

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

BATI KARADENİZ VE PONTİDLERİN
YAPISININ JEOFİZİK VERİLERLE
İRDELENMESİ

Gökberk Burak TOKAT

Eylül, 2015
İZMİR

BATI KARADENİZ VE PONTİDLERİN YAPISININ JEOFİZİK VERİLERLE İRDELENMESİ

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**

Gökberk Burak TOKAT

**Eylül, 2015
İZMİR**

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

GÖKBERK BURAK TOKAT, tarafından, **YRD. DOÇ.DR. ŞENOL ÖZYALIN** yönetiminde hazırlanan “**BATI KARADENİZ VE PONTİDLERİN YAPISININ JEOFİZİK VERİLERLE İRDELENMESİ**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



Yrd. Doç. Dr. Şenol ÖZYALIN

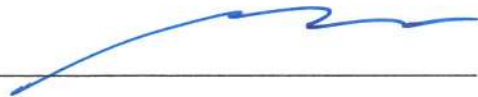
Yönetici



Jüri Üyesi



Jüri Üyesi



Prof. Dr. Ayşe OKUR

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

2012-2015 yılları arasında sürdürdüğüm yüksek lisans eğitimim boyunca gerek mesleki bilgi ve donanıma gerekse kültürel evrimime bulunduğu katkılardan ötürü öncelikle Prof. Dr. Mustafa ERGÜN' e en derin sevgi ve hürmetlerimle teşekkür ederim.

2010 yılında başlayan Deniz Jeofiziği ilgimin baş mimarlarından her zaman her konuda sağladığı desteklerinden dolayı müteşekkir olduğum ismiyle münhasır değerli hocam Prof. Dr. Derman DONDURUR'a sonsuz şükranlarımı sunarım ve kendisinin şahsı üzerinden tüm DEU DBTE SEISLAB ekibine sonsuz teşekkürler.

Yüksek lisans eğitimim sırasında tanıdığım, bilgiyi paylaşmaktan mutluluk duyan ve her zaman yardımcı olmaya hazır bekleyen nadir insanlardan kıymetli hocam, tez danışmanım Yrd. Doç Dr. Şenol ÖZYALIN'a teşekkürü bir borç bilirim.

2007 yılında başlayan Jeofizik maceramın neredeyse her zor ve önemli anında yanımda olan değerli hocalarım Doç. Dr. Aysel ŞEREN'e ve Prof. Dr. Hakan KARSLI'ya binlerce kez teşekkürü bir borç bilirim.

Dokuz Eylül Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü hocalarına ve tüm personeline teşekkürler.

Hayatımın her anını anlamlı kılan, ben güçlüyüm diyebilmeme sebep, en değerli varlıklarım, annem Hanife TOKAT ve babam Suat TOKAT'a teşekkür ediyorum. İyi ki sizin evladınız olarak dünyaya gelmişim.

Gökberk Burak TOKAT

BATI KARADENİZ VE PONTİDLERİN YAPISININ JEOFİZİK VERİLERLE İRDELENMESİ

ÖZ

Türkiye, Rusya, Ukrayna, Romanya ve Bulgaristan arasında bulunan, Asya ile Avrupa'nın birleşim bölgesinde kalan Karadeniz 432000 kilometrekare alanı ve 534000 kilometreküp hacmi ile dünyanın en büyük iç denizlerinden biridir. Kuzeydoğuda Kafkaslar, kuzeyde Kırım dağları ve güneyde Pontidler' in arasında oval bir basen oluşturan Karadeniz, oldukça ilgi çekici bir jeolojik yapıya sahip olup, çok sayıda çamur volkanı, aktif tortul taşınmasında rol oynayan kanallar, aktif faylar, metan sızıntıları gibi birçok jeolojik ve ekonomik oluşumlar içermektedir. Bu çalışma da amaç Batı Karadeniz Baseni ile Batı Pontidler arasındaki ilişkiyi irdeleyebilmektir. Bu olguları irdeleyebilmek için gravite, manyetik, sismik, ısı akısı gibi birden çok jeofizik veriler yorum için kullanılmıştır. İzostatik denge açısından Karadeniz yükselmesi gerekirken batmakta ve Anadolu Platosu ise batması gerekirken yükselmektedir. Sonuç olarak Batı Karadeniz Havzasının izostazik dengeye sahip olmadığını ve bu sebeple çökmekte olduğunu ve bu çöküntüye muhtemel sebep kalın sediman örtülerinin varlığının olduğunu söylemek mümkündür. Ayrıca havza içindeki bazı jeolojik yapıların karasal alandaki yapılarla ilişkili olduğunu söylemekte yanlış olmaz.

Anahtar kelimeler: Batı Karadeniz baseni, Pontidler, izostasi.

ANALAYSIS OF STRUCTURE OF THE WESTERN BLACK SEA AND THE PONTIDES WITH GEOPHYSICAL DATA

ABSTRACT

The Black Sea which is at the connection point of the Asia and Europe between Turkey, Bulgaria, Romania, Ukraine, Russia and Georgia, is one of the inland seas of the world with the area of 432000 square kilometers and the volume of 534000 cubic kilometers. The Black Sea which is an oval shaped basin between Caucasus in the northeast, the Crimean mountains in the north and Pontides in the south, has a very interesting geologic features such as very many mud volcanoes, canals carrying turbidities, active faults and pertaining geological and economic potentials such as methane leakages. The purpose of this thesis is to understand the relationship between Western Black Sea Basin and the Western Pontides. In order to understand these relationships some geophysical data of gravity, magnetic, heat flow and seismic were used for the interpretation. With respect to the isostatic balance the Black Sea and the Eastern Mediterranean basins are still sinking whereas they should have been risen, and the Anatolian is still rising whereas it should have been sinking. As a result the Western Black Sea basin has not got an isostatic balance and accordingly it sinks rather rising, the probable reason for this is the very thick cover sedimentary cover. Also it would not be wrong to say that some features in the basin have connections with the structures on land.

Keywords: Western Black Sea basin, Pontides, isostasy.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZ SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT.....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ	vii
 BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....	 1
1.1 Çalışma Alan.....	1
1.2 Çalışmanın Amacı.....	2
 BÖLÜM İKİ - KARADENİZ'İN MORFOLOJİK VE BATİMETRİK ÖZELLİKLERİ	 3
2.1 Karadeniz'in Morfolojisi ve Batimetrisi.....	3
 BÖLÜM ÜÇ - KARADENİZ'İN OLUŞUMU, TEKTONİĞİ VE JEOLJİSİ ...	 7
3.1 Karadeniz'in Oluşumu.....	7
3.2 Karadeniz'in Tektonik Evrimi ve Jeolojisi.....	11
3.3 Karadeniz'in Depremselliği.....	15
3.4 Karadeniz'in Güncel Kinematığı.....	17
3.5 Karadeniz'in Sedimentolojik Özellikleri.....	18
3.6 Karadeniz'in Doğal Potansiyel Kaynakları	19
 BÖLÜM DÖRT - KARADENİZ - ANADOLU PLATOSU BAĞLANTISININ İNCELENMESİ	 20
4.1 Serbest Hava Gravite, Bouger Gravite ve Topoğrafya Verileri Üzerine Görüşler.....	22

BÖLÜM BEŞ - KARADENİZ JEOFİZİK VERİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ 24

5.1 Karadeniz'de Yapılmış Çalışmalardan Derlenen Bilgiler	24
5.2 Gravite Modellerinin Üretilmesi	31
5.2.1 Gravite Modelleri Üzerine Görüşler	39
5.3 Manyetik Verilerin Hazırlanması.....	40
5.3.1 Gravite Manyetik Veriler Üzerine Görüşler	41

BÖLÜM ALTI - BATI PONTİD BÖLÜMÜ KARA VE DENİZ VERİLERİNİN İNCELENMESİ 43

6.1 Devrek Baseni	43
6.2 Kozlu Yükselimi	47
6.3 Devrek Baseni ve Kozlu Yükselimi Üzerine Görüşler	50

BÖLÜM YEDİ - SONUÇLAR..... 52

KAYNAKLAR 53

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Karadeniz çevresinin yalınlaştırılmış yapı haritası	1
Şekil 2.1 Karadeniz'in ana tektonik yapıları üzerine bindirilmiş güncel Karadeniz batimetrisi	4
Şekil 2.2 Denizel sedimanter ortamlar ve alt bölümler.....	6
Şekil 2.3 Karadeniz'in morfolojik bölgelendirmesi.....	6
Şekil 3.1 Plaka tektoniği kuramına göre Karadeniz'in oluşumu rekonstrüksiyonu...	10
Şekil 3.2 Çalışma alanı tektonik elemanları.....	14
Şekil 3.3 Karadeniz ve çevresinin NEIC kataloğuna göre 1900-2000 yılları arasındaki bölgesel depremselliğini gösteren harita.....	17
Şekil 4.1 a) Serbest hava gravite haritası b) topoğrafya haritası.....	20
Şekil 4.2 Batı Karadeniz Havzası'nda serbest hava ve Bouger gravite ve topoğrafya haritaları üzerinden alınan kesit anomalilerinin üst üste gösterimi	21
Şekil 5.1 Karadeniz'de farklı doğrultularda alınan sismik kayıtlardan elde edilen sediman birikimini gösteren jeolojik kesit.....	25
Şekil 5.2 Doğu – Batı doğrultulu Karadeniz kabuk yapısı	26
Şekil 5.3 Kabuk sismik hızları ile derin kırılma sonuçları ile hazırlanmış Moho kalınlığı haritası	26
Şekil 5.4 Sovyet verilerine dayalı Bouger Gravite Haritası.....	27
Şekil 5.5 Atlantis II'den alınan verilerle hazırlanmış Karadeniz manyetik haritası .	28
Şekil 5.6 Karadeniz'in ısı akısı haritası.....	28
Şekil 5.7 Karadeniz ana tektonik elemanlar üzerinde derin sismik sondaj profillerinin gösterimi	30
Şekil 5.8 Karadeniz Curie noktası derinlik (CND (CPD)) haritası.....	30
Şekil 5.9 a) Batı Karadeniz, Anadolu ve Doğu Akdeniz havzalarını içeren Bouguer gravite haritası b) Woodside, 1976'dan sayısallaştırarak güncellenen Bouguer gravite haritası.....	31
Şekil 5.10 Batı Karadeniz Havzası ve Batı Pontidleri kapsayacak şekilde sınırlandırılmış Bouguer gravite haritası ve boylamlar üzerindeki profil doğrultuları	32

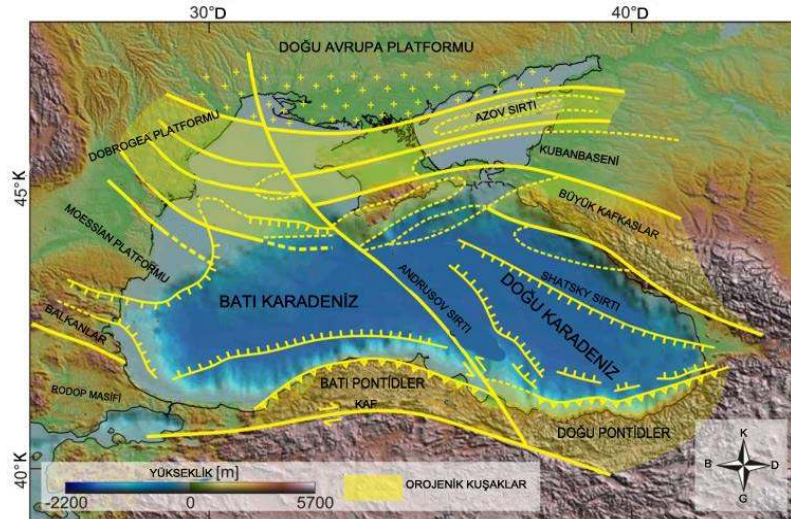
Şekil 5.11 Bouguer gravite haritası üzerinde boylamlar doğrultusunda alınan kesitler	33
Şekil 5.12 Batı Karadeniz Havzası K-G Kesiti (B-Pontid'lerden-Ukranya'ya) Bouger Gravite Modellemesi	34
Şekil 5.13 29 boylamı üzerindeki Bouger gravite kesitinin modeli.....	35
Şekil 5.14 31 boylamı üzerindeki Bouger gravite kesitinin modeli.....	36
Şekil 5.15 33 boylamı üzerindeki Bouger gravite kesitinin modeli.....	37
Şekil 5.16 35 boylamı üzerindeki Bouger gravite kesitinin modeli.....	38
Şekil 5.17 a) Batı Karadeniz Havzası Manyetik Haritası, b) MTA 1963'den sayısallaştırarak güncellenmiş manyetik haritası.....	40
Şekil 5.18 Batı Karadeniz Havzası'nda manyetik ve Bouger gravite haritaları üzerinden alınan kesit anomalilerinin üst üste gösterimi.....	41
Şekil 6.1 Batı ve Merkezi Pontidlerin esas tektonik elemanları	43
Şekil 6.2 Bölgenin uydu görüntüsü ve köşe koordinatları	44
Şekil 6.3 a)Havadan manyetik haritası, b) Rezidüel Bouger gravite haritası	44
Şekil 6.4 a) Havadan manyetik haritası b) rezidüel Bouger gravite haritası ve KB-GD doğrultulu kesit hattının gösterimi	45
Şekil 6.5 Havadan manyetik ve rezidüel bouger gravite anomalilerinin modellenmesi	46
Şekil 6.6 Zonguldak bölgesi karasal ve denizel alanı kapsayan serbest hava gravite haritası	47
Şekil 6.7 Kozlu yükseliminin şematik gösterimi	48
Şekil 6.8 Kozlu yükselimi ve sismik kesiti	48
Şekil 6.9 Çalışma alanını ve hatların konumlarını gösteren harita, ve Profil 11 hattında kozlu yükseliminin görüldüğü sismik zaman kesiti	49
Şekil 6.10 Kozlu yükseliminin jeolojik modeli	50

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1 Çalışma Alanı

Türkiye, Rusya, Ukrayna, Romanya ve Bulgaristan arasında bulunan, Asya ile Avrupa'nın birleşim bölgesinde kalan Karadeniz 432000 km² alanı ve 534000km³ hacmi ile dünyanın en büyük iç denizlerinden biridir (Ross,1977). Kuzeydoğuda Kafkaslar, kuzeyde Kırım dağları ve güneyde Pontidler' in arasında oval bir basen oluşturan Karadeniz, oldukça ilgi çekici bir jeolojik yapıya sahip olup, çok sayıda çamur volkanı, aktif tortul taşınmasında rol oynayan kanallar, aktif faylar, metan sızıntıları gibi birçok jeolojik ve ekonomik oluşumlar içermektedir (Ivanov ve Woodside, 1996; Ergün, Dondurur ve Çifçi,2002; Tokat, 2012). Havzanın ve adı geçen dağ zincirlerinin genellikle doğu-batı doğrultusunda uzanıyor olması Karadeniz havzasının Mesazoik ve Senazoik'te kuzey-güney doğrultusunda bir sıkışma bölgesi olduğunu göstermektedir (Şekil 1.1). Karadeniz havzası ile ilgili daha sonraki gelişmeler, batı Kafkasya'yı kapsayan kıvrımlı kıyasal bölgelerin ve bazı yüksek kısımların çökmesi biçiminde olmuştur (Balavadze ve diğer., 1966; Tsagareli, 1974; Tokat, 2012).



Şekil 1.1 Karadeniz çevresinin yalınlaştırılmış yapı haritası (Konerding ve diğer., 2008).

1.2 Çalışmanın Amacı

Bu çalışma da amaç Karadeniz Bölgesi Batı Karadeniz Baseni ile Batı Pontidler arasındaki ilişkiyi irdeleyebilmektir. Bu amaca yönelik olarak: Karadeniz'in morfolojik ve batimetrik özellikleri; Karadeniz'in oluşumu, tektoniği ve jeolojisi; Karadeniz-Anadolu platosunun bağlantısının incelenmesi; Karadeniz jeofizik verilerinin değerlendirilmesi; Batı Pontid bölümünün kara ve deniz verilerinin incelenmesi üzerine görüş ve yorumlar yapılmıştır. Bu olguları irdeleyebilmek için gravite, manyetik, sismik, ısı akısı gibi birden çok jeofizik yöntemler kullanılmıştır.

BÖLÜM İKİ

KARADENİZ'İN MORFOLOJİK VE BATİMETRİK ÖZELLİKLERİ

2.1 Karadeniz'in Morfolojisi ve Batimetrisi

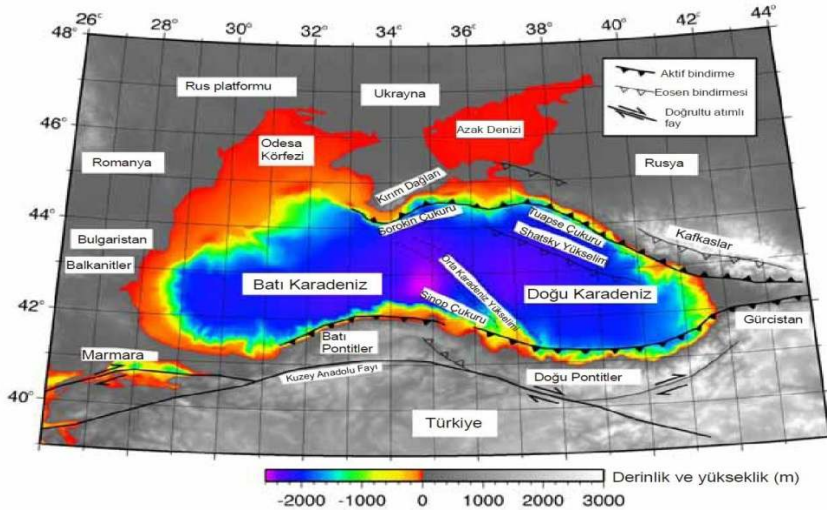
Türkiye'nin kuzeyinde yer alan Karadeniz, Alp-Himalaya dağ sistemi içinde sıkışmış çok sayıdaki denizden birisidir. Bir zamanlar Avrasya ve Anadolu arasında yer almış olan Tetis Okyanus sisteminin bir kolunun kalıntısı olduğu ileri sürülen ve en fazla derinliği 2206 m olan Karadeniz elips şeklinde bir havzayı doldurur. İstanbul Boğazı ile Marmara Denizi'ne ve Çanakkale Boğazı yolu ile Akdeniz'e açılır. Kuzey Anadolu ve Yıldız (Istranca) Dağları, Kafkaslar ve Kırım Dağları gibi kıvrımlı dağ kuşakları ile çepeçevre kuşatılmıştır. Bu bakımdan Karadeniz günümüzde bir dağ arası havza niteliği sergilemektedir. Alp-Himalaya sistemi içerisindeki yeri göz önüne alınırsa, Karadeniz batıdan doğuya doğru Panonya Havzası, Güney Hazar ve Kopet Dağları boyunca uzanan bir dağ arası çöküntü silsilesinin parçası halindedir. Dinyeper ve Tuna nehirlerinin tatlı su girdilerinden dolayı tuzluluk oranı normalin altındadır. Karadeniz'in sedimantasyon rejimindeki aşırı değişimler östatik deniz düzeyi farklılıkları ile ilgilidir (Letouzey ve diğer., 1977; Aral ve diğer., 1994; Spadini ve diğer., 1996; Türkoğlu, 2002).

Morfolojik açıdan ele alındığında Karadeniz'de iki ayrı tipte kıyının varlığı dikkati çeker. Doğusunda ve güneyinde şelf gelişmemiştir; kıyılar çok dar bir şelften sonra aniden derinleşir. Kuzeyinde ve batısında ise geniş bir şelf vardır; havza yamacını takiben abisal düzlüğe geçilir. Sadece morfolojik açıdan bakıldığında, kıyıların bu özellikleri sırasıyla Pasifik ve Atlantik tipi kıta kenarlarına benzetilir.

Şelflerin morfolojik açıdan gelişimi ve evrimi çökel taşıyan nehirlerin varlığı ile ilişkilidir. Karadeniz kıyılarında çok büyük olmayan ancak aşındırma ve taşıma gücü yüksek nehirlerin bulunması, topografik rölyefin yüksek olması, çökelleri tutacak büyük haliçlerin gelişmemesi, şelfin dar olması ve çökelleri havzanın derin kesimlerine taşıyan derin kanyonların varlığı gibi nedenlerle çökelti hızı yüksek değildir. İğneada ile Ereğli arasında nispeten yayvan bir morfoloji görülür. Trakya

yarımadasında, Istranca Masifi'nden beslenen küçük akarsular Karadeniz'e malzeme taşır. Bu kuşakta Karadeniz'e akan en önemli akarsu Sakarya nehridir. Ereğli'den daha doğuda, Sinop yarımadasına kadar olan kesimde ise kıyı yüksek açılı ile denize eğimlidir. Bu bölgedeki en önemli akarsu ise Filyos Çayı'dır.

1800'lü yılların sonundan itibaren başlayan ve Karadeniz içirisini hedef alan çalışmaların temel uğraşı alanlarından birisi Karadeniz'in batimetrisinin belirlenmesi olmuştur (Şekil 2.1). Yakın zamanlara kadar sürdürülen ve giderek geliştirilen çalışmalar sonucunda bugün artık Karadeniz'in batimetrisi oldukça iyi bir biçimde tanımlanmış bulunmaktadır. Erinç (1984); batimetrik haritalara dayanarak Karadeniz şelfinin dış kenarının -94 ila -104 m derinlikte bulunduğunu ve yaklaşık 25-34 bin yıldan bu yana şelfin sınırları içinde önemli bir deformasyon oluşmadığını ileri sürmektedir. Şelf, Karadeniz'in daha önce de değinildiği üzere Pasifik Kıyıları önünde son derece dar, batı ve kuzeybatı daki Atlantik tipi kıyılar önünde ise çok geniştir. Eğim düşük olmakla birlikte binde 4,5-5 arasında değişmektedir. Kara üzerindeki önemli akarsuların uzantıları şelfi oldukça derin vadilere yarmıştır (Ross, 1974; Türkoğlu, 2002).



Şekil 2.1 Karadeniz'in ana tektonik yapıları üzerine bindirilmiş güncel Karadeniz batimetrisi (Rangin ve diğer., 2002 ve Starostenko ve diğer., 2004'den değiştirilerek alınmıştır; Pişkin, 2006).

