

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ÇANDARLI KÖRFEZİ'NİN SİSMİK
STRATİGRAFİSİ VE SEDİMAN TAŞINIMIYLA
OLAN İLİŞKİSİ

Cabir ALKAN

Ağustos, 2012

İZMİR

**ÇANDARLI KÖRFEZİ'NİN SİSMİK
STRATİGRAFİSİ VE SEDİMAN TAŞINIMIYLA
OLAN İLİŞKİSİ**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü,
Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim Dalı**

Cabir ALKAN

**Ağustos, 2012
İZMİR**

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

CABİR ALKAN tarafından PROF. DR. F. ERDENİZ ÖZEL yönetiminde hazırlanan “ÇANDARLI KÖRFEZİ’NİN SİSMİK STRATİGRAFİSİ VE SEDİMAN TAŞINIMIYLA OLAN İLİŞKİSİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



Prof.Dr. F. Erdeniz ÖZEL

Danışman



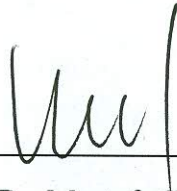
Prof. Dr. Günay ÇİFTÇİ

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Sacit ÖZER

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

**ÇANDARLI KÖRFEZİ'NİN SİSMİK
STRATİGRAFİSİ VE SEDİMAN TAŞINIMIYLA
OLAN İLİŞKİSİ**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü,
Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim Dalı**

Cabir ALKAN

**Ağustos, 2012
İZMİR**

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans tez çalışmamda değerli yorum ve önerileri ile katkıda bulunan danışmanım Prof.Dr. F. Erdeniz ÖZEL ve yardımlarını esirgemeyen Arş. Gör. Özde BAKAK'a,

Tez çalışması süresince izlenmesi gereken plan, program ve diğer stratejiler konusunda deneyim ve tecrübelerin'den yararlandığım değerli hocam Dr. Mustafa EFTELİOĞLU ve Deniz Bilimleri Enstitüsü ve Teknolojisi çalışanlarına,

Çalışma alanıma ait verilerin kullanımına olanak sağlayan Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Arama Dairesi Başkanlığı'na, yaşamım süresince desteğini eksik etmeyen Siemens enerji grubu personeli Mak.Müh. Yüksel CHAUSH'a teşekkür ederim.

Cabir ALKAN

ÇANDARLI KÖRFEZİ'NİN SİSMİK STRATİGRAFİSİ VE SEDİMAN TAŞINIMIYLA OLAN İLİŞKİSİ

ÖZ

Türkiye'nin batı kısmı ve çevresi, yaygın sismik ve volkanik aktiviteler, yüksek ısı akısı, gravite ve manyetik alanların değişimi gibi kritik jeolojik ve jeofizik açıdan karakterize edilebilecek hızla bozulan kıtasal alanlardır. İzmir Çandarlı çevresindeki Alt Miyosen yapılar K-KD yönelim fayları ile karakterize edilebilir. Bu faylar; Geç Miyosen uzanımı sonucu oluşan B-KB fay sistemi tarafından baskın olarak ortogonal kesilirler. Bölgenin en göze çarpan morfolojik ve yapısal özelliği, graben sınırlarında tanımlanan normal D-B ve K-G uzanımlı eğim bileşenleri olan faylarıdır. Bu yapı sadece K-G açılma tektoniği ile ilgili Çandarlı grabeninin gelişimi sonucunda olmayıp Anadolu tabakasının batı yönündeki hareketinden de etkilenmiştir. Volkanik çağdan sonra, Çandarlı baseni D-B baskısı altında K-G uzanımı yönünde bozulmaya başlamıştır. Bu bozulma, önemli sismik aktiviteye sahip olan KD-GB, KB-GD faylarını oluşturmuştur.

Bölgeye dökülen önemli akarsular Bakırçay, Madra, Gediz deltalarını oluşturmuş ve bu deltaların oluşturduğu yapılar, özellikle delta önü ilerlemeleri ve çökelim açısından farklılıklar göstermiştir. Deltaların, yoğun sediman taşınımı nedeni ile deniz seviyesindeki alçalmalar ve yükselmeler sonucu kıyı şeridinde transgresyon ve regresyon hareketleri gözlenmiştir. Ayrıca bölgede daha önceden açılan arama kuyusu bilgileri, kronostatigrafi açısından önem taşımaktadır. Çok kanallı sismik veriler incelenerek, Çandarlı Körfezi ve çevresinin sismik stratigrafisi ve sediman taşınımı araştırılmıştır.

Anahtar sözcükler: Çandarlı Körfezi, graben, sismik stratigrafi, Bakırçay nehri

SEISMIC STRATIGRAPHY AND SEDIMENT TRANSPORTATION OF ÇANDARLI BAY

ABSTRACT

The western part of Turkey and its surrounding provinces are one of the most rapidly deforming continental areas as characterized by significant geophysical and geological features, such as wide spread seismic and volcanic activities, high heat flow in tense faulting and folding fast spatial variations of the gravity and magnetic fields. The pre-Miocene tectonic framework of the area around Izmir-Çandarlı can be characterized by the N-NE trending faults. These faults are cut off orthogonally by a predominantly west-north west fault system resulted from the late Miocene extension. The most prominent structural and morphological features of there are E-W trending normal faults where they are defined as the graben boundaries. It was affected not only by the development of the Çandarlı graben related with the N-S opening tectonics but also by the west ward movement of the Anatolian Plate. After the volcanic episode, Çandarlı basin region began to be deformed under the E-W compression along with the N-S extension. During this deformation, NE-SW and NW-SE faults which are still active and have seismic risks, have been developed.

An important rivers flow to this region are Bakırçay, Madra, Gediz deltas and the depositional structure have formed by deltas, especially such as prodeltas that have been difference between structures. The regression and transgression actions have observed along the shoreline as a result of the increase and decrease of a sea level due to this delta is occurred very dense sediment accumulation. Furthermore, the informations from drilled well is important in terms of chronostratigraphy. Seismic stratigraphy of Çandarlı Bay and its surrounding area have been interpreted and its relation with sediment accumulation has been investigated by using multi-channel seismic data.

Keywords: Çandarlı Bay, graben, seismic stratigraphy, Bakırçay river

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZ SINAVI SONUÇ FORMU	i
TEŞEKKÜR	ii
ÖZ	iii
ABSTRACT	iv
BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....	1
1.1 Batı Anadolu'nun Neotektoniği	1
1.2 Çandarlı Körfezi ve Çevresinin Jeolojik Evrimi	8
1.3 Dikili-Çandarlı Jeolojisi	10
1.4 Çandarlı- Dikili Volkanolojisi.....	13
1.5 Çandarlı Körfezinin Jeotektoniği ve Fayları	17
BÖLÜM İKİ - ÇANDARLI KÖRFEZİ'NİN OŞİNOGRAFİSİ VE SEDİMAN TAŞIMI.....	23
2.1 Oşinografi ve Deniz Tabanı Morfolojisi	23
2.2 Nehirler ve Deltalar	25
2.2.1 Madra Nehri	25
2.2.2 Bakırçay Nehri	26
2.2.3 Gediz Nehri	27
2.2.4 Gediz Deltası	27
2.2.5 Bakırçay Deltası.....	28
2.2.6 Madra Deltası	28
2.3Tortul Taşımı ve Güncel Çökelim Alanları.....	28
2.4 Çandarlı Körfezi Depolama Alanlarında Etkili Olan Formasyonlar	37
2.4.1Karakaya Karmaşığı.....	37
2.4.2 Kınık Formasyonu ve Kozak Granitleri	38

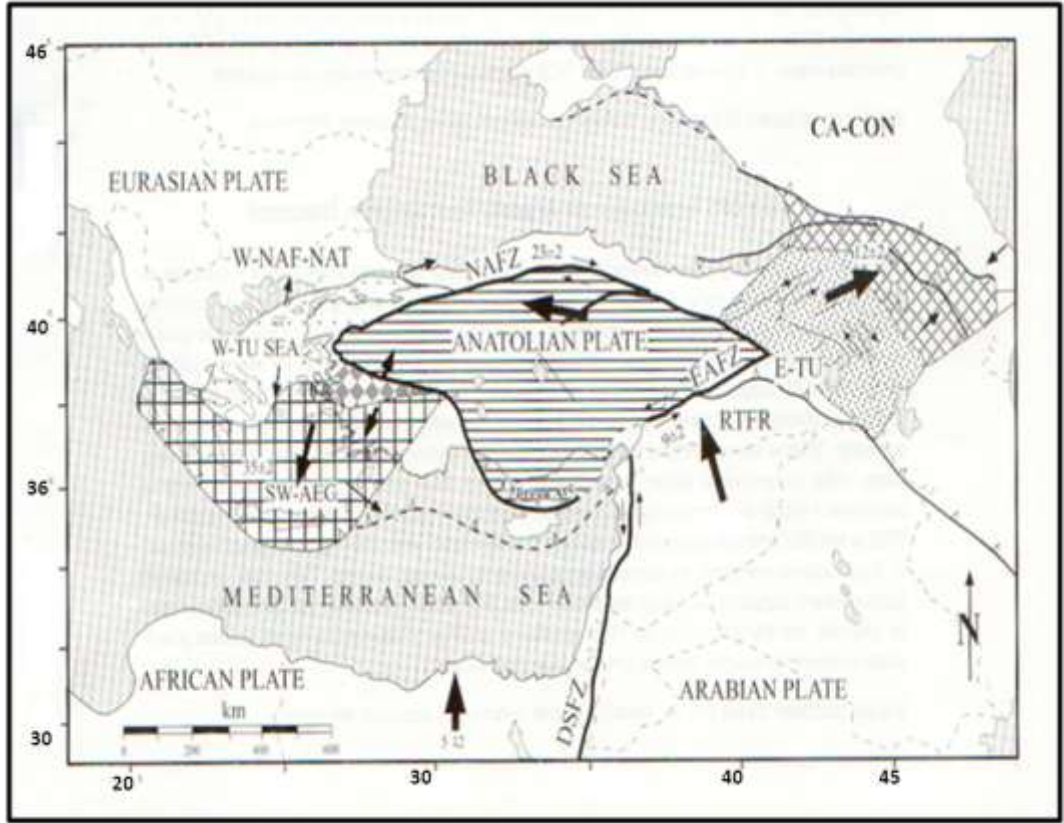
2.4.3 Küçükkuş Formasyonu.....	39
2.4.4 Yuntdağ Formasyonu.....	39
2.4.5 Yayaköy Formasyonu ve Bozköy Formasyonu.....	40
2.4.6 Ularca Formasyonu ve Dereköy Volkanitleri.....	42
BÖLÜM ÜÇ-SİSMİK STRATİGRAFI VE UYGULAMA ADIMLARI.....	43
3.1 Sismik Stratigrafi ve Uygulama Adımları.....	43
BÖLÜM DÖRT- VERİ TOPLAMA.....	49
4.1 Çalışmanın Amacı.....	49
4.2 Veri Toplama ve Analizleri.....	51
BÖLÜM BEŞ- SİĞ SİSMİK PROFİLLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ.....	57
5.1 Sığ Sismik Profillerin (3.5kHz Mühendislik Sismiği) Değerlendirilmesi	57
5.2 Çandarlı Baseni D-B Doğrultulu Sismik kesitlerin Yorumu.....	62
5.3 Çandarlı Baseni K-G Doğrultulu Sismik Kesitlerin Yorumu.....	75
5.4 Sismik Yansıma Paketlerinin Korelasyonu ve Sediman Kalınlık Haritası.....	86
BÖLÜM ALTI - SONUÇ VE ÖNERİLER	94
6.1 Sonuç ve Öneriler.....	94
KAYNAKLAR	99

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1 Batı Anadolu'nun Neotektoniği

Batı Anadolu ve Ege Denizi dünyanın en çok deprem deneyimine sahip alanı olup, uzun yıllardır araştırılmaktadır. Son otuz yılda kıtasal kabuğun deformasyonu; sıkıştırma-açılma (extrusion-escape) mekanizması ile dalma-batma ilişkileri önemli olup hem kinematik hem de dinamik açıdan karmaşık bir yapıya sahiptir (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 Anadolu, Ege ve Doğu Akdeniz bölgesinin genel tektonik konumu (McClusky ve diğer., 2000). (NAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, EAFZ: Güney Anadolu Fay Zonu)

Anadolu'nun içinde bulunduğu Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı; Afrika/Arabistan ve Hindistan Levhalarının kuzeye doğru hareketi ve Avrasya Levhası ile çarpışmaları sonucunda geniş bir deformasyon zonu ile birlikte oluşmuştur.

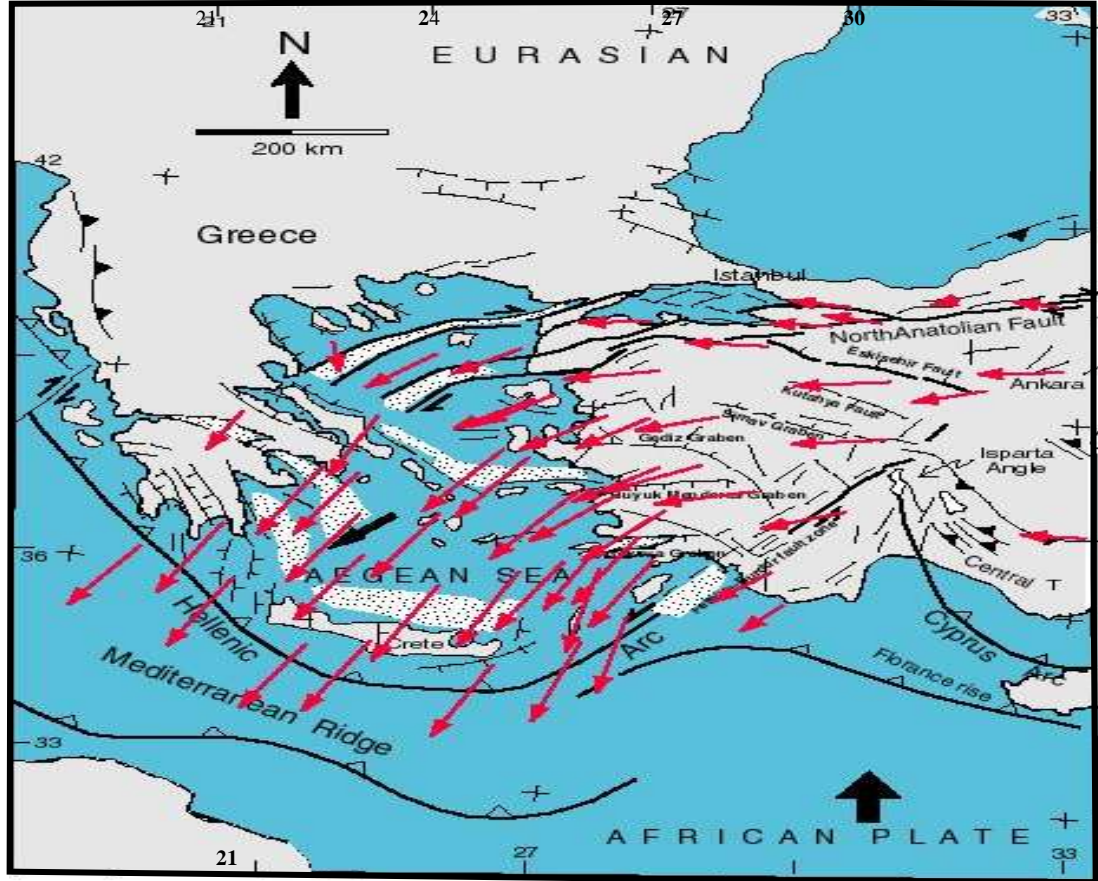
Doğu Akdeniz bölümünde Anadolu-Ege bloğu, saatin tersine rotasyonel bir hareketle Girit merkezli Helenik yayına doğru kaçmaktadır (Şekil 1.1 ve 1.2). Bu yanal kaçış hareketinin kuzey sınırını Kuzey Anadolu fayı, Güney sınırını doğuda Doğu Anadolu fayı, Güney Anadolu'da ise Kıbrıs ve Helenik yayları oluşturmaktadır. Kıbrıs ve Helenik yayları boyunca Afrika kıtasının kuzey kenarındaki okyanusal litosfer, Anadolu ve Ege'nin altına dalmaktadır. Isparta Dirseği bu iki yayın birleştiği alandadır (Şekil 1.1 ve 1.2) (Kissel ve diğer., 1993; Frizon ve diğer., 1995).

Güncel GPS (Global Positioning System: Küresel Konum Belirleme Sistemi) ölçümleri, Anadolu-Ege bloğunun rotasyonel hareketinin merkezinin yaklaşık Sinai yarımadasının hemen kuzeyinde yer aldığını ve bu hareketin Kuzey Anadolu fayı üzerinde yaklaşık 23 mm/yıl'lık bir hızı olduğunu göstermektedir (Oral, 1994). Ölçümler bu rotasyonel hareketin genel olarak rijit bir hareket olduğunu ve bu sebeple blok içi deformasyonun az olduğunu (%20-30) doğrulamaktadır. Bununla birlikte Batı Anadolu ve Ege Denizi içinde önemli miktarda iç deformasyon olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 1.2).

Güncel araştırmalar, Anadolu-Ege bloğunun saatin tersine rotasyonel hareketinin iki ana sebebi olduğunu göstermiştir. Birincisi, Doğu Anadolu'da Arabistan ve Avrasya levhalarının çarpışması ve bu sıkışma bölgesinden üçgen şeklinde kıtasal Anadolu bloğunun batıya kaçması, ikincisi ise; Helenik yayında batan okyanus kabuğunun ağırlığı sebebiyle arkın geriye yani güneye doğru geri çekilmesi sonucunda Batı Anadolu ve Ege Denizinde meydana gelen yaklaşık KKD-GGB gerilmesidir (genişleme). Bu yapıların gelişimi ile ilgili ayrıntılı jeolojik araştırmaların (Arpat ve Bingöl, 1969; Koçyiğit, 1984; Hancock ve Barka, 1987; Emre, 1996; Seyitoğlu ve Scott, 1991) yanısıra birçok tektonik ve sismo-tektonik modeller ortaya atılmış ve tartışılmıştır (McKenzie, 1978; Alptekin, 1973; Mercier ve diğer., 1987; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1987).

Dewey ve Şengör, (1979) Batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki K-G gerilmesinin Anadolu bloğunun Kuzey Anadolu fayı boyunca Batı Marmara'da meydana gelen

sıkışma sonucu, Batı Anadolu’da D-B sıkışma ve K-G gerilmesinden kaynaklandığı belirtilmiştir.



Şekil 1.2 Ege denizi ve çevresinin ana tektonik özellikleri ve GPS ölçümlerinden elde edilen hız vektörleri gösterilmektedir (Barka ve Reilinger, 1997).

Le Pichon ve Angelier (1981), McKenzie (1978), gerilmenin tamamen Helenik yaydaki dalma-batma ile ilgili olduğunu savunmuşlardır. Koçyiğit (1984), Batı Anadolu’da bu yapıların KB-GD, KD-GB, K-G ve D-B yönelimli dört ayrı genişleme yönünde eş yaşlı blok faylanma şeklinde geliştiğini ileri sürmüştür. Şengör ve diğer., (1985) ve Şengör ve diğer., (1987), bahsedilen KB-GD, KD-GB, GK-D ve D-B farklı doğrultudaki yapıları, “Çapraz Graben (cross-graben)” olarak yorumlamıştır.

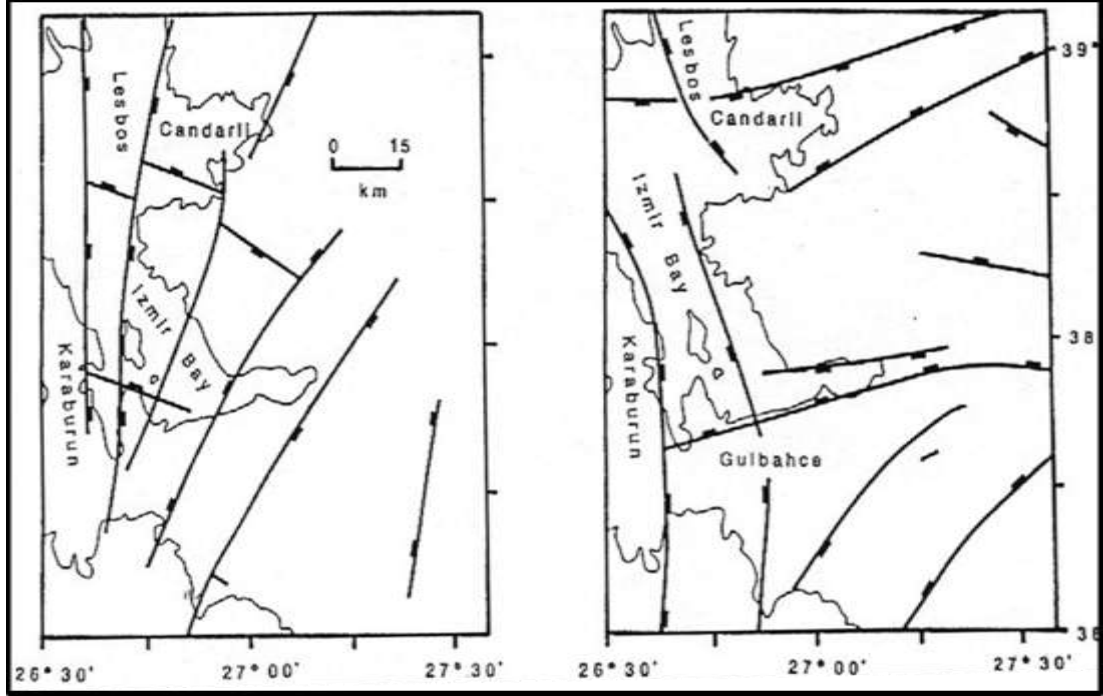
Bu modelde D-B ana grabenleri yüksek açılı veya dik yapıların grabenin tavan bloğunun parçalanması ile ilgili yapılar olduğu kabul edilmiştir. Taymaz ve diğer.,

(1991), Jackson (1995), kırık tahtalar modeli ile Ege Denizi'ndeki deformasyonu tanımlamaya çalışmışlarsa da bu modelin, Anadolu bloğunun rotasyonel hareketi öncesi deformasyonunu izah ettiği düşünülmektedir. Barka (1997) GPS ve neotektonik verileri göz önüne alarak Eskişehir fayı ve Fethiye-Burdur fayı ile sınırlı bir Batı Anadolu bloğu tanımlamışlardır. England ve diğer., (1985) kıtasal kabuğun hareketinin tamamen üst mantodaki viskoz malzemenin akmasına bağlı olarak hareket ettiğini ve deformasyonun yaygın yani fay zonlarına konsantre olmadığını savunmuşlardır. Buna karşılık Armijo ve diğer., (1997) tarafından hareketlerin daha çok sınır koşulları ile sağlandığını ve deformasyonun belli sınırlar veya faylar boyunca meydana geldiği görüşünü ortaya koymuşlardır. Bütün bu farklı görüşlerden anlaşılacağı gibi bölgedeki deformasyonla ilgili kinematik özellikler ve dinamik olaylar son derece karmaşıktır. İleri sürülen fikirlerin doğruluk payı olmasına rağmen problemler netlik kazanamamıştır.

Sonuç olarak Batı Anadolu ve Ege Denizi'nin aktif tektoniği; Anadolu'nun sağ yanal Kuzey Anadolu (KAFZ) ve sol yanal Doğu Anadolu (DAFZ) doğrultu atımlı fay zonları boyunca batıya kaçıışı, Yunanistan'ın batısındaki kıtasal kalınlaşmadan dolayı Anadolu'nun batıya kaçışının engellenmesi, Kuzey ve orta Ege bölgesinde doğu-batı sıkışmanın oluşması sonucunda Batı Anadolu'nun saatin tersi yönünde dönerek güneybatı yönünde Helen yayı üzerine hareket etmesi ile özetlenebilir (McKenzie, 1978; Dewey ve diğer., 1979; Le Pichon ve diğer., 1979; Şengör ve diğer., 1985; McKenzie ve diğer., 1991; Taymaz ve diğer., 1991; Barka ve diğer., 1997; McClusky ve diğer., 2000).

