin Stratigrafisi, MTA Dergisi c.113, S.17-30.

ŞENGÖR, A.M.C. and YILMAZ, Y. (1981): Tethyan Evolution of Turkey, Tectonophysics, V.75, p.181-241.

ŞENGÖR, A.M.C. (1982): Ege'nin Neotektonik Evrimini Yöneten Etkenler, T.J.K.Batı Anadolu Genç Tektoniği Paneli, Ankara.

TALWANİ, M., WORZEL, L. and LANDİSİTİAN, M.(1959): Rapid Gravity Computations for two-Dimensional Bodies with Applications into the Mendocino Submarine Fracture Zone. Journal of Jeophysical Research.

TURGUT, S. (1987): Ege Denizi ve Dolaylarının Tektonik Evrimi ve HC Olanakları, 7. Petrol Kongresi-Ankara.

TURGUT, S. (1988): Ege Denizinin HC Aramaları Yönünden İrdelenmesi. TPJD Bülteni, c.1-1, s.27-38.

TÜRKASLAN, M. and SİYAKO, M. (1989): The Structural Evolution of Saros Bay Area, IESCA İzmir.

TÜYSÜZ, O., BARKA, A. and YİĞİTBAŞ, E. (1998): Geology of the Saros Graben and its Implications for the Evolution of the Anatolian Fault in the Ganos –Saros Gerion, Northwestern Turkey, Tectonophysics, v.293,p.105-126.

TPAO,2002 ARAMA GRUBU TRAKYA BÖLGESİ GRUP BAŞKANLIĞI DÖKÜMANLARI. Ankara.

YALTIRAK, C., ALPAR, B., YÜCE, H. (1998): Tectonic elements controlling the evolution of the gulf of Saros(northeastern Aegean Sea,Turkey). Tectonophysics 300 227-248.

YALTIRAK,C., ALPAR,B., SAKINÇ, M., YÜCE, H. (2000): Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean-Marmara incursion. Marine Geology 164 139-156.

YILMAZ, Y. (1995): Ege Bölgesinde Genç Mağmatizmanın Oluşumu ile Litosferin Evrimi Arasındaki İlişki Üzerine Düşünceler, Jeofizik,s.9-10,p.107-110.

YILMAZ, Y., TÜYSÜZ, O., YİĞİTBAŞ, E., GENÇ, C. and ŞENGÖR, A.M.C, (1997): Geology and Tectonic Evolution of Pontides, In A.G. Robinson(ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, AAPG Memoir, v.68,p.183-226.

YÖRÜK, A. (1983): Gönen- Manyas Gravite Alanının Filtrelenmesi ve Temel Yapı Derinliğinin Tayini, Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü.

<http://www.googleearth.com>

ÖZGEÇMİŞ

Doğum tarihi : 21 / 06/ 1967

Doğum yeri : Sivas

Lise : (1982–1986), Keçiören Fatih S.M.Lisesi-Ankara

Lisans : (1986–1991), İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi

Çalıştığı kurum (lar) : Yok.