Kıta yamacı Karadeniz'in güney ve doğusunda morfolojik olarak çok belirgin ise de yükseltisi okyanuslara göre azdır ve ortalama olarak 2000m dolayındadır. Bununla beraber şelfin ortadan kalktığı; örneğin Doğu Karadeniz gibi bazı kesimlerde gerideki dağlarla abisal düzlük arasındaki seviye farkı okyanuslardakine benzer bir şekilde 5-6 bin metreyi bulmaktadır. Kıta yamacı havzanın hemen her tarafında, şelften başlayan derin kanyonlarca yarılmıştır. Bütün bu özellikler kıta yamacının jeolojik anlamda kıtasal bir kabuğun riftleşmesi sonucunda oluştuğu görüşünü destekler jeomorfolojik veriler olarak değerlendirilebilir (Türkoğlu, 2002).

Karadeniz havzası içerisinde önemli bir alan kaplayan abisal düzlük yaklaşık olarak -2000m eşderinlik eğrileri içinde kalmaktadır. Hemen hemen yatay duran bu alan aslında kalın bir çökel dolgusunun üst yüzeyini temsil etmektedir. Bu çökel dolgu Batı ve Doğu Karadeniz havzalarında farklı derinliklere sahiptir. Abisal zonun diğer bir özelliği, havza kenarlarını oluşturan granitik kabuğun bu zona doğru giderek incilmesi ve sonunda tamamen ortadan kalkmasıdır. Havzanın orta kesimlerinde çökel dolgunun ise doğrudan bazaltik kabuk üzerine oturmuş olduğu jeofizik verilerden tahmin edilmektedir. Bu durum ise Karadeniz'in kabuk yapısının okyanusal kabuk yapısına benzerliğini ortaya koymaktadır (Türkoğlu, 2002).

Kısacası Batı Karadeniz Havzası batimetrik verilere göre dört farklı fiziksel bölgeye ayrılmıştır (Ross ve diğer., 1974; Dondurur, 2005).

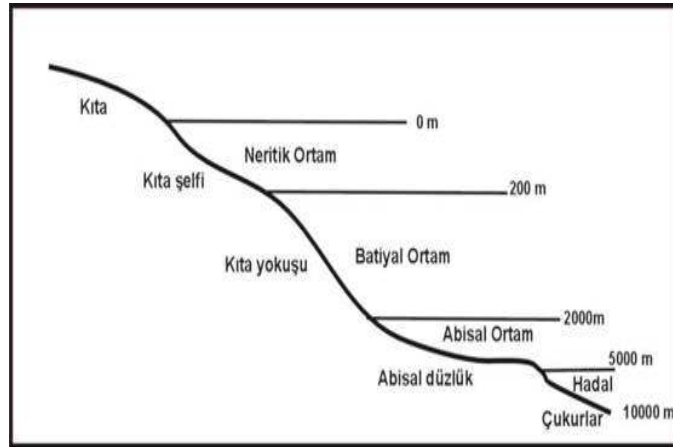
a-Şelf: Kıyı çizgisi ile kıtasal yamaç arasındaki bölge olup, ortalama 0-300 m batimetrik konturları arasında yer alır ve bu bölgede deniz tabanında gözlenen en büyük eğim 4° civarındadır.

b-Kıtasal Yamaç: Şelf ile apron arasındaki yüksek deniz tabanı eğimine (en çok 12°) sahip kısım olup, 300-1850 m batimetrik konturları arasında yer alır.

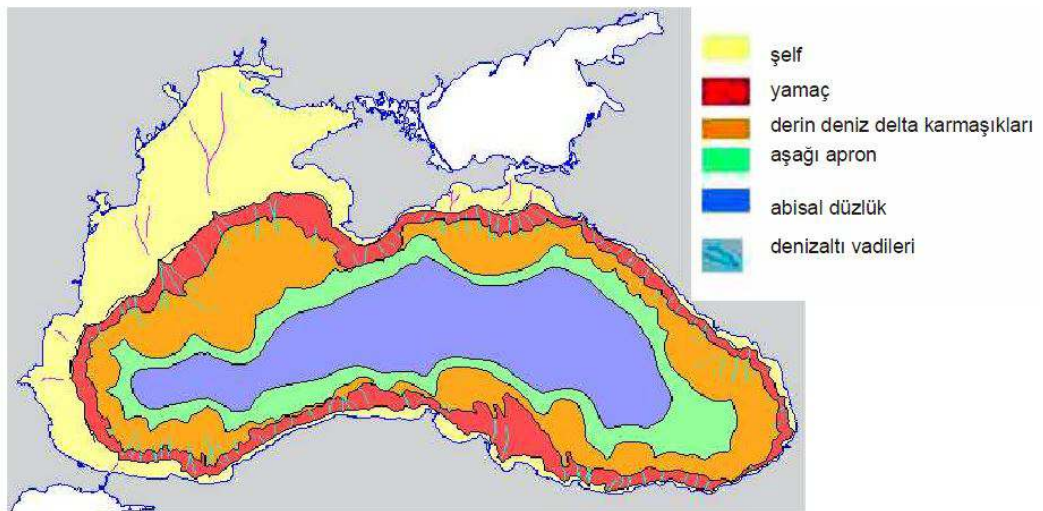
c-Apron: Kıtasal yamaçtan derin abisal düzlüğe geçiş bölgesidir. 1850-2060 m batimetrik konturları arasında yer alır ve en büyük eğim 4° civarındadır.

d-Abisal Düzlük: 2060-2150 m batimetrik konturları arasında yer alan derin basen kısmıdır ve en büyük eğim 2° civarındadır.

Kıtasal yamaç ve apron u kaplayan büyük bir tortul tabaka abisal düzlüğü iki farklı kısma ayırmaktadır. Karadeniz’de üç farklı sedimanter birim vardır ve bunlar son 25000 yılı aşkın bir sürede meydana gelen çevresel değişimlerle ilgilidir. Geçmişte tatlı veya hafif tuzlu denebilecek bir göl olan Karadeniz yaklaşık 22000 yıl önce genişlemeye başlamış ve bu genişleme 9000 yıl önce tekrarlanmıştır. Akdeniz suyunun Karadeniz’e akışı yaklaşık 9000 yıl önce ve oksijensiz (anoxic) şartların oluşumu yaklaşık 7300 yıl önce başlamıştır (Dondurur, 2005).



Şekil 2.2 Denizel sedimanter ortamlar ve alt bölümleri (Dondurur, 2005).



Şekil 2.3 Karadeniz’in morfolojik bölgelendirmesi (Starostenko ve diğer., 2004; Pişkin, 2006).

BÖLÜM ÜÇ

KARADENİZ'İN OLUŞUMU, TEKTONİĞİ VE JEOLJİSİ

3.1 Karadeniz'in Oluşumu

Karadeniz'in oluşumunda ilk görüşler çevre karanın ve kısım kısım batimetrik verilerin incelenmesine dayanmaktadır. Kırım, Kafkasya ve Anadolu'nun bitki ve hayvan toplulukları ile Ege Denizi, İstanbul boğazı ve Çanakkale boğazının jeolojik tarihinin belirlenmesi ile ilgili sonuçlarda göz önüne alınmıştır (Belousov ve diğer., 1988). Bazı araştırmacılar Karadeniz'i Kırım ve Anadolu'yu birleştiren geniş karapontidası içinde Kuvaterner'de veya Neojen' de oluşmuş kabuk içerisindeki graben benzeri bir açıklık şeklinde tasarlamaktadır (Andrusov,1893; Tokat, 2012).

1950'lerin ve 1960'ların sonları Karadeniz ile ilgili jeolojik-jeofizik araştırmalarının geliştiği önemli yıllardır. Bu yıllardaki çalışmalar sonucu Karadeniz'in orta kısmındaki granit tabakasının yokluğu belirlenmiş ve bu sonuç bölgenin önceden okyanus kökenli olduğu hipoteziyle açıklanmıştır. Goncharov (1972) gibi bilim adamlarının geliştirdiği Karadeniz'in oluşumunun okyanus kalıntısı olduğu düşüncesi de bu görüşü desteklemektedir. Çok büyük kalınlıklı sedimanter örtünün hesaba katılmasıyla okyanus yapısının yaşı Paleozoik veya üst Prekambriyen olarak hesaplanmıştır. Ayrıca granit tabakasının yokluğu kıtasal kabuğun yatay genişlemesiyle ilişkilendirilmiştir. Kryptokin (1967) Karadeniz'in yatay genişlemeyle oluşan bir yapı olduğunu ilk düşünendir. Daha sonra Adamia bu düşünceyi geliştirmiştir. Buna göre Karadeniz'in tabanı başlıca Paleojenik sedimanter volkanik formasyonlarla dolmuş çatlaklı bir yapıdır. Yani Adjharo-Trialet depresyonunun devamında yerleşmiştir. Geç Kretase'ye kadar süren yoğun sel sonucu oluşan çukurlaşma ve sürekli yükselime bağlı sert Pre-Albin zeminde oluşmuş ve özellikle Paleojen'den sonra batma aktif haldedir (Sayıl,1998; Tokat, 2012).

Günümüzde Karadeniz' in oluşumu ve yapısı levha tektoniği ışığı altında incelenmektedir. Bu bilgiler ışığında da Karadeniz'in başlangıcı Pontid ada yayı

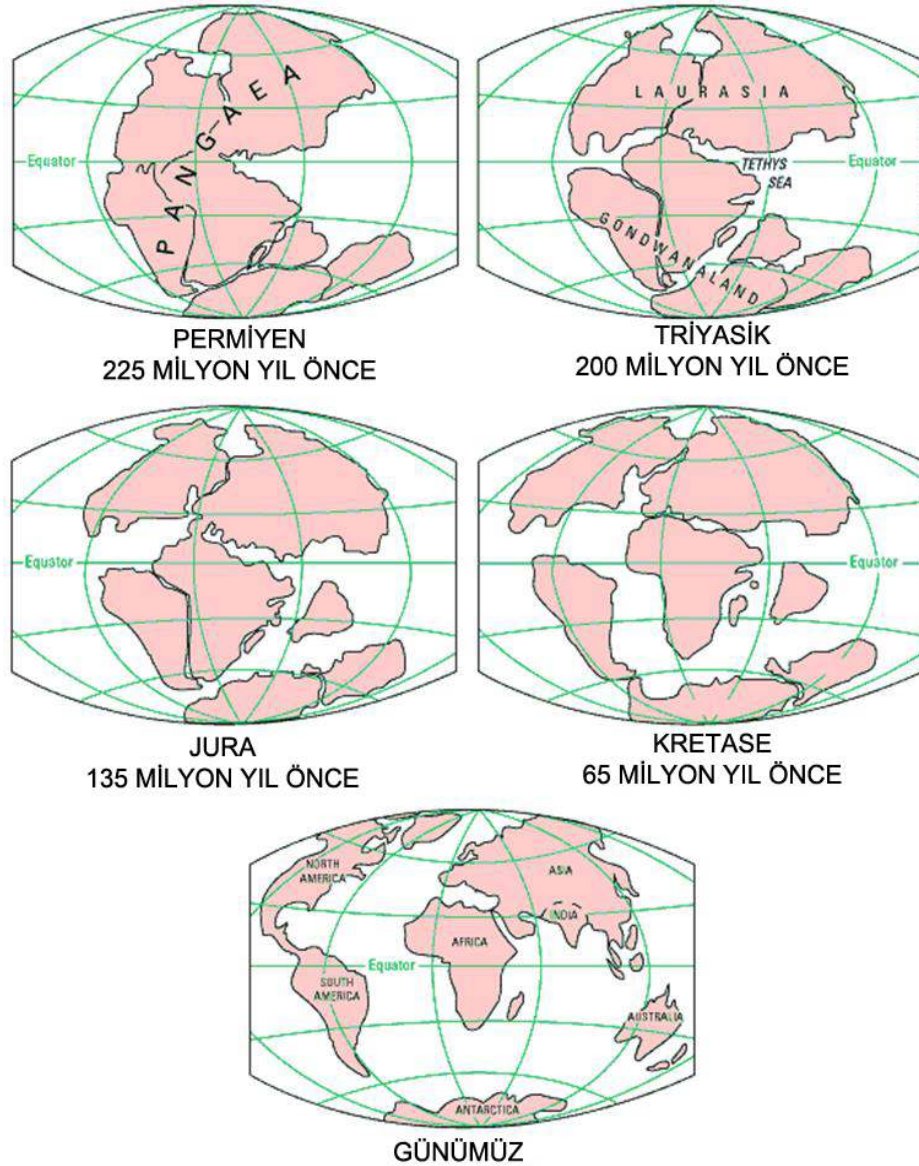
sisteminin güneyinde yer alan Mesazoik yaşlı okyanusal Tetis litosferinin kuzeye doğru dalmasıyla ilişkilidir. Bu yüzden Karadeniz geç Kreatese’de gelişmeye başlayan ve yeniden biçimlenen okyanus kabuğunun soğuması nedeniyle Eosen ve Oligosen’de sürekli bir aktif depresyonla ilişkili olan yay arkası havza durumundadır. Bu sistem Balkan-Pontid-Küçük Kafkasya kıvrımlı kuşağının arkasında Avrupa kıtasal paleo-marjiniinde geç Mesazoik-erken Tersiyer’de şekillenmiştir (Boccaletti ve diğer.,1974, Zonenshain ve diğer., 1990; Le Pichon,1986; Sayıl,1998; Tokat, 2012).

Karadeniz’in oluşumunun yorumlanmasında güneyde Balkan-Pontid-Küçük Kafkasya sistemi ve kuzeyde büyük Kafkasya-Kırım gibi çevrelerin değişiminin gelişim tarihininde göz önünde bulundurulması gerekir. Balkanlar, güneyden kuzeye göç eden itme işlemiyle tanımlı Mezo-Alpin evreleri sırasında gelişen bir silsileyi temsil etmektedir. Silsile güneyde Rodop masifi ile kuzeyde Moesian platformu arasında gelişmiştir. Balkanların tüm tektonik evreleri, Eosen havzasının oluşumuyla birlikte gelişen doğrultu atımlı faylarla tanımlandığından kısmen Ege bölümünün gelişimiyle ilişkilidir. Pontidlerin esas yapılanması ise kuzey sınırlı Mezo-Alpin evrelerinin sonuçlanmasıyla, Balkanlarda olduğu gibi Pyrenean evresi ile ilişkilidir. Bu evre Karadeniz’in kıyısından uzakta bulunan dış Pontidlerin son itilmesine eşlik etmektedir. İkinci mostra özellikle doğu Pontidlerde’dir. Dış Balkanların birimleriyle aynı zamanda oluşan zonlar kısmen Karadeniz’in güney sahili açıklarında yer alan kuzey sınırlı Paleojen itmelerde bulunmaktadır. Güney Pontidlerde ki bir dizi ofiyolitik birim (Erzincan-Ankara-İzmir ofiyolitik kuşağı) Neo-Tetis’in kuzey bölümüne ait yeni bir okyanus zonunun kanıtı olarak yorumlanmaktadır. Bu bölüm ikinci bir Neo-Tetis güney bölümünden kristalin bir kuşakla ayrılmaktadır (Boccaletti,1974).

Karadeniz’ in yapısı Prekambriyenden Erken Mesozoik’ e kadar ki tektonik olaylar sonucunda plakaların birleşmesiyle şekillenmiştir. Geç Kretase - Senozoik’ de, Karadeniz bölgesinin evriminde özellikle Afrika ve Arap plakalarının jeodinamik hareketliliği etkili olmuştur (ya da Afrika- Arap plakası) (Reilinger ve diğer., 1997).

Yansıma verileri Karadeniz’ de iki farklı deformasyonun olduğunu göstermektedir. İlki, Karadeniz’ in tamamını kaplayan Mezozoik’ de meydana gelen genişleme deformasyondur. Birçok normal fay oluşmuştur ve bu fayların Geç Kretase’ de aktifleştiği ve Paleojen’ de devam ettiği varsayılmaktadır (Finetti ve diğer., 1988). İkinci tektonik fazda ise, Senozoik Alpin sıkıştırma fazıdır. Bu fazda Shastsky Sırtı, Dobrogea, Balkanlar ve Pontidlerle ilişkilidir ve Büyük Kafkasların ilk orojenik hareketi başlangıcıdır (Finetti ve diğer., 1988). Büyük Kafkaslardaki sismik hatlar Doğu Karadeniz’ de yanal yönlü bir basınç deformasyonu olduğunu ve bu basınç deformasyonunun güneye doğru devam ettiğini göstermektedir. Karadeniz’ in her iki havzasındaki genişleme ise Eosen – Oligosen’ deki sıkışma rejiminde ters dönmüştür. Yani Avrasya’ nın güney marjindeki çarpışma ve yakınsama ile ilişkilidir. Genişleyen tektonik hareketler Eosen’ de Pontidlerde ve Transkafkasya’ da baskındır (Nikishin ve diğer., 2003). Gürcistan Adjaro – Trialet havzası Geç Kretase ve Paleosen’ de çökmeye başlamış ve Transkafkasya magmatik yayı üzerindeki Flysch-tipi sedimentlerle üst üste binmeye başlamıştır. Eosen zamanında, havzaya farklı birimler (bazaltik, alkali bazaltik ve andezitik volkanikler ve volkanoklastik Flysch sedimentleri) eklenmiştir. Bu volkanik aktivite Orta Eosen’ de zirve yapmıştır. Bu havza açılması Doğu Karadeniz’ in güneyi ile ilişkilidir. Geç Eosen’ de, Adjaro – Trialet havzasında ve Neojen’ de kuzeydeki bindirme kuşağındaki deformasyon ile sıkışma başlamıştır. Bu bindirme kuşağı Doğu Pontidlerin batıya genişleyen parçası ile bağlantılıdır. Buna göre, Doğu Karadeniz Havzasındaki açılmayı güneyden oluşan basınç gerilmelerinin etkisi ve Orta Karadeniz Sırtının doğusu boyunca oluşan doğrultu atımlı hareket başlatmıştır. Oligosen-Kuaterner dönemi, Kafkas-Pontid-Karadeniz bölgesinden etkilenen Arap kıtası ile ilişkili oluşan birçok sıkışma rejimi ile karakterize edilmektedir. Geç Eosen’ de Büyük Kafkasya havzasındaki kapanma İskit Platformunun altına dalmasıyla sonuçlanmıştır. Havzadaki kapanım Geç Eosen’ den Oligosen’ e ve Erken Miyosen’ e kadar devam etmiştir ve Orta Miyosen’ den şimdiki zamana kadar bindirme ve asenkronal çarpışma devam etmiştir. Büyük ölçekli dağ yükselimleri Geç Sarmat’ da (yaklaşık 10 milyon yıl önce) başlamıştır (Milanovsky, 1967).

Karadeniz Havzası ve Büyük Kafkasya orojeni arasına yerleşen Tuapse Havzası Oligosen’ de çökmeye başlamıştır (Tugoleesov ve diğer., 1985; Robinson, 1997). Oligosen’ de yükselmeye başlayan Transkafkasya ve Türkiye Geç Sarmat’ da deforme olmaya başlamıştır. Bu dönemde Türkiye – Kafkasya Orojenik Kıvrım kuşağına büyük ölçekli Senozoik andezit-bazaltlar yerleşmiştir (Milanovsky, 1967).

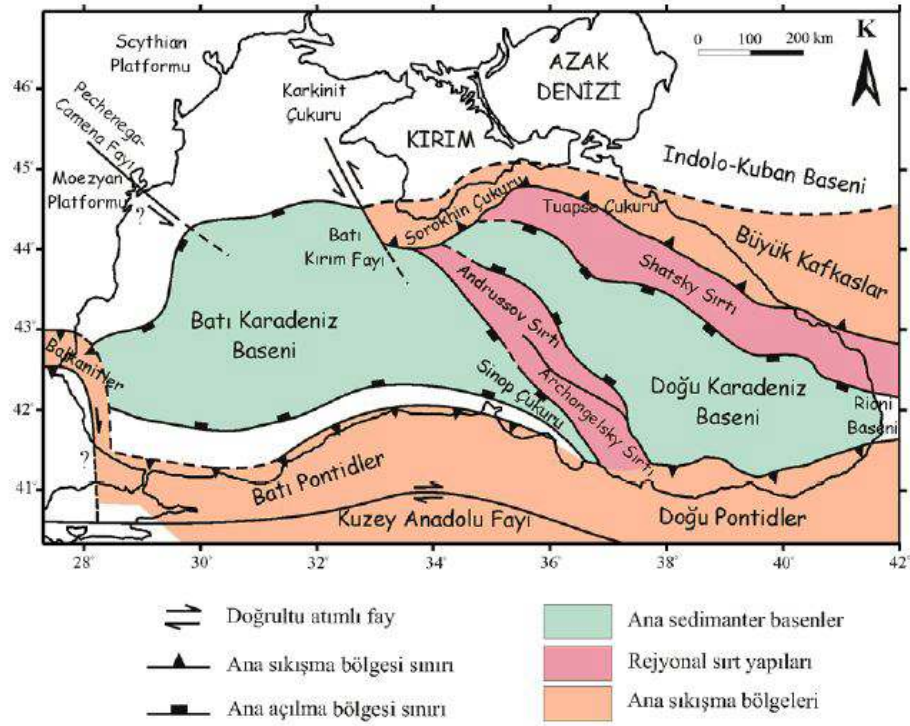


Şekil 3.1 Plaka tektoniği kuramına göre Karadeniz’in oluşumu rekonstrüksiyonu M. Ergün (kişisel iletişim, 16 Ocak 2013).

3.2 Karadeniz'in Tektonik Evrimi ve Jeolojisi

Karadeniz gerek tektonik gerekse diğer jeolojik özellikler bakımından irdelendiğinde Karadeniz Okyanus Ortası Sırtı ile ayrılmış iki okyanusal havza olan Batı Karadeniz ve Doğu Karadeniz Havzalarından oluşur. Sırt, her iki yanda, BKB ve DKB' nin pasif kıyılarını oluşturan antitetik normal fay sistemi ile kuşatılmıştır (Okay ve diğer., 1997; Tokat, 2012).