Batı Anadolu'da K-G gerilmenin yaşı uzun zamandır tartışılmaktadır. Seyitoğlu ve diğer., (1991) gerilme yaşının Oligosen sonu Miyosen başı olduğunu belirtmişlerdir. Buna karşılık Şengör ve diğer., (1987) ve Yılmaz (1997) bu dönemde sıkışmanın hala devam ettiğini ancak bu dönemde oluşan basenlerin gerilme ile değil sıkışma rejimi içerisinde meydana geldiğini savunmuşlardır. Esas gerilme rejiminin orta Miyosen'den itibaren düşük hızda oluştuğunu ve bu hızın Pliyosende arttığını kabul etmişlerdir (Şekil 1.3). Batı Anadolu ve Ege Denizindeki yaklaşık K-G gerilmenin hızı konusunda da farklı görüşler vardır. Taymaz ve diğer., (1991) bu

hızın 6 cm/yıl olabileceğini, Ege Denizi'nin son birkaç milyon yılda %50 gerildiğini ancak güncel GPS verilerine göre gerilme miktarının 15 mm/yıl olduğu belirtilmiştir.

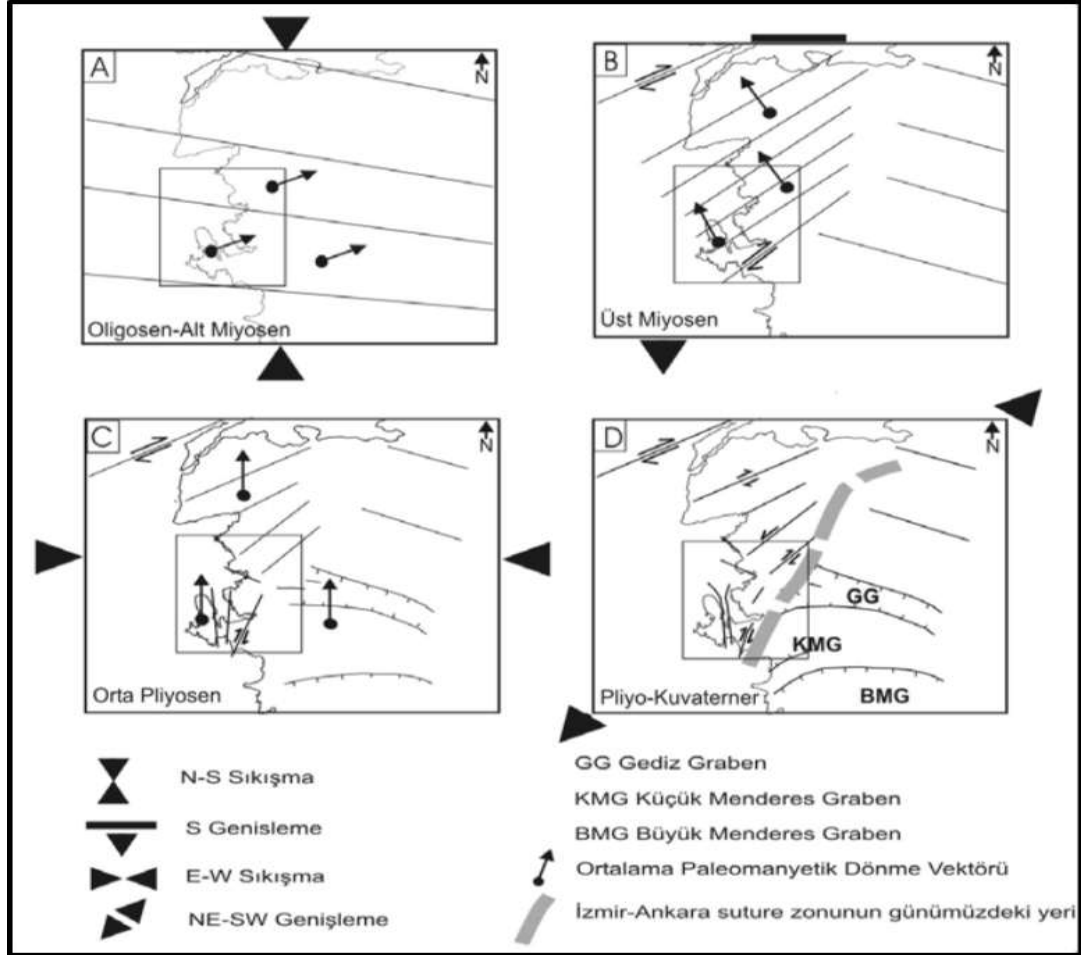


Şekil 1.3 Miyosen öncesi (soldaki) Miyosen sonrası (sağdaki) Karaburun-Çandarlı-İzmir bölgesindeki tektonik hatlar (Kaya, 1981; Aksu ve diğer., 1990).

Batı Anadolu'da Karaburun ve Çandarlı bölgesinin Paleomanyetik mevkilerin ortalama değerleri hesaplandığında, hem Karaburun bloğunun hem de İzmir-Foça bloğunun Oligosen-Alt Miyosen boyunca saat yönünde (CW-Clockwise) döndüğü bulunmuştur. Karaburun bloğunda ortalama 460 CW, İzmir-Foça bloğunda ise ortalama 340 CW dönmelerin olduğu belirlenmiştir.

Karaburun yarımadasında daha önce yapılan çalışmalar sonucunda (Kissel ve diğer., 1988; Westaway, 1990), Batı Anadolu'da elde edilen dönme yönlerinden farklı bir davranış göstermediği görülmüştür. Erken Miyosen yaşlı paleomanyetik mevkilerden elde edilen saat yönünde dönmeler Batı Anadolu'nun tamamında görülmektedir (Şekil 1.4A). Daha önce bölgede yapılan çalışmalarda (Bingöl, 1976; İşseven, 2001) bu CW dönmelerini, Batı Anadolu'nun tüm Ege ve Yunanistan ile aynı tektonik rejim altında birlikte hareket etmesine bağlanmıştır. Geç Miyosen'deki saat yönünün tersine (CCW-Contour Clockwise) dönmeler ise (Şekil 1.4B), Batı

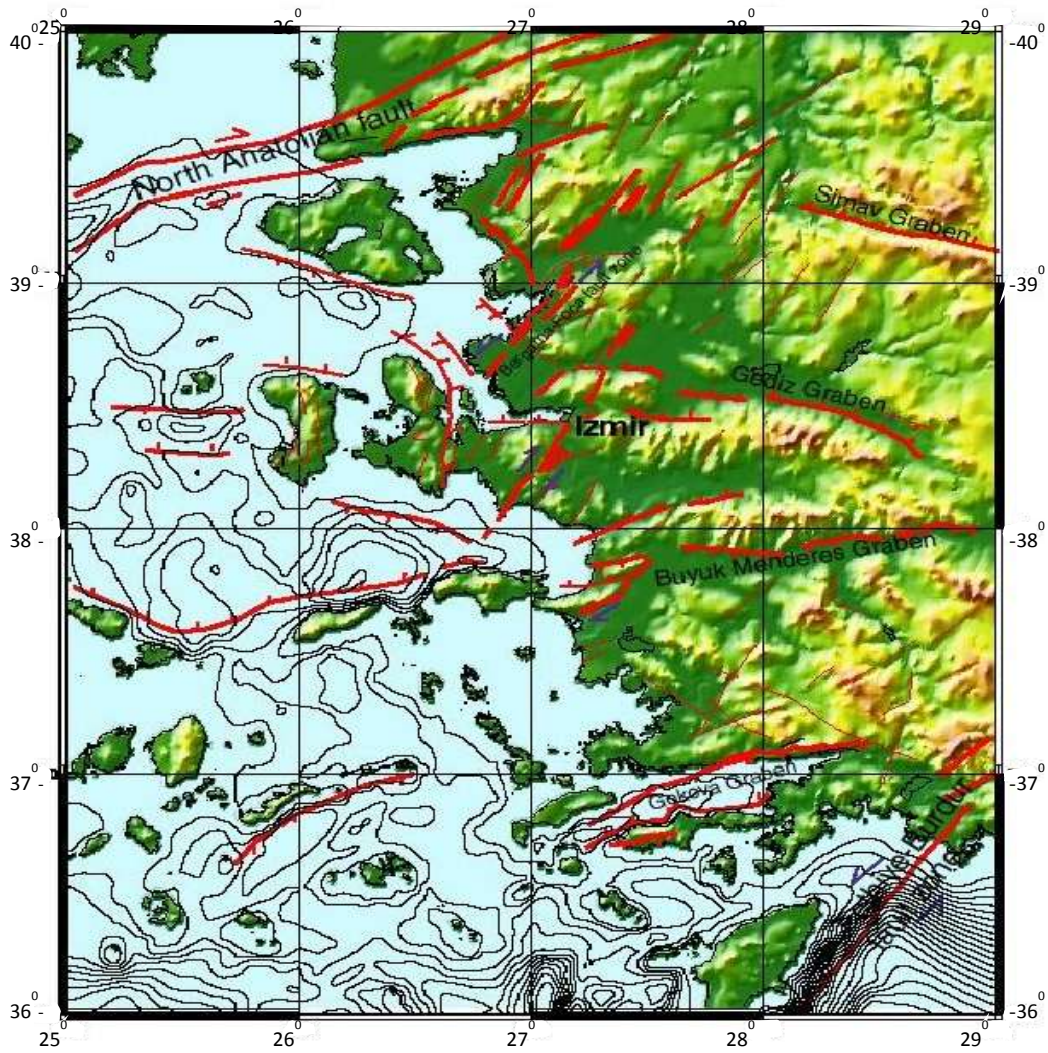
Anadolu ve Ege’de K-G sıkışma tektoniğinin bitip, K-G gerilme tektoniğinin başlangıcı olarak kabul edilmektedir (Yılmaz, 2000; İşseven, 2001).



Şekil 1.4 Çalışma alanı ve çevresindeki fayların oluşumu için düşünülen model. A) Oligosen-Alt Miyosen’de ki paleomanyetik dönme yönleri ve tektonik yapıların uzanımları, B) Üst Miyosen’de ki paleomanyetik dönme yönleri ve oluşan fayların uzanımları, C) Orta Pliyosen’deki paleomanyetik dönme yönleri ve oluşan tektonik yapılar, D) Pliyo-Kuvaternerde oluşan tektonik yapılar ve uzanımları (M.C. Tapırdamaz, 2005).

Batı Anadolu’daki tektonik yapıların oluşumunu Tapırdamaz (2005) basit bir model ile açıklamıştır (Şekil 1.4). Oligosen-Alt Miyosen döneminde paleomanyetik dönme yönleri KB yönlü olup, K-G sıkışma tektoniği altında D-B uzanımlı yapılar meydana gelmiştir. Üst Miyosen döneminde Kuzey yönünde sıkışma tektoniği durmuş ve Güney yönünde açılma tektoniği meydana gelmiştir. Bu etkiler altında tektonik yapılar KD-GB şeklinde oluşmuştur. Orta Pliyosen dönemine gelindiğinde

paleomanyetik dönme yönleri ve D-B doğrultusunda açılma tektoniği etkili olmuş ve bölgede önemli graben sınır faylarını oluşturmuştur. Pliyo-Kuvaterner döneminde KD-GB yönünde tekrardan açılma tektoniği ve Batı Anadolu'nun saatin tersi yönünde dönme hareketi ile beraber graben, tektonik yapılar ve uzanımlar günümüzde ki şeklini almıştır. Bu jeodinamik etkiler altında Batı Anadolu ve Ege Denizi'nin belirgin yapıları olan D-B gidişli grabenler olarak bilinir. Bu grabenlerden Kuzey'den Güney'e doğru Saroz, Edremit, Bakırçay, Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes ve Gökova grabenleridir.



Şekil 1.5 Batı Anadolu'daki grabenler ve Ege denizindeki aktif fay haritası. Bu harita Landsat, hava fotoğrafları ve eski çalışmalardan düzenlenmiştir (Şengör ve diğer., 1985; Westaway, 1990).

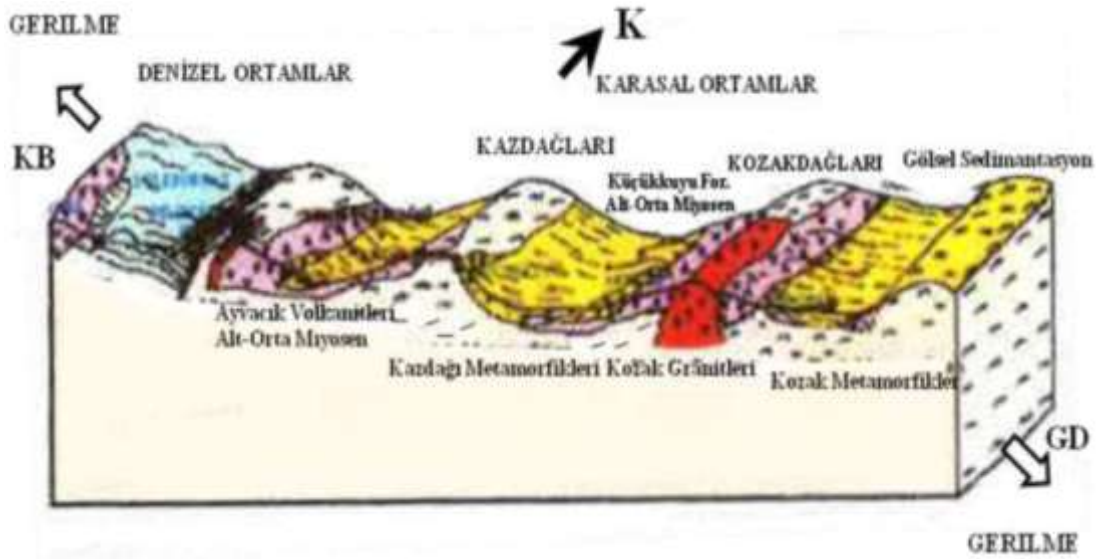
Aynı zamanda çalışma alanı olan Çandarlı körfezinin uzanımı Batı Anadolu'nun D-B gidişli (Şekil 1.5) grabenleri ile uyumsuzluk göstermektedir. Diğer bir açıdan Çandarlı körfezi ve çevresinin deniz ve kara alanlarında haritalanan aktif fay sistemleri ile diğer grabenlerin aktif fay sistemleri birbirine bağlıdır. Kuzey ve orta Ege'de Saroz ve Edremit körfezinde sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve kollarının etkileri görülürken (McKenzie, 1978; Taymaz ve diğer., 1991), güneyde Gökova grabeninde olduğu gibi daha çok Hellen yayına bağlı gerilme rejimi hakimdir (Le Pichon ve Angelier, 1979 ve 1981). Bu anlamda Çandarlı Körfezi orta Ege'de yer alan çalışma alanındaki faylanma türlerinin Batı Anadolu'nun Kuzey ve Güney jeodinamikleri arasında bir geçiş bölgesinde olduğu söylenebilir.

1.2 Çandarlı Körfezi ve Çevresinin Jeolojik Evrimi

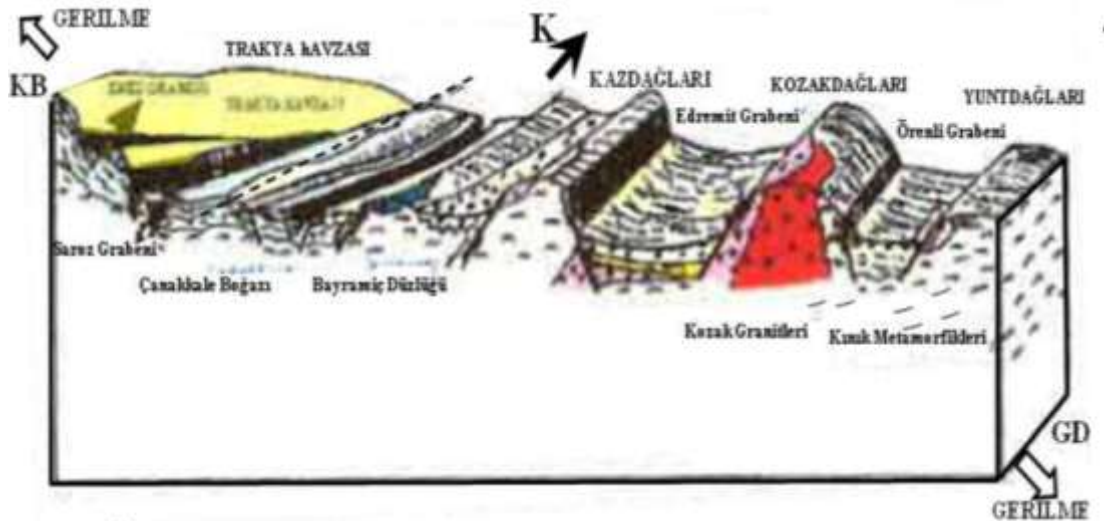
Erken Miyosen'in başlarında tüm Batı Anadolu, kuzeyde Trakya havzası ile hemen güneyinde yer alan denizel alan dışında Yunanistan anakarasına kadar uzanan sürekli kara şeklindedir. Erken-Orta Miyosen'de bu alanlarda akarsu ve gölsel çökeller gelişmiştir. Yine Genç Miyosenden itibaren gölsel çökelim bölgede hakimdir. Pliyosen'de Ege denizel ortamı giderek genişleyerek batı yönünde yaklaşık D-B eksenler boyunca, Batı Anadolu graben alanlarının içine doğru sokulmaya başlamıştır. Pliyosen yaşlı karbonatlar tüm Ege'de oldukça yaygın olan bir gölsel karbonatın kırılarak parçalanması ile oluşarak bugünkü graben alanları gelişmeye başlamış ve zamanla Ege'de bir gölsel karbonat düzlüğü meydana gelmiştir (Yılmaz, 1999).

Pliyosen yaşlı karbonatlar tüm Ege'de oldukça yaygın olan bir gölsel karbonat düzlüğü oluşturmuştur. Pliyosen sonlarında muhtemelen Pleistosen'de bu karbonatlar kırılarak parçalanmış ve bugünkü graben alanları gelişmeye başlamıştır. Eosen (Eocene) sonlarında gerçekleşen kıta-kıta çarpışmasının sonrasında meydana gelen sıkışma rejimi Geç Oligosen'de kabuk kalınlığını maksimuma ulaştırmıştır. Kalınlaşan kıtasal kabuğun alt kesimlerinden kısmi olarak ergimeye başlaması üzerine granitik plütonlar bölgeye yerleşmişlerdir. Kozak ve Kestanbol Plütonları bu

dönemi yansıtır. Granitik Plütonların bölgeye yerleşmesi sonucunda muhtemelen Oligosen sonu Erken Miyosen’de, daha fazla sıkışamayan kıtasal kabukta açılmalar ve çökmeler meydana gelmiştir (Şekil 1.6). Bu açılmalar sonrası gelişen basenlerde Erken Miyosen yaşlı gölsel şeyler (Küçükkuyu veya Soma formasyonları) depolanmaya başlamıştır.



Şekil 1.6 KB-GD Oligosen-Alt Orta Miyosen dönemi, Çandarlı körfezinin ve yakın civarının jeolojik evrim modeli. (TPAO, Ege-Akdeniz projesi arşiv raporlarından değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 1.7 KB-GD Üst Miyosen- Pliyosen dönemi, Çandarlı körfezinin ve yakın civarının jeolojik evrim modeli. (TPAO, Ege-Akdeniz projesi arşiv raporlarından değiştirilerek alınmıştır).

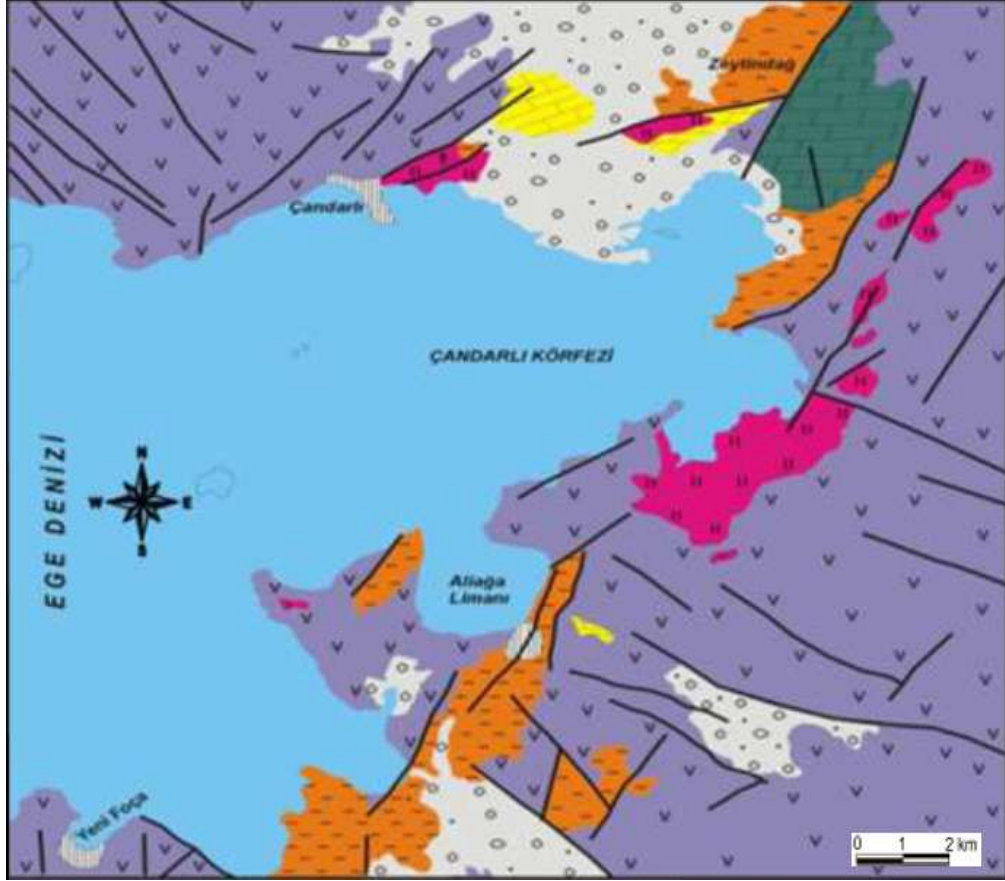
Gösel çökelim devam ederken açılma çatlaklarından çıkan Erken-Orta Miyosen volkanizması bu gösel çökeliyi kesikliğe uğratmıştır. Volkanizma faaliyetinin geçici olarak kesikliğe uğradığı dönemlerde kapalı gösel havzalarda çökelim devam etmiştir. Bu volkanlar harita üzerinde KD-GB yönlü çıkış sistemleri oluştururlar. Söz konusu gerilme rejimi nedeni ile Erken-Orta Miyosen döneminde bölgesel sıcaklık gradyanının yüksek olması gerekir. Geç Miyosende neotektonik dönemin başlaması ile birlikte kıta-kıta çarpışması sonrası tüm Anadolu sıkışmalı rejim altında gelişen yapıların denetiminde deforme olmaya başlamıştır. Bu dönemde doğrultu atımlı fayların denetiminde gelişen havzalarda çökelim devam etmiştir (Şekil 1.7). Bu havza çökelleri Erken-Orta Miyosen havza çökelleri ile kıyaslandığında; oldukça kıvrımlı, çöküntü (slump) yapılarının yoğun olduğu ve volkanik aktivite etkinliğinin nispeten azaldığı bir dönemi göstermektedir.

Geç Miyosen–Pliyosen havzası, Pliyosen sonlarına doğru tüm Batı Anadolu’da yaygın olarak gözlenen gösel karbonatlar ile son bulmaktadır. Pliyosen sonu ve Pleistosen’in başlangıcında doğu-batı gidişli grabenlerin gelişmesi ile bu karbonatlar parçalanarak devamlılıkları kesikliğe uğratılmıştır. Bugün ise yamaç molozu ve alüvyonel karakterindeki çökeller günümüz grabenlerini doldurmuştur.