Faylar, paleosen öncesi veya Erken Paleosen yaşlıdır (Finetti ve diğer., 1988; Robinson ve diğer., 1996). Sırtın üstü, Üst Maykop ve daha genç tortullarla kaplanmıştır. Güneyde sırt, dar bir grabenle ayrılan iki bloğa bölünür. Doğu bloğu (Andrussov Sırtı) güneyde yok olurken, batı bloğu (Archangelsky Sırtı) güneye doğru daha da yükselerek Türkiye kıyısında belirgin bir topoğrafik yükselim oluşturur (Dondurur, 2005). Karadeniz'i batıdan çevreleyen karasal alanda kenet veya büyük faylarla ayrılmış Hersinyen, erken (geç Triyas ve erken Jura) ve geç Kimmerid (Jura-erken Kretase) deformasyonların olduğu tektonik zonlar bulunur (Aral ve diğer., 1989). Belirtilen tektonik zonlar incelendiğinde öngörülen tektonik modele göre; Kretase' ye kadar İstanbul Zonu, Moezya Platformu ve Kırım arasındaki Odessa şelfinin hemen güneyinde yer almaktadır. Apsiyen-Albiyen döneminde İstanbul zonu riftleşmiş iki transform fayla sınırlanan bir kıta parçası olarak güneye doğru kaymış ve arkasında Batı Karadeniz Havzası açılmıştır (Görür, 1988). Ayrıca erken Eosende bu zon Sakarya Zonu ile çarpışmış ve Karadeniz'in gerilme rejimi sona ermiştir. Bununla ilgili veriler Moezya Platformu ile İstanbul zonu arasındaki yakın stratigrafik benzerlik, İstanbul zonunun Odessa Şelfi ile olan morfolojik uyumu ve Karadeniz yapılmış sismik çalışmalar sonucu elde edilen kesitlerde uzantıları İstanbul Zonu' nu sınırlayan iki transform fayın görülmesidir (Finetti ve diğer.,1988).



Şekil 3.2 Çalışma Alanı Tektonik Elemanları (Dondurur, 2005).

Karadeniz ile ilgili sistematik Jeofiziksel çalışmalar 1960' lardan sonra başlamıştır. Buna bağlı olarak Karadeniz' in tamamı ile ilgili derin sismik sondajlar ve derin sismik yansıma çalışmaları yapılmıştır (Neprochonov ve diğer., 1974; Belousov ve diğer., 1988). Bu çalışmalardan elde edilen sonuçlardan Karadeniz' in ana sismik ve stratigrafik yapıları belirlenmiştir (Tugolesov ve diğer., 1985; Finetti ve diğer., 1988). Karadeniz havzası altında Okyanusal tipi kabuk yapısı olduğu sonucuna ve Moho derinliğini de ortalama 25 km olduğu sonucuna varılmıştır (Belousov ve Volvovsky 1989). Bu periyotta bir çok jeofiziksel araştırma sonucu yayınlanmıştır (Tugolesov ve diğer., 1985; Finetti ve diğer., 1988).

Mezozoik' ten günümüze kadar sedimenter kalınlık batı Karadeniz Havzasında 16-18 km ve Doğu Karadeniz havzasında 12-14 km' ye ulaşmaktadır. Sedimentlerle kaplı orta bölgeler de yassı bir yapı hakim iken, buralardan uzaklaştıkça asimetrik kıvrımlar ve bindirmeler başlamaktadır. Karadeniz' in orta bölgesindeki granitik bölgenin olmayışından dolayı, buradaki sedimentler bazaltik tabaka üzerinde

uzanmaktadır. Bunların kalınlıkları da 5-10 km azalmaktadır. Orta Karadeniz sırtında 5-10 km kalınlığında bir granitik tabaka olmasından dolayı kabuk kalınlığı artmakta ve 30 km civarında olmaktadır (Isı Akısı).

Yapılan sismik yansıma çalışmalarının sonucunda Senozoik zamanı için derlemeler yapılmıştır (Tugolesov ve diğer., 1985; Finetti ve diğer., 1988). En ince tabaka Kretase' nin üst kısmı olarak gösterilmektedir. Doğu Karadeniz' in en dikkat çeken havzası Tuapse Havzasıdır. Bu havza Gürcistan sahili boyunca KB yönünde uzanır ve Shatsky Sırtı ile Doğu Karadeniz Havzasından ayrılır. KD uzantılı Gurii Havzası Doğu Karadeniz Havzasının güney doğusu boyunca olup Adjaro-Trialet volkanikleri ve Fysch Kıvrım Kuşağı civarında uzanmaktadır. Batı Karadeniz havzasında bulunan Arkhangelsky ve Sinop havzaları Paleosen-Eosen sedimentleri (6 km kalınlıkta) ile karakterize edilmektedir. Batı Karadeniz' in kuzey batısındaki Karkinit Havzası 2 km civarındaki sediment kalınlığına sahiptir. Batı Kafkas sahilleri ve Pontidlerdeki denizel havzalar Doğu Karadeniz' in güneyinde bulunan Gurii Havzası boyunca volkanik kayalar içeren Flysch kompleksleri ile temsil edilmektedir. Oligosen-Alt Miosen' de gelişen Sorokin ve Kerch-Taman Havzaları Kırım sahili boyunca gelişmiştir. Bu sistem Tuapse Havzasını içeren Kafkas sahili boyunca takip edilebilmektedir. Bu havzalardaki sedimentlerin çökmesi Oligosen-Alt Miosen zamanında başlamış ve sedimenter depozitlerin kalınlığı 5 km civarındadır. Oligosen-Alt Miosen' de Batı Karadeniz havzasında 5 km civarında sedimenter kalınlık varken, Doğu Karadeniz Havzasında yaklaşık 3.5 km' lik kalınlık mevcuttur. Miyosen zamanındaki kalınlık dağılımı Karadeniz havzasının çevresindeki sedimentlerdeki değişiklik de etkili olmuştur. Aynı zamanda, Batı Karadeniz Havzasındaki sedimenter kalınlık Doğu Karadeniz' e göre 1.5-2 kere daha fazladır. Doğu Karadeniz' de Mezozik sedimentlerinin tahmini kalınlığı yaklaşık 1.7 km' dir (Finetti ve diğer., 1988).

Karadeniz Basenindeki ana tektonik elementler uzaklaşan ve yaklaşan süreçler arasındaki karmaşık etkileşimin sonucu olarak dikkate alınmaktadır. Bu etkileşim kabuk ve üst mantoda farklı yoğunluk ve kalınlık değerleri ile sonuçlanmaktadır. Bir çok yazar tarafından Karadeniz' in derinlik ve kabuk yapısı haritaları belirlenmiştir

(Tugolesov ve diğer., 1985, Belousov ve diğer., 1988, 1992; Finetti ve diğer., 1988; Ivanov ve diğer., 1996; Tokat, 2012). Karadeniz basenindeki çökelme bölgesidir ve orta bölgedeki kabuk yapısı okyanusal özelliktedir (Ross ve diğer., 1974). Başka bir deyişle, kabuk yapısı orta bölgelerden karalara doğru artmaktadır (Sayıl, 2000). Karadeniz altındaki kristalen kabuğun inceliği granitik tabakanın dışa doğru sıkıştırması ile ilişkilidir. Orta Karadeniz sırtındaki kristalen kabuksal yapı okyanusal kabuk özelliği göstermektedir. Batı ve Doğu Karadeniz Havzalarının orta bölgelerindeki sırası ile moho kalınlığı 20 ve 22 km civarındadır (Starostenko ve diğer., 2004). Ukrayna kalkanının güney dalımında ve İskit platformunun kıtasal kabuk özelliği gösteren iç bölgesinde yaklaşık olarak 39 km civarında bir moho derinliği mevcuttur. Bu yapılar arasında kıtasal kabuktan okyanusal kabuğa bir geçiş vardır kıtasal bir dalım mevcuttur. Bu blok ayrıca kıtasal marjinin yan kısmında yüksek genlikli normal faylara sahiptir. İskit Platformunun güneyinde bulunan Sorokin havzasından Kerch-Taman zonuna doğru düşey yönde 45 km' lik keskin bir genişleme zonu vardır. Orta Karadeniz sırtında okyanusal ve kıtasal bloklarla Moho sınırı ayrılmaktadır. Doğu Karadeniz havzasından Orta Karadeniz sırtına doğru 10 km' lik bir moho kalınlık artışı mevcuttur ve Andrusov sırtı altında bulunmaktadır. Bu eğimli sismik sınır tektonik kökenlidir ve Orta Karadeniz sırtının doğusuna doğru derin bir fay göstergesidir. Bu sınır Doğu Karadeniz havzasının formasyon yapısıyla ilişkilidir (Gobarenko ve Yegorova, 2010). Tuapse havzası altında kabuk kalınlığı 28 km, Sorokin havzasında ise 34 km civarındadır. Orta Karadeniz sırtının güney ve kuzey bölümünde sırası ile kabuk kalınlığı sırasıyla 32 (Arkhangelsky sırtı) ve 28 km (Sorokin havzası) civarındadır. En derin moho kalınlığı Shatsky sırtı altında olup 40 km civarındadır. Shatsky Sırtının (Tuapse havzası ve Doğu Karadeniz havzası arasında) kuzey batısında bulunan Kerch-Taman havzasında 33 km ve güney doğusunda bulunan Gurii Havzasında ise yaklaşık 40 km lik moho kalınlığı bulunmaktadır. Arkhangelsky sırtında (Doğu Karadeniz havzasının güneyi) 32 km moho kalınlığı bulunmaktadır. Bu sırtlar altındaki kabuk kıtasal kabuk tipindedir. Orta Karadeniz altında moho kalınlığı 30 km civarındadır. Bazı çalışmalarda (Belousov ve Volvovsky, 1992), kabuk kalınlığı batıda 18-19 km ve doğuda 23 km olarak belirlenmiştir. Bu basenler kabuk kalınlıkları 40-50 km arasında değişen, Geç Senozoik dağ kuşakları (Büyük Kafkasya, Pontidler, Güney

Kırım ve Balkanlar) ile çevrelenmiştir (Belousov ve diğer., 1988). Çevresel kıtasal bölgeler için kabuk kalınlıkları da belirlenmiştir. Buna göre, Karadeniz' in kuzeyi ve Kırım (İskit platformu ve Ukrayna Kalkanı) için 43-50 km civarındadır. Güney Kırım yarımadası ve Kırım Orojeni için 50 km' den daha fazladır. Indolo-Kuban havzasının doğusundan Ön Kafkasya' ya kadar olan bölgede 42-45 km civarında iken, Büyük Kafkasya' da 44 km, Batı ve Doğu Pontidler de 40 km civarındadır. Strandja ve Doğu Balkan bölgesinde 32-36 km ve Moessian platformunda 35 km civarında bir kabuk kalınlığı mevcuttur (Belousov ve diğer., 1988).

Yapılan çalışmalar ve diğer çalışmalardan elde edilen jeolojik veriler Karadeniz de 4 tektonik birim olduğunu göstermektedir.

a) Sedimanlar: kalınlığı ve genel iç yapısı jeolojik ve jeofizik verilerden tanımlanmıştır. Bu tektonik birimdeki depremler daha derin birimlerin hareketi sonucu oluşur. Ancak bu bölgenin plastik yapısı hareket sırasında birçok karmaşık sediman yapısına sahip alt tektonik seviyeler oluşturmuştur. Bu karmaşık yapılar henüz tam olarak tanımlanmış değildir.

b) Üst Kabuk Seviyesi: daha kristalize bir yapıdadır. Birçok depreme neden olan ana hareketler bu bölümde gerçekleşir. Bu bölgedeki toplam enerji birikimi bölgenin sismik aktivitelerini temsil eder.

c) Daha Derin Bölge Mantodaki Plastik Zon: Bu bölge astenosfer ile ilgilidir ve bu bölgedeki olaylar derin hareketler hakkında bilgi verir.

d) En Derin Homojen Bölge: doğrultusu KD olan ve üstündeki düzenli tektonik birimlerden keskin şekilde ayrılan birimdir. Karadeniz çökellerinin kökleri bu birimden itibaren gözlenmez.

3.3 Karadeniz'in Depremselliği

Karadeniz aktif tektonik gösteren genç tektonik ünitelerle çevrilidir. 1927' den beri toplanan deprem verilerinden birkaç sismik zon (Kırım-Kafkas, Kuzey Anadolu ve Marmara zonları) belirlenmiştir (Chekunov ve diğer., 1996). Kuzey Anadolu zonu

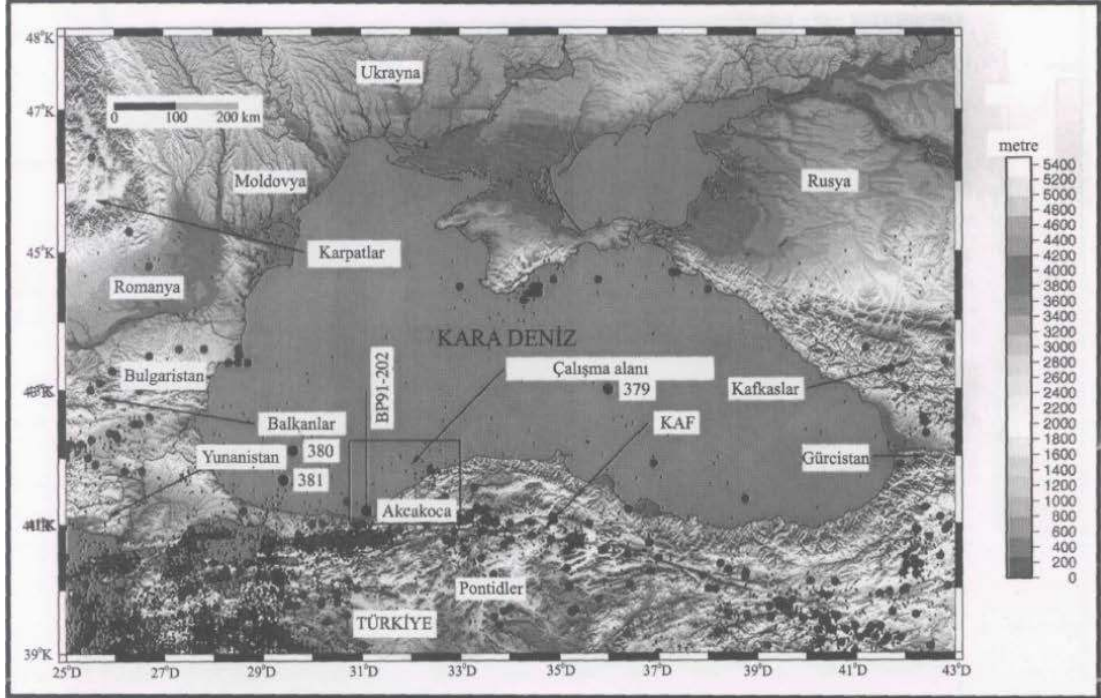
üzerinde genellikle magnitüdü $M=7$ ' den büyük güçlü depremler oluşmaktadır (Chekunov ve diğer., 1992). Karadeniz' deki sismisite genellikle çok düşük olmakla birlikte depremsellik iç bölgelerde az olup çevredeki tektonik ünitelere doğru artmaktadır. Kafkaslardan batıya doğru sismisite önemli ölçüde azalmaktadır. Yine aynı şekilde kuzey kısmında Kırım-Kafkas zonu üzerinde depremsellik artmaktadır (Nikishin ve diğer., 2003).

Deprem odakları derin basenlerin sınırlarında oluşmaktadır. Bu depremlerin ortalama derinlikleri 5-20 km' dir ve magnitüdüleri $M=6-8$ arasındadır. Bu depremler basınç gerilmeleri içermektedirler. Yapısal veriden elde edilen gerilme alanları (Pontidler ve Kırım' da ki itme), deprem verileri Kırım ve Kafkas bölgelerindeki gerilme alanı ölçümleri ve GPS verisi baskın olarak sıkışma bölgelerini göstermektedir. Sıkışmanın genel kaynağı Avrasya ve Arap plakalarının çarpışmasıdır. Fakat Karadeniz' in iç kesimlerinde gerilme alanları genellikle mevcut değildir (Nikishin ve diğer., 2003).

1970-2006 yılları arasında kaydedilen depremlere göre Batı Karadeniz bölgesinde genellikle odak derinlikleri $H=15-32$ km ve magnitüdüleri $M=3-4,5$ arasında olan depremler meydana gelmiştir. Kuzey Anadolu fayı boyunca sismisite artmaktadır. Doğu Avrupa' nın güneyinde düşük magnitüdü ($M < 4$) ve sığ ($H=0-15$ km) depremler oluşmakta iken, Batı Karadeniz havzası ve İskit Platformunda kabuk-üst manto sınırında depremler görülmektedir.

Kuzey Türkiye Bölgesi olarak tanımlanan Karadeniz'in Türkiye kıyı şeridinde sığ odaklı depremlerden oluşan ve Türkiye'nin diğer bölgeleriyle karşılaştırıldığında çok belirgin olmayan bir sismik etkinlik olduğu görülür. Bölgede orta büyüklükte sekiz tarihsel deprem kaydedilmiştir. Bunlardan 3 Eylül 1968 Bartın depremi ($M_s=6.6$), Karadeniz kıyı şeridinde meydana gelen, aletsel olarak kaydedilebilen depremler içinde en büyük olanıdır. Karadeniz' deki sismik aktiviteyi çoğunlukla kıyı şeridinde meydana gelen sığ odaklı orta büyüklükteki depremler oluşturmaktadır. Karadeniz' in kuzeydoğu kıyısındaki sismik aktivite Kafkaslardan kırım'a doğru uzanmaktadır.

Fay düzlemi çözümleri ters faylanma göstermektedir. Karadeniz'in Güney Kenarında olan bu depremlerin KAF' dan bağımsız olduklarını göstermektedir.



Şekil 3.3 Karadeniz ve çevresinin NEIC kataloguna göre 1900-2000 yılları arasındaki bölgesel depremselliğini gösteren harita. Küçük siyah noktalar $M_w > 3.0$ ' ten, koyu gri noktalar $M_w > 5.0$ 'ten büyük depremleri gösterir. DSDP (Deep Sea Drilling Project) kuyuları (379, 380, 381) ve Akçakoca-1 kuyusu bölgede açılmış belli başlı derin kuyulardır. KAF Kuzey Anadolu fayıdır (Aral ve diğer., 1994).

3.4 Karadeniz'in Güncel Kinematiki

Karadeniz, aktif Arap-Avrasya çarpışmasının batı kanadında ve Anadolu' nun batıya doğru tektonik kaçışına neden olan Kuzey Anadolu Fayı' nın (KAF) kuzeyinde yer almaktadır. Arap-Avrasya çarpışması orta Miyosen' de başlamış ve 13-6 My arasında Anadolu' da şiddetli kısalma oluşturmuştur. Bu levhalar arası deformasyon sonucu Anadolu bloğu, KAF boyunca batıya kaymaktadır. Son GPS gözlemleri, Anadolu' nun Avrasya' ya göre, saatin ters yönündeki rijit dönüşünü işaret etmektedir. Bu veriye göre, Arap çarpışmasıyla ilişkili olan aktif kuzey-güney

kısalmasından Karadeniz' in sadece en doğu kısmı etkilenmiştir. Deformasyonun büyük kısmı KAF boyunca toplanmış, Anadolu' nun rijit olarak kaçışı nedeniyle Karadeniz, bu çarpışmadan etkilenmemiştir. Bu deformasyon, Küçük Kafkas tektonik cephesi boyunca, doğu Türkiye Karadeniz kıyı hattından batıya doğru hızla azalır. Ana kısalma Büyük Kafkaslar' da Arap yarımadasının karşısında, Küçük Kafkaslar' da ve Doğu Anadolu ile Kuzeybatı İran' ın yakın bölgelerinde oluşur. Karadeniz ve Güney Hazar basenleri, kuşağın daha az sıkışan kısımlarında bulunurlar (Dondurur, 2005).

GPS çalışmalarından elde edilen hızlara göre (Tarı ve diğer., 2000), doğu Karadeniz' in doğu kıyısında az miktarda kuzey-güney kısalması gözlenmektedir. Güneybatı kısmında ise batıya hareket gözlenir. Doğu basendeki kuzey-güney hareketler birkaç mm/yıl oranındadır. Son sismik aktivite verilerine göre Doğu basende sıkışma tektoniği rejimi halen aktiftir. Bu bölgedeki depremlerin fay düzlemi çözümleri de sıkışma rejimini işaret etmektedir. Karadeniz' in batı kısmı, sıkışma veya genişleme rejiminin aktif olup olmadığına karar verecek kadar önemli sismik aktivite göstermemektedir. Bu bölgedeki GPS sonuçları da saçılmış olup, bölgesel tektonik hakkında bir sonuç çıkarmak olası değildir (Tarı ve diğer., 2000).

3.5 Karadeniz'in Sedimentolojik Özellikleri

Çok kalın sedimenter bir yapıya sahip olan Karadeniz havzası heterojen bir yapıyla kaplıdır. Kretase' den beri sürekli bir tortulaşma alanı olması nedeniyle derin basende 15km' ye yakın bir tortul kalınlığı mevcuttur (Kazmin, 1997; Meredith ve Egan, 2002; Finetti ve diğer., 1988). Aşırı karasal tortul taşınımına rağmen derin sularda pelajik tortullaşma önemli rol oynamaktadır (Ross, 1977). Karadeniz tortulları kalsit ve organik karbonca zengindir. Bu organik karbon, 100-150 m su derinlikleri altındaki anoksik koşullardan dolayı oldukça iyi korunmakta, bu durum, tortullarda gaz ve gaz hidrat birikimlerinin oluşumuna katkıda bulunmaktadır (Ergün, Dondurur ve Çifçi, 2002).

3.6 Karadeniz'in Doğal Potansiyel Kaynakları

Karadeniz, oldukça ilgi çekici bir jeolojik yapıya sahip olup, çok sayıda çamur volkanı, aktif tortul taşınmasında rol oynayan kanallar, aktif faylar, metan sızıntıları gibi birçok jeolojik ve ekonomik oluşumlar içermektedir.

Dünyanın en eski iki petrol havzası olan kuzeybatıdaki Romanya sahası ve kuzeydoğusunda yer alan Kuban sahası arasında yer alan Karadeniz oluşum itibarıyla benzer özellikler taşıyan Güney Hazar Denizi havzası çok önemli bir petrol ve gaz üretim alanıdır (Nadirov ve diğer., 1997). Orta Karadeniz Sirtının (Andrussov Sırtı) açılma tektoniği içindeki bloklarında önemli miktarlarda petrol kapanları olabileceği ortaya konmuştur (TPAO-BP Eastern Black Sea Project Study Group, 1997).

Güncel deniz jeolojisi çalışmaları Karadeniz' de potansiyel yeraltı kaynaklarının bulunabileceğini göstermiştir (Robinson ve diğer., 1996; Kruglyakova ve diğer., 2002). Büyük olasılıkla Geç Eosen yaşlı petrol içeren kayalar, basende hem petrol hem de gaz üretmektedir (Robinson ve diğer., 1996; Dondurur, 2005; Tokat, 2012).

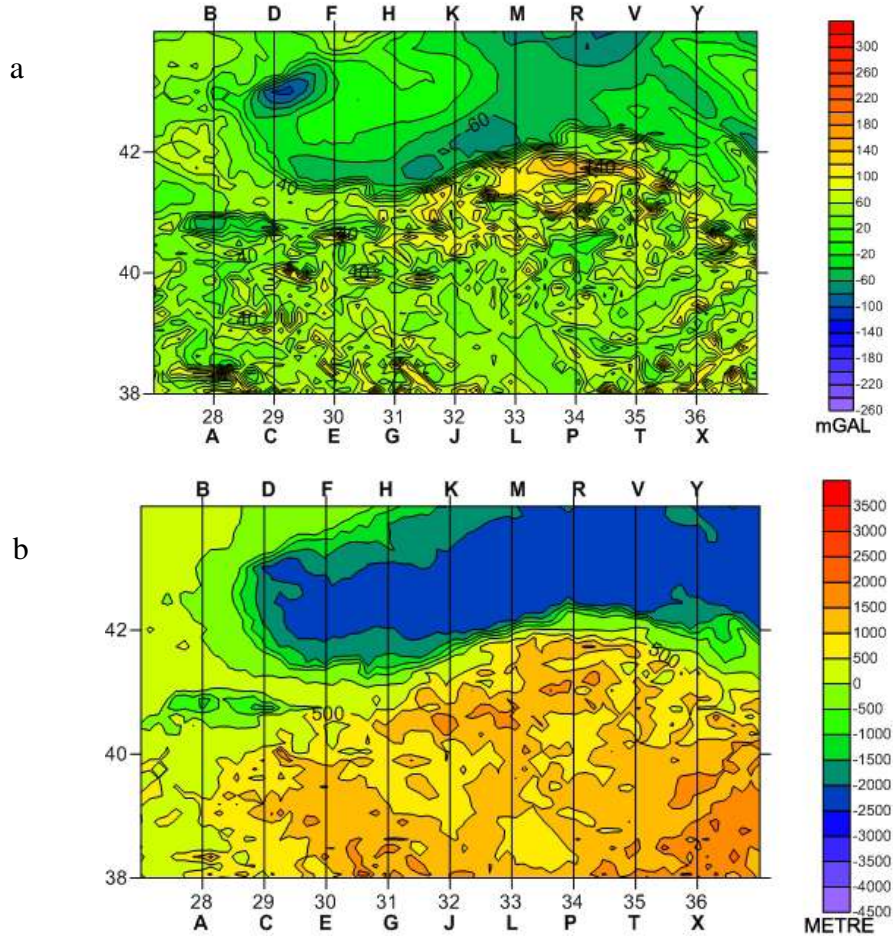
Karadeniz, günümüzde, metan birikimi ve petrol sızmaları ile dünyadaki önemli hidrokarbon alanlarından biri olmaya adaydır. Karadeniz baseni etrafında metan çıkışları çok yaygındır (Dondurur, 2005; Tokat, 2012).

Yüksek tortulaşma oranına sahip şelf ve yamaç bölgeleri metan kaynakları olarak dikkate alınmakta olup derin basende de çamur volkanları ile birlikte parlak noktalar şeklinde metan birikim alanları gözlenmektedir. Hopa açıklarında TPAO-BP, Zonguldak açıklarında ise TPAO tarafından doğal gaz varlığı ortaya konulmuştur (Dondurur, 2005; Tokat, 2012).

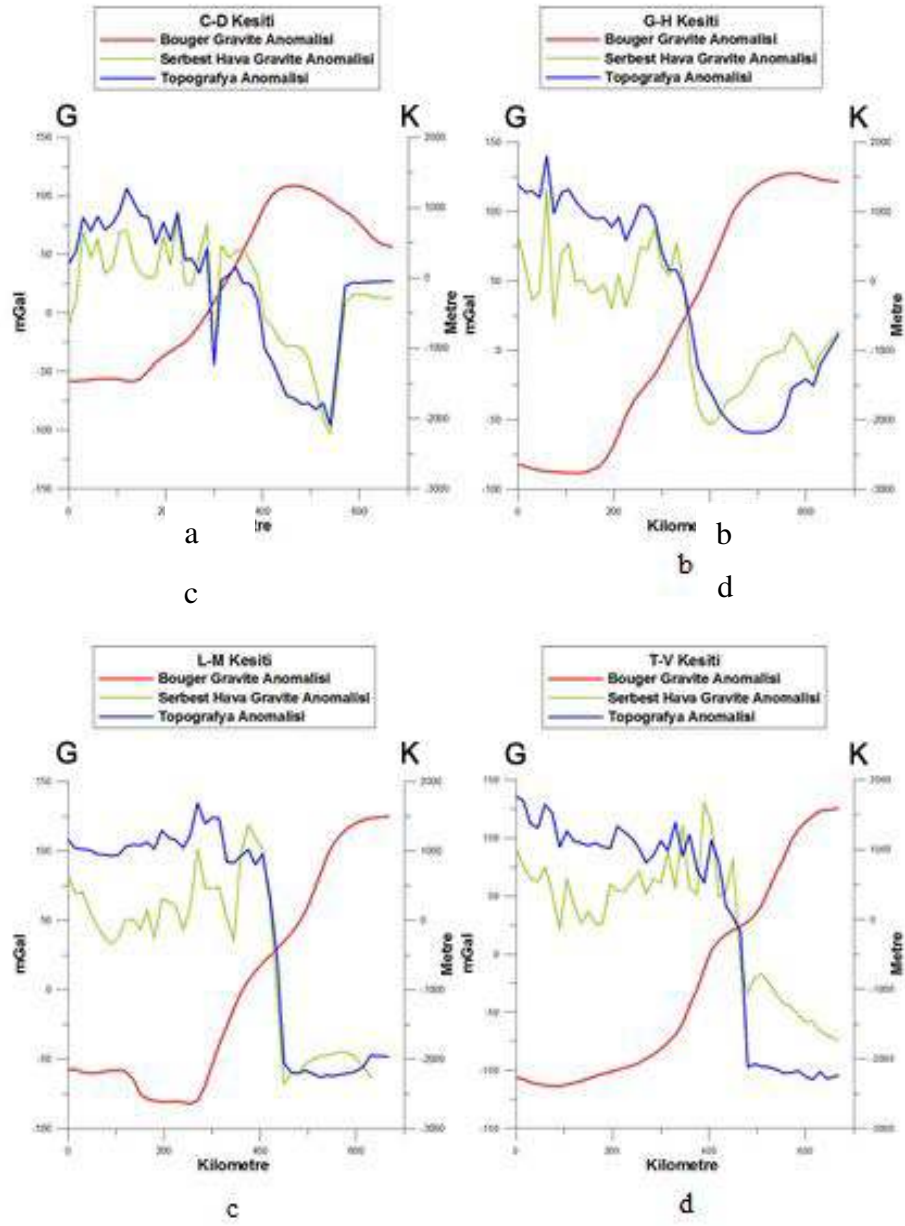
BÖLÜM DÖRT

KARADENİZ-ANADOLU PLATOSUNUN BAĞLANTISININ İNCELENMESİ

Yukarılarda değinildiği üzere Woodside 1976'dan sayısallaştırılarak elde edilen Bouguer gravite haritası üzerinden alınan kesitlerle aynı doğrultuda olacak şekilde serbest hava gravite (Şekil 4.1 a) ve topoğrafya (Şekil 4.1 b) haritaları üzerinden de kesit alma hedefiyle www.topex.ucsd.edu adresi üzerinden uydu verileri ve haritaları indirilmiştir. Bu haritalar üzerinde yine 29, 31, 33, 35 boylamları boyunca kesitler alınmış ve tüm kesit anomalileri üst üste bindirilerek yoruma hazır hale getirilmiştir (Şekil 4.2).



Şekil 4.1 a) Serbest hava gravite haritası b)topoğrafya haritası (Topex, 2013).



Şekil 4.2 Batı Karadeniz Havzası'nda serbest hava ve Bouguer gravite ve topoğrafya haritaları üzerinden alınan kesit anomalilerinin üst üste gösterimi a) 29 boylamı, b) 31 boylamı, c) 33 boylamı d) 35 boylamı üzerlerinde alınan kesitler.

4.1 Serbest Hava Gravite, Bouguer Gravite ve Topoğrafya Verileri Üzerine Görüşler

Karadeniz okyanusal bir litosfere sahip olmasından dolayı, gerçekten ayrı bir levhadır. Bununla beraber bir blok olarak göz önüne alınabilir, çünkü Avrasya Levhası içinde serbestçe hareket edemeyen sıkışmış okyanusal çöküntüdür. Güneyindeki Tetis Okyanusunun kuzeye doğru alta dalmasıyla yay-ardı açılmasının sonucuyla ilişkili olarak göz önüne alınabilir.

Karadeniz bölgesinin normal izostatik koşullara göre ters bir ilişki içinde olduğunu görürüz. Gravite anomalilerinden gözlediği izostatik koşullar şunları ifade eder:

- İzostatik anomaliler negatif ise aşırı dengelenmiş;
- İzostatik anomaliler pozitif ise az dengelenmiş;
- İzostatik anomaliler sıfır ise bölge mükemmel dengelenmiştir.

Normal olarakta izostatik koşullar şunlara gereksinim duyarlar;

- Aşırı dengelenmiş bölgelerin yükselmesi;
- Az dengelenmiş bölgelerin çökmesi.

Anadolu Platosu ortalama 1000 m yükseliğinde ve doğuya doğru 2000 m'yi bulmaktadır. Karadeniz'de ise su derinlikleri 2000 m'yi bulmaktadır.

Uydu gravite anomalileri topoğrafya ile iyi bir uyum içindedir. Bu anomaliler Karadeniz'de negatiftir. Pontidlerde topoğrafya iyi bir şekilde takip etmektedir. Karadeniz'in ortası belkide izostatik bir denge içindedir, fakat Karadeniz çöküntüsünün batı ve doğu kısımlarındaki yüksek Bouguer gravite anomalileri izostatik koşulların üzerine yükselmemesi olarak yorumlanabilir.

Sonuç olarak Karadeniz normal izostatik koşullarda yükselmesi gerekirken çökmektedir. Bunun yanı sıra ise Anadolu Platosu batması gerekirken yükselmektedir. Bu duruma neden Anadolu'nun batıya ve güneybatıya doğru,

kuzeyindeki Karadeniz ve güneyindeki Akdeniz okyanusal levhalar arasında kayması ve yükselmesidir.

Batı Karadeniz derin deniz düzlüğünde granitik tabaka yoktur. Karadeniz bölgesinin litosferik ve kıtasal incelmesini Spadini ve diğ r., (1996) modellemişlerdir. Karadeniz   k nt lerinin ve kıtasal incelmenin yer yer süreli açılma ve açılma sonrası olgularınında gözönüne alındığı tamamen makaslama deformasyonuyla açıklamışlardır.

BÖLÜM BEŞ

KARADENİZ JEOFİZİK VERİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

5.1 Karadeniz’de Yapılmış Çalışmalardan Derlenen Bilgiler

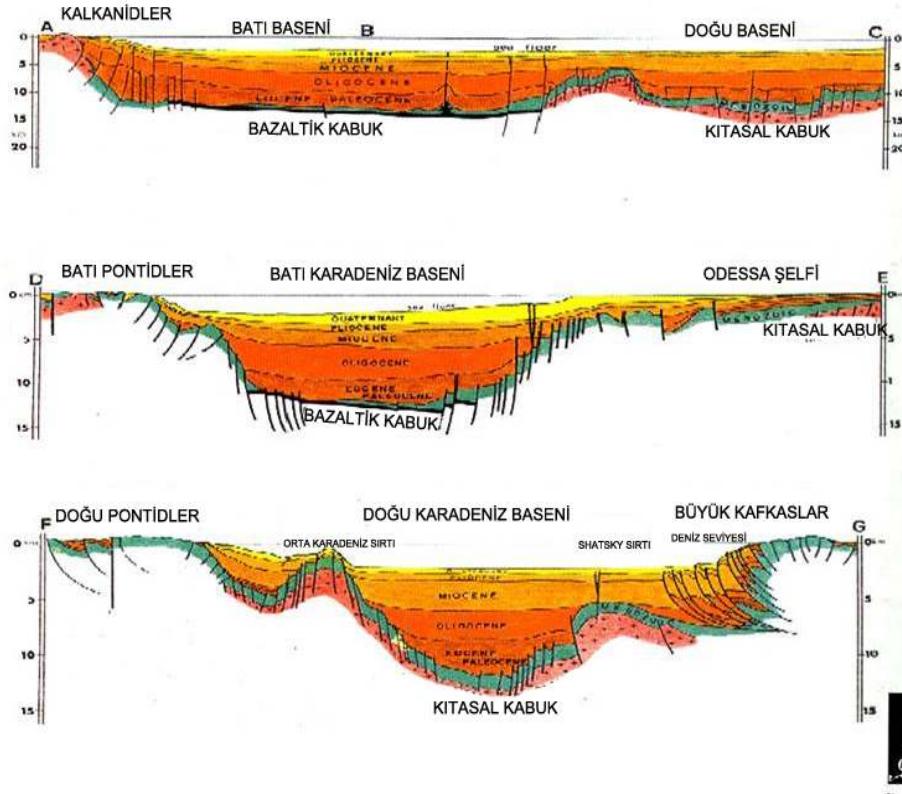
Karadeniz kabuğuna olan ilgi Orta Tetisin tektonik evrimini ve hidrokarbon potansiyelini anlamaya dayalı olarak yoğunlaşmıştır. Karadeniz’in petrol ve gaz alanlarının yoğunluğunu ve litosferin jeodinamiğini kontrol eden en önemli faktörlerinden biri olan termal rejimi anlamak ve ortaya koymak için halen birçok nicelikli veriye ihtiyaç duyulmaktadır.

Karadeniz okyanusal litosfere sahip olmasından dolayı, gerçekte ayrı bir levhadır. Öte yandan, Avrasya Levhası içinde serbest olarak hareket edememesi nedeniyle Karadeniz sıkışmış okyanusal çöküntü olarak kabul edilebilir.

Tetis Okyanusunun kapanışı ile ilişkili orojenik kuşakların kuzey kenarlarına doğru uzanım, genel olarak güneydeki Tetis levhasının kuzeye doğru dalmasıyla ilişkili yay-ardı kapanışının sonucu olduğu kabul edilmektedir.

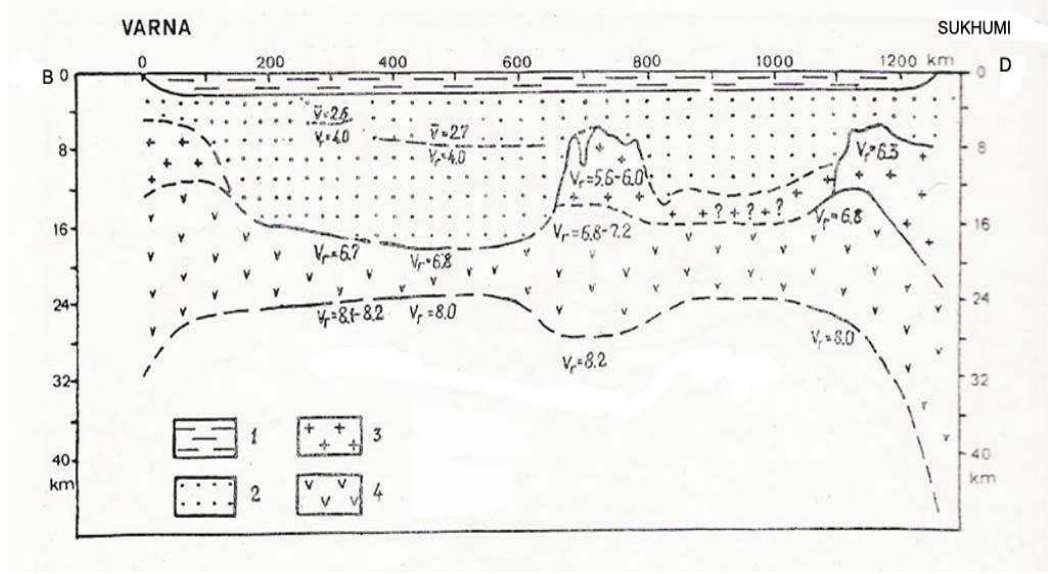
Sismik yansıma kayıtlarının incelenmesi sonucunda Karadeniz’in güneyi bu basenin oluşması esnasında etkin olan riftleşme (açılma) tektoniğinin etkilerini taşımaktadır. Üst Kretase veya Mesozoik sonunda başlayıp Paleosen’e kadar geçen sürede oluşan açılma tektoniğinin üzerine, sık sık sıkışma tektoniği etkileri de eklenmiştir. Bu tanımlanan yükselme ve alçalmalar tüm Tetis kuşağı boyunca görülmektedir. Karadeniz’deki aşırı çökme mekanizması kalın bir sedimentler tabakanın (12-14 km) birikmesine neden olmaktadır.

Finetti ve diğer., (1988), tarafından yapılan çalışmada elde edilen bilgilere göre, en üstte izlenen Miyosen-Kuvaterner sedimentleri altında Oligosen sedimentler, daha altta ise Eosen sedimentleri bulunur (Şekil5.1).

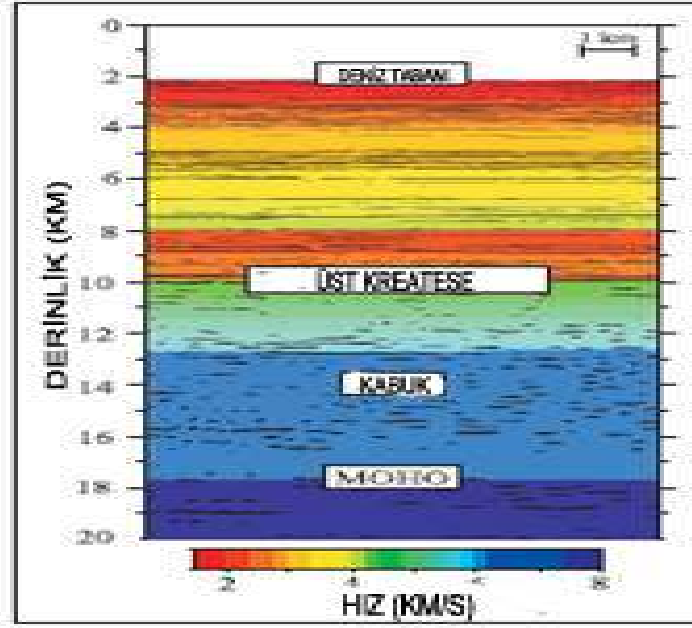


Şekil 5.1 Karadeniz’de farklı doğrultularda alınan sismik kayıtlardan elde edilen sediman birikimini gösteren jeolojik kesit (Finetti ve diğer.,1988).

Karadeniz Basenindeki ana tektonik elementler uzaklaşan ve yaklaşan süreçler arasındaki karmaşık etkileşimin sonucu olarak dikkate alınmaktadır. Bu etkileşim kabuk ve üst mantoda farklı yoğunluk ve kalınlık değerleri ile sonuçlanmaktadır. Karadeniz’in altındaki kristalen kabuğun inceliği, granitik tabakanın dışa doğru sıkıştırması ile ilişkilidir (Şekil 5.2). Orta Karadeniz sırtındaki kristalen kabuksal yapı, okyanusal kabuk özelliği göstermektedir. Batı ve Doğu Karadeniz Havzalarının orta bölgelerinde sırası ile moho kalınlığı 20 ve 22 km civarındadır Son çalışmalarda bu değer 20 km altına indirilmiştir (Şekil 5.3).



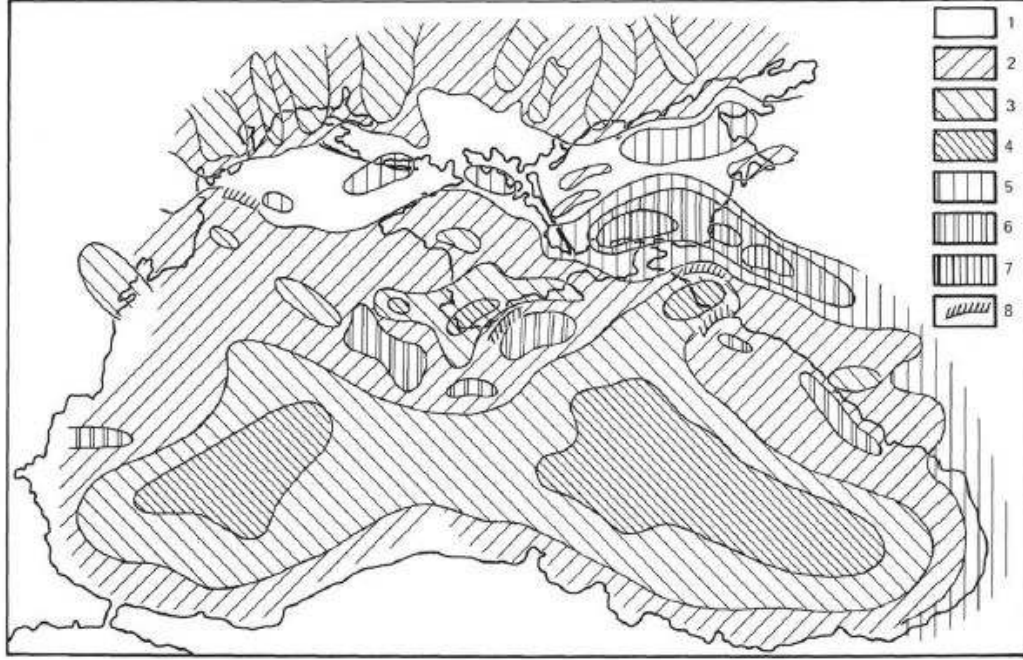
Şekil 5. 2 Doğu – Batı doğrultulu Karadeniz kabuk yapısı (Finetti ve diğer., 1988).



Şekil 5.3 Kabuk sismik hızları ile derin kırılma sonuçları ile hazırlanmış Moho kalınlığı haritası (Madariaga ve diğer., 2007).