1.3 Dikili-Çandarlı Alanının Jeolojisi

Çalışma alanında, Dikili ve Zeytindağ Grubu olmak üzere yüksek yoğunluklu iki volkanik kayaç grubu ayırtlanmıştır (Karacık ve Yılmaz, 2000). Dikili Grubu Erken-Orta Miyosen yaşlı olup, esas olarak piroklastik kayaçlar, andezitik, lav breşleri, lav akıntıları ve bunlarla ilişkili tortul kayaçlardan ve Dikili Grubu içerisindeki şeyl-kumtaşı, bitümlü şeyl ve kumtaşı birimleri, derin deniz çökelleri olan Karakaya grubundan sonra oluşmuştur. Dikili yükselinde yoğun piroklastik kayaçlar yaygındır, bunlar hem bloklar hemde lav akıntıları şeklinde kaotik olarak görülmektedir (Şekil 1.8 ve 1.9). Bu alanlarda metamorfik ve Kozak plütonik kayaları üzerinde Erken- Orta Miyosen yaşlı volkano sedimanter istif (Dikili Grubu);

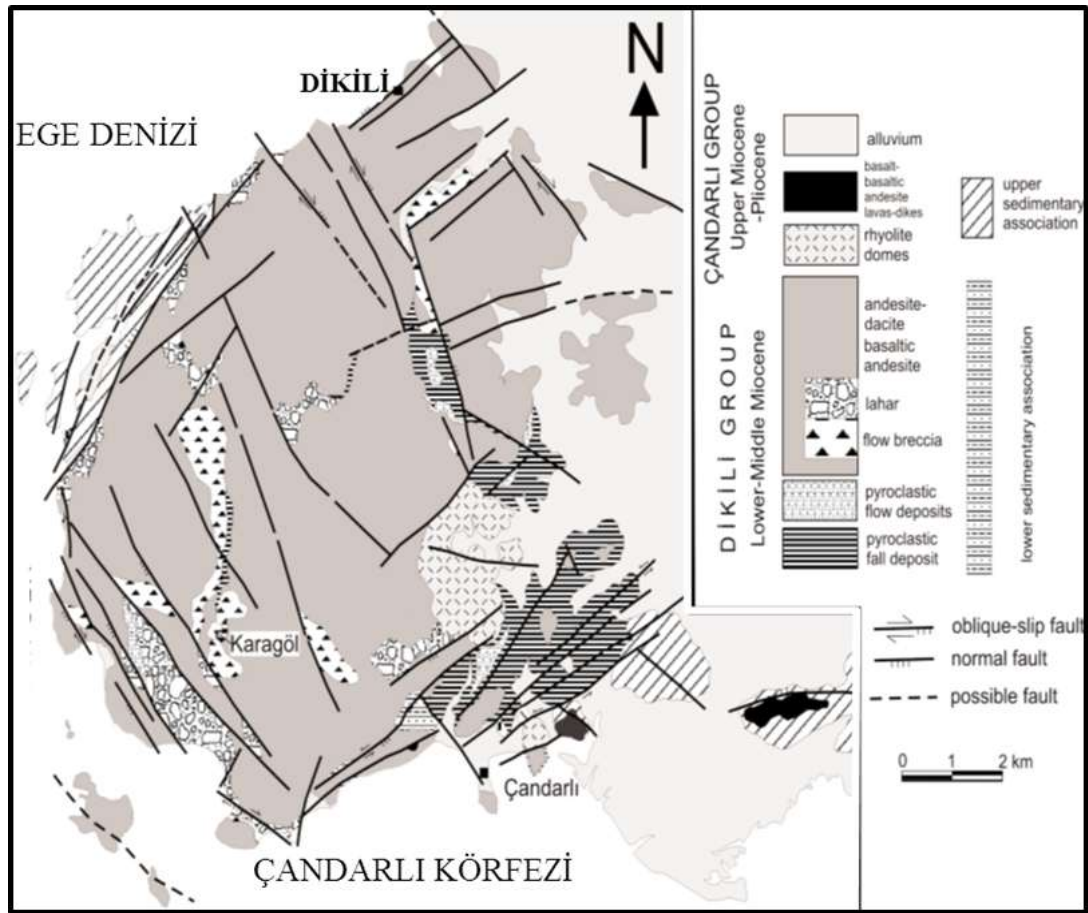
Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı gölssel istif (Zeytindağ Grubu) ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı genç çökeller yer almaktadır (Şekil 1.8).



Şekil 1.8 Çandarlı körfezi ve çevresinin güncel fay ve jeoloji haritası (Karacık ve Yılmaz 2000). (TPAO, Ege-Akdeniz projesi arşiv raporlarından değiştirilerek alınmıştır).

İnceleme alanında Erken-Orta Miyosen yaşlı Dikili grubuna ait en altta Soma formasyonunun (Küçükkuşu Formasyonu'nun eşleniği) gölssel fasiyesleri ile başlamakta ve üstte bu gölssel istif ile en alt kısımda Yuntdağ formasyonunun (Ayvacık Fosmasyonunun eşleniği) volkanikleri ile son bulmaktadır. Bergama düzlüğünün güneyinde Soma ile Çandarlı körfezleri arasında kalan alanda Geç Miyosen'den itibaren gölssel havzalar gelişmeye başlamıştır. Zeytindağ grubu olarak adlandırılan bu çökel paketler, en altta fay örneklerinde volkanik örtünün aşındırılmasından kaynaklanan alüvyal karakterli iri bloklu ve düzeyli Yayaköy formasyonu ile başlamaktadır. Bu birimin üzerine Zeytindağ ile Bozköy arası, Çandarlı körfezi doğusu ve kuzey doğusunda kalan kesimlerde daha az hareketli

ortam koşullarını yansıtan ve kırıntılı fasiyesler ile temsil edilen Bozköy formasyonu gelmektedir. İstif en üstte Ularca formasyonunun görsel karbonatları ile son bulmaktadır. Dikili yükselinde yoğun piroklastik kayalar yaygındır (Şekil 1.8 ve 1.9). Dikili volkanikleri arasında şeyl-kumtaşı ve kömür aralanmaları yer almaktadır. Erken-Orta Miyosen yaşlı Dikili grubu Miyosen öncesi dönemde oluşan Karakaya grubu arasında uyumsuzluk gösterir.



Şekil 1.9 Dikili-Çandarlı bölgesine ait jeoloji ve fay haritası (Karacık ve Yılmaz 2000)

Geç Miyosen–Pliyosen yaşlı Çandarlı grubu ise çökel topluluklar ile riolitik ve Çandarlı çöküntüsünü oluşturan KB-GD ve KD-GB gidişli fay sistemi boyunca püskürmüş bazaltik, andezitik lavlardan oluşur. Çandarlı Grubu içerisinde gözlemlenen sediman kayalar gri, yeşil şeyller, kumtaşı, marn, ve kiltası şeklindedir. Çandarlı körfezi ve çevresinin genelleştirilmiş litolojik stratigrafi kesitine bakıldığında (Şekil 1.10), Dikili ve Çandarlı Grupları arasındaki temas yüzeyi uyumsuzluk gösterir. Pliyo-Kuvaterner yaşlı güncel alivüyonel malzeme

Bakırçay grabeninde istiflenmiştir. Kronolojik olarak bölgede, Miyosen öncesi yaşlı Karakaya formasyonu, Erken-Orta Miyosen yaşlı Dikili grubu ve Genç Miyosen–Pliyosen yaşlı Çandarlı grubu, Pliyo-Kuvaterner Bakırçay grabeni güncel çökelleri olarak sıralanır.

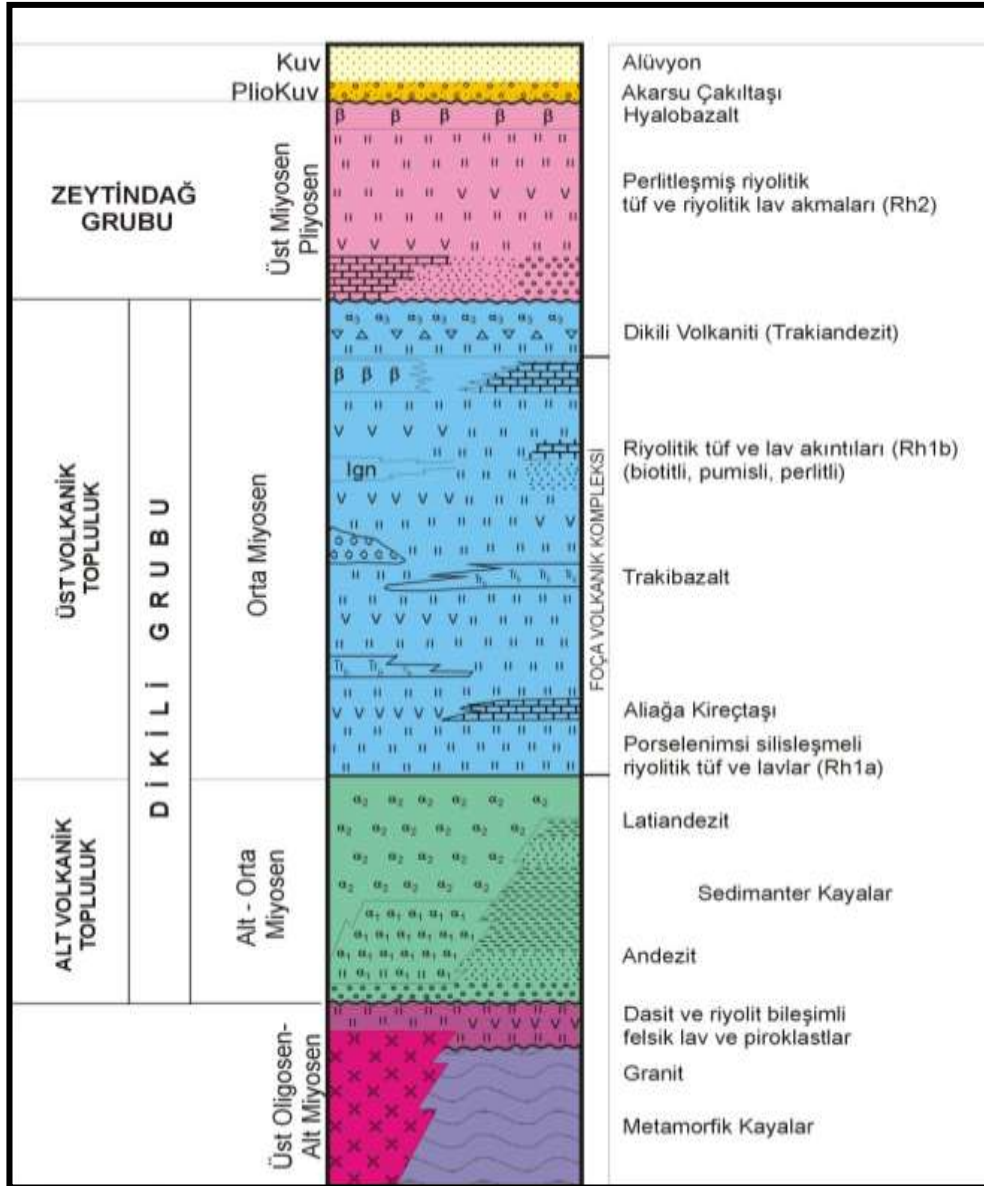
1.4 Dikili-Çandarlı Alanının Volkanolojisi

Karacık ve Yılmaz (2000) tarafından, Dikili-Çandarlı ve Foça yöresinde yapılan çalışmada, yüzeylenen volkanik kayaların, zaman ve mekân içindeki yayılımlarını, volkanizmanın gelişim evrelerini, fasiyeslerini belirlemek ve elde edilen veriler ışığında çalışma alanının volkano stratigrafisi oluşturulmuştur. İncelenen ilk volkanizma ürünleri, metamorfik temel kayalar içine sokulum yapan ve Ege bölgesinde geniş yayılımlar sergileyen granitik plütonlarla ilişkilidir. Bu ilk volkanik etkinliğe ait volkanik ürünler Kozak plütonu ve evciler plütonu (Genç ve diğer., 2000) çevresinde gözlenmektedir. Plütonlar yaklaşık KD-GB gidişli ve elipsoidal şeklinde bir mostra örneği sunarlar.

Çalışma alanına yakın olan Kozak plütonu metamorfik kayalar içine intrüfif olarak sığ derinliklere sokulmuş ve kenar zonlarında kontak metamorfizma zonu geliştirmiştir. Bu kuşağın dış kesiminde plütonu çevreleyen hipabisal özellikli porfirik kayalardan oluşan ikinci bir kuşak vardır. Plütonun içinde, mineral bilişimine bağlı olarak kuvars diyorit, granodiyorit ve adamellit türde kayalar yer alırlar. Yapılan radyometrik yaş tayini sonucu Plütonların Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşta olduğu belirlenmiştir.

Yaş Age	Formasyon Formation	Litoloji Lithology	Ortam Environment	Açıklamalar Explanations
Pliyo-Kuv. Pli-Qoc.	Alüvyon			
Geç Miyosen-Pliyosen Late Miocene-Pliocene	Zeytindağ		Volkanik-Gölsel Volcanic-Lacustrine	Kireçtaşı-Marn Limestone-Marl Riyolitik Tüfler Rhyolitic Tuffs
Erken-Orta Miyosen Early-Middle Miocene	Dikili		Gölsel-Volkanik Lacustrine-Volcanic	Bazalt-Andezit Basalt-Andesite Andezit-Latit Andesite-Latite Şeyl-Kumtaşı Shale-Sandstone Kömür Coal Bitümlü Şeyl Bituminous Shale Kumtaşı-Marn Sandstone-Marl
Pre-Miyosen Pre-Miocene	Karakaya		Derin Deniz Deep Marine	Granit-Mermer-Metakumtaşı Granite-Marble-Metasandstone

Şekil 1.10 Dikili-Çandarlı bölgesine ve dolaylarının genelleştirilmiş litolojik sütun kesiti. Dikili-Zeytindağ Grubu (Karacık ve Yılmaz, 2000).



Şekil 1.11 Çandarlı Körfezi yakın civarının (Dikili-Zeytinadağ Grubu) volkanastratigrafik dikme kesiti (Karacık ve Yılmaz 2000).

Sokulum kayaçları üzerine gelen Neojen volkanizması, Dikili grubu (Erken-Orta Miyosen) ve Zeytinadağ grubu (Geç Miyosen-Pliyosen) olarak ikiye ayrılmaktadır. Birbirlerinden aşınma evresi ile ayrılan her iki grup, kendi içinde birbiriyle yatay ve düşey konumda olan volkanik ve çökel kayalardan oluşmaktadır. Dikili grubuna ait volkanik istif (Şekil 1.11); altta ortak bileşimli volkanik kayaçlarla başlamaktadır. Piro-klastik ürünler bakımından zengin olan ve traki bazalt, alkali bazalt bileşimli

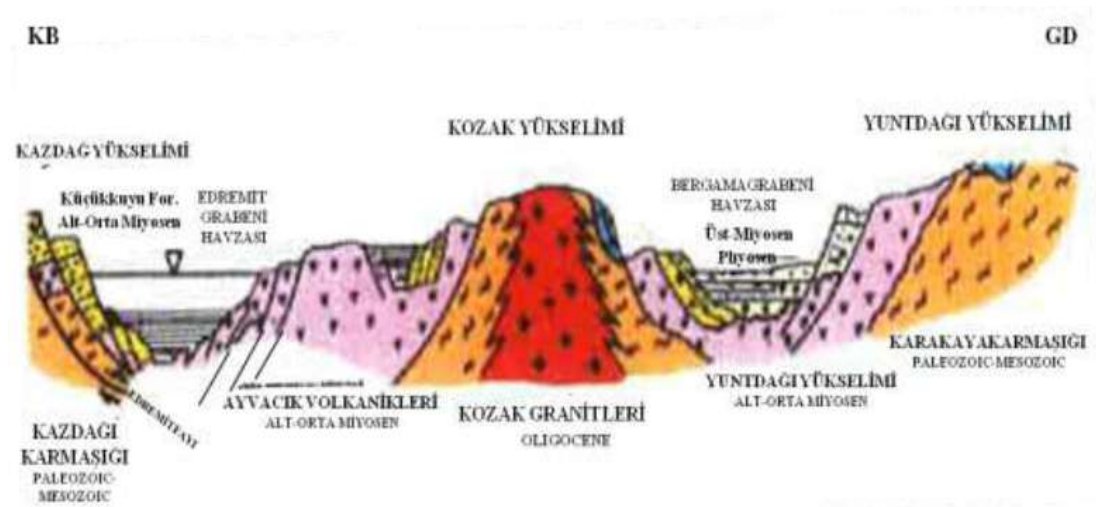
bazik lav akıntıları ile ardalanmış felsik bileşimli istif (Foça Volkanik Kompleksi) ile devam etmekte ve en üstte ortaç bileşimli Dikili volkaniti ile son bulmaktadır.

Bunlardan birinci seviye Dikili Grubu'nun "Alt Volkanik Topluluğunu", ikinci ve üçüncü seviyeler ise bu grubun "Üst Volkanik Topluluğunu" oluşturmaktadır (Şekil 1.11). Bu topluluklar aynı zamanda minerolojik olarak; plajiyoklas, sanidin, hornblend, biyotit ve piroksen kristallerini içerirler. Alt Volkanik Topluluğu'na ait olan kayalar, Dikili ve Çandarlı yöresinde; Bergama grabeninin kuzey ve güney kesimlerinde; Foça Yarımadası'nda ve Aliğa ilçesinin doğusunda yer alan Yuntdağı'nda olmak üzere bölgesel ölçekte geniş bir yayılıma sahiptir. Piroklastik birimler üzerine gelen lav akıntıları akma breşleri halinde gözlenir. Akma breşleri ve lav akıntıları içinde, yanal ve düşey geçişli lav akıntıları da izlenmektedir. Çalışma alanının doğu kesiminde gözlenen yüksek morfolojik kesimler volkanik kayaların çıkış merkezlerine karşılık gelir. Bunlar Yuntdağ ve Dumanlı dağ kalderalarıdır. Alt Volkanik Topluluğa ait kayalar, kaynak kaya potansiyeli oluşturan gölgesel nitelikli bitümlü şeyl, marn, silttaş, çamurtaş ve karbonatlarla temsil edilen çökel istif ile yanal ve düşey yönde ilişkilidir.

Volkanik kayalardan elde edilen radyometrik yaş verileri; 18.5 my ile 16.7 my arasında değişmekte olup bu veriler kayaların Erken-Orta Miyosen yaşta olduklarını belirtmektedir (Borsi, 1974; Ercan ve diğer., 1984). Bu volkanitlerin yanal ve düşey yönde geçişli olduğu çökel kayalardan elde edilen paleontolojik verilerde bu yaş konağı ile uyumludur. Üst Volkanik Topluluk, altta "Foça Volkanik Kompleksi", üstte ise "Dikili Volkaniti" birimlerinden oluşmaktadır. Foça Volkanik Kompleksi içinde, kayaların litolojik özelliklerine göre üç farklı kayaç tipi gözlenmektedir. Bunlar felsik bileşimli lavlar ve perlitler; felsik bileşimli piroklastik kayalar ve alkalin karakterli bazik lavlardır. Foça Volkanik Kompleksi, Foça Yarımadasında, Aliğa ve çevresinde, Çandarlı'nın kuzeydoğusunda geniş yayılıma sahiptir. Felsik bileşimli lavlar, riyolit, iyolasit bileşimlidir. Riyolitik kayalar domsal yapıda ve lav akıntıları halinde olmak üzere iki farklı morfolojide gözlenir. Riyolitik domlar geniş yayılıma sahiptir ve bunlar tek veya kompleks olarak gelişmişlerdir.

1.5 Çandarlı Körfezinin Jeotektoniği ve Fayları

Çandarlı Körfezi ve çevresinin tektonik özelliği, Türkiye'nin genel tektoniği ile ilişkili olup bu tektoniğin kontrolü altındadır. Bölgede önemli bir yer tutan faylar graben sistemlerini oluştururlar. Faylar Türkiye'nin Neotektonik sisteminde önemli bir yer tutan Kuzey Anadolu Fayı ile birlikte Geç-Miyosen sonu yaşlı faylardır. Bu faylarla oluşan grabenler genellikle D-B doğrultuludur. Ayrıca bunları kesen KD-GB yönlü ve KB-GD yönlü kesişen grabenler mevcuttur. Bölgenin en büyük boyutlu kıvrımı Örenli grabeninde gözlenir ve büyük bir senklinal yapı sunar. Bunların dışında bölge faylı bir yapıya sahip olduğu için kıvrım yapılarının ilksel konumları bozulmuş, sadece birim içindeki küçük kıvrım yapıları korunmuştur. Ayrıca dönemlerine bağlı olarak, Mezozoik yaşlı Metamorfiklerle Alt-Orta Miyosen yaşlı birimler arasında, Alt-Orta Miyosen yaşlı birimlerle Üst Miyosen yaşlı birimler arasında ve Üst Miyosen birimlerle Pliyosen yaşlı birimler arasında uyumsuzluklar vardır. Fay sistemlerinin doğrultuları boyunca çatlaklar ve boşluklar oluşmuştur.



Şekil 1.12 Çandarlı körfezi yakın civarının Jeoteknik modeli. (TPAO, Ege-Akdeniz projesi arşiv raporlarından değiştirilerek alınmıştır).

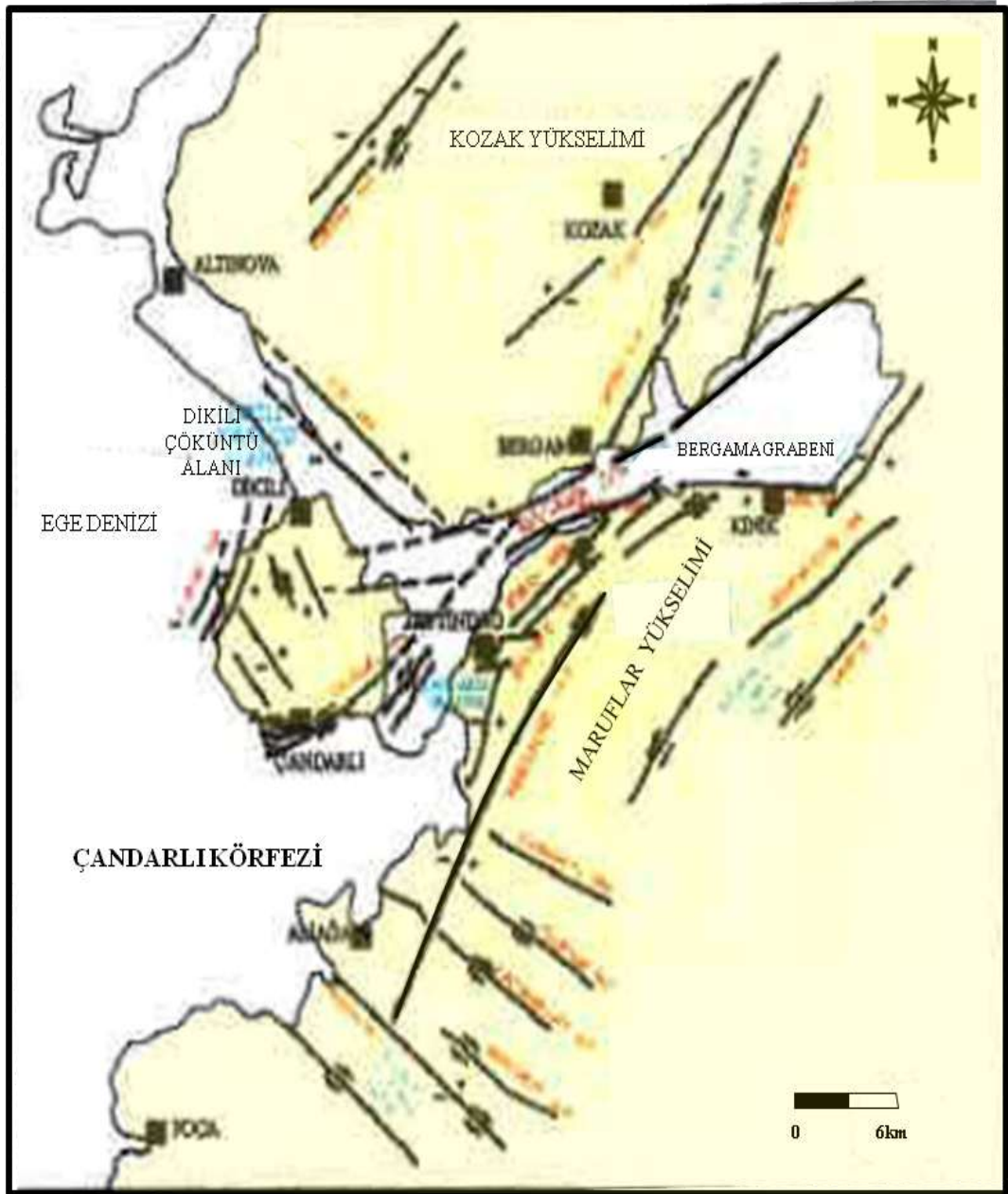
Kuzey Anadolu Fay sistemi ve Batı Anadolu'daki iki farklı yönde gelişmiş basen sistemleri, gelişen faylara ve yanal bileşenli Çandarlı grabenini etkilemiştir. Bölgede yer alan faylar genellikle doğrultu atımlı fay özelliği gösterirken, daha az sayıda düşey (oblik) atımlı faylarda görülebilmektedir. Genellikle çoğunluğu listrik (kürek

şekilli) olan bu faylarda bol miktarda yuvarlanma (roll over) ve geriye devrilme (back-tilting) yapıları gözlenir (Şekil 1.12).