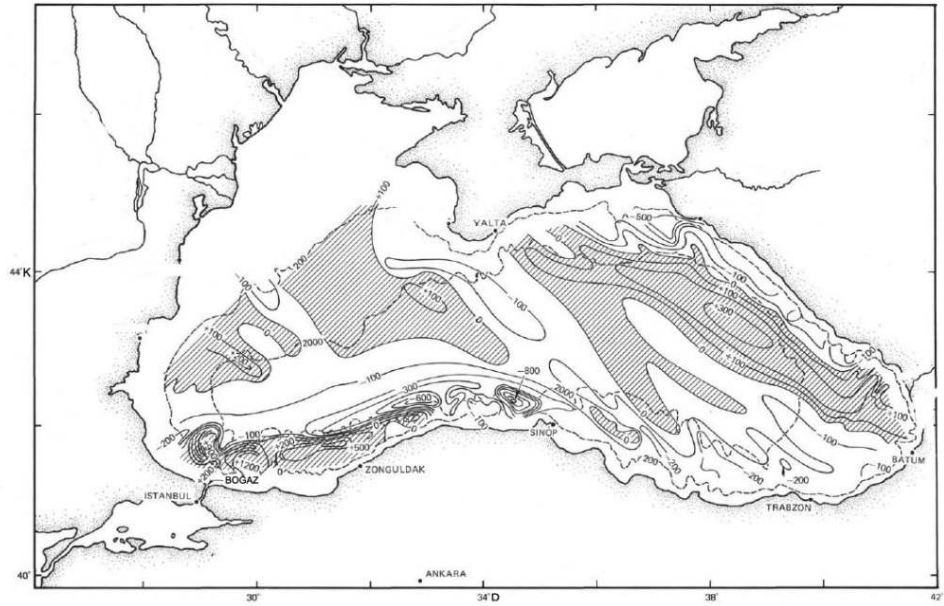
Derin Doğu ve Batı Karadeniz basenleri; kuvvetli pozitif Bouguer gravite anomali uzanımları tarafından belirgin olarak gösterilmektedir. Karaden derin deniz tabanına geçiş te çok hızlı olmaktadır. 15 km'lik sediment kalınlıklarına rağmen bu

büyükliklerdeki Bouguer gravite anomalileri okyanusal veya yarı-okyanusal bir kabuğun varlığını işaret etmektedir (Şekil 5.4).



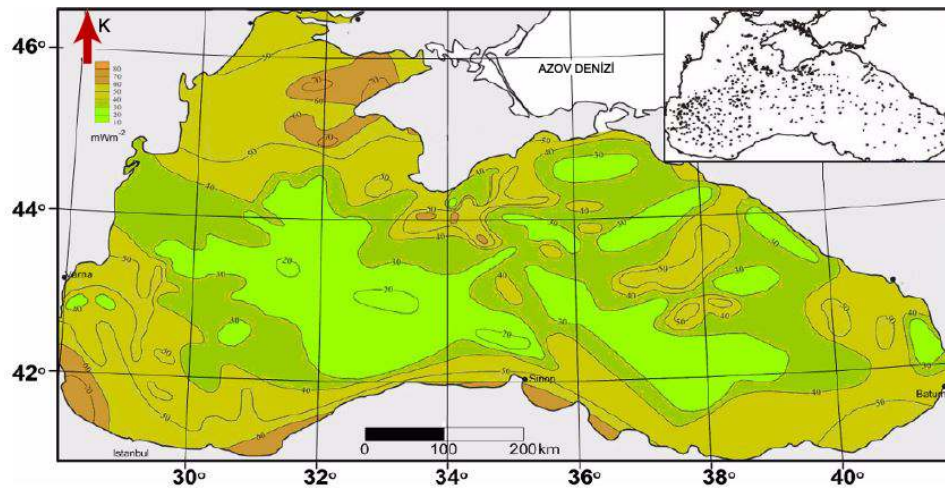
Şekil 5.4 Sovyet verilerine dayalı Bouguer Gravite Haritası 1) değişken alan, 2) zayıf pozitif anomaliler, 3) göreceli maksimum, 4) kuvvetli pozitif anomaliler, 5) zayıf negatif anomaliler, 6) göreceli minimum, 7) kuvvetli negatif anomaliler, 8) gravite sınırları (Goncharov ve diğer., 1972).

Karadeniz'in manyetik anomali haritası Kafkas kıyıları boyunca büyük, geniş, bölgesel, maksimum GD-KB yönünde uzanan anomaliyi göstermektedir. Bu anomali kuzeyde Sorokhin çukurunda sona ermektedir. Bu anomalinin güneyi oldukça durağandır. Karadeniz'in güney kıyılarındaki anomaliler ise küçük genlikli ve Alp yapılarına uyumlu olarak uzanmaktadır (Şekil 5.5).



Şekil 5.5 Atlantis II'den alınan verilerle hazırlanmış Karadeniz manyetik haritası kontur aralığı 100γ (Ross ve diğer., 1974).

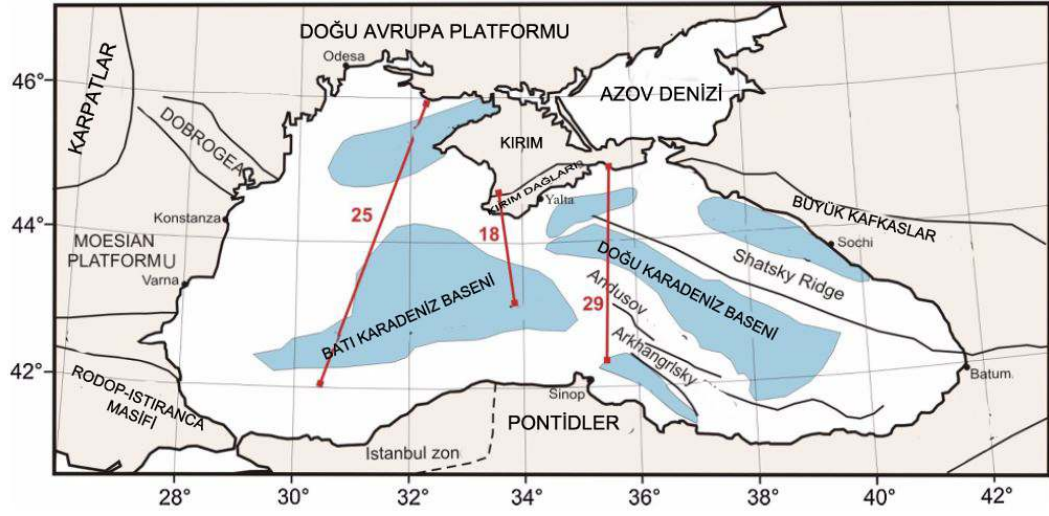
Karadeniz'de genelde düşük ısı akımı değerleri mevcuttur. Ortalama değerler $0.9 \text{ mcal/cm}^2/\text{s}$ olup Kırım ve Kafkas önlerinde bazı yüksek değerler mevcuttur. 15 km'yi bulan sediment örtüsü gerçek ısı akımı değerlerini soğurmakta ve gerçeğinin çok altında ölçülmesine neden olmaktadır. Yapılan düzeltmeler sonucunda gerçek değerlerin $2.2 \text{ mcal/cm}^2/\text{s}$ olabileceği hesaplanmıştır (Şekil 5.6).



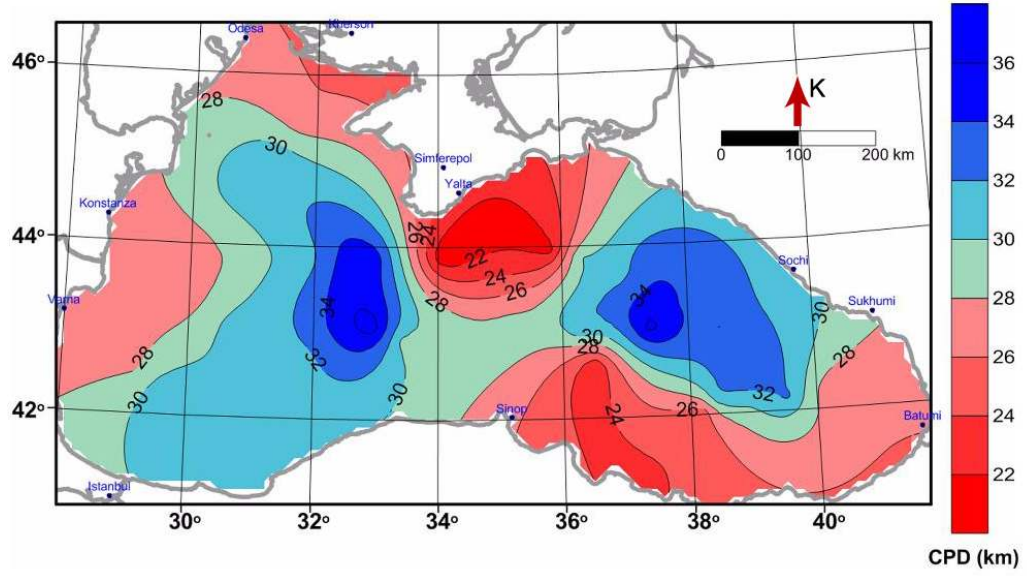
Şekil 5.6 Karadeniz'in ısı akısı haritası (Starostenko ve diğer., 2014).

Karadeniz kabuğunun termal yapısını ortaya koymak için batı, orta ve doğu kesimlerde yaklaşık K-G doğrultuda uzanan Derin Sismik Sondaj (DSS; 18, 25, 29) kesitleri kullanılarak jeotermal modelleri oluşturuldu (Şekil 5.7). Profil 18’de CND 22 km ile 28 km arasında değişmektedir. CND izotermi Profil 25 boyunca 26-36 km derinlikleri arasında değişim gösterirken; Profil 29 boyunca ise CND 27 -35 km derinlikleri arasında bulunmuştur. Profiller boyunca elde edilen CND sonuçları, ısı akısı verisi kullanılarak sıcaklık dağılımları model hesaplamalarına dayanan geleneksel jeotermal çalışmalardan elde edilen sonuçlarla karşılaştırıldı. Manyetik ve ısı akısı verilerinden elde edilen CND izotermi arasındaki uyum anomali alanlarında birbirine yakın elde edilmiştir (Starostenko ve diğer., 2014).

Karadeniz’in Curie Nokta Derinlikleri (CND) haritası toplam alan manyetik verilerinin spektral analiz işlemleri ile elde edilmiştir. Karadeniz 180 km² lik alt bölgelere bölünerek her bir alt bölgeye ait manyetik verisinden radyal ortalanmış güç spektrumları hesaplanmıştır. Spektrumların en düşük ve ikinci en düşük frekanslı bölümlerine geçirilen doğruların eğimlerinden sırası ile ortalama merkez (Z0) ve üst derinlikleri (Zt) tahmin edilmiştir. Elde edilen bu derinlik değerleri kullanılarak CND olarak isimlendirilen manyetik kabuk için alt derinlik değerleri bağıntısı yardımı ile hesaplanmıştır. Hesaplanan alt derinlik değerlerinden oluşturulan Karadeniz’in CND haritası 22 km ile 36 km arasında değişen bir Curie derinliği izotermi göstermektedir (Şekil 5.8). Derin CND konturları (yaklaşık 30-36 km) batı ve doğu Karadeniz basenlerinin kalın sedimanter çökeliş gösterdiği alanlara karşılık gelmektedir. Bu iki derin CND bölgesi arasında onları ayıran KKB-GGD doğrultulu sığ CND (yaklaşık 22-28 km) zonu Orta Karadeniz Sırtı ile örtüşmektedir. Diğer sığ CND ise çoğunlukla Karadeniz’in kıyı kesimlerindeki ince sediman bölgeleri ile ilişkilendirilebilir (Starostenko ve diğer., 2014).



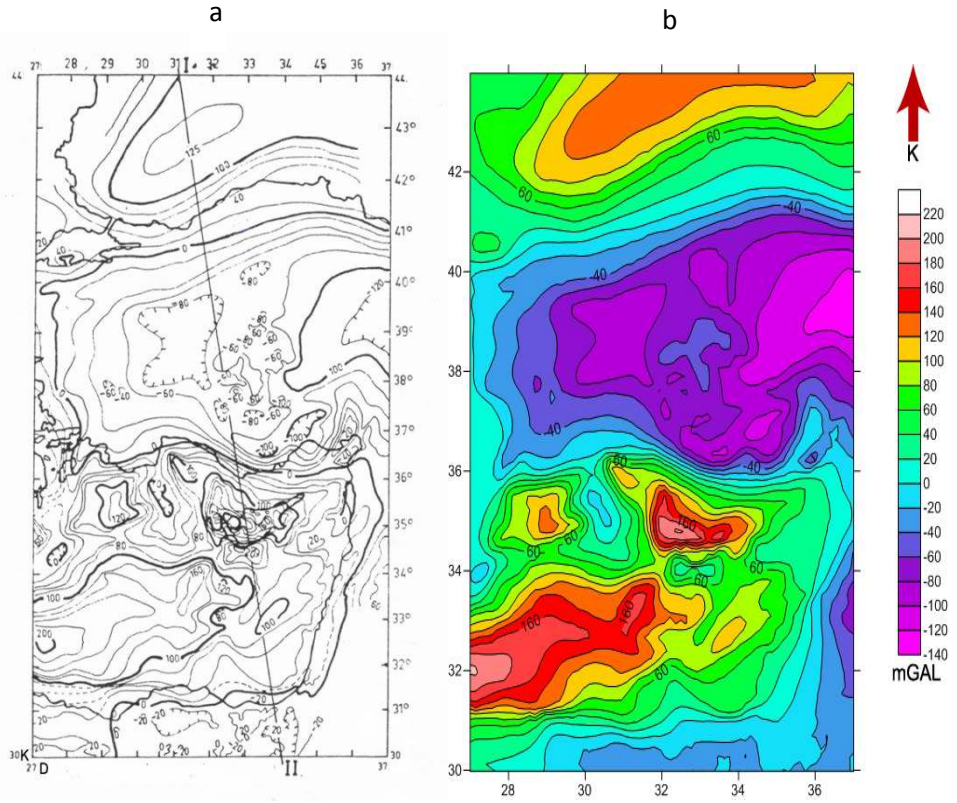
Şekil 5.7 Karadeniz ana tektonik elemanlar üzerinde derin sismik sondaj profillerinin gösterimi (Starostenko ve diğer., 2014).



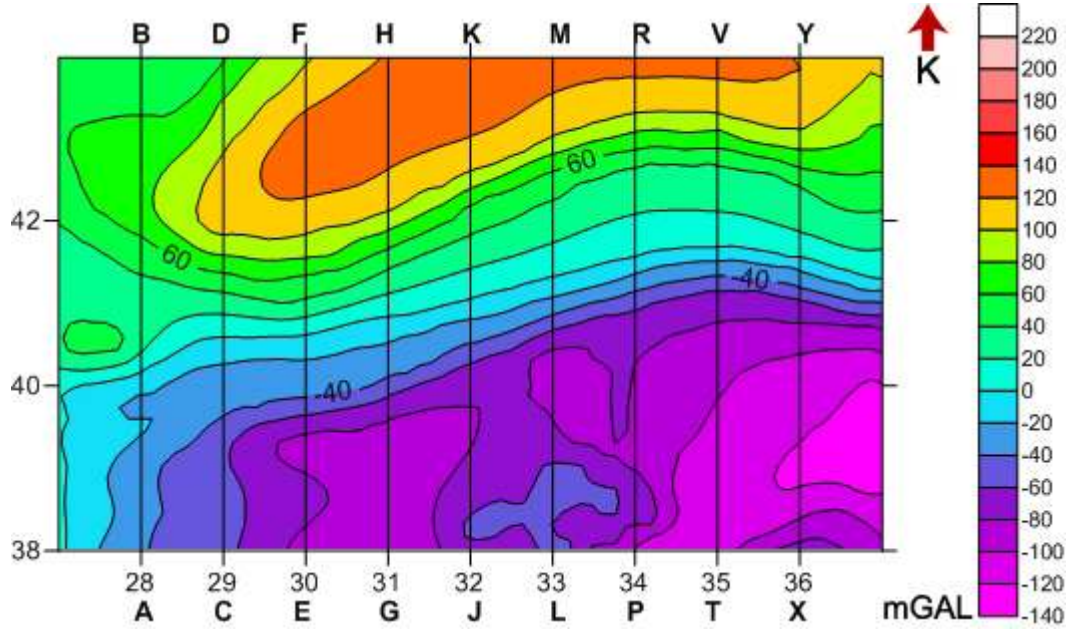
Şekil 5.8 Karadeniz Curie noktası derinlik (CND (CPD)) haritası. Kontur aralığı 2 km (Starostenko ve diğer., 2014).

5.2 Gravite Modellerinin Üretilmesi

Batı Karadeniz Havzası ile Pontidler arasındaki ilişkinin sürekli gözlemlenebilmesi amacıyla yönelik olarak öncelikli hedef, araştırma alanının tamamını kapsayan Bouguer gravite verilerini elde etmektir. Bu amaçla Woodside'in 1976'da yayınlamış olduğu "*Tectonic Elements and Crust of the Eastern Mediterranean Sea*" adlı makalesinden alınan haita üzerinde (Şekil 5.9 a) "Surfer ve Grapher" paket programı kullanılarak sayısallaştırma işlemi ile sayısal veri elde edilmiş ve haritalandırılmıştır (Şekil 5.9 b). Daha sonra çalışma alanının sınırları doğrultusunda sınırlandırılmıştır (Şekil 5.10). Daha sonra yine aynı programlar kullanılarak 28,29,30,31,32,33,34,35,36 boylamları üzerinde kesitler alınmıştır (Şekil 5.11).



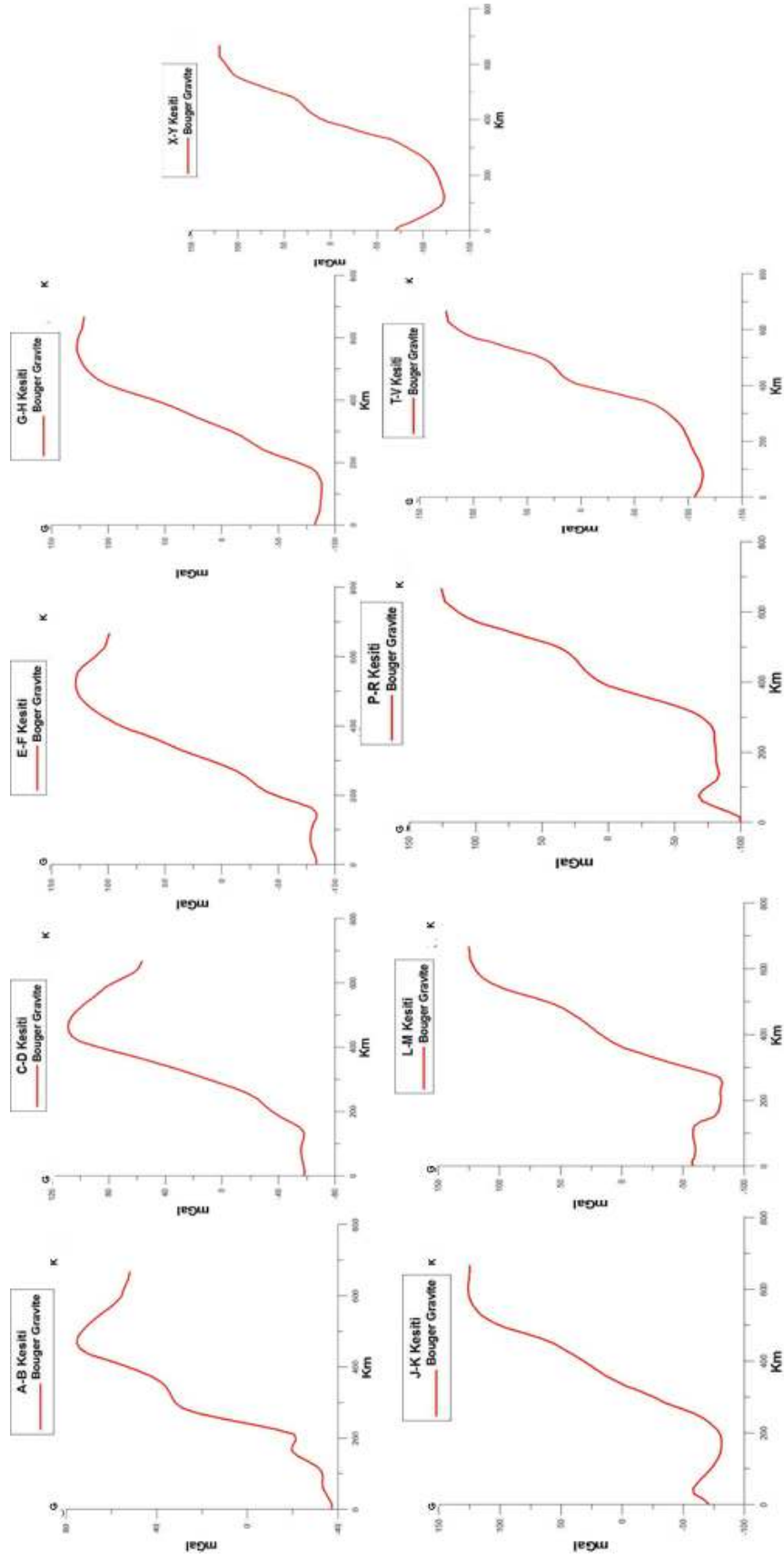
Şekil 5. 9 a) Batı Karadeniz, Anadolu ve Doğu Akdeniz havzalarını içeren Bouguer gravite haritası (Woodside, 1976), b) Woodside, 1976'dan sayısallaştırarak güncellenen Bouguer gravite haritası.



Şekil 5.10 Batı Karadeniz Havzası ve Batı Pontidleri kapsayacak şekilde sınırlandırılmış Bouguer gravite haritası ve boylamlar üzerindeki profil doğrultuları (Woodside, 1976'dan güncellenerek).

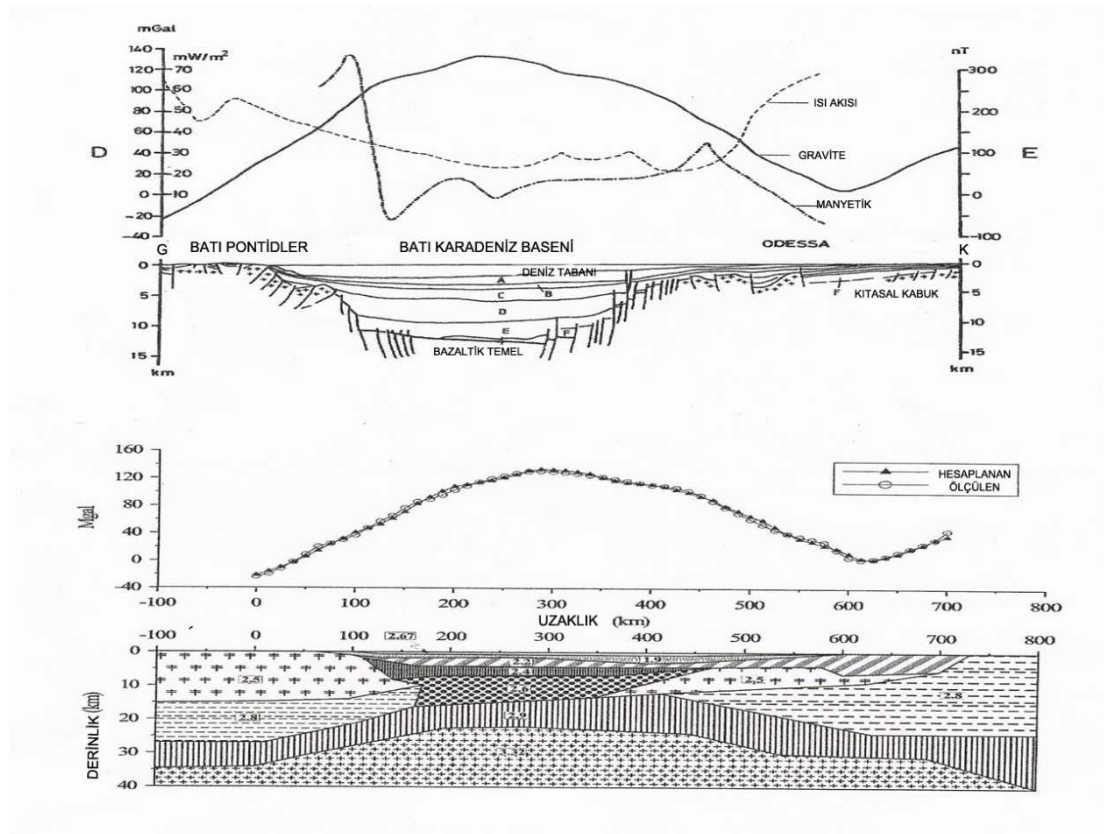
Çalışma alanı içindeki boylamlar üzerinde kesit aldıktan sonra 29, 31, 33, 35 boylamları ile çakışan kesitler üzerinden gravite modellemesi yapılmıştır (Şekil 5.13, 5.14, 5.15, 5.16).

Jeolojik olarak ilginç birçok yapı bir doğrultuda büyük mesafelere uzanır fakat yapı uzanımı boyunca aynı kesit biçimine sahiptir. Eğer uzanım boyunca uzunluk sonsuzsa, kesitin bölgedeki iki-boyutlu yoğunluk değişimi yapıyı modellemek için yeterlidir. Öte yandan yanal uzanımın asla sonsuz olmamasından bu gerçekte geçerli değildir. Genel kural olarak, eğer profile dik yapının uzunluğu genişliğin veya derinliğin yirmi katından daha fazlaysa, iki-boyutlu (2D) olarak ele alınabilir. Olmazsa, Yapının sınırlı yatay uzanımı nedeniyle uç etkileri, anomalisini hesaplarken göz önüne alınmalıdır. Uç düzeltilmesi gerektiren uzunlamasına kütleler 2.5D yapılar olarak belirlenebilirler. Örneğin, antiklinaller, sinklinaller ve faylar gibi uzunlamasına yapılar altındaki kütle dağılımı 2.5D yapılar olarak modellenmelidir (Lowrie, 2007). Bu çalışma da yukarıda değinilen bilgiler ışığında 2.5D modelleme yapılmıştır.

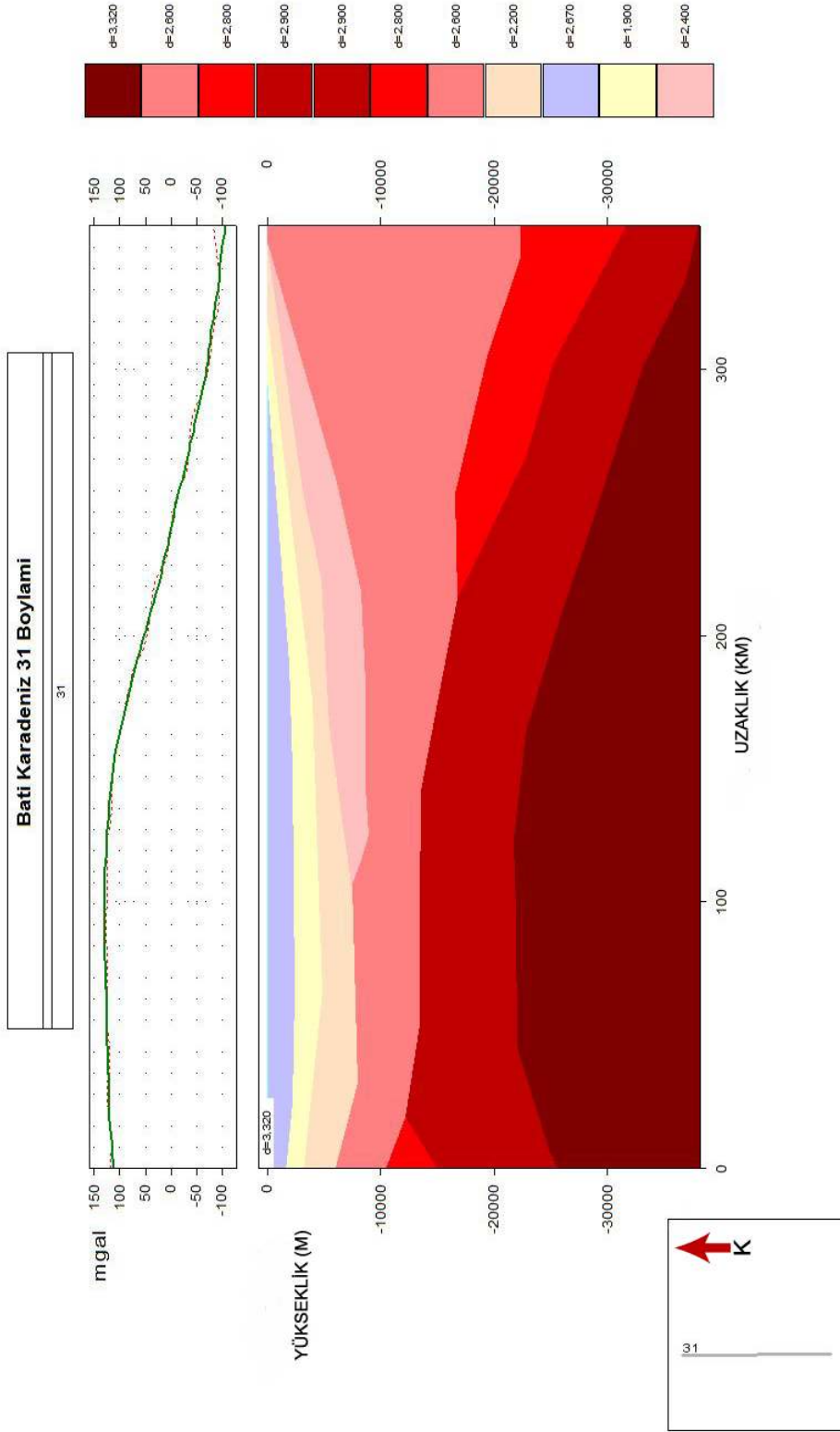


Şekil 5.11 Bouguer gravite haritası üzerinde boylamlar doğrultusunda alınan kesitler.

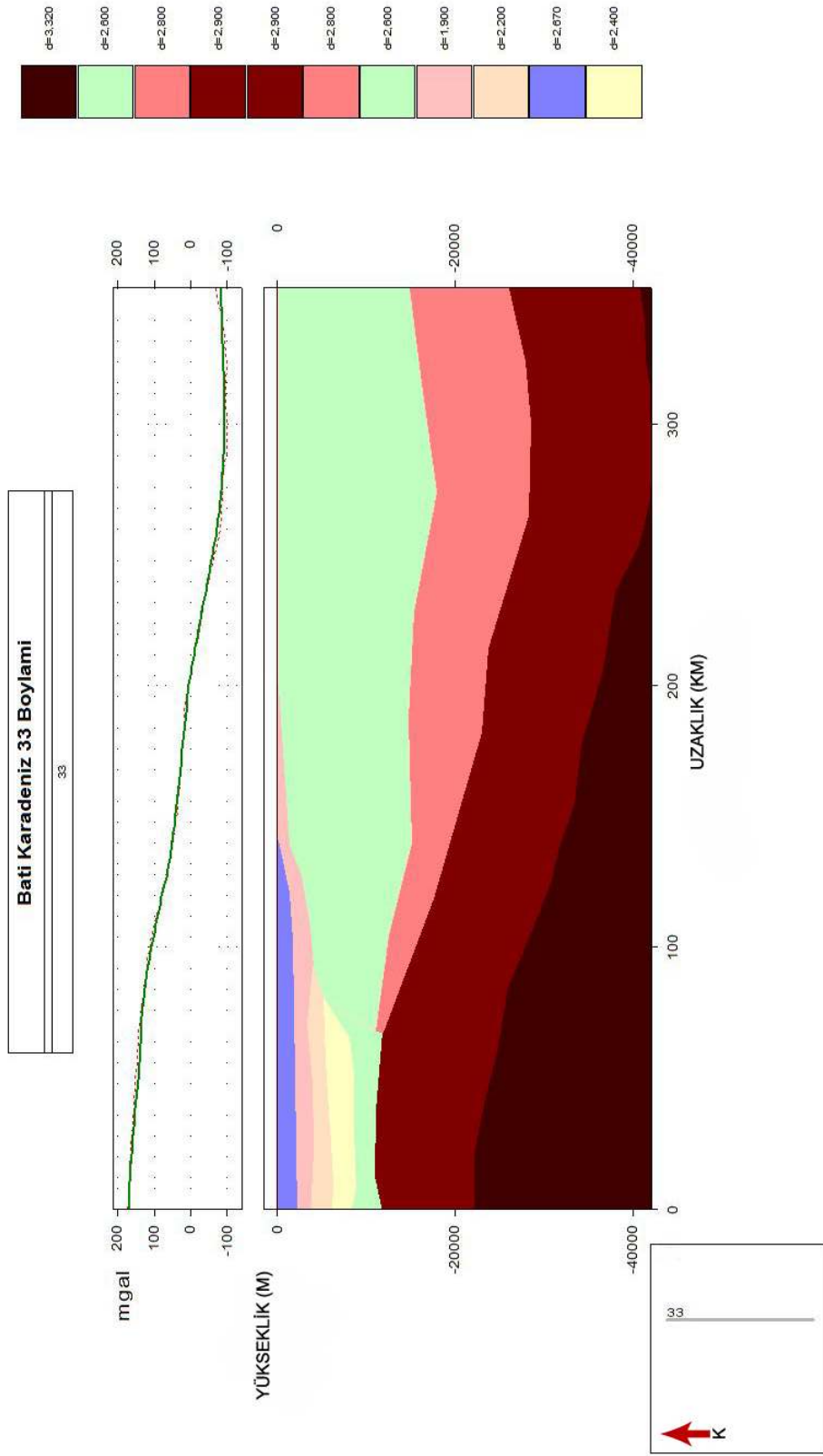
Bu çalışmada modelleme için WinGLink yazılımı kullanılmıştır. Modelleme aşamasında daha önce yapılmış çalışmalardan derlenen (Şekil 5.12) jeolojik ve jeofiziksel bilgiler ışığında, tabakaların yoğunluk değerleri ve kabaca tabaka yapıları girilmiştir. Daha sonra gerçek veri ile model verisi arasındaki uyum maksimum oluncaya kadar (sentetik veriyi gerçek veriye yakınsayarak) model üzerinde değişiklik yapılmıştır. Değiştirme işlemi yapılırken yapının kalınlığı ve şekli gibi teorik bilgilerle birlikte örnekleme istasyon sayısı gibi proses bilgileride göz önünde bulundurulmuştur. Üst manto yoğunluğu, $3,32 \text{ gr/cm}^3$ iken, okyanusal kabuk $2,9 \text{ gr/cm}^3$, kıtasal kabuk $2,8 \text{ gr/cm}^3$, su kolonu $2,67 \text{ gr/cm}^3$ yoğunluk değerlerine sahiptir. $1,90 \text{ gr/cm}^3$ den $2,60 \text{ gr/cm}^3$ aralığında yoğunluk değerlerine sahip farklı sediman birikimlerinde mevcuttur.



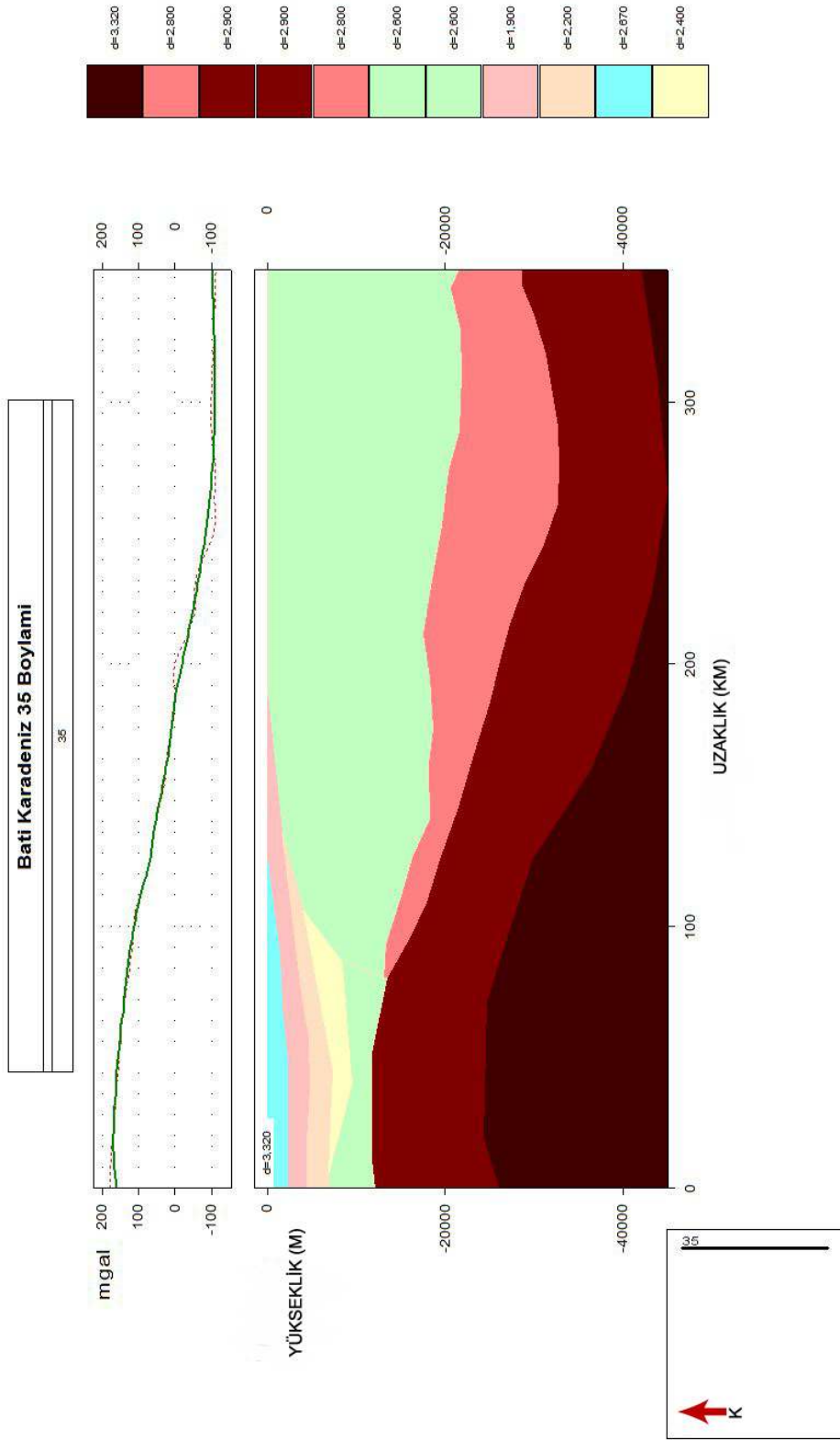
Şekil 5.12 Batı Karadeniz Havzası K-G Kesiti (B-Pontid'lerden-Ukranya'ya) Bouguer Gravite Modellemesi (Sarı ve Ergün, 2003).



Şekil 5.14 31 boylamı üzerindeki Bouguer gravite kesitinin modeli.



Şekil 5.15 33 boylamı üzerindeki Bouguer gravite kesitinin modeli.



Şekil 5.16 35 boylamı üzerindeki Bouguer gravite kesitinin modeli.

5.2.1 Gravite Modelleri Üzerine Görüşler

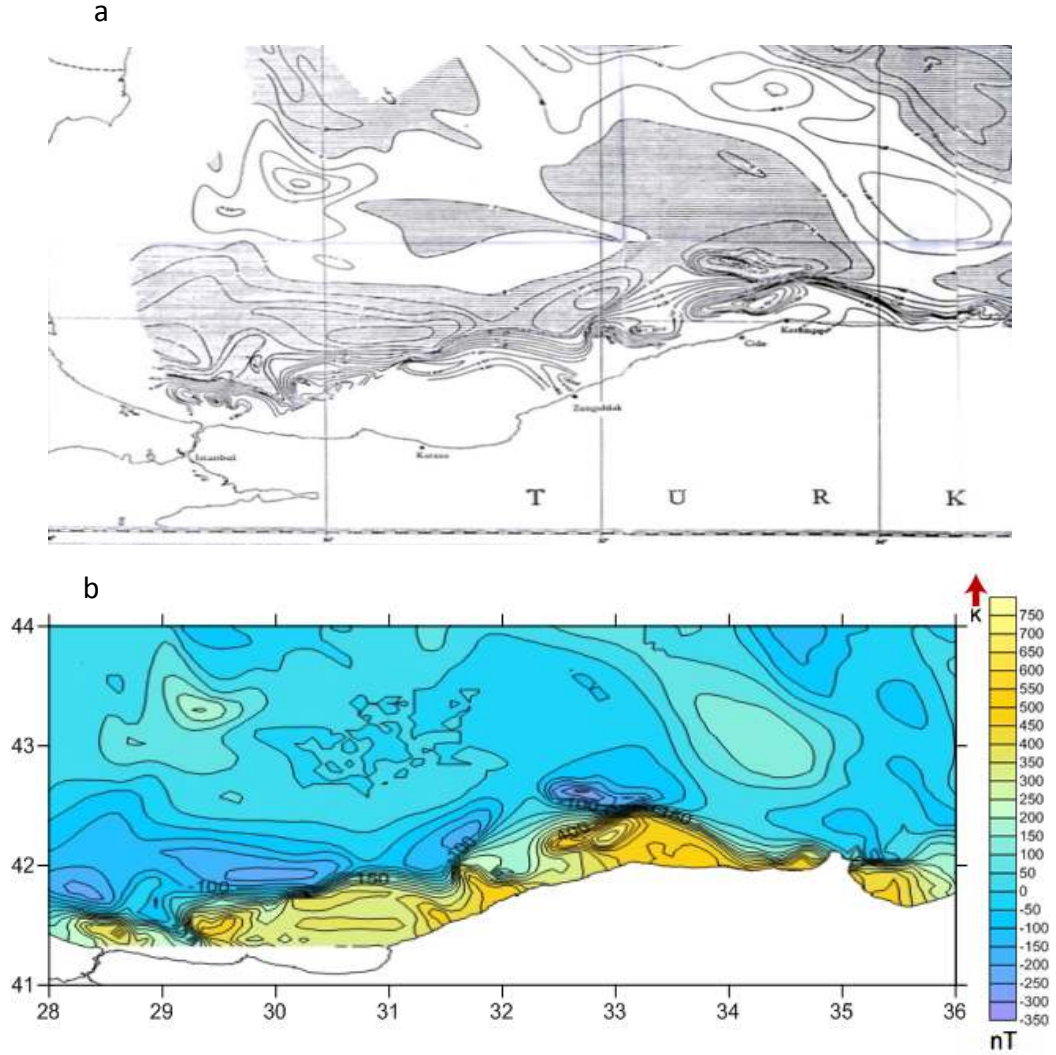
Yukarıda görülen gravite modellerine göre; $3,32 \text{ gr/cm}^3$ yoğunluk değerine sahip katman üst mantoyu temsil etmektedir ve yaklaşık 24-26 km'lere kadar uzanmaktadır. $2,9 \text{ gr/cm}^3$ yoğunluklu katman okyanusal kabuğu (bazaltik temel), $2,8 \text{ gr/cm}^3$ yoğunluklu katman ise kıtasal kabuğu (granitik temel) temsil etmektedir. Geç dönem Mesozoik'ten itibaren ortalama 14 km'lere varan sediman istifleri ise $1,9 \text{ gr/cm}^3$ ile $2,6 \text{ gr/cm}^3$ arasında değişmektedir. Üst kretase yaşlı tortullar $2,6 \text{ gr/cm}^3$, paleojen yaşlı tortullar $2,4 \text{ gr/cm}^3$, neojen yaşlı tortullar $2,2 \text{ gr/cm}^3$, kuvaterner yaşlı tortullar $1,9 \text{ gr/cm}^3$ olarak alınmıştır. Denizel alandan karasal alana doğru gidildikçe sediman birikiminin sadece kretase yaşlı olduğunu söylemek mümkündür.

Batı Karadeniz havzasında kabuksal yapı kalınlığının kuzeye doğru gidildikçe azaldığı yaklaşık 25 km'lere vardığı gözlemlenmiştir. Kabuk kalınlığındaki bu incelmeyi kıtasal kabuğun derin denize doğru incelmelerinden kaynaklandığını söylemek mümkündür. Üst mantodaki yükselmeden etkilenerek okyanusal kabuğunda yükseldiği gözlemlenmiştir. Bu durumun Anadolu plakasının K-G doğrultulu sıkıştırma etkisinin sonucu gerçekleştiği söylenebilir. Karadeniz'in Tetis'ten bugüne süregelen davranış biçimine göre, kabuk kalınlığının gün geçtikçe daha da incelmesini söylemek mümkündür.

İzostazik dengenin görülmediği Karadeniz - Anadolu plakası ilişkisi göze alındığında; daha düşük gravite değerlerine sahip olması ve bir yükselme trendine girmesi beklenen batı Karadeniz havzası tam aksi bir davranış sergileyerek yüksek gravite değerleri vermekte ve kalın sedimanter birikimi nedeniyle de çökmektedir.

5.3 Manyetik Verilerin Hazırlanması

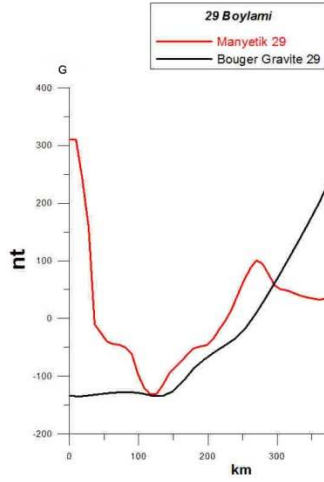
Maden Tetkik Arama Kurumu'nun (MTA) 1963 yılında hazırlamış olduğu Karadeniz manyetik haritasının (Şekil 5.17a) çalışma alanına giren bölümü koordinatları doğrultusunda, “Surfer ve Grapher” paket programı kullanılarak sayısallaştırma işlemi ile sayısal hale getirilmiş ve haritalandırılmıştır (Şekil 5.17b).