Çandarlı grabenini oluşturan faylar, tektonik olarak aktiftir ve KD-GB ve KB-GD yönlü kesiştiği grabenlerin sayısı fazladır. Çandarlı grabenini oluşturan ana faylar kuzeyde Bergama fayı ve bu fayın uzantısı olan Çandarlı fayı ve güneydeki Kınık faylarıdır. Bergama fayı, Bergama grabeninin kuzey sınırını oluşturan sol yönlü doğrultu atımlı bir fay olup yaklaşık D-B doğrultuludur. Bergama fayı, KD-GB yönlü Örenli fayı ve Göçbeyli fayı ile Örenli grabenini, Dikili faylarında Dikili çöküntü alanını kesmektedir. Bergama grabeninin güney kenarını oluşturan bu iki faydan Sindel fayı; Zeydindağ Bergama yolunda Yayaköye kadar uzanır ve doğuya doğru Kınık fayıyla devam eder. Her iki fayda düşey atımlı bir faydır.

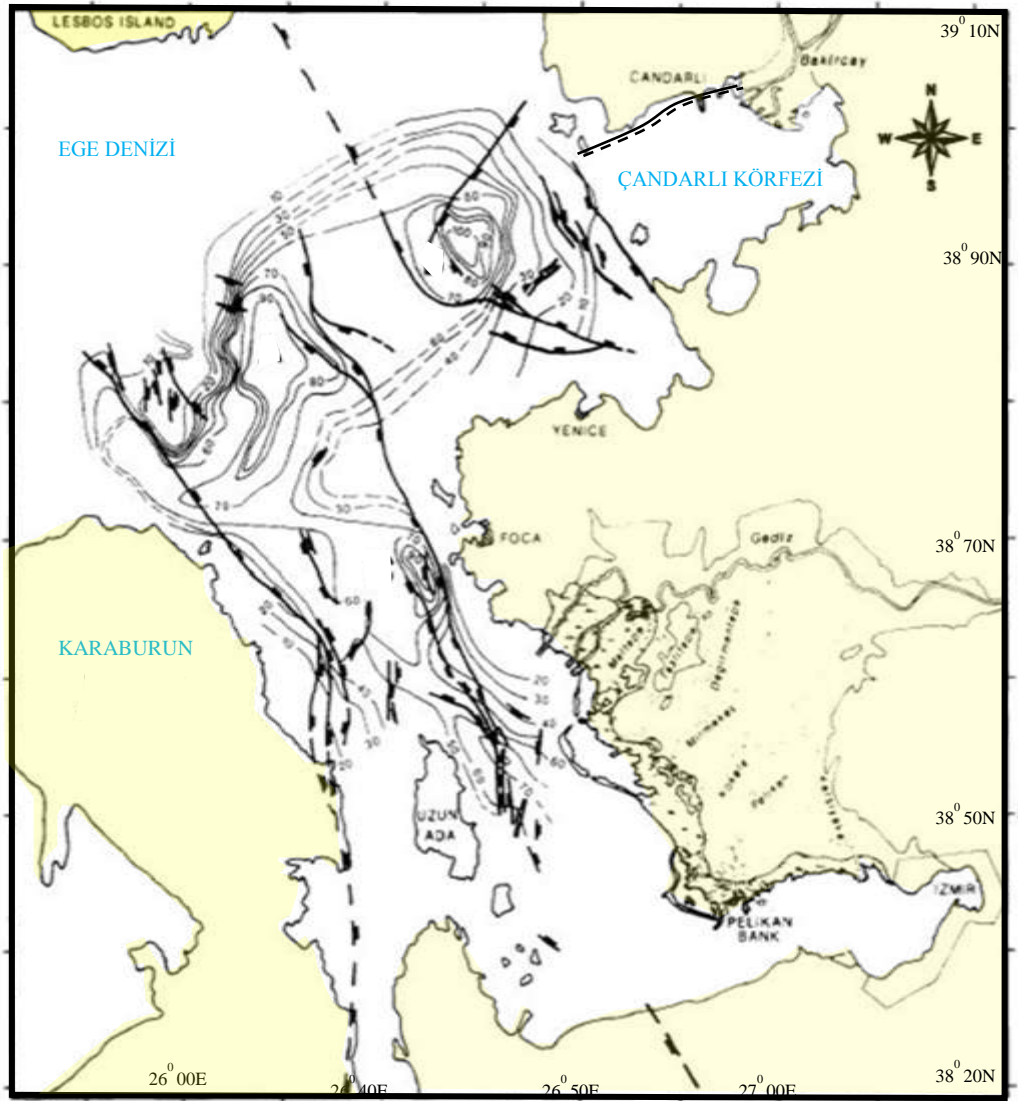
Maruflar fayı ise yaklaşık KD-GB doğrultusunda uzanan ve sağ yanal ve düşey atımlı (oblik) olan fay, Yaya köy civarında Kınık fayıyla güneyde ise kendinden genç Yenisakran, Çaltıdere, Uzunhasanlar ve Güzelhisar faylarıyla kesilir. Kuzeydeki Çandarlı fayı ile Çandarlı grabenini oluşturur (Şekil1.13). Bu grabende Ovacık köyünün doğrultusunda Bergama Grabeni ile kesilir.

Sol yönlü doğrultu atımlı olan Çandarlı fayı, Çandarlı grabeninin kuzey kenarını oluşturur ve çok miktarda yanal bileşeni mevcuttur. Bademli fayı ise; Dikilinin batısında Bademli köyünde bu düşey atımlı fay sistemiyle Üst-Miyosen yaşlı tortullar, basamak şeklinde denize doğru inmişlerdir. Bölgede etkili olan Değirmendere fayı, güneydeki Çankoy fayıyla birlikte Bergama grabenini KD-GB yönünde kesen Değirmendere çöküntü alanını oluştururlar. Sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olan, Değirmendere fayının kuzeyinde, Maruflar yükselimi ile Kınık Metamorfikleri yüzeylenir.



Şekil 1.13 Çandarlı körfezinde etkili olan Çandarlı-Bergama karasal alandaki faylar (Aksu ve diğer., 1987)

Aliğa grabenini oluşturan bu fay, Maruflar fayıyla kesişir. Sağ yönlü doğrultu atımlı olan bu fay batıya doğru Ege denizine dalar ve Çandarlı Körfezinde Çandarlı grabeni ile kesişir. Çandarlı Körfezi ve çevresine ait jeoloji ve Fay sistemleri (Şekil 1.13 ve Şekil 1.14) haritalanmıştır. Batı Anadolu ve Ege Denizi, tektonik açıdan Arap tabakasının patlaması sonucu batıya doğru hareket eden Anadolu tabakasına tepki olarak, K-G uzanımı olarak kabul edilir (Dewey ve Şengör, 1979).

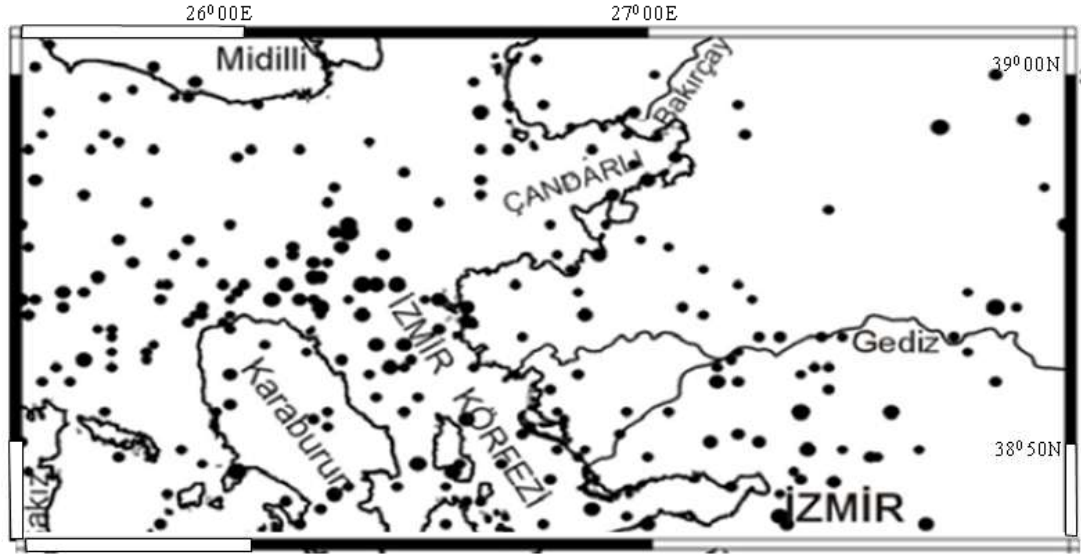


Şekil 1.14 Çandarlı Körfezi-Karaburun arasında kalan su altı fayları (Aksu ve diğer., 1987).

Fakat GPS verilerine ve sismik bilgilere dayanarak Ege bölgesinin topografik, ve batimetrik özellikleri ile bozulmalar kuzeyden güneye doğru karmaşık yapıları işaret eder (Ocakoğlu ve diğer., 2005). Mascle ve Martin (1960), Ege bölgesini ana parçalara bölmüşlerdir. Kuzey Ege bölgesinin Kuzey Anadolu Fay Zonu (NAFZ)'nin etkisi altında geliştiği bilinir. Kuzey Anadolu Fay Zonu, kuzey Ege denizine girdiği zaman güneye doğru açılan kollara bölünür (Barka ve Kadinsky, 1988; Ocakoğlu ve diğer., 2005). Bu alan; Yunanistan'ın Kuzey batısında oluşan kıta patlamaları ile açıklanabilen K-G uzanımı üzerinde D-B baskı duyarlılığı gösterir. Bu durum Kuzey Ege'nin batıya hareketini sağlar. Farklı çukurlarla morfolojik olarak karakterize edilen Güney Ege bölgesi, Helenik zonu etkisindedir. Girit adasının

açıları KD-GB yönlü sağ yanal doğrultu atımlı faylarıyla beraber uzanım alanı olarak yorumlanır. GPS gerilme oranları bölgede K-G uzanımını gösterir (Kahle, 1998). Alanı üzerindeki karasal bölgeler doğrultu atımlı (strike-slip) karakterli aktif K-G den KD-GB eğilimli fayları gösterir (Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Karacık ve Yılmaz, 2000). Neojen yapılar Pliyo- Kuvarterner sırasında geçiş hareketleri ile ilgili baskı fazı altında gelişmiştir ve bu doğrultu atımlı bozulma halen aktiftir.

Sismolojik anlamda ise, çalışma alanında aletsel dönemde kaydedilmiş büyüklüğü $0 \leq M \leq 6.2$ olan depremlerin fay düzlemi çözümleri ve yine bölgenin ISC'den (International Seismological Center-Uluslararası Sismoloji Merkezi) alınan 1964-2000 yıllarına ait $M \geq 3$ depremsellik verisi Şekil 1.15'de görülmektedir. Bunlara ek olarak GPS gerilme oranları K-G uzanımı kadar D-B baskısını gösterir. Kisselin ve Laj, (1988) yapmış olduğu İzmir-Dikili bölgesindeki Ege zonuna ait Neojen rotasyonal bozulmalar için paleomanyetik veriler kanıtlanmıştır.



Şekil 1.15 Çalışma alanının ve yakın civarının 1964-2000 yılları arası $3 < M < 6.2$ büyüklüklüdepremlerin ISC (İnternationalSismology Center) lokasyonları (Ocakoğlu ve diğer., 2005).

Neojen tektonik evrimli basen (graben) ve yükselti (horst) sistemlerini ayıran normal fayların ağını oluşturur. Çandarlı Körfezinin kuzeyinde kara alanlarında gözlemlere dayalı çalışmada, Doğu-Batı yönünde genel jeolojik yapılar çapraz

bölümler halinde ortaya konmuştur. Orta dereceli aktif volkanları takip eden, K-G yönlü açılma zonu boyunca yeni bir tektonik alan oluşmaktadır. Bu yeni tektonik alanın oluşmasından önce, orta dereceli volkanik aktiviteler azalmıştır. KD ve KB yönlü oblik faylar bu yeni aşamada oluşan doğrultu atımlı ve eğim atımlı bileşenlere sahiptir (Şekil 1.13 ve Şekil 1.14).

Bunun sonucunda, Dikili-Çandarlı yüksek yapılar şeklinde oluşmaya başlamıştır. Faylar iki çift olup, doğrultu atımlı fayların bileşenleri dikliği zorlamakta, Çandarlı bölgesinde ise batıya doğru ana kaya ve eğim kayma bileşenlerinden denize doğru kaçma yaparak, yapısal deformasyon çevresi oluşturmuştur.

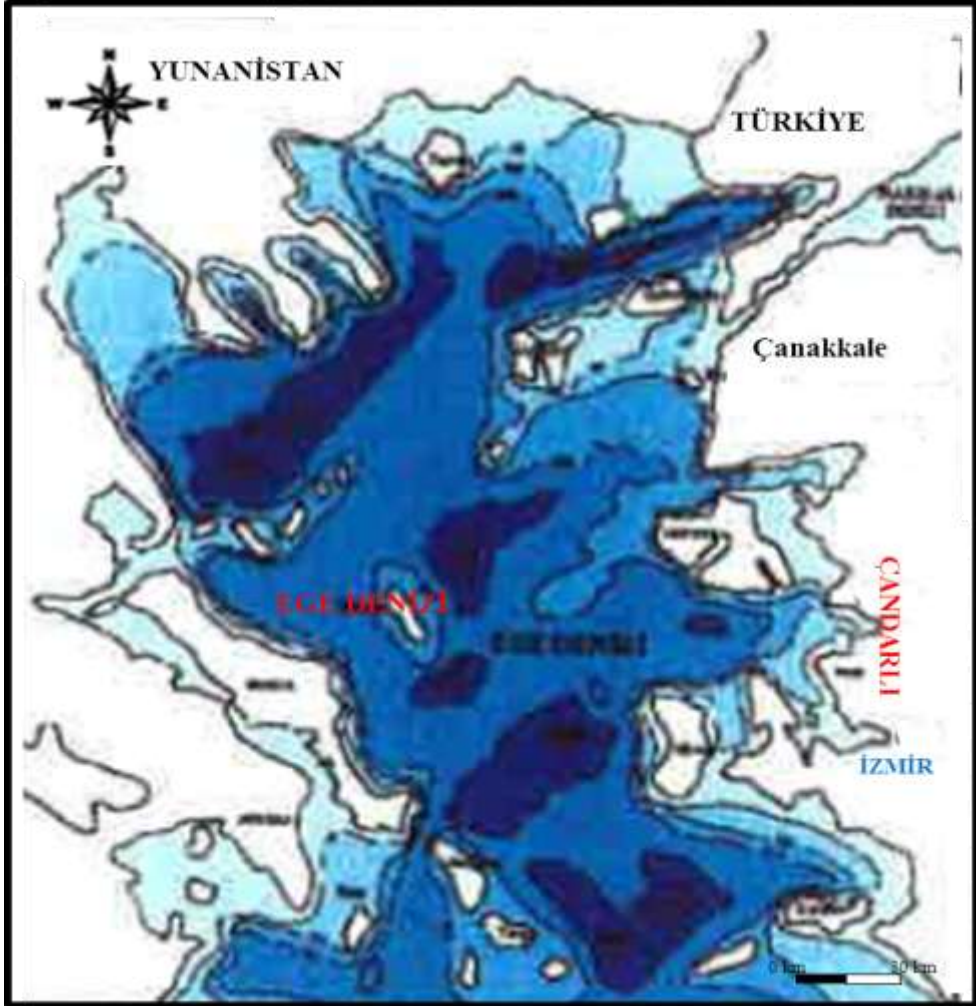
Karadaki çalışmalara kıyasla, denizaltı aktif fay sistemlerini belirlemeye yönelik jeofizik ve jeolojik araştırmalar oldukça sınırlıdır. İzmir Körfezi ve güneyindeki Küçük Menderes şelf alanında tek kanallı sığ sismik verilerden, körfezin K-KB/G-GD gidişini sınırlayan, Foça-Çandarlı açıklarındaki ve Küçük Menderes deltasındaki normal faylar (Şekil 1.14) haritalanmıştır (Aksu ve diğer., 1990).

BÖLÜM İKİ

ÇANDARLI KÖRFEZİ'NİN OŞİNOGRAFİSİ VE SEDİMAN TAŞINIMI

2.1 Çandarlı Körfezi'nin Oşinografisi ve Deniz Taban Morfolojisi

Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde önemli ve en belirgin jeolojik yapılar grabenlerdir. Karadaki graben yapıları dar bir alanda olmasına rağmen, denizdeki devamı ince ve uzun bir yapı sunmaktadır. Türkiye kıyılarında genellikle 200 m civarında olan su derinliği, Çandarlı Körfezinin iç kısımlarında 60-100 m arasında değişmektedir fakat batıya doğru ilerledikçe açık denizde derinlik artmaktadır.



Şekil 2.1 Çandarlı Körfezi ve Kuzey Ege Denizi derinlik haritası (Koyu mavi yerler derinliği 200 m'den fazla olan alanlardır)

Çandarlı Körfezi'nin açık deniz kısımlarına doğru ortalama su derinliği 50-300 m arasında değişmektedir (Şekil 2.1). Bu değişim, denizaltı kanal (Dikili kanalı) ve delta önü ilerleme çökelimleri ile karmaşık tektonik fay sistemlerinden kaynaklanmaktadır. Ayrıca gerekli su derinliği ve sediman kalınlığına ulaşan basenlerde önemlisismik yapılar söz konusudur. Çandarlı Körfezinde bulunan adaların çevresinde batimetri değerleri ani değişim göstermektedir. Bunun yanı sıra bölgedeki jeotermal gradyen yüksek değerler göstermekte ve karada önemli ısı akısı değerleri vermektedir.

Çandarlı Körfezi'nde, 3 metreden daha sığ olan yerlerde genellikle çakıl ve kumlu çakıl yer almaktadır. Özellikle denize dik eğimle inen blok kayalar kıyı alanlarında deniz tabanında görülmektedir. Çakıl çok sınırlıdır ancak, kumlu yapı 0-50 ve 50-110 metreler arasında şerit halinde, siltli yapı ise 10-20 ve 50-110 metrelerde görülmektedir. Ancak çamurlu birimler 50-150 metre derinlikte, killi birimler ise 100 metreden daha fazla derinlikte yayılım sergiler. Dikili Kanalı kum ağırlıklı zemin türüne sahiptir. Sığ kesimlerde çakıl, kum, derinkesimlerde ise daha çok çamur yaygındır. Litojenik taneler bölgenin jeolojik birimlerini temsil etmektedir. Ayvalık'ın kuzeydoğusunda, Dikili Kanalı'nın sığ kesimlerinde gözlenen kavkı zenginleşmesi ve alg yayılımı yerel faktörlerin etkisindedir.

Çalışma alanımız; kıyı ve dip çökelleri, yerel akıntılar, dalgalar, karanın topografyası, denizaltı morfolojisi, batimetri ve derelerin denize taşıdığı maddelerin etkisi altındadır. Kıyı kesiminde; çakıllı ve kumlu birimler, derin deniz alanlarında ise; siltli, killi ve çamurlu birimler belirlenmiştir. Ancak Dikili Kanalı'nda, genellikle kumlu ve çakıllı materyaller olmasına rağmen, Çandarlı Körfezi'nde kumlu, siltli, killi ve çamurlu materyaller gözlemlenmiştir. Bölgede biyojenik yapı olarak çökel içinde; kavkı, kavkı kırıntıları, çeşitli bitki artıkları, organik kalıntılar yer almaktadır. Ege denizinde ortalama gel-git aralığı 20 cm, buharlaşmanın olduğu zamanlarda ise 70 cm'ye kadar yükselmektedir. Kötü hava koşullarında (fırtınalı) en yüksek su ve en düşük su seviyesi farkı 100 cm'ye kadar değişmektedir. Çandarlı Körfezi'nde ortalama dalga yüksekliği 0.6 m ve uzunluğu 150 m civarındadır. Fırtınalı hava

durumunda ise, ortalama 3 m yüksekliğinde ve 50-70 m uzunluğuna kadar ulaşabilmektedir.

1983 saha gözlemlerinde (Aksu ve diğer., 1987), 20 m su derinliği altındaki kısımlarda akıntı etkisinin önemsiz olduğu belirtilmiştir. Çandarlı Körfezi'ne ait oşinografi verileri sınırlıdır. İzmir Körfezi ve çevresinde egemen olan rüzgâr verileri, yaz ve sonbaharda yüzey suyu KB ve BKB rüzgârları tarafından yaklaşık 40 cm s^{-1} hızla GD ve kıyıya paralel olarak, kışın K-KD rüzgârları ve akıntılar güney yönünde 30 cm s^{-1} hızla ilerler. Genelde yüzey akıntı hızları $6-20 \text{ cm s}^{-1}$ arasında değişmektedir.

2.2 Nehirler ve Deltalar

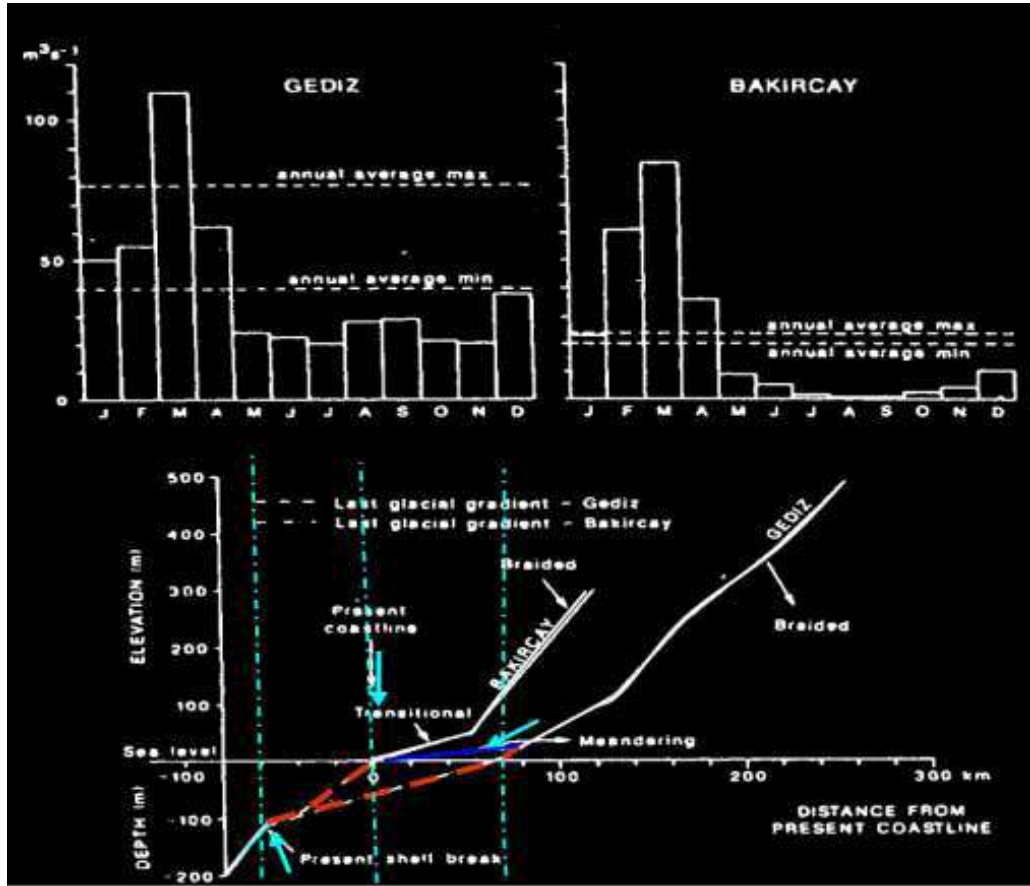
Çandarlı Körfezinde sediman taşınımında deltalar büyük önem taşımaktadır. Nehirler ise dolaylı olarak taşınımına yardımcı olmaktadır. Bu nedenle çalışma alanımızda etkili olan Bakırçay, Gediz ve Madra deltaları ile nehirler hakkında bilgiler verilmektedir. Çandarlı basenini etkileyen karadaki deltalar, tektonik olarak çok aktif olup, KD-GB yönlü ve KB-GD yönlü birçok delta ile kesişmektedir. Buradaki deltaların morfolojileri diğer doğu Akdeniz deltalarına benzerdir ve sığ alanlarda alüvyonlu dağılım gösterir (Russell, 1954; Piper ve Panagos, 1981).