Şekil 5. 17 a) Batı Karadeniz Havzası Manyetik Haritası (Maden Tetkik Arama,1963), b) MTA 1963'den sayısallaştırarak güncellenmiş manyetik haritası.

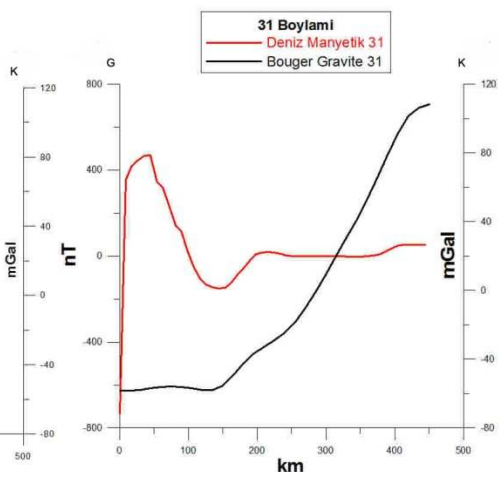
Batı Karadeniz Havzası manyetik haritası üzerinde 29,31,33,35 boylamları boyunca kesitler alındı ve manyetik anomali kesitleri ile gravite anomali kesitleri üst üste bindirildiğinde iki veri türü arasında uyumlu tersiyer bir ilişki gözlemlenmiştir (Şekil 5.18).

29 Boylamı Üzerinde Deniz Manyetik ve Bouger Gravite Kesiti



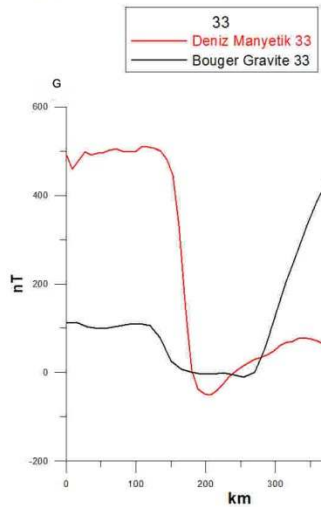
a

31 Boylamı Üzerinde Deniz Manyetik ve Bouger Gravite Kesiti

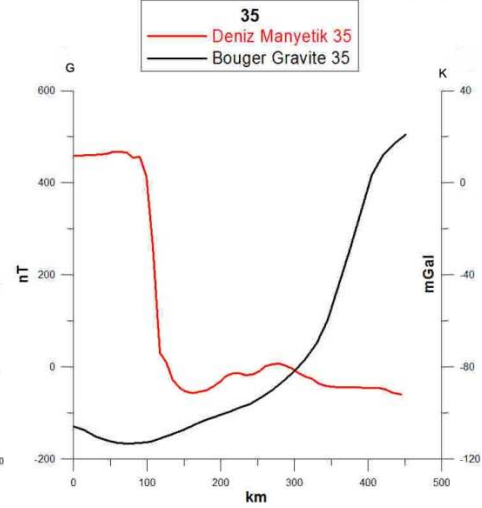


b

33 Boylamı Üzerinde Deniz Manyetik ve Bouger Gravite Kesitleri 35 Boylamı Üzerinde Deniz Manyetik ve Bouger Gravite Kesitleri



c



d

Şekil 5.18 Batı Karadeniz Havzası'nda manyetik ve Bouguer gravite haritaları üzerinden alınan kesit anomalilerinin üst üste gösterimi a) 29 boylamı, b) 31 boylamı, c) 33 boylamı d) 35 boylamı üzerlerinde alınan kesitler

5.3.1 Gravite, Manyetik Veriler Üzerine Görüşler

Batı Karadeniz güney kıyıları boyunca genellikle yüksek manyetik değerler verirken orta kısımlara doğru manyetik değerler azalmakta olup, kıyıdan yaklaşık 100 ila 200 km uzaklıktan itibaren neredeyse tekdüze ilerleyen manyetik değerler gözlemlenmektedir.

Gravite verileri ise manyetik verinin tam aksine güney kıyıları boyunca daha düşük değerler verirken orta kısımlardan itibaren sürekli bir yükseliş trendine girmektedir.

Bu nicel analizler sonucunda; denizel alanın ortalarına doğru manyetik açıdan daha az duyarlı ancak gravitasyonel özellik (yoğunluk farkı) açısından oldukça duyarlı bir yapının varlığından söz etmek mümkündür. Bu yapı tek düze bir formasyon olmamakla birlikte bölgenin tektonik evrimi göz önüne alındığında komplike bir yapı da değildir.

Denizel alanın ortalarına doğru, izostatik dengesizlik sebebiyle okyanusal kabuğun battığını ve sediman kalınlıklarının arttığını gravite modelleri üzerinde görmüştük, bu nedenle gravitasyonel özellik artmaktadır.

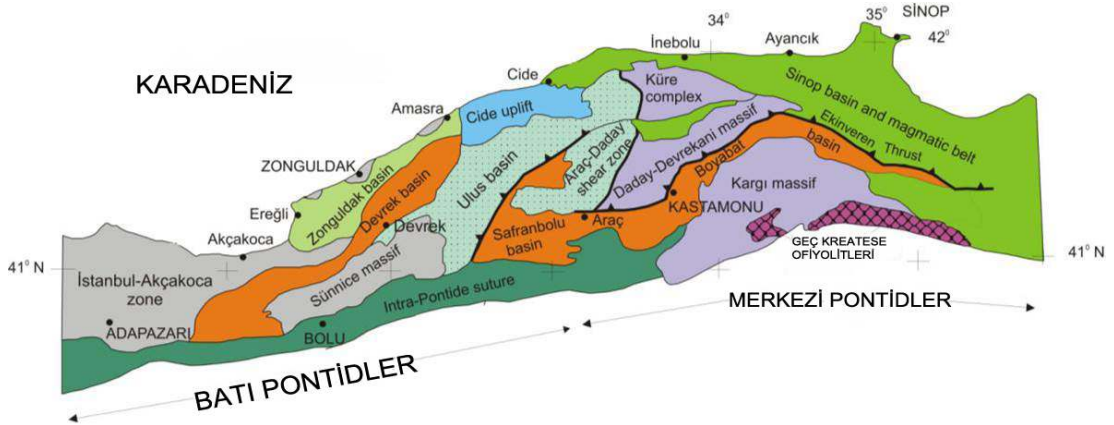
Manyetik özelliğin güney kıyılarından itibaren azalma trendine girerek ardından neredeyse tekdüze devam etmesini ise Pontidlerin devamı niteliğindeki magmatik yapının okyanusal kabuk altına dalarak bir dalma batma zonu davranışı sergilemesi olarak yorumlamak olasıdır. Zira denizel alanın içlerinde (daha sonraki bölümlerde irdelenecek) yüksek manyetik anomali veren yapıların varlığı da (Şekil 5.18 a) görülmüştür.

BÖLÜM ALTI

BATI PONTİD BÖLÜMÜ KARA VE DENİZ VERİLERİNİN İNCELENMESİ

6.1 Devrek Baseni

Karadeniz'in güneyi, Pontidler olarak bilinmektedir. İstanbul Zonu (Batı Pontidler), Sakarya Zonu (Merkezi Pontidler) olmak üzere ikiye ayrılır. İstanbul Zonu, karada da izlenebilen Batı Karadeniz Fayı ile batıdan, Araç-Daday-İnebolu makaslama zonu ile doğudan ve iç Pontid kenet kuşağı ile de güneyden çevrelenmektedir. İstanbul Zonu Lavrasya ile bağlantılı olduğundan genel bir anlaşma mevcuttur. Yeni-Tetis'in kapanması sonucunda Erken Kretase-Erken Eosen süresince günümüzdeki konumuna eriştiği önerilmiştir. Batı Karadeniz Havzası açılmadan önce, İstanbul Zonunun Odessa Şelfi'nin güneyinde yer aldığı kabul edilmiştir. Erken Kretase süresince, bu kıtasal parçacık kuzeye doğru dalan Yeni-Tetis (İç-Pontid kolu) tarafından yaratılan yay-ardı açılması sonucu riftleşerek Avrasya'dan ayrılmış ve batıda Batı Karadeniz ve doğuda Batı Kırım Fayları olarak bilinen sistemler vasıtasıyla güneye atılmıştır. Bu durumda İstanbul Zonu ve Merkezi Pontidlerin Jura sonrası sediment birikimleri İç-Pontid Okyanusunun her iki yakasında birikmişlerdir (Şekil 6.1) (Okay,2006).



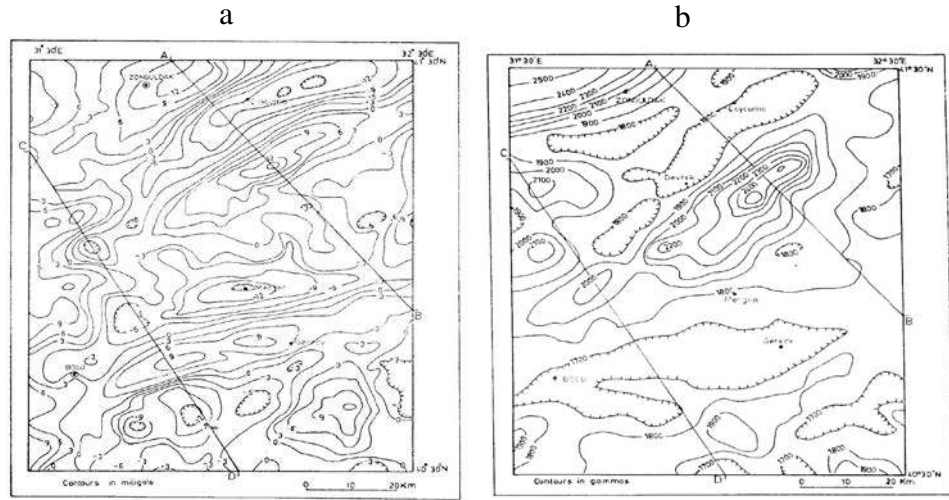
Şekil 6.1 Batı ve Merkezi Pontidlerin esas tektonik elemanları (Okay, 2006).

Karasal alan ile denizel alan arasındaki ilişkilerin daha net ortaya konabilmesi için; her iki alanda da mevcut olan önemli yapısal unsurları incelemekte fayda

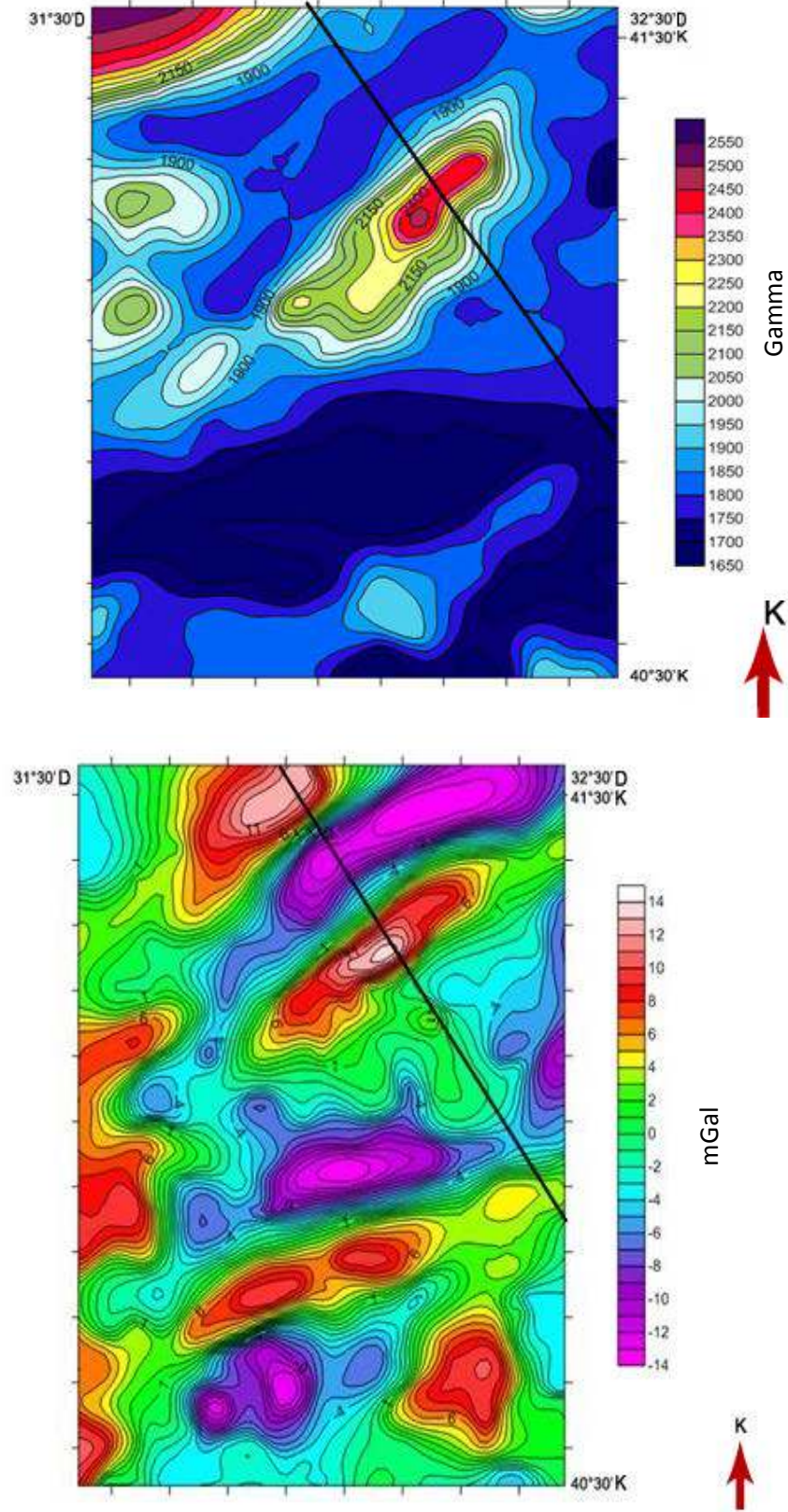
olduğu fikrinden yola çıkarak, Zonguldak bölgesinin (Şekil 6.2) içinde yer alan Devrek Basenini kapsayacak şekilde rezidüel Bouguer gravite ve havadan manyetik haritalarını (Şekil 6.3 a,b) sayısallaştırarak veriler güncellenmiş ardından tekrar haritalandırılmıştır (Şekil 6.4 a,b).



Şekil 6.2 Bölgenin uydu görüntüsü ve köşe koordinatları

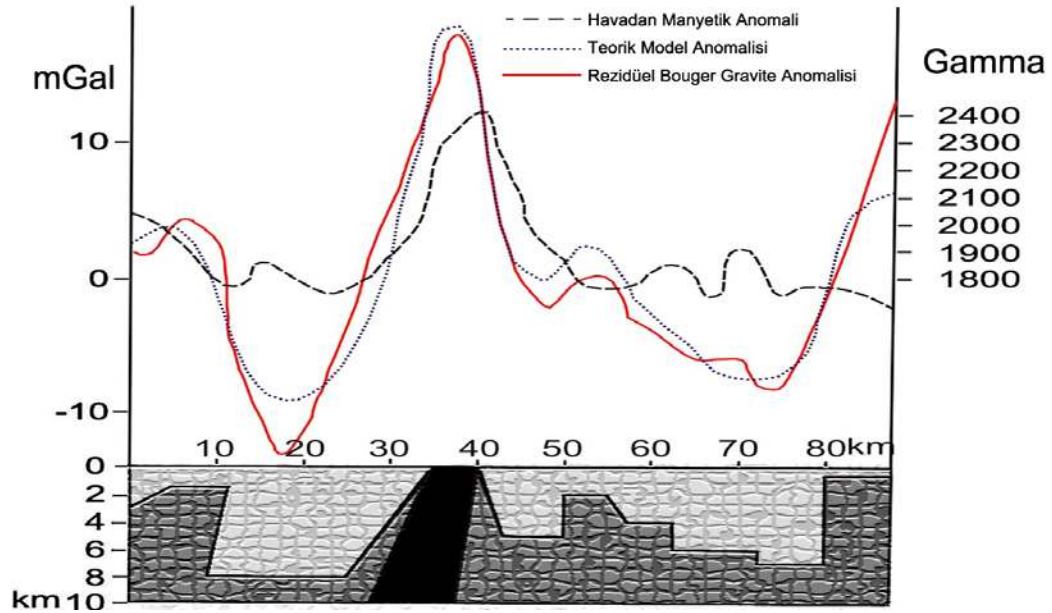


Şekil 6.3 a) Havadan manyetik haritası, b) Rezidüel Bouguer gravite haritası M. Ergün (kişisel iletişim, 16 Ocak 2013).



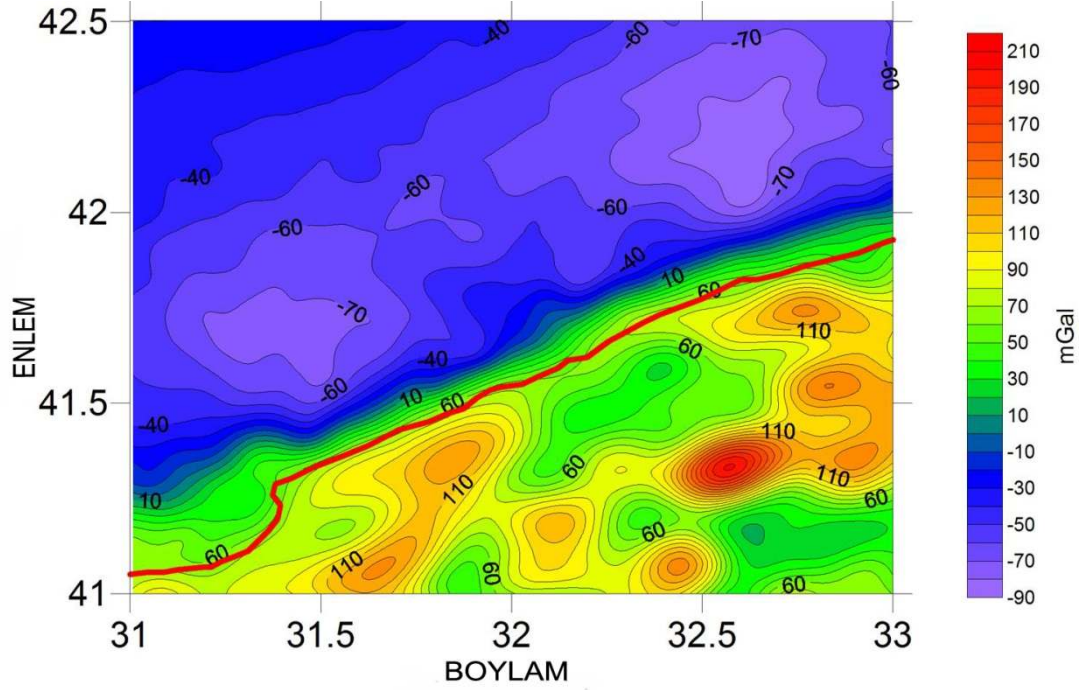
Şekil 6.4 a) Havadan manyetik haritası b) rezidüel Bouguer gravite haritası ve KB-GD doğrultulu kesit hattının gösterimi.

Bölgeye ait haritalar üzerinden KB-GD doğrultulu kesit anomalileri teorik model anomisiyle maksimum uyum göstermesi için yinelemeli modelleme tekniğiyle modellenmiştir (Şekil 6.5). Zonguldak havadan manyetik haritasının orta kısmında yüksek genlikli izole bir kapanım görülmektedir. Olasılıklar bir volkanik yükselim ya da intrüzyon oluşumu olabilir. Aynı izole kapanım belirgin bir biçimde rezidüel Bouguer anomali haritasında da görülmektedir. Bu izole kapanımı dik kesecek şekilde bir kesit alınarak , anomalinin modellenmesiyle dayk şekilli bir volkanik yükselim görülmektedir.



Şekil 6.5 Havadan manyetik ve rezidüel Bouguer gravite anomalilerinin modellenmesi M. Ergün (kişisel iletişim, 16 Ocak 2013).

Normal kara-deniz geçişlerinde Bouguer gravite (serbest-hava da) haritasının 0 (sıfır) konturu kıyı çizgisini takip etmelidir. Fakat Zonguldak bölgesinde bu hat oldukça karanın içlerine atılmıştır. Bu durumun diğer bir göstergesi de serbest-hava anomalisinde de sıfır konturu tersine denize doğru kaymıştır. Bu durumu yeni-tetisin kapanması sırasında geçirdiği tektonik olaylarla, mağmatizmayla ve volkanizmayla ilişkilendirebiliriz. Bunun anlamı da bu bölgede okyanusal kabuğun kalıntılarının var olmasıdır (Şekil 6.6).

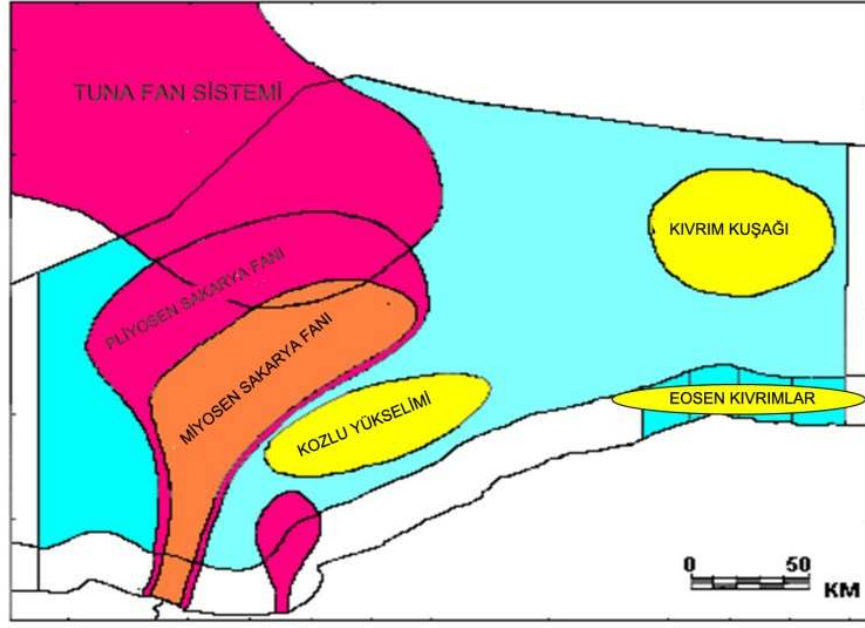


Şekil 6.6 Zonguldak bölgesi karasal ve denizel alanı kapsayan serbest hava gravite haritası, kırmızı hat topografik kara-deniz sınırını göstermektedir M. Ergün (kişisel iletişim, 16 Ocak 2013).