2.2.1 Madra Nehri

Madra nehri 1590 km^2 'lik basene sahip çok küçük bir nehirdir. Mevcut ağız kısmında yıllık ortalama boşaltım miktarı $5 \text{ m}^3/\text{s}$ ile $12 \text{ m}^3/\text{s}$ arasında değişmektedir ve nehir yaz ayları boyunca tamamen kurumaktadır. Yüksek ve orta kısımlarında nehir örgülüdür ve son 1-3 kilometresinde kıvrımlıdır. Madra nehrinin askıda kalmış sediman miktarı ile ilgili çok az bilgi bulunmaktadır.

2.2.2 Bakırçay Nehri

Bakırçay Nehri Gediz Nehri'ne kıyasla 2888 km²'lik basene sahip daha küçük bir nehirdir. Şu anki ağız kısmında içe doğru 20 km boyunca, yıllık boşaltım miktarı 19 m³/s - 23 m³/s arasında değişmektedir. Ancak mevsimsel olarak sıcak olan dört ay boyunca bu bölge kurumaktadır (Şekil 2.2). Ortada kanal gradyenti yaklaşık 1:260'lara ulaşır ve nehir örgülüdür.



Şekil 2.2 Gediz ve Bakırçay nehirlerinin aylık ortalama debileri (m³/sn) ile güncel nehir grafikleri (Unesco, 1969)

Sığ alanlarına doğru ise gradyent 1:1000'lere kadar düşer ve kanal örgülü biçimden kıvrımlı şekillere geçiş yapar ve son kilometrelerinde yine kıvrımlı bir hal alır. Bakırçay Nehrinde baraj bulunmamaktadır ve askıda kalmış sediman miktarı ile ilgili az bilgi bulunmaktadır. Bakırçay'ın Gediz Nehri'ne kıyasla ortalama yıllık yağış miktarının daha az olduğu gözlenmiş ve en fazla yağışın Ocak, Şubat ve Mart aylarında aldığı belirlenmiştir.

2.2.3 Gediz Nehri

Gediz nehri 15600 km²'lik bir basen alanına yıllık 40 m³ s⁻¹ den 70 m³ s⁻¹'e kadar bir oranda boşaltım yapmaktadır (Şekil 2.2). Ortasında kanal gradyenti yaklaşık olarak 1:400'dür ve nehir örölmüştür. Nehrin sığ alanlarında 80 kilometrelik uzunluk kıvrımlıdır ve alan gradyenti 1:3200' dür. Demir köprü barajının 1960'da inşa edilmesi ve buna bağılı olarak sulama şebekelerinin oluşturulması sonucu, Gediz Nehri'nin hidrolik rejimini önemli ölçüde değıştirmiştir. Gediz Nehri'nin Kasım ve Mart ayları arasındaki askıya alınmış boşaltım miktarı 2,5 kg/m³' tür (Saatçi ve Taysun 1979). Bu, 100-190kg/s boşaltım olduğunu ve yıllık sediman boşaltımının ise 3,2-6,1 milyon ton arasında olduğunu göstermektedir (Aksu ve Piper, 1983).

2.2.4 Gediz Deltası

Gediz deltasının yaklaşık 500 km²'lik bir alanı kaplamaktadır ve yuvarlak bölmeli uzanımlı delta ilerleme fazları gösterir. Sığ tarafında örü-kemer kumları ve yığın basen çamurları depozit olarak bulunmaktadır ve mevcut delta iki nehir kolundan beslenen bir yuvarlak kısımdan oluşmaktadır. Deltanın güney kıyı kısımlarında terkedilmiş kanallar, geniş bataklıklar, küçük adalar ve gölcükler bulunmaktadır. Deltanın kuzey kıyı kısmında kıyı adalar, kanal ağızları ve yayınının tekrar düzleşmesi ile oluşmuş geniş gölcükler, göller, küçük adalar ve tuzlu bataklıklar yer almaktadır. Delta alanında Holosen zamanında alt deltaların oluşmasına sebep olan 6 tane terkedilmiş kanal bulunmaktadır (Erinç, 1955). Bu kanallar Mirmekes, Değırmentepe, Maltepe, Kokala, Karşiyaka ve Pelikan kanallarıdır. Gediz Nehri'ni Holosen dönemdeki deniz altı morfolojisi Aksu ve Piper, (1987) tarafından yapılan çalışmada ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Eski Holosen delta uzanımından elde edilen değışken kıyı çizgileri Şekil 2.2'de verilmiştir. M.Ö. 1000 yılında kıyı çizgisi Larissa'nın batısında yer almaktaydı. M.Ö 500 yılında kıyı çizgisi Menemene yani batıya doğru yayılmıştır. M.S. 100 yılında kıyı çizgisi Leucea'nın güneyinde yer almaktadır ve yaklaşık M.S.1000 yılında körfez Pelikan bankının etrafındaki dar şerit hariç deltaik sedimanlarla doldurulmuştur.

2.2.5 Bakırçay Deltası

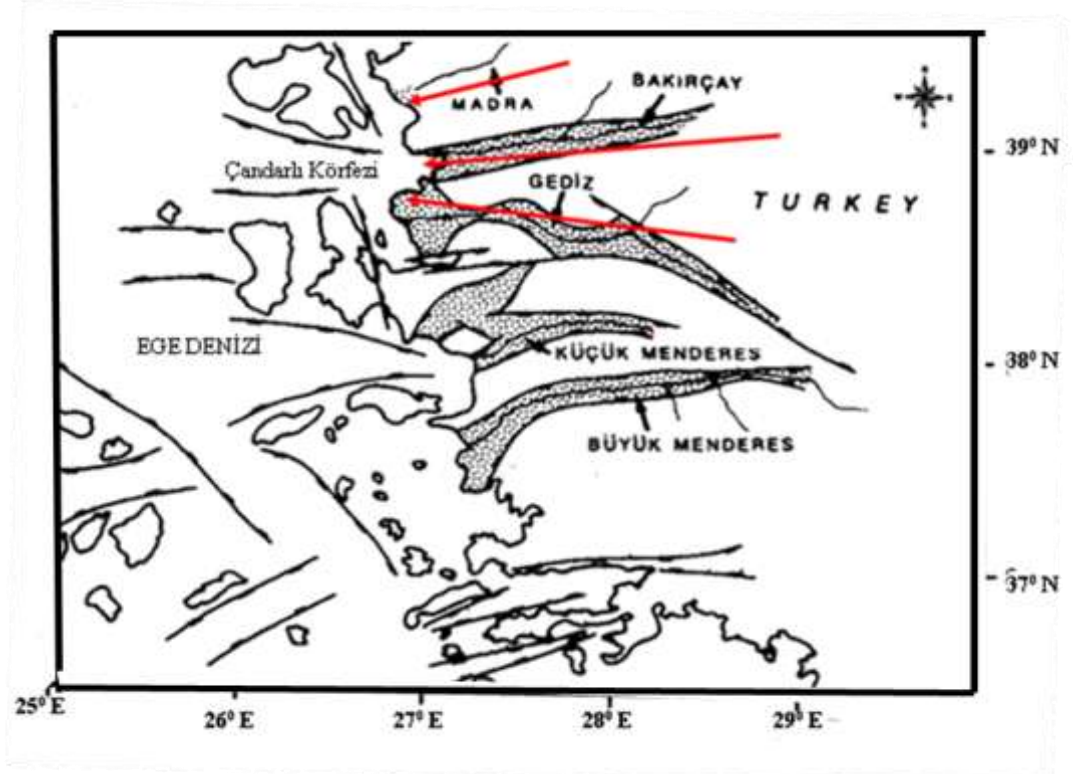
Bakırçay deltası 100 km²'lik bir alana sahiptir. Nehrin sığ alanlarında kum kanalları ve çamur basenleri bulunmaktadır. Delta iki koldan beslenen loptan oluşmuştur (Şekil 2.3). Deltanın kıyıları terk edilmiş birkaç tane kanal, geniş bataklıklar, küçük adacıklar ve göller içermektedir. Sualtı delta platformu yaklaşık olarak 750 metre genişliğinde ve 10 metre derinliğinde olup, dik rampalar ile sınırlandırılmıştır. Bakırçay deltasının Holosen dönemine ait fazla bilgi bulunmamaktadır. M.S. 100 yılında sahil şeridi nehir ağzının 2.6 km güneybatısına yerleşmiştir. Günümüzde ise Aliğa da mevcut kıyı şeridinden 5 km uzakta yer almaktadır (Aksu ve Piper,1987).

2.2.6 Madra Deltası

Madra deltası 25 km²'lik bir alana sahiptir ve tek koldan beslenir. Delta kıyısı muhtemel gel-gitlerde kanal ağzının tekrar oluşmasıyla meydana gelmiş geniş kumsallar içermektedir. Sualtı delta platformu Dikili Fayı'nın kuzeyine doğru hafif kıvrımlarla ilişkili olmasıyla beraber yaklaşık 500 metre genişliğinde ve 10 metre derinliğindedir. Madra deltasının Holosen çağına ait fazla bilgi bulunmamaktadır.

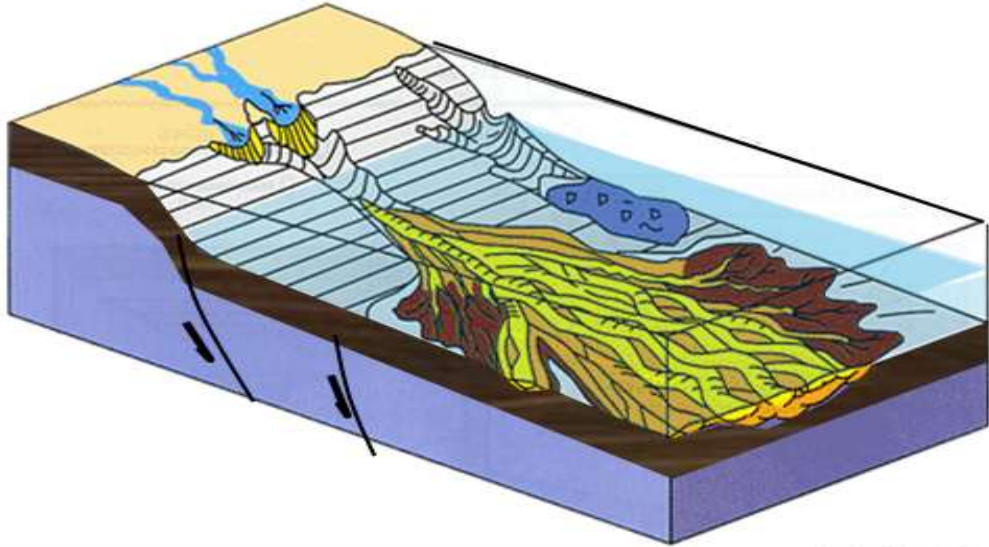
2.3 Tortul Taşınımı ve Güncel Çökelim Alanları

Çandarlı Körfezi ve açıklarında, depolama alanlarına tortul malzeme taşınımı sağlayan kuzeyden güneye doğru; Madra Nehri, Bakırçay ve Gediz nehirleri bulunur. Çandarlı Körfezi'nde bu delta lobları ilerlemiş ve üst üste çökelmeler meydana getirmiştir. Güncel tortullar Pliyo-Kuvaterner döneminde çökelmiştir (Aksu ve Piper, 1987).

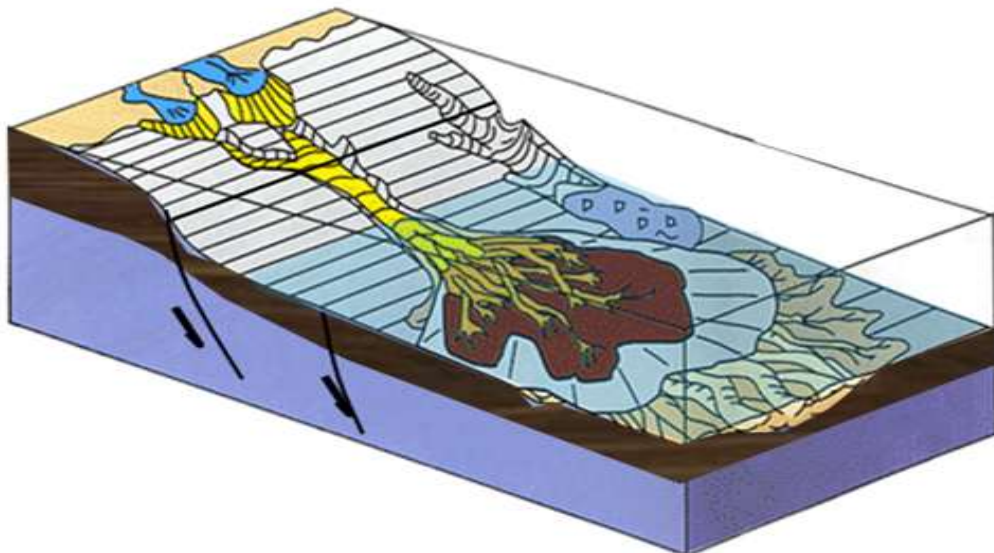


Şekil 2.3 Doğu Ege Denizi'ndeki grabenler ve tektonik yerleşimi. Noktalı alanlar grabenlerdeki Neojen ve Kuvaterner çökellerini göstermektedir (Aksu ve Piper, 1987)

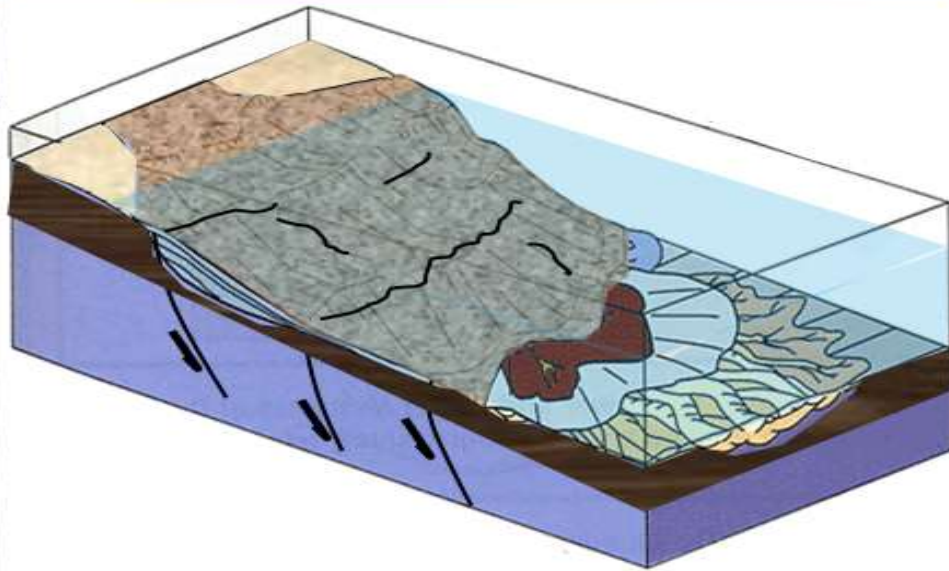
Daha önceki çalışmalarda, bölgedeki tortulların denizlerin bugünkü deniz seviyesinden yaklaşık 100-110 m altında olduğu zamanki bölgelerde çöktüğü düşünülmektedir. Önceki buzul döneminde alçak deniz seviyesinde gelişmiş delta lobları oluşmuştur. Son buzul döneminde ise, deniz seviyesinin alçalması sırasında deltalar güncel kıyı şeridinden 40-60 km denize doğru ilerleme (Progradation) göstermiştir. Buzul devri sonunda, deniz seviyesindeki yükselmeler sonucunda deltalarda, delta önü ilerlemesi durmuş ve transgresyonun en son safhasında yeniden karadaki vadilerine yerleşmişlerdir. Deniz seviyesinin belirli dönemlerde alçalması ya da yükselmesi sonucu regresyon ve transgresyon hareketleri meydana gelmiştir. Çandarlı Körfezi'nde sedimanter yapıyı oluşturan fasiyesler, fasiyes toplulukları ve bunların çökelim şekilleri, ortamları ve diğer çökellerle ortamsal ilişkileri incelenmiştir. Üç çökelim döneminin etkili olduğu ve karasal çökelim ortamların hüküm sürdüğü, volkanizma etkinliğinin fazla olması nedeni ile volkanotortul yapılarını içeren birimler mevcuttur (Şekil 2.4, Şekil 2.5 ve Şekil 2.6).



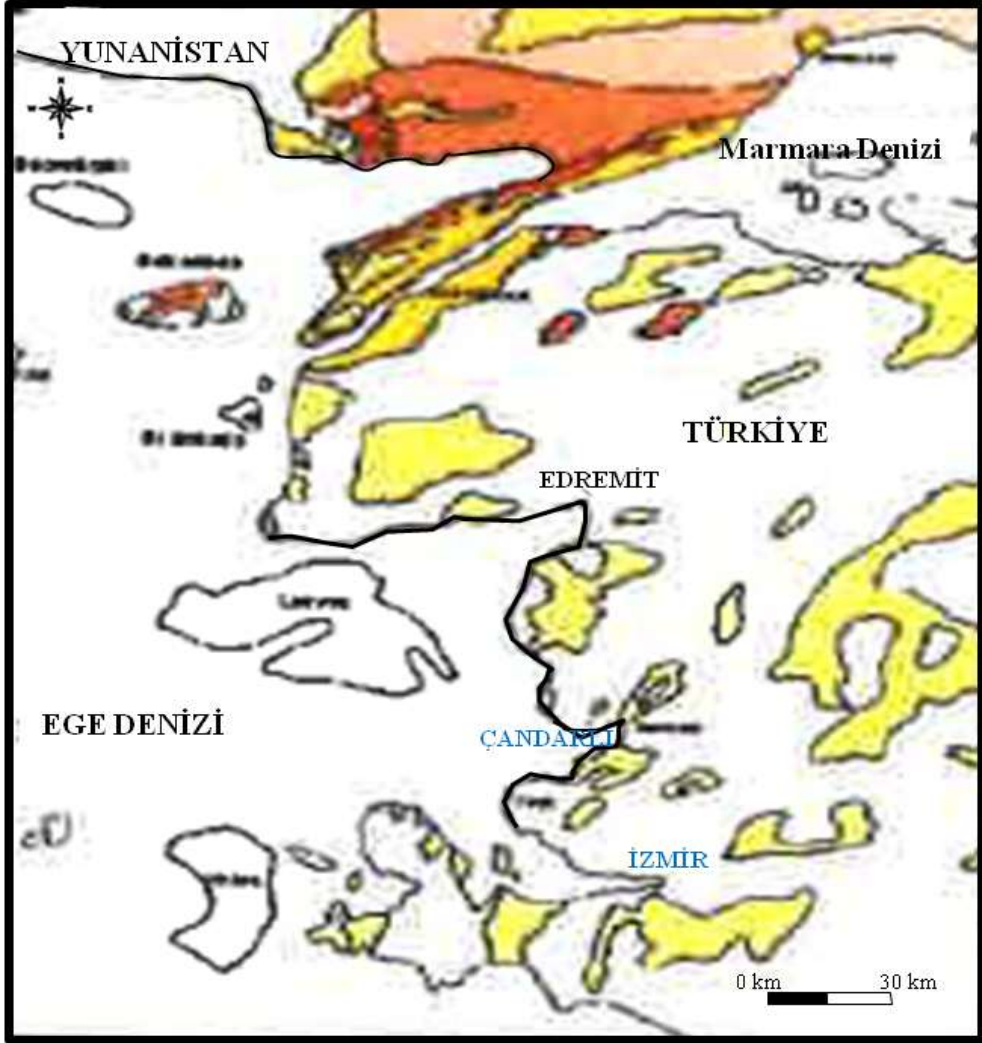
Şekil 2.4 Çandarlı Körfezi ve Kuzey Ege Denizinin Alt-Orta Miyosen dönemine ait paleocoğrafik haritası ile sediman taşınım ve çökelim modeli. (TPAO, Ege-Akdeniz projesi arşiv raporlarından değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 2.5 Çandarlı Körfezi ve Kuzey Ege Denizinin Üst Miyosen dönemine ait paleocoğrafik haritası ile sediman taşınım ve çökeltim modeli. (TPAO, Ege-Akdeniz projesi arşiv raporlarından değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 2.6 Çandarlı Körfezi ve Kuzey Ege Denizinin Pliyosen dönemi sonuna ait paleocografik haritası ile sediman taşınım ve çökelim modeli. (TPAO, Ege-Akdeniz projesi arşiv raporlarından değiştirilerek alınmıştır).

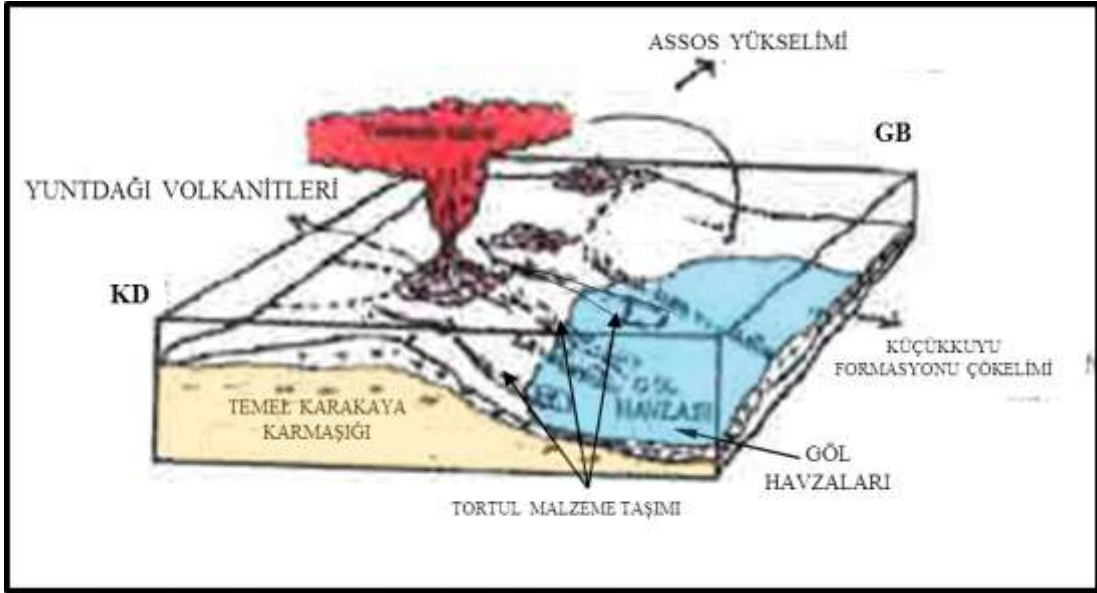


Şekil 2.7 Çandarlı Körfezi ve Ege Denizi kıyı alanları sediman dağılım haritası. (TPAO, Ege-Akdeniz projesi arşiv raporlarından değiştirilerek alınmıştır).

Çandarlı Körfezi'nde etkili olan çökelim dönemleri, Alt-Orta Miyosen çökelim dönemi (Şekil 2.4), Üst- Miyosen dönemi (Şekil 2.5) ve Pliyosen dönemi (Şekil 2.6) olarak sıralanabilir. Özellikle Alt-Orta Miyosen çökelim döneminde, Çandarlı Körfezi'nde kuzey alanları ve güney alanlarının Oligosen sonunda kara haline dönüşmesinden sonra bu kara üzerine güney alanlarında gösel tortullar çökelmiştir (Şekil 2.7). Üst Oligosen'den tüm bölge regresyonlarla kara haline dönüşmüş ve bu regresif dönemle birlikte bölgeye granitik plutonlar yerleşmiştir. Bu plutonlar aynı zamanda Alt-Orta Miyosen bölgesinde yoğun gözlenen volkanizmanın kökenini oluşturmuşlardır. Bu çökelim döneminin sedimentolojik özelliği kesitlerde farklı yansımalar vermektedir. Alt-Orta Miyosen döneminde küçük göl havzalarında

Küçükkuyu Formasyonu çökelleri, Ayvacık ve Yuntdağı volkaniklerinin piroklastikleriyle birlikte çökelmişlerdir (Şekil 2.8).

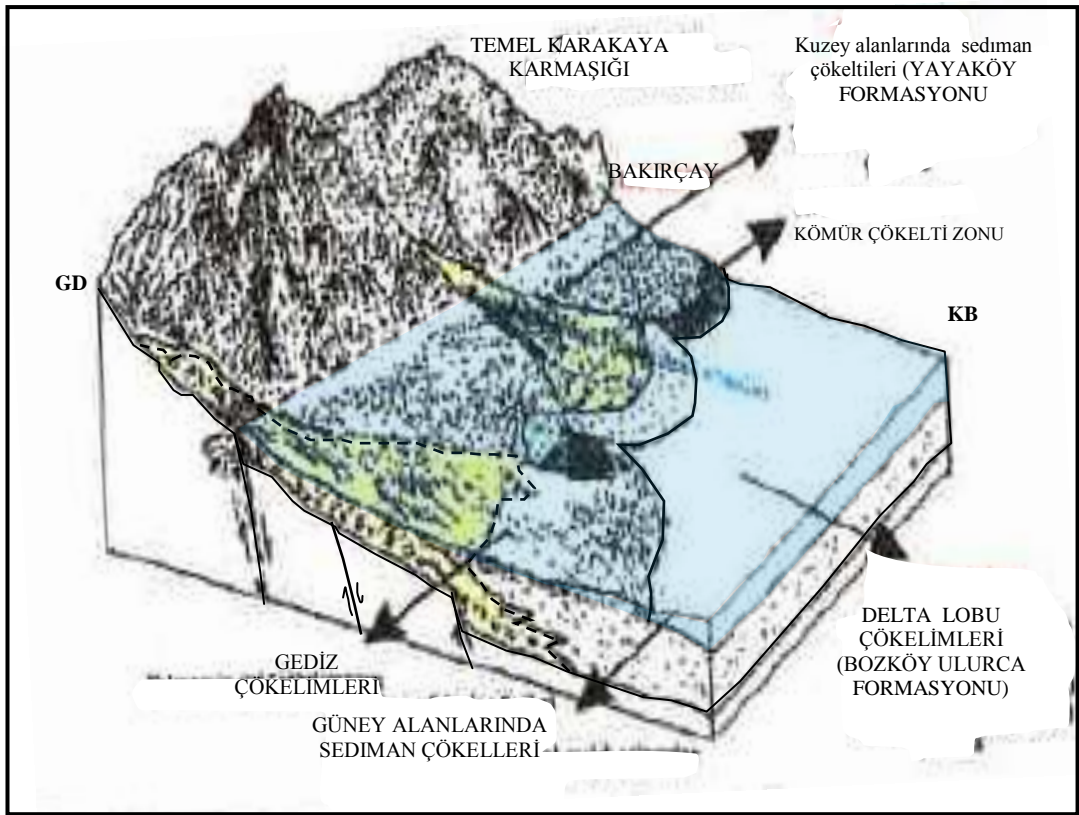
Volkanizmanın yer yer etkisinin azaldığı dönemlerde özellikle Çandarlı baseninin batı taraflarında sık tortul istifleri gözlenmiş, buna karşılık volkanizmanın aktif olduğu Yuntdağı yörelerinde kalın bir volkanotortul istif çökelmiştir. Fasiyes çökelimleri genelde akmalı ve ara katmanlı olarak, tüfler arasında seyl ve kumtaşı bantlı tabakalanma şeklinde çökelmeler oluşturur. Üst-Miyosen döneminde, bölgede K-G yönlü gerilmelerin etkisi ile oluşan basenler, tektonik kontrollü bir sedimentasyonu simgeler.



Şekil 2.8 Çandarlı Körfezi'nde Alt-Orta Miyosen çökelim modeli (KD-GB doğrultulu çökelim modeli). (TPAO, Ege-Akdeniz projesi arşiv raporlarından değiştirilerek alınmıştır).

Orta Miyosen döneminden sonra bölgede tektonik sistem devam etmiştir. Üst Miyosen ve Pliyosen dönemlerinde bölgede Üst Miyosen'de etkin olan K-G yönlü gerilmeler sonucunda oluşan grabenlerde, tektonik kontrollü sedimentasyon çökelimleri meydana gelmiştir. Kuzey alanlarında, Oligosen sonunda, regresyonla kara haline gelen bölgeler, Alt-Orta Miyosen döneminde aşınma dönemi geçirmişler ve Üst Miyosen'de özellikle Kuzey Anadolu Fayı'nın gelişimi ile yoğun bir tektonik sedimanter sistemine geçmiştir. Sedimentasyon genellikle akarsu düzlüğü ve kıyı alanlarında denizel fasiyesle gelişmiştir (Şekil 2.8). Fayların hemen önlerinde gelişen

havzalarda, faya yakın alanlarda genellikle akarsu fasiyel çökelerken, garbenlerin gelişimiyle kalın bir denizel kıyı yakını fasiyes çökelmiştir. Güney alanlarında ise, Alt-Orta Miyosen sonunda çok kısa bir aşınmadan sonra Üst Miyosen, yine gerilme kuvvetlerinin etkisiyle kara alanlarında, akarsu ve göl havzası çökelimleri ile temsil edilir. Çandarlı Körfezi'nin güneyinde Gediz deltasının akış doğrultusu boyunca yine büyük akarsu çökelim ortamı meydana gelmiştir. Aynı şekilde kuzey tarafında Bakırçay Nehri'nin akış doğrultusu boyunca çökelim alanı gelişmiştir. Pliyosen döneminde ise (Şekil 2.9) bölgenin Paleocoğrafyasının son şeklini aldığı dönemdir.



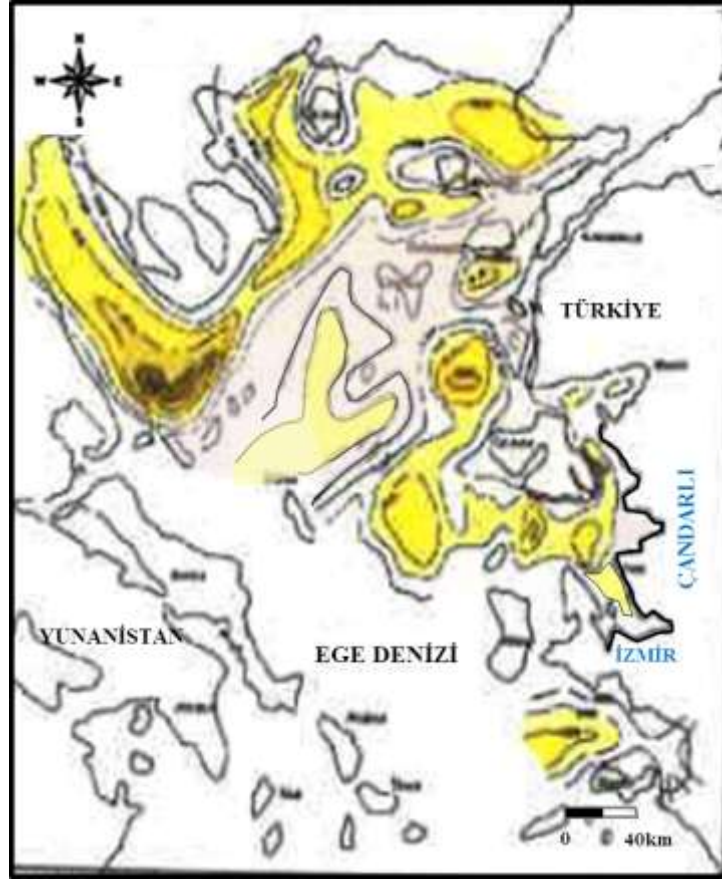
Şekil 2.9 Çandarlı Körfezi'nin Üst Miyosen-Pliyosen çökelim modeli (K-G) alanlarındaki delta lob ilerleme ve çökelimlere ait modeli. (TPAO, Ege-Akdeniz projesi arşiv raporlarından değiştirilerek alınmıştır).

Bu dönemlerde büyük akarsu kanalları gelişmiştir. Bakırçay ve Gediz nehir yatakları boyunca akarsu düzlüğü, tortulları biriktirmiştir. Yine bu dönemde Ege Denizi kıyıları şekillenmiş ve Ege adaları su yüzeyine çıkmıştır. Bu döneme ait çökelimler Çandarlı baseninde istiflenmeler oluşturmuştur. Bu istiflerin çökelimleri uyumlu geçişler gösterdiği gibi uyumsuz geçişlerde göstermektedir.

Alt-Orta Miyosen Yuntdağı volkanitleri, gölssel çökel istiflerle ardışıklı bir uyum göstermekte ve istiflerde lavların yanında bol miktarda tuf ve tüffitlerde ardışıklı gösterir. Bu volkano tortul istif üzerine Üst Miyosen yaşlı kireçtaşları yaklaşık yatay bir konumda uyumsuz olarak üstlenir. Gölssel ortamın tipik çökellerini yansıtan istiflerde, tabana yakın kesimlerde volkanizmanın etkisini azaltıp sakin göl ortamına geçişte, başlangıçta çakıllı, giderek şeyllerin artış gösterdiği bir çökelim gösterir. Akarsu düzlüğünün göle uzanan yelpazesine uzak alanlarda, taşkın malzeme ve sellenmelerle çamurtaşlarının ve çakıl taşlarının çökeldiği alanlar çökelim ortamıdır. Gerek kuzey gerekse güney alanlarında gerilme kuvvetlerinin farklı yönde gelişmesiyle birbiriyle kesişen basenlerde (Cross Graben) çökel istifleri gelişmiştir (Şekil 2.9).

Edremit ve Bergama faylarının sınırladığı Edremit ve Çandarlı basenlerinde, Üst Miyosen-Pliyosen karasal çökel istifleri gözlenirken, kuzey alanlarında daha kalın denizel çökel istifleri söz konusudur. Günümüzün çökelim döneminde (Pliyosen-Kuvaterner) ve Üst Miyosen döneminden sonra birkaç yer dışında tüm alan kara haline gelmiştir.

Bölge günümüzde çökelim ve sediman taşınım sistemlerini sürdürmektedir (Şekil 2.10). Batı Anadolu'da ve Ege Denizinde süre gelen gerilme tektoniği, çökelmeye ilişkilidir ve özellikle denizel alanlarda görülmektedir. Çökelim sistemlerine bağlı olarak özellikle Gediz ve Bakırçay nehirlerinin getirdiği akarsu malzemesi, nehirlerin denize döküldüğü alanlarda geniş bir delta ve çökelim neden olmaktadır.



Şekil 2.10 Çandarlı Körfezi ve Ege Denizi kıyı alanları sediman dağılım haritası (Açık pembe renkli 100 m-1000 m, açık sarı kısımlar 100 m -3000 m, koyu sarı kısımlar >3000m sediman kalınlıklarına ait alanları göstermekte) (TPAO).

2.4 Çandarlı Körfezi Depolama Alanlarında Etkili Olan Formasyonlar

2.4.1 Karakaya Karmaşığı

Araştırmacıların bir kısmı, Karakaya Formasyonu, diğerleri ise Karakaya Karmaşığı olarak adlandırmıştır. En önemli metamorfize kireçtaşları, meta-volkanitler ve şist türü kayalardır. Birim tabanı üzerine gelen tüm Tersiyer birimleri uyumsuzdur ve farklı kalınlıklar sunar. Triyas yaşlı bir topluluktur ve birim Üst Triyasta metamorfizmaya uğramıştır (Akyürek ve Soysal, 1982). Birim tüm Kuzeybatı Anadolu'da temeli oluşturan geniş bir topluluktur ve kuzeydeki Kazdağı karmaşığı ile eşleştirilebilir. Araştırmacılar tarafından Sakarya kıtasına ait birim olarak belirtilmiştir.

2.4.2 Kınık Formasyonu ve Kozak Granitleri

Akyürek, tarafından Kınık Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Metamorfik şeyl, meta kumtaşları birimleri genel kaya türüdür. Yer yer metamorfik kireçtaşı blokları birim tabanını oluşturur ve üzerine gelen tersiyer yaşlı birimleri ile uyumsuz olup farklı kalınlıklar sunar. Triyas yaşlı bir topluluktur ve birim Üst Triyasta metaformizmaya uğramıştır (Akyürek ve Soysal 1982). Karakaya Karmaşığı ile birlikte tüm alanda Sakarya kıtasının ürünü olarak düşünülür. Kozak plütünü ilk defa İzdar, 1968 tarafından “Kozak intrüsif masifi” olarak adlandırılmıştır. Daha sonraki yıllarda Akyürek ve Soysal, (1978) tarafından “Kozak granitoyiti” adı kullanılmıştır. Kozak plütünü bölgesel metamorfizmaya uğramış metamorfik temel kayaları içerisine yerleşmiş intrüsif bir magma gövdesi olması ve büyüklüğü, geometrisi ve çevre kayalarla olan ilişkisi dikkate alındığında tipik bir Plüton niteliğindedir. Bu Plüton genel olarak açık gri, beyazımsı gri renkli, masif, orta taneli, mafik minerallerce zengin plütonik kayalardan oluşmaktadır. Açık gri, beyazımsı gri renkli masif granitler porfirik dokulu olup orta taneli ve egemen olarak yoğun feldispatfeno kristalleri içermektedir. Bazı alanlarda iri plajoklastların etrafını saran ufalanmış kuvars ve mafik mineraller mevcuttur (Yılmaz ve diğer., 1999). Kozak granitik plütünü genellikle tek ve homojen bir magma gövdesi niteliğinde olup çoğunlukla granidiorit benzeri kayalar ile temsil edilmekte ise de saha özellikleri ile genel nitelikleri kolayca tanınabilen, ayrıca petrografik özellikleri ile fark edilebilen farklı granitik kayaların varlığı Yılmaz (1999) tarafından ortaya konulmuştur. Dokanak İlişkisi: Kozak plütünü temel metamorfik kayaların içerisine sokulmuş, geometrisi, geometrik şekli ve çevre kayalarla olan ilişkileri incelendiğinde tipik bir plütündür. Granitler bu kayalar içerisine dayk, amar ve apofizler şeklinde sokulmuştur. Yine bugranitler içlerine metamorfik kaynaklı anklavlar almışlardır. Kozak plütünü oluştururan granitler Neojen yaşlı volkanik ve sedimanter kayaların tabanında diskordanstır. Bingöl ve Ataman, (1982) mineraller üzerinde yaptığı çalışmalarda biyotitlerde 20.3 ± 0.9 , 24.2 ± 1.1 my ve ortoklaslarda 24.6 ± 1.5 ile 37.6 ± 3.3 my yaşları elde ederek plütünü yaşını Geç-Oligosen-Erken Miyosen olarak belirlemişlerdir.

2.4.3 Küçükkuyu Formasyonu

Çandarlı ve Bergama civarında yüzeyleme gösterir. Birim Yuntdağı volkanitleri ile girik ve geçişli ilişkiler göstermektedir. Yuntdağı volkanitlerinin üzerine şeyl, kumtaşı ardalanmaları ile başlar. Filiş benzeri bir görünüm sergileyen birim her seviyesinde volkanik düzeyler bulundurulur. Birim içerisinde kalın kum bantları gözlenir. Birim alt dokanağı Yuntdağ volkanitleri ile geçişlidir. Üst dokanağı ise Yayaköy Formasyonu ile uyumsuzdur. Alt-Orta Miyosen olarak kabul edilmiştir. Küçükkuyu Formasyonu kuzeyde Çan yöresinde Çan formasyonu, doğuda ise Gediz graben havzasında Alaşehir Formasyonu ile denkleştirilebilir.

2.4.4 Yuntdağ Formasyonu

Yuntdağ formasyonu ilk defa Akyürek ve Soysal (1978) tarafından Bergama düzlüğünün güney yükseltisini oluşturan Yuntdağları bölgesinden adlandırılmıştır. Bölgede araştırmalar yapan Yılmaz, (1997) Yuntdağı volkanikleri ile çökel kayaları Dikili Grubu adı altında toplamıştır. Birim kuzey kesimlerde Ayvacık ve Ezine formasyonlarının eşleniğidir. Yuntdağ formasyonu volkanitleri başlıca iki kaya grubundan oluşur. Bunlar, lavlar ve piroklastik kayalardır. Çökel kayalar ise bu volkanit dizi içerisinde hemen her düzeyde yer alır. Yuntdağ Formasyonu alt kesimlerde Soma Formasyonu ile geçişli olup Karakaya Karmaşığı ve Kınık Formasyonu ile kesişmektedir. Birim üstte Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı kaya stratigrafî birimleri (Zeytindağ Formasyonu) tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir. Yurtdağ Formasyonu geniş bir alanda yüzeylendiği için farklı kalınlıklar sunar. Yuntdağ volkaniklerinin gerek alt kesimlerde SomaFormasyonu ile yanal ve düşey yönlerde geçişli olması ve gerekse K/Ar yöntemi ile bulunan 18.5-17.6 my yaşlandırmalarına dayanarak yaşı Erken-Orta Miyosen'dir (Yılmaz,1999).

2.4.5 Yayaköy Formasyonu ve Bozköy Formasyonu

Yayaköy formasyonu, Bergama ve Çandarlı'nın kuzeydoğusunda birim kahve-tuğla kırmızısı renginde, kaba çakıllı, köşeli-yarı köşeli ve genellikle andezit ve dasit çakıllı çakıl taşlarından oluşmaktadır. Çakıllar genellikle 10-30cm boyutunda olup zayıfboylanmış ve gevşek tutturulmuştur. Çakıl boylarının fay zonlarından uzaklaştıkça küçülmesi birimin tektonik kontrollü bir alanda fay öneğinde gelişen alüvyal yelpaze çökelleri olduğuna işaret etmektedir. Yayaköy Formasyonu temel metamorfikleri (Karakaya Formasyonu) ve Erken-Orta Miyosen volkano sedimanter birimleri üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır. Birim üste doğru Bozköy ve Ularca Formasyonu'nun kumtaşlarına uyumlu geçmektedir. Yayaköy Formasyonu stratigrafik konumuna göre Üst Miyosen-Pliyosen yaşında olmalıdır.

Çökeltme Ortamı: Birim horstların öneğinde volkanik örtünün aşındırılması sonucu oluşmuş alüvyal yelpaze çökelleridir. Yelpazeler bugün hala aktif olan fay şevlerinin önündeyamaç döküntüsü ya da moloz akması şeklinde gelişmişlerdir. Bozköy Formasyonu ise, birimi ilk defa Akyürek ve Soysal (1982), tarafından Zeytindağ ve Bozköy kasabaları arasındaki tip kesitlerden adlandırılmıştır. Bozköy Formasyonu çalışma sahasında Dikili ilçesi güneyinde Denizköy ve Bademli köyleri arasında kalananda, gri-beyaz renkli, ince taneli, orta tabakalanmalı, çatlaklı, oldukça sığ ortam koşullarını yansıtan karbonatlı tüflerle başlamaktadır. Birim üste doğru yeşil renkli ve ince orta tabakalı, çamur çatlaklı marnlar ve sarımsı gri- açık gri renkli, orta tabakalı, ince taneli, tüflü kumtaşlarına geçmektedir. Bozköy Formasyonu en üstte çört birimleri yaygın olarak gözlenen marn ve riyolitik tüflerle ardalalanmalı olarak Ularca Formasyonu'nun gölsel kireçtaşlarına geçmektedir. Dokanak İlişkisi, Birim çalışma sahasında Yuntadağ Formasyonu'nun andezitleri üzerinde diskordans olup uyumsuzluk gösterir, en üstte Ularca Formasyonu'nun gölsel karbonatları ile uyumsuz geçişlidir. Bozköy Formasyonu volkanik malzeme gelişiminin oldukça yoğun olduğu gölsel bir alanda çökelmiştir. Bozköy Formasyonu paleontolojik yaş tayinine uygun değildir. Stratigrafik konumu itibariyle Geç Miyosen-Pliyosen yaşında olmalıdır.

2.4.6 Ularca Formasyonu ve Dereköy Volkanitleri

İlk defa Akyürek ve Soysal, (1982) tarafından adlandırılan birim Ularca Formasyonu olarak tanımlanmış ve Turanlı köyü civarında iyi yüzeylenme vermiştir. Ularca Formasyonu çalışma sahasında Dikili ve Çandarlı körfezleri arasında Bademli köyü ve güneyinde kalan alanlarda tip kesit kalitesinde yüzlekler vermektedir. Ularca Formasyonu sahada Bozköy Formasyonu tüflü kumtaşları üzerinde beyazımsı, griyer yer krem renkli, orta-kalın tabakalı, yoğun kalsit dolgulu, kapalı çatlaklı, bolmakro fosillionkoidli kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Kireçtaşları bazı kesimlerde dalgalı katmanlı olup düşük eğimlidirler.

Bu kireçtaşları yer yer yeşilimsi gri renkli ve ince tabakalı marnlarla ardalanmaktadır. Ularca Formasyonu yanal geçişli olduğu Yayaköy ve Bozköy Formasyonları ile birlikte Karakaya Karmaşığı, Yuntdağı ve Küçükkuuyu Formasyonları üzerine uyumsuz oturur. Ularca Formasyonu, stratigrafik birimine göre Geç Miyosen- Pliyosen zaman aralığında çökelmiş olmalıdır. (Yılmaz, 1999) çalışmasında Sarıcalar beldesinde 9-3 my radyometrik yaşı alınan Dereköy bazaltı ile ardalanmalı olması da bunu doğrulamaktadır. Ularca Formasyonu Pliyosen'de sahil yakını ve/veya göl kenarlarında çökelmiş karbonatlardır. Dereköy volkanitleri Örenli köyü doğusunda ve Karalar köyü güneybatısında yüzlekler vermektedir. Birim siyah kahve renkli, yer yer akma breşi karakterli, akıntı tabakalı, afirik- porfiritik dokulu ve siküler bazaltlarla temsil edilmektedir. Çalışma sahasında graben havzalarda çökeli denetleyen fay sistemlerine bağlı olarak gelişen açılmalardan çıkan en son ürün olarak tanımlanan bu volkanitler radyometrik olarak 9 ila 3 my yaşları alınmış ve birimin yaşı Pliyosen olarak verilmiştir (Yılmaz, 1999).

İnceleme alanının son çökelleri Çandarlı Körfezi'nin çakıltaşı ve kumtaşı dolgusunu oluşturan alüvyonlardır. Bölgede ayrıca Karaburun Yarımadası'nın jeolojisi çokilginç olup, birçok araştırmacı tarafından evrimi açıklanmaya çalışılmaktadır. Bölgeye tortul birikimi kontrol eden güneyde Gediz Grabeni, doğusunda ise Bakırçay ve kuzeyde Madra Grabeni ile batıda Midilli Adası'ndan bölgeye malzeme taşınmıştır. Bu alanlarda üç farklı delta lobunun etkilendiği

bilinmektedir. Özellikle Üst-Miyosen döneminde Çandarlı Körfezi'nin güneyinde Gediz deltasının akış doğrultusu boyunca yine büyük akarsu çökelim ortamı gelişmiştir. Özellikle Gediz ve Bakırçay grabenlerinin bölgeye sediman taşınımı açısından yoğundur. Lobların birbiri üzerine istiflenerek çökmesi söz konusudur. Fakat bölgede deniz sondaj kuyuları yok denecek kadar az olduğundan lito-stratigrafi ve kronostratigrafi bilgileri sınırlıdır.

BÖLÜM ÜÇ

SİSMİK STRATİGRAFI VE UYGULAMA ADIMLARI

3.1 Sismik Stratigrafi ve Uygulama Adımları

Sismik stratigrafinin tarihsel sürecine bakıldığında, 1949 yıllarında Sloss, uyumsuzluklarla sınırlı sekanslar, 1977’lerde Mitchum, uyumsuzluklar ve uyumlu devamlılıkları ile sınırlı sekanslar şeklinde yorumlamayı geliştirmiş. 1999 yıllarına gelindiğinde çökenimi etkileyen bölgesel etkenler, göreceli deniz seviyesi, tektonik yükselme-çökme, dünya çapında deniz seviyesi değişimleri, havza fizyolojisi, sediman miktarı gibi gelişme konuları üzerinde durulmuştur. Sismik stratigrafik yorum, stratigrafik ilişkilerin (çökel tarihçesinin) sismik kesitler üzerindeki refleksiyon düzeni ve refleksiyonlarının birbirleri ile olan geometrik ilişkileri incelenerek ortaya çıkartılması şeklinde tanımlanabilir. Bu yöntem ile araziye çıktığımızda yüzeylerde görülen birimlerin ve kuyu kazılırken kesilen birimlerin yeraltındaki ilişkileri, kökenleri ve çökel ortam hakkındaki ipuçları 2 boyutlu sismik kesitler kullanılarak tahmin edilebilir. Ayrıca 3 boyutlu sismik veri ile paleo ortamsal yorum çalışmaları ise sismik jeomorfoloji olarak isimlendirilmektedir. Bir havzadaki çökel tarihçesi, havza fizyografisi, tektonizma, çökel alan, kaynak alan (provenans), deniz seviyesi gibi değişkenler ve bunların birbirleri ile etkileşimleri tarafından kontrol edilir (Posamentier, 2003).