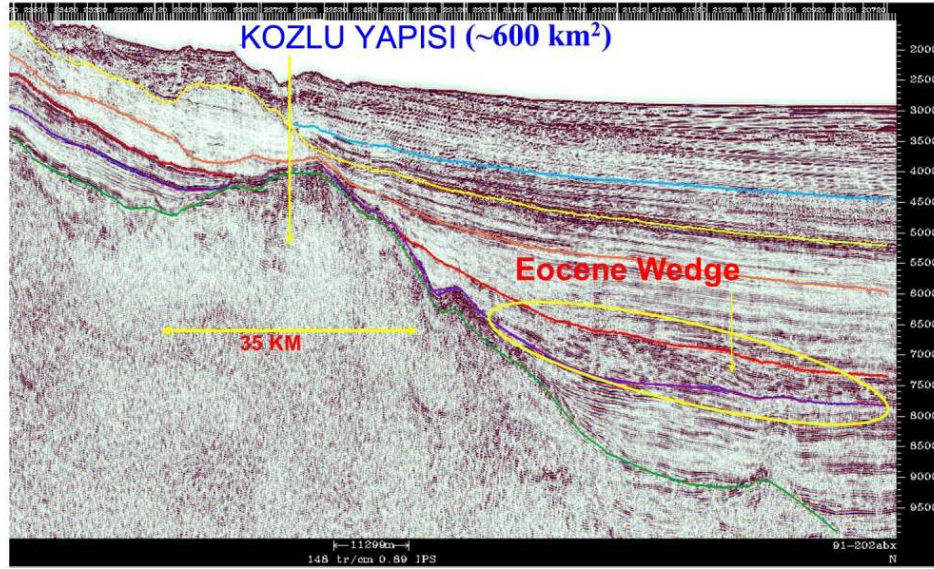
6.2 Kozlu Yükselimi

Kozlu yükselimi Batı Karadeniz havzası içinde Zonguldak açıklarında yer alan yüksek manyetik anomali veren muhtemelen karadaki manyetik sokulumlarla ilişkili bir yapıdır. Havzanın geneline bakıldığında Sakarya ve Tuna fan sistemleri orta basende kesişmektedir. Doğuda ise eosen yaşlı kıvrımlar dikkat çekmektedir. Kozlu yükselimi ise Sakarya fanının doğusunda kratese yaşlı bir blok olarak ortaya çıkmaktadır (Şekil 6.7).

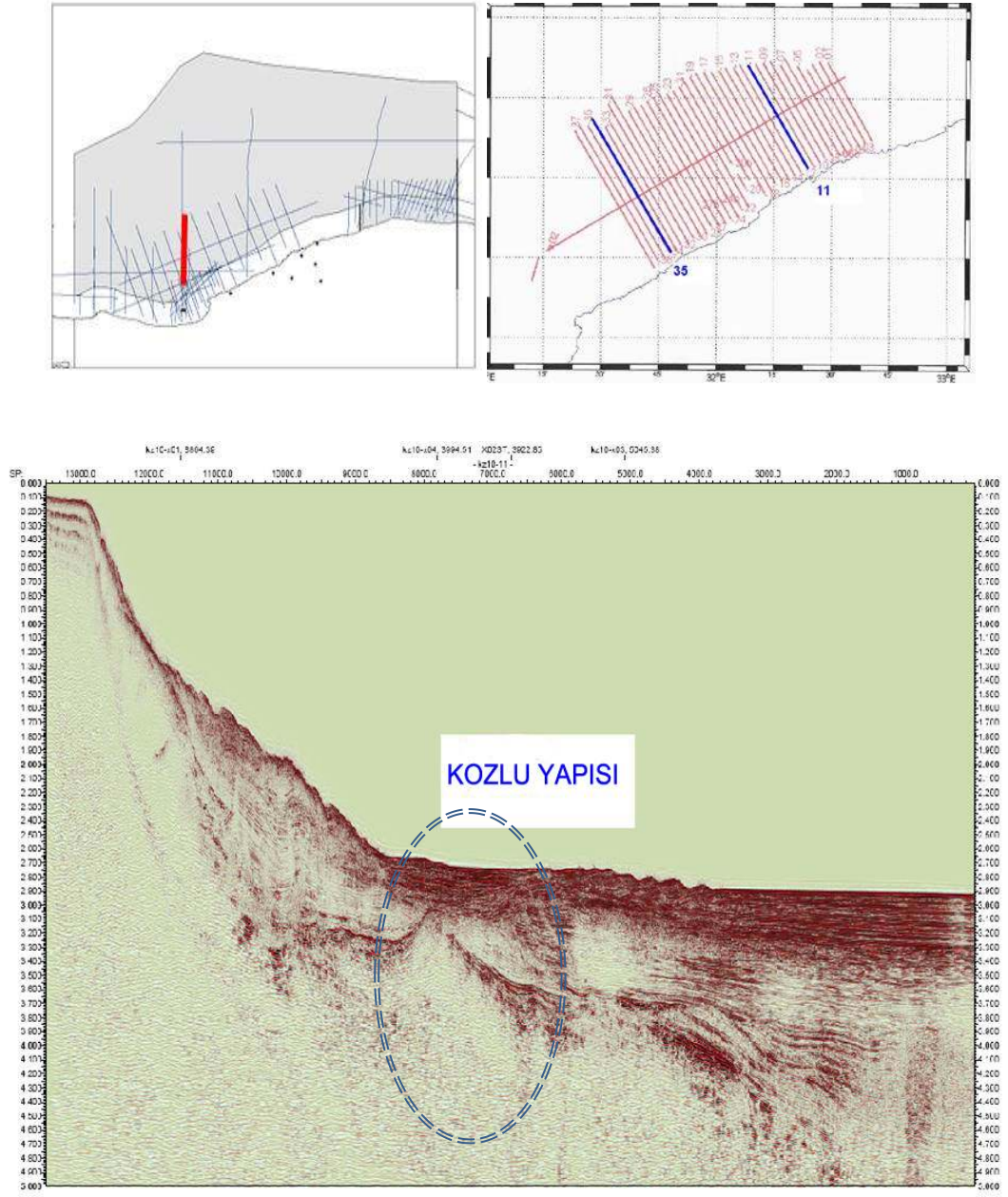
Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojileri Enstitüsü'nden Seislab ekibi tarafından K. Piri Reis gemisiyle toplanan verilerden yine aynı ekip tarafından işlenerek yorumlanabilir hale getirilmiş sismik kesitler de yapı oldukça net görülmektedir (Şekil 6.8, 6.9, 6.10). Yapının saydam bir görüntüye sahip olması masif bir yapı olduğunu, içsel yansımalar ve tabakalanmalar içermediğini yani volkanik bir yapıda olduğunu gösterir.



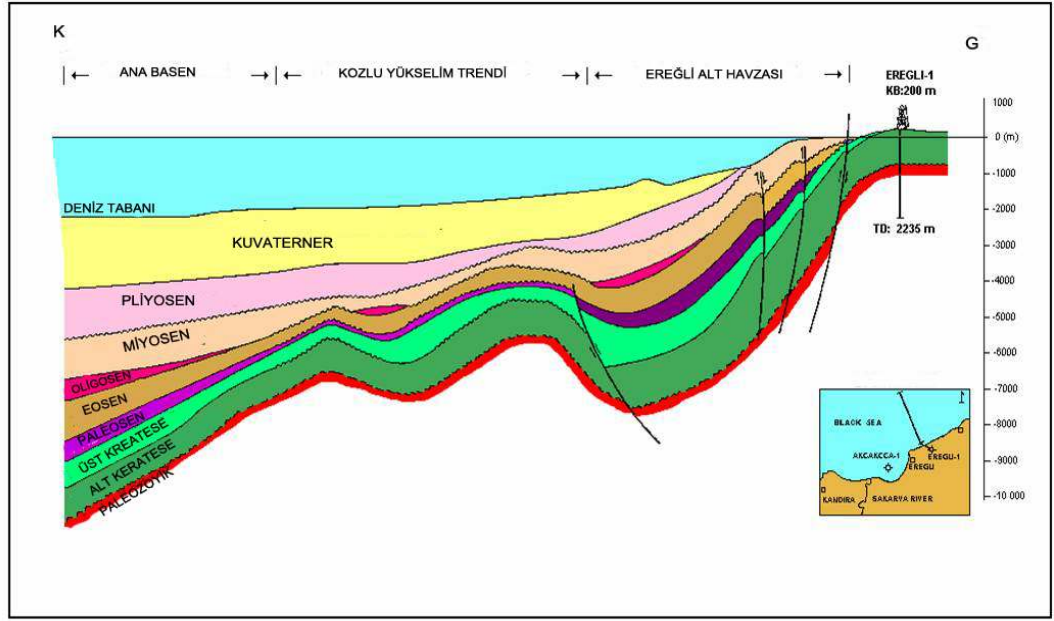
Şekil 6.7 Kozlu yükseliminin şematik gösterimi (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 2007).



Şekil 6.8 Kozlu yükselimi ve sismik kesiti (Dondurur ve diğer., 2008).



Şekil 6.9 Çalışma alanını ve hatların konumlarını gösteren harita, ve Profil 11 hattında kozlu yükseliminin görüldüğü sismik zaman kesiti (Dondurur ve diğer., 2008).



Şekil 6.10 Kozlu yükseliminin jeolojik modeli (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 2007).

6.3 Devrek Baseni ve Kozlu Yükselimi Üzerine Görüşler

Karada Devrek Baseni olarak adlandırılan manyetik sokulum hem serbest hava manyetik hem de rezidüel Bouguer gravite haritalarında oldukça net bir şekilde görülmektedir. Bu yüksek anomali veren yapının Pontidler içinde farklılaşmasını tek başına yorumlamak rastlantısal olduğunu varsaymak olurdu. Ayrıca deniz manyetik verileri üzerinde alınan 29 boylamı doğrultusundaki kesit incelendiğinde (ki boylam yaklaşık olarak Kozlu yükseliminin üzerinden geçmektedir) kuzeye doğru giderken genel trendin aksine bir artış anomaliği görülmektedir. Bu anomali sismik kayıtlarda oldukça net görünen kozlu yapısı ile ilişkilendirilebilir.

Devrek basenini kapsayan havadan manyetik ve rezidüel Bouguer gravite haritalarında izole bir kapanım olarak kendini gösteren magmatik sokulumu dik kesen (üzerinde kesitler alınan) doğrultu denizel alana doğru uzatılırsa yine yaklaşık olarak Kozlu yapısı üzerinden geçtiği görülmektedir.

Kozlu yapısı sismik kesitlerde net olarak görüldüğü üzere düşey yönde bir yükselim olarak kendini göstermektedir, bununla birlikte Devrek Baseninin modeli de dayk şekilli bir yükselim olarak görünmektedir.

Bu bilgiler ışığında aynı doğrultu üzerinde var olan, yüksek manyetik anomali veren, biçimsel olarak düşey yönde yükselim gösteren bu iki yapıyı birbiriyle ilişkilendirmek mümkündür.

Sonuç olarak denizel alan içerisinde yer alan Kozlu Yükseliminin manyetik anomalisi büyük olasılıkla Küre-Sinop magmatik kuşağının kıyı ötesi uzantısıdır.

BÖLÜM YEDİ

SONUÇLAR

Dünya'nın en büyük iç denizlerinden biri olan, oşinografik ve jeolojik açıdan aynı zamanda sahip olduğu ekonomik kaynakları bakımından da birçok araştırmacının ilgisini çeken Karadeniz karasal ve denizel alanda birçok yer altı araştırmasına ev sahipliği yapmıştır. Bu çalışma kapsamında, Batı Karadeniz havzası ve Pontid dağ kuşağı arasındaki ilişkiler ortaya konmaya çalışılmıştır.

Bouguer gravite haritası Batı ve Doğu Karadeniz havzalarında kalın sediment birikimine karşın büyük (150-160 mgal) anomaliler göstermektedir. İzostatik olarak dengelenmiş okyanuslara göre 100miligal daha düşük gravite değeri ile Karadeniz, genel olarak aşırı karşılanmıştır ve çok kalın sedimentler örtü (12 km'den fazla) ile Karadeniz çöküntüsü gerçekte batmaktadır.

Karadeniz'in manyetik haritası derin sularda yoktur fakat Doğu Karadeniz'de GD-KB yönlü uzanan pozitif bir yapı vardır. Fakat tüm Türkiye boyunca küçük dalga boylu anomaliler mevcuttur. Kafkaslara ve Türkiye'ye bitişik havzaları, kıyısal bölgeleri, mahalli manyetik kıyıdaki Alpin yapıları ile uyumlu olan gidişlere sahiptirler.

Kozlu yükseliminin manyetik anomalisi çok büyük bir olasılıkla Küre-Sinop magmatik kuşağın kıyı ötesi uzantısıdır. Bu magmatik kütlelerde ve Kozlu yapısında derinlikler 5-7 km aralığındadır. Karada Zonguldak bölgesinde Zonguldak'ın hemen güneyinde GGB-KKD uzanımlı manyetik anomaliler vardır ve bunların derinlikleri 3-4 km civarındadır.

KAYNAKLAR

- Andrusov, N. I., (1893). Einige resultate der tiefseeuntersuchungen im schwarzen meere, *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien*, 54, 1-25.
- Aral, I., Okay, A.M., Şengör, C. ve Görür, N., (1989). Karadeniz'in açılması ve bunun çevre bölgeler üzerine etkisi. *Jeofizik Dergisi*, 9(10), 83-89.
- Aral, I., Okay, A.M., Şengör, C. ve Görür, N., (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267-270.
- Balavadze, B. K., Tvaltradze, Y. K., Shengelaya, Y. S., Sikharulidze, D. I. ve Kartrelishvili, K. M., (1966). Geophysical investigations of the earth's crust and upper mantle of the Caucasus. *Geotektonika*, 3,30-40.
- Belousov, V.V., Volvovsky, B.S., Arkhipov, I.V., Buryanova, B.V., Evsyukov, Y.D., Goncharov, V.P., ve diğer., (1988). Structure and evolution of the earth's crust and upper mantle of the Black Sea. *Bollettino Geofisica Theory Application* 30 (117-118), 109-196.
- Boccaletti, M., Gocev, P., ve Manetti, P. (1974). Mesozoic isopic zones in the Black sea region. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, 93,547.
- Chekunov, A.V., Starostenko, V.I., Kozlenko, V.G. ve Koyfman, L.I. (1992). Contemporary views on geologic structure and evolution of the Black Sea basin. Problems of the Black Sea. *Oceanographic Commission, Sevastopol*, 197– 208.
- Dondurur, D. (2005). *Doğu Karadeniz'de gaza doymuş tortullar ve bunların sismik ve sonar verileri ile araştırılması*. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir

Dondurur, D., Çifçi, G. ve Ergün, M., (2008). Karadeniz sedimantasyonu ve Akdeniz su değişimi arasındaki karşılıklı etkileşim (Boğaz ve Sakarya Nehri çıkışları laboratuvarı), Tuna deltası abisal düzlüğü ve Boğaz civarı sedimantasyonu arasındaki bağlantı, sediman duraylılığı ve hareket yolları, Karadeniz pliyosen kuvaterner masif taban kaymaları ve kıyısız insan aktiviteleri arasındaki bağlantı, *TUBITAK Projesi*, Proje Kodu: 108Y110.

Ergün, M., Dondurur, D. ve Çifçi, G., (2002). Acoustic evidence for shallow gas accumulations in the sediments of the Eastern Black Sea. *Terra Nova*, 14, 313–320, 2002

Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M. ve Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bolletino Di Geofisica Teorika Ed Applicata*, 30, 197–324.

Goncharov, V.P., Neprochnov, Yu.P. ve Neprochnova, A.F. (1972). Floor relief and deep structure of the Black Sea depression. *Nauka, Moscow*, 157.

Görür, N. (1988). Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics* 147, 247-262.

İvanov. M.K. ve Woodside. J.M. (1996). The Mediterranean ridge and related mud diapirism. *Marine Geology*, 132, 7–19.

Kazmin, V. (1997). Mesozoic to cenozoic history of the back-arc basins in the Black Sea-Caucasus region. *Geological Society, London, Special Publications*, 260, 179-200.

Konerding, P. (2008). Quaternary tectonics and seismic stratigraphy of the Western Black Sea shelf. *Marine Geology*, 199, 6–13.

- Le Pichon, X., Bergerat, F. ve Roulet, M.J., (1986). Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation-a new analysis. *GSA Special Papers*, 218, 111-132.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L., ve diğeri., (1977). The Black Sea: A marginal basin; geophysical and geological data. In *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins*, 363-376.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. British Library : Cambridge University Press.
- Madariaga, R. ve Delescluse, M., (2007). *Cours de sismologie L3*. 14 Eylül 2012, [http :// www. Geologie.ens.fr/~madariag/Exposes.html](http://www.Geologie.ens.fr/~madariag/Exposes.html)
- Meredith, D.J. ve Egan, S.S. (2002). The geological and geodynamic evolution of the eastern Black Sea basin: insights from 2-D and 3-D tectonic modeling, *Tectonophysics*, 350, 157-179.
- Milanovskiy, Y. Y., (1967). Problema prioskhozhdeniya Chernomorskoy vpakiny iyeye mesto v strukture al'piyskogo poyasa, Vest Moskov University Geology English translation (1967), Problem of origin of Black Sea depression and its position in structure of the Alpine belt. *International Geology Review*, 36, 42-55.
- Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, (1963). *Karadeniz manyetik haritası*. Seyir Hidrografi Ve Oşinografi Dairesi, Ankara.
- Nadirov, R.S., Bagirov, E., Tagiyev M. ve Lerche, I., (1997). Flexural plate subsidence, sedimentation rates, and structural development of the super-deep south Caspian basin. *Marine and Geology*, 14, 383-400.

- Neprochnov, Y.P. ve Ross, D.A. (1978). Black Sea geophysical framework, in initial reports of the deep sea drilling project 42. *Supko*, 1043–1055.
- Neprochnov, Y.R, Neprochnova, A.E ve Mirlin, Y.G. (1974). Deep structure of the Black Sea basin. In: D.A. Ross ve E.T. Egens (Editors), *The Black Sea – Geology, Chemistry and Biology. American Association Petrol Geology*, 20, 35-49.
- Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. ve Brunet, M. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and neogene–quaternary rapid subsidence modeling. *Sedimentary Geology* 156, 149–168.
- Okay, A.İ. ve Şahintürk, Ö. (1997). Geology of the eastern Pontides, in: Robinson, A.G. (ed.), *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 68, 19-38.
- Okay, A.İ., Tüysüz, O., Satır, M., Altiner, S.Ö., Altiner, D., Sherlock, S., Eren, R.H., (2006). Cretaceous and Triassic subduction-accretion, high-pressure–low-temperature metamorphism, and continental growth in the Central Pontides, Turkey. *Geological Society of America*, 118, 1247-1269
- Pişkin, V., (2006). *Zonguldak-Kozlu kıyı ötesi sahasının sığ sismik verilerinin değerlendirilmesi*. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Rangin, C., Bader, A.G., Pascal, G., Ecevitoglu, B. ve Görür, N. (2002). Deep structure of the mid Black Sea high (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS Cruise). *Marine Geology*, 182, 265-278.
- Reilinger, R., McClusky, Oral, B., King, R., Barka, A.A., Kinik, I., ve diğer., (1997). Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia palte collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102, 9983-9999.

- Rizhikova, S. ve Petkov, I., (1975). Group velocity dispersion and the Black Sea crust Structure. *Verrof Zentrifüie Instutie Physic Erde*, 31,383-390.
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J., ve Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*,13, 195-223.
- Robinson, A.G., Spadini, G., Cloetingh, S. ve Rudat, J. (1995). Stratigraphic evolution of the Black Sea: Inferences from basin modeling. *Marine and Petroleum Geology*, 12,821-835.
- Ross, D.A. (1974). *Summary of results of Black Sea drilling, initial reports of the deep sea drilling project*. Washington: Government Printing Office.
- Ross. D.A (1977). The ocean basins and margins, The Black Sea and the sea of Azov. *The Ocean Basins and Margins*, 1977, 445-481.
- Sari, C., ve Ergün, M., (2003). Gravity modeling of the Black Sea basin. *EGS-AGU-EUG Joint Assembly 1*, Viyana.
- Sayıl, N. (1998). *Karadeniz'in kabuk yapısının incelenmesi*. Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon
- Spadini, G., Robinson, A.G. ve Cloetingh, S.A.P.L. (1996). Western versus eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation. *Tectonophysics*, 266, 139-154
- Starostenko, V., Dolmaz, M.N., Kutas, R.I., Rusakov, O.M., Öksüm, E., Tütünsatar, H.E., ve diğer., (2014). Thermal structure of the crust in the Black Sea: comparative analysis of magnetic and heat flow data. *Marine Geophysic Research*, 35, 4, 345-359.

- Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Stephenson, R., Nikishin, A., ve diğer., (2004). Topography of the crust–mantle boundary beneath the Black Sea basin. *Tectonophysics* 381, 211 –233.
- Tarı, E., Sahin, M., Barka, A., Reilinger, R., King, R.W., McClusky, S., ve diğer.,(2000). Active tectonics of the Black Sea with GPS. *Earth Planets Space*, 52, 747–751.
- Tokat, G.B. (2012). *Doğu Karadeniz bölgesi denizel alanında yapılan akustik çalışmalar*. Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon
- Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (2007). *Western Black Sea farm-out report*. TPAO Araştırma Departmanı, Ankara.
- Tsagareli, A. L., (1974). Geology of Western Caucasus, içinde: “The Black Sea geology, chemistry, and biology”. *American Association Petrol Geology*, 36, 103-108.
- Tugolesov, T.A., Gorshkov, A.S., Meisner, L.B., Solov’ev, V.V. ve Khakhalev, E.M. (1985). Tectonics of the meso-cenozoic deposits of the black sea basin. *A Digest of Russian literature on Petroleum Geology*, 29, 198-202.
- Türkoğlu, F. (2002). *Doğu Karadeniz kıyı yamacı sonar ve sismik verilerinin incelenmesi*. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir
- Woodside, J. M. (1976). Regional vertical tectonics in the eastern Mediterranean sea. *Geophysics J. R. Astr. Soc.*, 47, 439-514.
- Zonenshain, L.P., Kuzmin, M. ve Natapov, L.(1990). Geology of the USSR: a plate tectonic synthesis. *American Geophysical Union, Geodynamics Series*, 21, 242.