Sismik stratigrafik yorum iki temel analiz ile yapılır. Öncelikle, refleksiyon sönümlenmeleri ve refleksiyonların sönümlendiği sismik yüzeyler incelenir (sismik sekans analizi). Bu yüzeyler stratigrafik kayıta; çökenimde duraksama, aşınma, sediman yönünün değişmesi gibi önemli stratigrafik olaylara karşılık gelirler. İkinci aşamada, önemli sismik yüzeylerle sismik paketlerin (sekansların) dış refleksiyon geometrisi ve her paket için sismik refleksiyon düzeni incelenir (sismik fasiyes analizi). Sismik stratigrafinin yorumlama aşamasında dikkat edilmesi gereken konu; “refleksiyonlar birbirine paralel ve devamlı mı ya da karmaşık bir dağılım mı gösterdikleridir”. Her iki analizde de dikkat edileceği gibi, yapılan gözlemler sadece refleksiyonların geometrik ilişkilerini ifade eder. Sismik kesitler üzerindeki

refleksiyonlar, kayaçların bir fiziksel özelliği olan yansıma karakterlerinin (akustik empedans özelliklerinin) bir ifadesidir.

Sonuç olarak, sismik stratigrafik yorum sadece sismik kesitler üzerindeki gözlemler dayalı modelleri içermez. Entegre çalışma ortamı içerisinde, aşağıdaki tabloda belirtilen aşamaların tümüyle bir bütünü oluşturur.

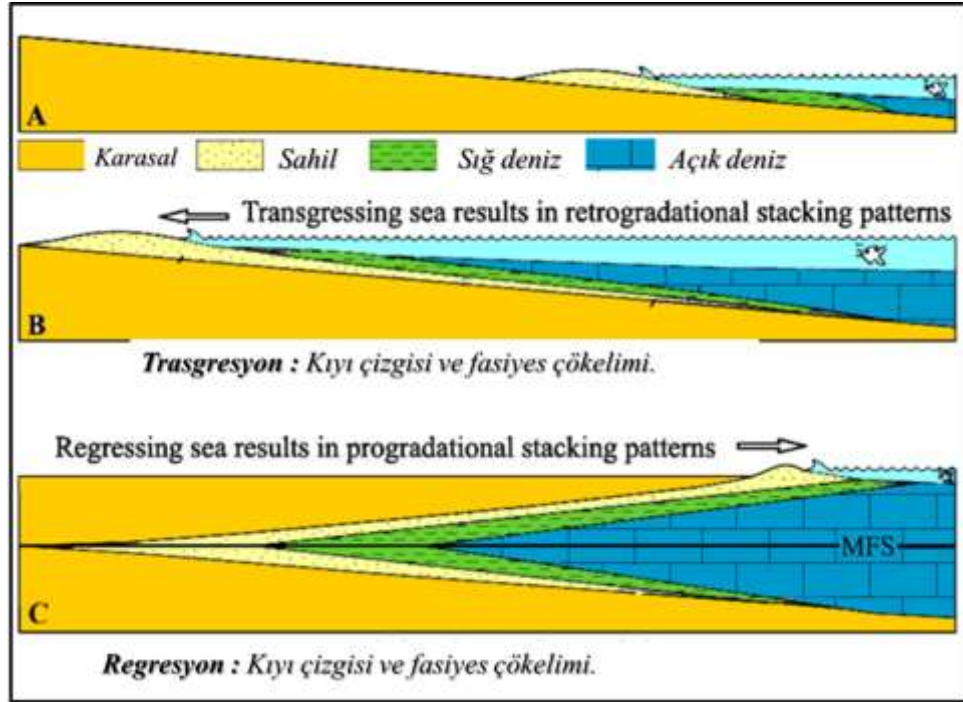
Havza tanımı: Çalışma alanındaki Çandarlı grabenine ait literatür taraması ve yer bilimcilerin deneyimlerinden faydalanılmıştır. Örneğin araştırma sırasında; lokasyon, havza tipi, genelleştirilmiş stratigrafik kesit, çökel ortamı ve yaşı, kalınlık-yayılm ve sınırları vb. gibi bilgilere dikkat edilmiştir.

Sismik veri analizi: Veri tipi ve formatı, kullanılan kaynak tipi, veri-işlem sürecinde karşılaşılan problemler, yüzey hızı ve kontrast sorunları, örnekleme aralığı ve frekans spektrumu, yatay ve düşey çözünürlük, ofset ve uzun açılım-derinlik ilişkisi, sismik hat doğrultusunun yapı trendine olan konumu (paralel ya da dik sismik temelin belirlenmesi ve sismik gürültülerin elimine edilmesi gibi konuların iyi değerlendirilmesi gerekmektedir.

Yapısal yorum ve yapay sismogramın hazırlanması: Log eğrisinin alınması ve sismik verinin kontrolü, önemli jeolojik seviyelerin ve önemli kontrastların analizi, akustik empedans ve yansıma katsayısı ayrıca dalgacık hesabının yapılması, kuyu içi sismik (check- shot) düzeltmeleri sonucunda yapay sismogram kesitin sismik kesit ile karşılaştırılması gerekmektedir.

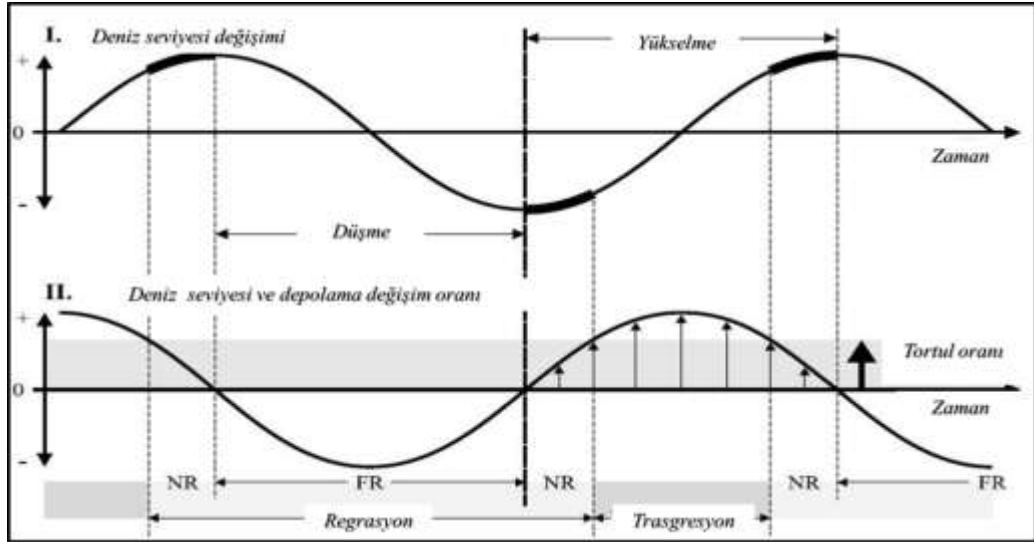
Sismik stratigrafik yorum: Sekans analizi (refleksiyon sönümlenmelerin belirlenmesi ve uyumsuzluk yüzeyleri, tabak yüzeylerinin belirlenmesi). Sismik fasiyes analizi (Geometri, devamlılık, genlik frekans ilişkisi, ara hızlar). Yapay sismogram yardımı ile zamandan derinliğe geçiş. Jeolojik yorum (çökel ortam ve havza fizyografisi-kaynak alan ve küresel korelasyon). Göreceli deniz seviyesi değişimi arasında çökelen sediman paketleri, göreceli deniz seviyesi değişimi sonucu oluşan uyumsuzluk yüzeyleri ve havzaya doğru uyumlu devamlılık sekans sınırı

olarak kabul edilir. Sediman depolanması için potansiyel alan. Bu alan deniz yüzeyi, deniz tabanı ve sediman miktarı tarafından kontrol edilir. Deniz seviyesi değişimleri ve sediman miktarına bağlı olarak kıyı çizgisi değişim hareketleri meydana gelir. Kıyı çizgisini karaya doğru hareket etmesine transgresyon denir. Kıyı çizgisinin denize doğru hareket etmesine regresyon denir.

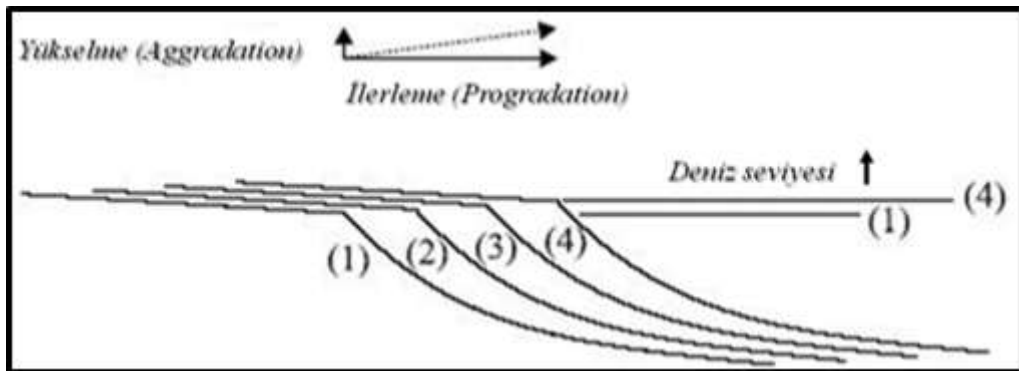


Şekil 3.1 Göreceli deniz seviyesi değişimi ve sediman miktarına bağlı olarak kıyı çizgisinin transgresyon ve regresyon hareketlerinin jeolojik modeli (Coatuneanu, 2002)

Eğer göreceli deniz seviyesi yükselirse, Düşük seviyede sediman geldiğinde veya hiç çökme olmadığı durumda transgresyon hareketi meydana gelir (Şekil 3.1 ve 3.2). Eğer göreceli deniz seviyesi yükselirse, sediman miktarının az gelmesi durumunda retrogradasyon (retrogradation) hareketi meydana gelir (Şekil 3.5). Sediman miktarı, deniz seviyesi ile eşitlenirse agradasyon (aggradation) meydana gelir ve bu sistem daha çok karbonatlarda yaygındır. Sediman miktarının gelişi fazla olursa deniz seviyesi yükseliminden yani kıyı çizgisinin denize doğru hareket etmesi sonucunda progradasyon (progradation) hareketi (Şekil 3.3) oluşur (Sloss, 1962).



Şekil 3.2 Göreceli deniz seviyesi değişimi ve sediman miktarına bağlı olarak kıyı çizgisinin transgresyon ve regresyon hareketleri (Coatuneanu, 2002)

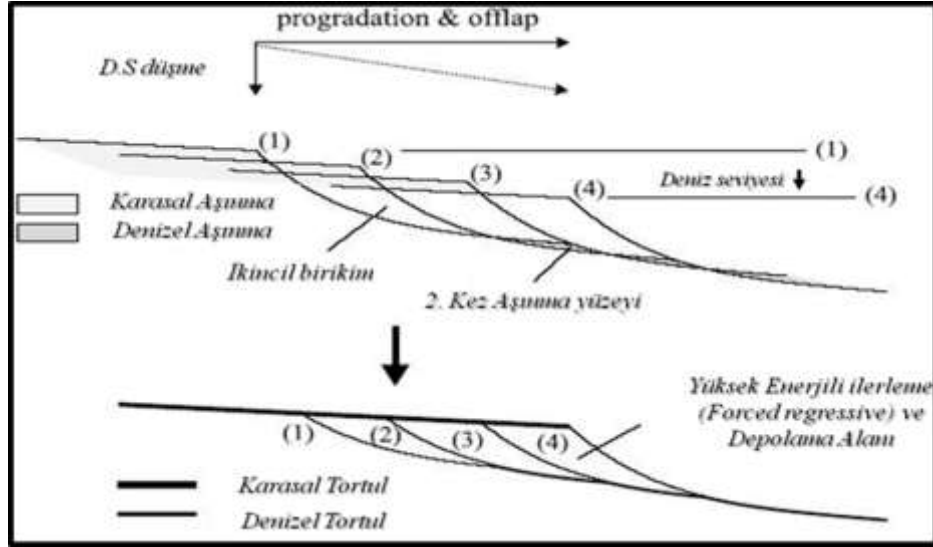


Şekil 3.3 Sediman miktarının geliş fazla olursa deniz seviyesi yükseliminden yani kıyı çizgisinin denize doğru hareket etmesi sonucunda progradasyon (progradation) hareketi (Coatuneanu, 2002)

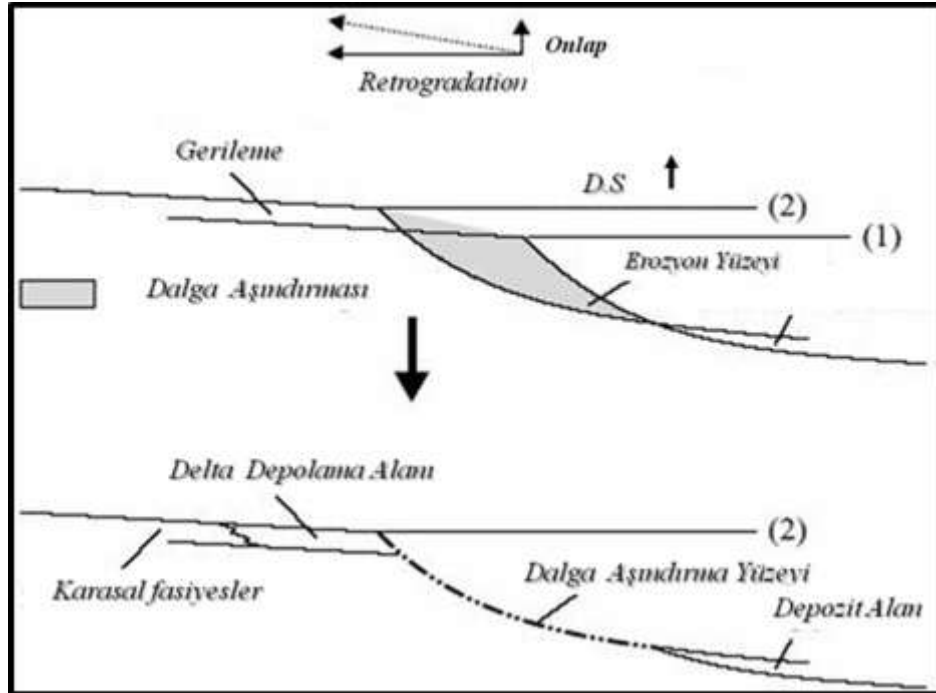
Progradasyon bir çeşit regresyondur ve tüm regresyonlarda progradasyon görülmez. Aynı şekilde retrogradasyon da bir çeşit transgresyon hareketidir ve tüm transgresyon hareketlerinde retrogradasyon görülmez. Bir alanda transgresyon veya regresyon hareketleri sediman miktarı ve depolama alanı şeklinde iki temel faktör tarafından kontrol edilir.

Göreceli deniz seviyesinin düşmesi sonucu sahil şeridinin denize doğru ilerlemesi ile oluşan harekete güçlü (forced) regresyon (Şekil 3.4) denir (Catuneanu 2002). Bu tip regresyon, taban seviyesinin düşmesi sonucu, sahil şeridinin sediman miktarına

bağlı kalmaksızın regresyona zorlanması olarak tanımlanabilir. Bu olay, denizel ve denizel olmayan sığ denizel ortamlarda erozyonu hareketlendirir. Gelen sediman miktarına bağlı olarak gelişen regresyon hareketine de normal regresyon denir.

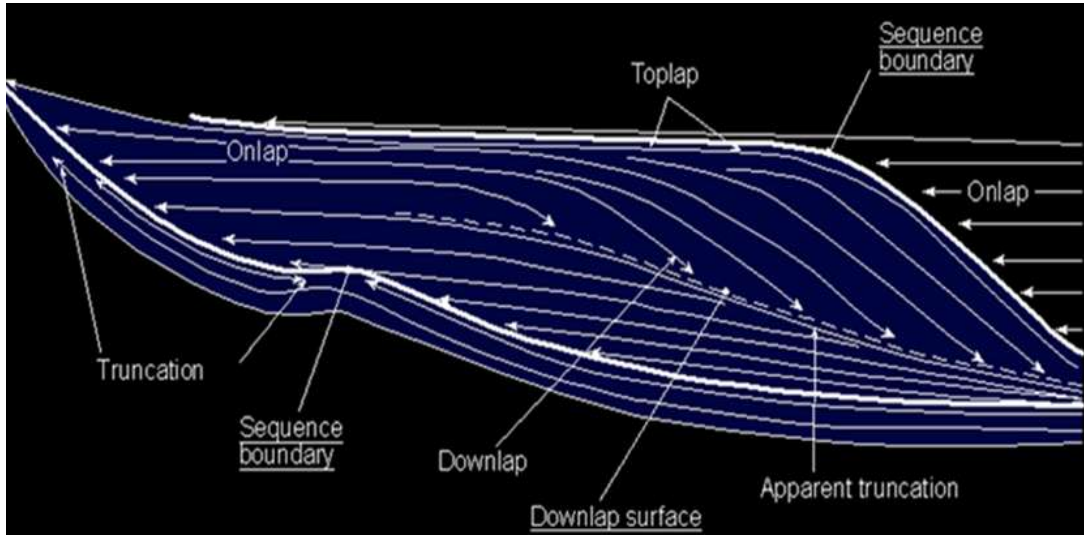


Şekil 3.4 Deniz Seviyesinin düşmesi ile güçlü ve normal regresif hareket (Coatuneanu, 2002).



Şekil 3.5 Deniz Seviyesinin yükselmesi sonucu karaya doğru ilerleme hareketi (Coatuneanu, 2002)

Eğimli yansıma yüzeylerinin bir aşınma yüzeyi boyunca tıraşlanması erozyonel tıraşlama şeklinde ifade edilir (Şekil 3.6). Yansıma yüzeylerinin yukarı dereceli olarak sönümlenmesini “toplap” olarak temsil edilir. Yansıma yüzeylerinin eğim aşağı doğru sönümlenmesini “downlap” olarak ifade edilir. Genellikle havzaya doğru ilerleyen klinoformlar (eğim yansıma yüzeylerinin tabanında görülür) çoğunlukla havza kenarı yamaç ortamından derin denize ilerlemeyi temsil eder.



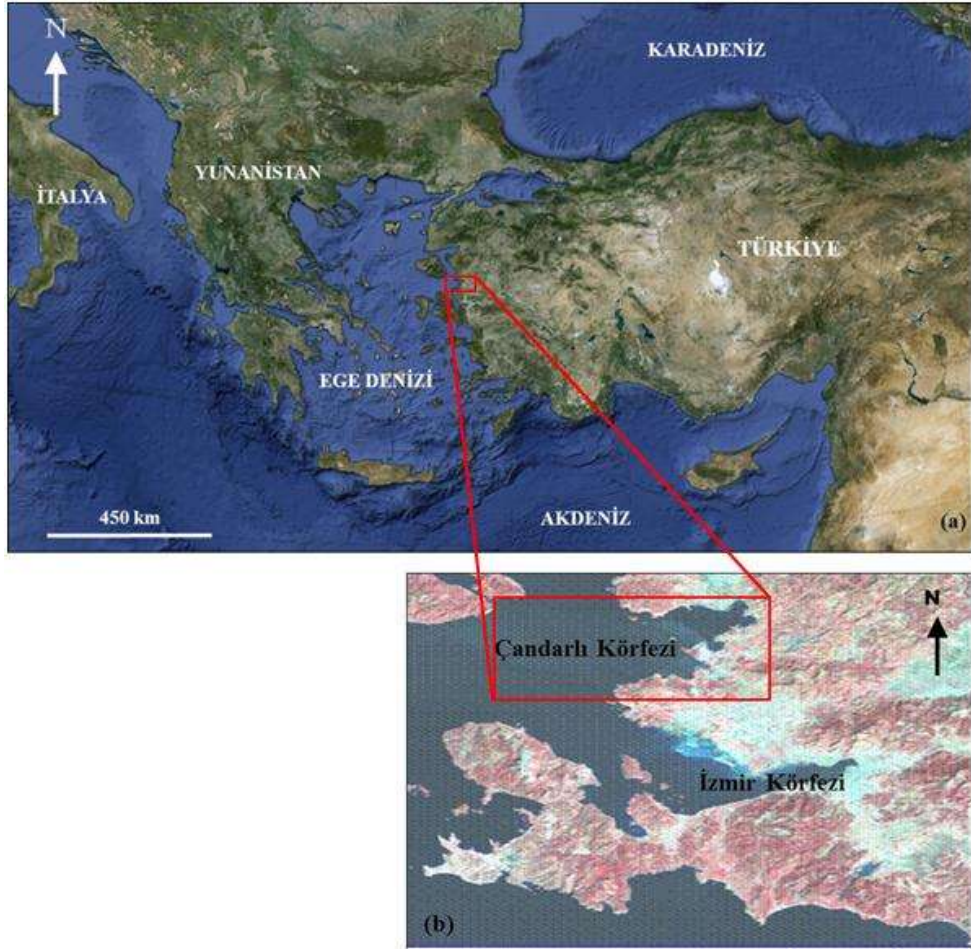
Şekil 3.6 Göreceli deniz seviyesi ve sediman miktarına bağlı olarak, yüksek ya da düşük enerji ile çökelmeler sonucu meydana gelen jeolojik yapıların sismik kesitlerdeki sönümlenmeler (Coatuneanu, 2002)

Sismik kesitlerin yorumlama aşamasında, temel sismik stratigrafik bilgiler doğrultusunda yapılmış olup, kesitlerde kullanılan kısaltmalar şöyledir; TL: Toplap, OL: Onlap, DL: Downlap, SB: Sekans Sınırları, TY: Tıraşlama Yüzeyi, UY: Uyumsuzluk Yüzeyi, K: Klinoformlar, F: Fay, R: Yansıma Yüzeyi olarak tanımlanmıştır.

BÖLÜM DÖRT VERİ TOPLAMA

4.1 Çalışmanın Amacı

Çandarlı Körfezi, yaklaşık olarak 50 km uzunluğunda, 25 km genişliğinde bir alana sahiptir. Körfez, Batı Anadolu ve Ege sistemi içerisinde yer alan, tektonik bakımdan dünyanın en aktif yerlerinden biridir. Alanın kuzeybatısında Midilli adası ile güneyinde İzmir körfezi yer almaktadır. Bölgede aktif denizaltı fay sistemleri bulunmuş ve yapılan çalışmalarla bölgeye ait tektonik modeller oluşturulmuştur. Bununla birlikte Çandarlı körfezi, tortul taşınım ve sismik stratigrafisi açısından önemli bir yere sahip olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası

Bölgede ilk jeofizik incelemeler; Shell, Ashland, Seismic Exploration International SA gibi yabancı petrol şirketleri tarafından yapılmıştır. Bu çalışmalar hidrokarbon potansiyelini ortaya koymak için yürütülmüştür. 1975 ve 1985 yıllarında Çandarlı körfezinde çok kanallı sismik çalışmalar TPAO tarafından yapılmıştır. Toplanan sismik veriler, çalışmanın yapıldığı zamanın koşulları ve imkanları altında değerlendirilmiştir. Fakat o dönemlerde Çandarlı körfezinde detaylı şekilde sismik stratigrafi yapılamamıştır. 90`lı yılların sonlarında Alaşehir ve Batı Anadolu grabenlerinde ilk petrol keşfi saptanmıştır. Keşiflerin batıya doğru, Ege denizinde uzanımları olan Çandarlı Körfezi ilk olarak ele alınmıştır. Bölgede elektromanyetik, gravite, manyetik çalışmalar mevcut değildir. Fakat volkanizma yoğunluğu açısından bakıldığı zaman bölgede detaylı gravite-manyetik çalışmaları yapılması gerekmektedir. Litolojik ilişkilendirme açısından, jeoteknik bilgiler sunan tek kuyu, Foça-1 kuyusudur. Fakat bu kuyudan alınan numuneler hakkında detaylı bilgiye ulaşılamamıştır. Kuyunun 2200 metrelerde volkaniklere girdiği için terk edilmiştir.

Son yıllarda Batı Anadolu ve Çandarlı Körfezinin yeniden hem tektonik hem de hidrokarbon potansiyeli açısından araştırmaların yoğunlaştırılması gereken bir bölge olduğu düşünülmektedir. Geçmiş yıllarda sismik kesitlerdeki yansımaların kalitesinin yeterli olmadığı aşikârdır. Bu nedenle bölgedeki tabana yakın kesimlerdeki kayaçların, temel volkaniklere ait olup/olmadıkları ve genişleme-sıkışma tektoniğinin jeofizik yöntemlerle detaylı olarak incelenmesi gerekmektedir.

Çandarlı baseni farklı deltalar tarafından taşınan tortulların farklı çökelim göstermesi nedeni ile hem sismik stratigrafi hem de yapısal jeoloji açısından önem taşımaktadır.

Çalışmamızın amacı; Çandarlı Körfezi ve çevresinde (Şekil 4.1) yapılan çalışmalardan faydalanarak alanın jeolojisi ve tektonik bilgilerini güncellemek, körfezin iç ve dış kısmı olarak adlandırılan Çandarlı baseni arasındaki bağlantıyı araştırmaktır. Bununla birlikte toplanmış olan çok kanallı sismik yansıma verileri ile Çandarlı baseninin sismik stratigrafi açısından da irdelenmesi sağlanacaktır.

Çandarlı Körfezinin sismik stratigrafisi ve sediman taşınımı ile olan ilişkisinin araştırılması amacı ile çok kanallı sismik yansıma, mühendislik sismiği (Subbottom profil) ve batimetri-oşinografi çalışmaları uygulanmıştır.

4.2 Veri Toplama ve Analizleri

TPAO'nun önceki yıllarda Ege denizinde hidrokarbon aramacılığına yönelik yapmış olduğu çalışmalara ait çok kanallı sismik verilerden yararlanılmıştır. Veri işlem, TPAO bünyesine bağlı Veri İşlem Müdürlüğü tarafından yapılmıştır. Çandarlı körfezindeki çok kanallı sismik hatlar (Şekil 4.3, Tablo 4.2 ve 4.3) ile 3.5 kHz'lık (subbottom profile) sığ sismik hatlar (Tablo 4.1) gösterilmiştir. D-B yönünde 14 sismik hat ve K-G yönünde ise 15 sismik hat olmak üzere toplam 29 çok kanallı sismik yansıma hattı incelenmiştir. Yapılan yorumlama yaklaşık 400 km sismik hat verisi ve sığ sismik veriler ile beraber yorumlanmıştır.

Çok kanallı sismik veriler, 2 msn örnekleme aralığı ve 160 kanal sayısı ile toplanmıştır. Alıcı kablosu (Streamer) 6 +/-1 m ve sismik kaynak 5 +/-1 m su derinliğinde çekilmiş ve yakın ofset 75 m olacak şekilde sistem kurulmuştur. Sismik kaynak olarak hava tabancalarından oluşan alt dizi şeklinde oluşturulmuş toplamda 250 cuin, 2000 psi basınç altında patlama özelliğine sahip sismik kaynak kullanılmıştır. Atış aralığı 25 m, alıcı aralığı 12.5 m, alıcı kablonun uzunluğu 160x12.5m olarak dizayn edilmiştir. Navigasyon ham verisi ED50 ve WGS84 formatında gerekli izinler alınmadığından tezde kullanılamamıştır. Veri toplama TPAO tarafından hazırlanan faaliyet raporundaki bilgilere dayanarak, veri toplama süresince bölgede oşinografik koşulların uygun olduğu belirtilmiştir.

Sismik veri işlemede yüksek ve alçak geçişli filtreler (High cut 125.0 Hz/ 72 dB/oct Low cut 3.0 Hz / 18 dB/oct) uygulanmıştır. Sığ kısımlarda yoğun tekrarlı yansıma gürültüleri kaydedilmiştir fakat genelde yakın ofset Sinyal/Gürültü oranı (S/N), uzak ofset bilgisine göre daha yüksektir. Bununla birlikte, bölgede volkanik ortamın, fay ve fay kırıklarının yaygın ve yoğun olması sinyalin enerji spektrumunu ve genliğinin azalması ve enerji soğurulmasına sebep olduğu gözlenmiştir.

Veri-işlem kısmında uygulanan adımlar; (1) Geometri tanımlama, (2) Bant geçişli filtre uygulama, (3) Genlik Kazancı, (4) İstenmeyen Verileri Atma (Mute), (5) f-k Süzgeç, (6) Dekonvolüsyon, (7) Sort (ortak yansıma noktaların sıralanması), (8) Hız Analizi, (9) Yığılma İşlevi, (10) Migrasyon şeklindedir.

Veri işlemin en son kısmında elde edilen migrasyon kesiti ve final yığılma kesitleri yorumlama için kullanılmıştır. Kayıt süresi 6 sn olarak kaydedilmiş ancak yorumlama aşamasında sadece 3.5 sn'lik sürenin kullanılması uygun görülmüştür.

Ayrıca, Deniz Bilimleri Teknolojisi ve Enstitüsü'ne ait K. Piri Reis sismik araştırma gemisi ile 3.5 kHz'lik (Subbottom Profile) veriler, D-B ve KD-BG doğrultulu olmak üzere toplamda 12 hat atılmış, yorumlamada sadece D-B yönlü 8 hat incelenmiştir. Batimetri verileri, 3.5 kHz'lik sismik verilerden yararlanılarak elde edilmiştir.

Çandarlı körfezinin açık denize doğru olan kısmındaki su derinliğinin hesaplanması için yansıma sismiği kesitlerinden yararlanılmıştır. Sismik veri toplama çalışmalarında kullanılan sismik araştırma gemisi ve ekipmanların konumu Şekil 4.2'de gösterilmektedir.

Tablo 4.1 (3.5 kHz) Subbtom profil sıg sismik hatlara ait bilgiler

Hat İsmi	Yönü	Veri İşlem Durumu	Kayıt Uzunluğu (ms)
L-1	D-B	Final Kesiti	200
L-2	D-B	Final Kesiti	200
L-3	D-B	Final Kesiti	200
L-4	D-B	Final Kesiti	200
L-7	D-B	Final Kesiti	200
L-5	D-B	Final Kesiti	200
L-6	D-B	Final Kesiti	200
L-8	D-B	Final Kesiti	200

3.5 kHz'lik (Subbottom Profil) veriler, D-B ve KD-GB doğrultulu hatların kayıt süresi 200 msn olup etki derinliği çok düşük olmasına rağmen düşey ayrımlılığı yüksektir. Bu hatların seçilmesindeki amaç, yansıma sismiği kesitleri ile beraber

kullanarak, iç körfez ve Çandarlı grabenin arasındaki deniz topografya değişimini gözlemleyebilmektir.

Çandarlı körfezinde 1979-1985 yılları arasında Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) tarafından hidrokarbon aramacılığına yönelik yapılmış olan sismik-2B verilerinden yararlanılmıştır. Bu çalışmada kullanılan sismik-2B hatlara ait bilgiler aşağıdaki tabloda yer almaktadır.

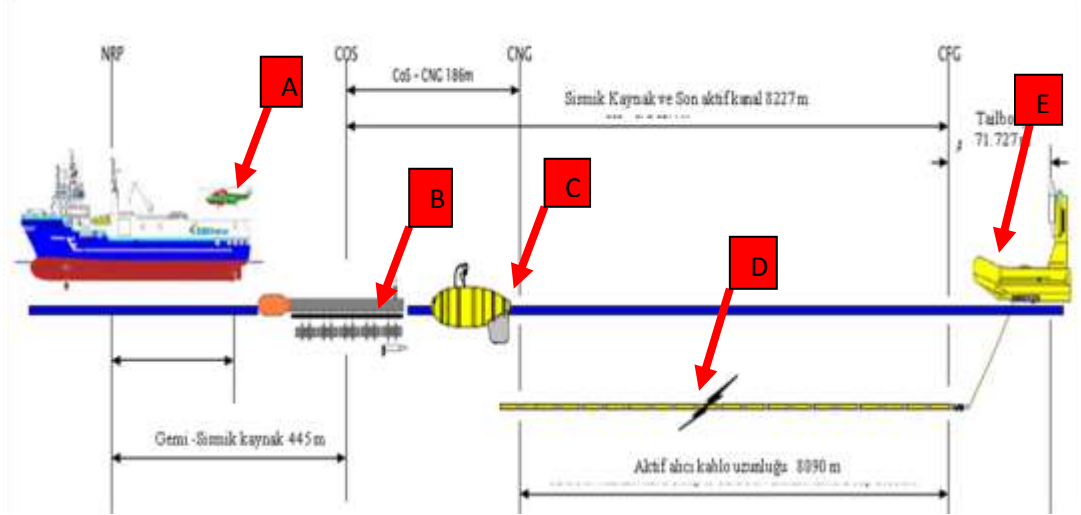
Tablo 4.2 Çok kanallı K-G yönlü sismik hatlara ait bilgiler

Hat İsmi	Atış Yönü	Veri İşlem Durumu	Kesit Uzunluğu (sn)
Hat-62	K-G	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-63	K-G	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-64	G-K	Final Stack Kesiti	3,5 sn
Hat-65	K-G	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-124	B-D	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-67	G-K	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-122	K-G	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-68	K-G	Final Stack Kesiti	3,5 sn
Hat-69	G-K	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-120	G-K	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-70	K-G	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-71	K-G	Final Stack Kesiti	3,5 sn
Hat-118	K-G	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-115	K-G	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-114	K-G	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn

Sismik kesitlerin yorumlanması sırasında, Ege Denizinde 1978 yılında Union Texas Turkey Inc. yürütücülüğünde, Salvesev Offshore Drilling şirketi tarafından açılan Foça-1 arama kuyusuna ait litostratigrafi verisinden de yararlanılmıştır. Ancak kuyudan karot, jeokimyasal ve perfore gibi analizler yapılamamıştır. Bölgede başka kuyunun açılmamasından dolayı, Foça-1 kuyusu sismik kesitlerin yorumlanmasında jeolojik verileri sağlamıştır.

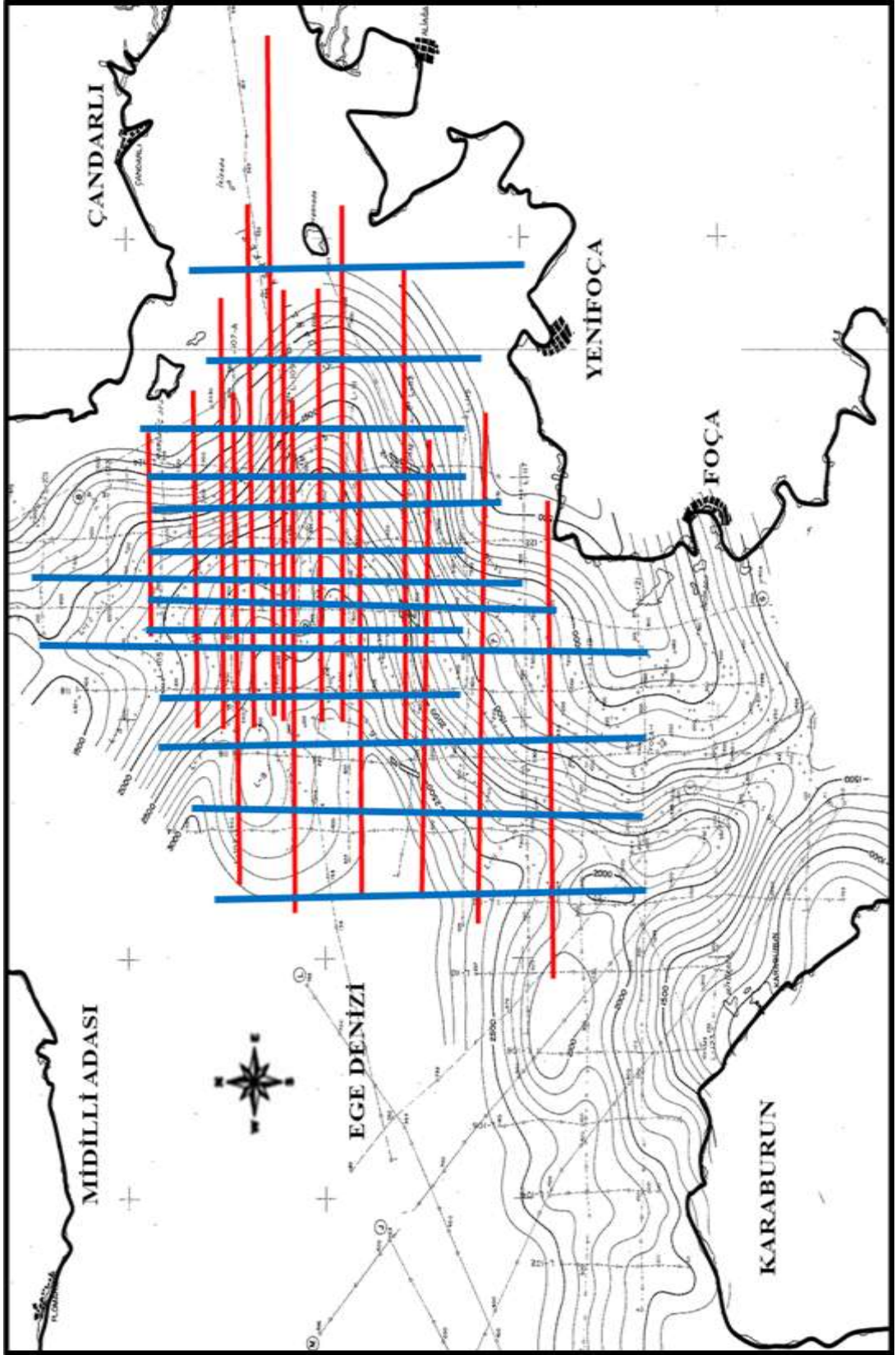
Tablo 4.3 Çok kanallı D-B yönlü sismik hatlara ait bilgiler

	Atış Yönü	Veri İşlem Durumu	Kesit Uzunluğu (sn)
Hat-105	D-B	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-53	B-D	Final Stack Kesiti	3,5 sn
Hat-54	D-B	Final Stack Kesiti	3,5 sn
Hat-107	B-D	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-55	B-D	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-56	B-D	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-57	D-B	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-109	B-D	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-58	D-B	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-59	D-B	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-111	B-D	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-61	B-D	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-115	D-B	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn
Hat-117	D-B	Final Migrasyon Kesiti	3,5 sn



Şekil 4.2 A) Sismik araştırma gemisi B) Sismik kaynak C) Alıcı kablo şamandırası D) Alıcı Kablo (Streamer) sistemi E) Kuyruk şamandırası (Tail bouy) temel şematik görünümü

Çandarlı körfezine yakın olan Edremit körfezinde açılan Edremit-1 kuyusunun sığda bulunmasından dolayı, korelasyon ve yorumlamada kullanılamamıştır. Batı Anadolu Ege denizinde Yunanistan tarafından açılmış olan Limnos-1 kuyusu, çalışma alanına uzakta olmasına rağmen özellikle kronostratigrafi açısından önemli bilgiler sağlamıştır. Sismik hatlar kullanılarak, eş zaman kalınlık ve sediman kalınlık haritaları oluşturulmuştur. Elde edilen kuyu bilgileri ve haritalar, alan hakkında genel bir ön bilgi sağlaması amacı ile kullanılmıştır.



Şekil 4.3 Çandarlı körfezinde çok kanallı sismik hatların konumu doğrultusu ve yönü (Mavi renkli olanlar K-G doğrultulu, Kırmızı renkli olanlar D-B yönlü hatları göstermekte)

BÖLÜM BEŞ

SIĞ SİSMİK PROFİLLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

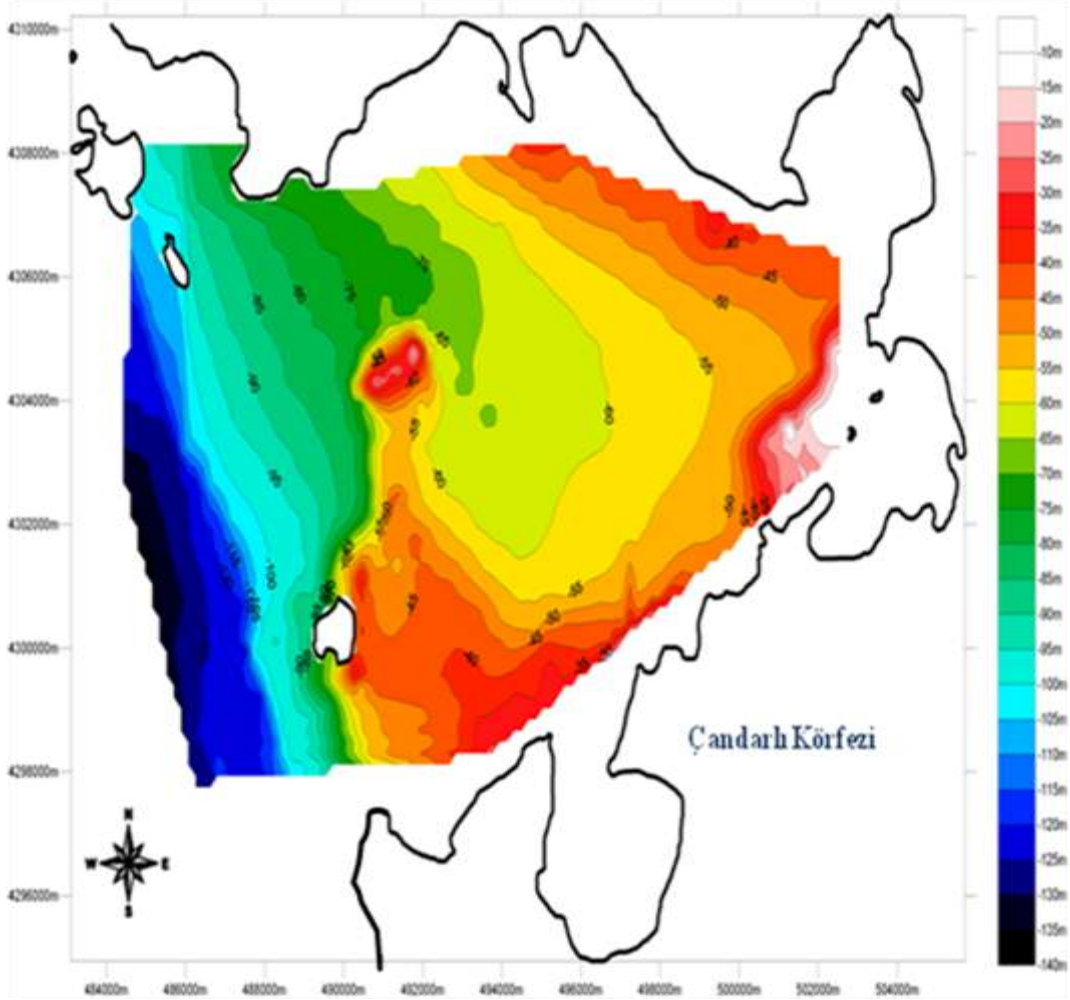
5.1 Sığ Sismik Profillerin (3.5 kHz Mühendislik Sismiği) Değerlendirilmesi

Çandarlı körfezinin iç kısmına ait batimetri haritası tek kanallı sismik (3.5 kHz) verilerinden yararlanılarak oluşturulmuş ve Şekil 5.1’de gösterilmiştir. Batimetri haritası; deniz tabanındaki morfolojik değişimleri, su kolonu derinliği ve uygulanacak diğer çalışmalar için alan hakkında ön bilgi vermesi açısından son derece önemlidir. Özellikle bölgedeki çökellerin dağılımını ve aktif tektoniğin devam ettiğini göz önünde bulundurursak, bölgede batimetri bilgisi son derece önem taşımaktadır. Batimetri haritasında (Şekil 5.1) iç körfez ve kıyı kısımlarında su derinliği ortalama 55 m civarındadır. Körfezin orta kısımlarında su derinliği artmakta ve adaların çevresinde ise ani değişimler gözlenmektedir. Çandarlı basenindeki su derinliği çok kanallı sismik verilerden yararlanılarak hesaplanmıştır.

Çandarlı Körfezi’nin batimetri, deniz tabanı morfolojik değişimleri ve sismik kesitler incelendiğinde, Çandarlı Körfezi’nin en derin alanının Çandarlı grabeninin bulunduğu bölge olduğunu söyleyebiliriz. Yaklaşık su derinliği 150 m civarında olup, batıya doğru Ege Denizi açıklarına gidildikçe su derinliğinin arttığı dikkatimizi çekmektedir. Aliağa ilçesi ile İzmir Körfezi’ni kapsayan alanın, kıyı kesimine doğru su derinliği azalmaktadır.

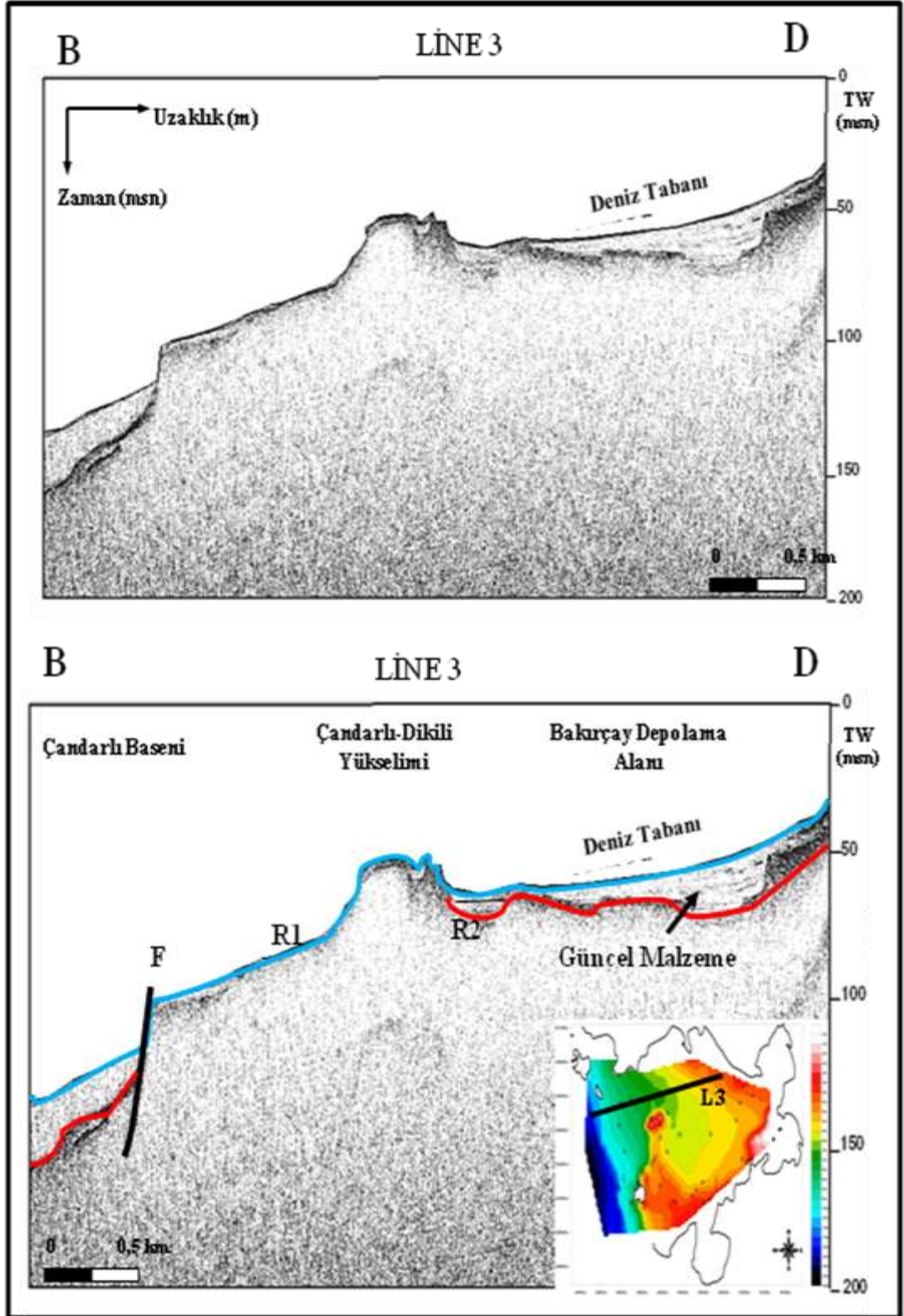
Bu faylar ve fayların uzanımları 3,5 kHz’lik yüksek çözünürlüklü sismik kesitler ve çok kanallı sismik yansıma kesitlerinde gözlenmiştir. 3.5 kHz’lik sismik kesitlerin yorumlanması; iç körfez ile Çandarlı grabeni arasındaki bağlantıyı kurmak ve çok kanallı sismik kesitler ile korelasyonu sağlama yardımcı olmuştur. Sığ sismik veriler incelendiğinde iki farklı sismik yansıma yüzeyi olan R1 deniz tabanı ve Bakırçay deltasının güncel tortul çökeltme birimi olarak R2 yansıma yüzeyi belirlenmiştir. Çandarlı-Dikili yükselimi ile Çandarlı grabenini birbirinden ayıran belirgin faylar bulunmaktadır. Doğrultu atımlı normal ve eğim bileşenleri olan Çandarlı fayı,

yüksek atıma sahiptir ve Midilli (Lesbos) adasına doğru uzanımı devam ettiği düşünülmektedir.

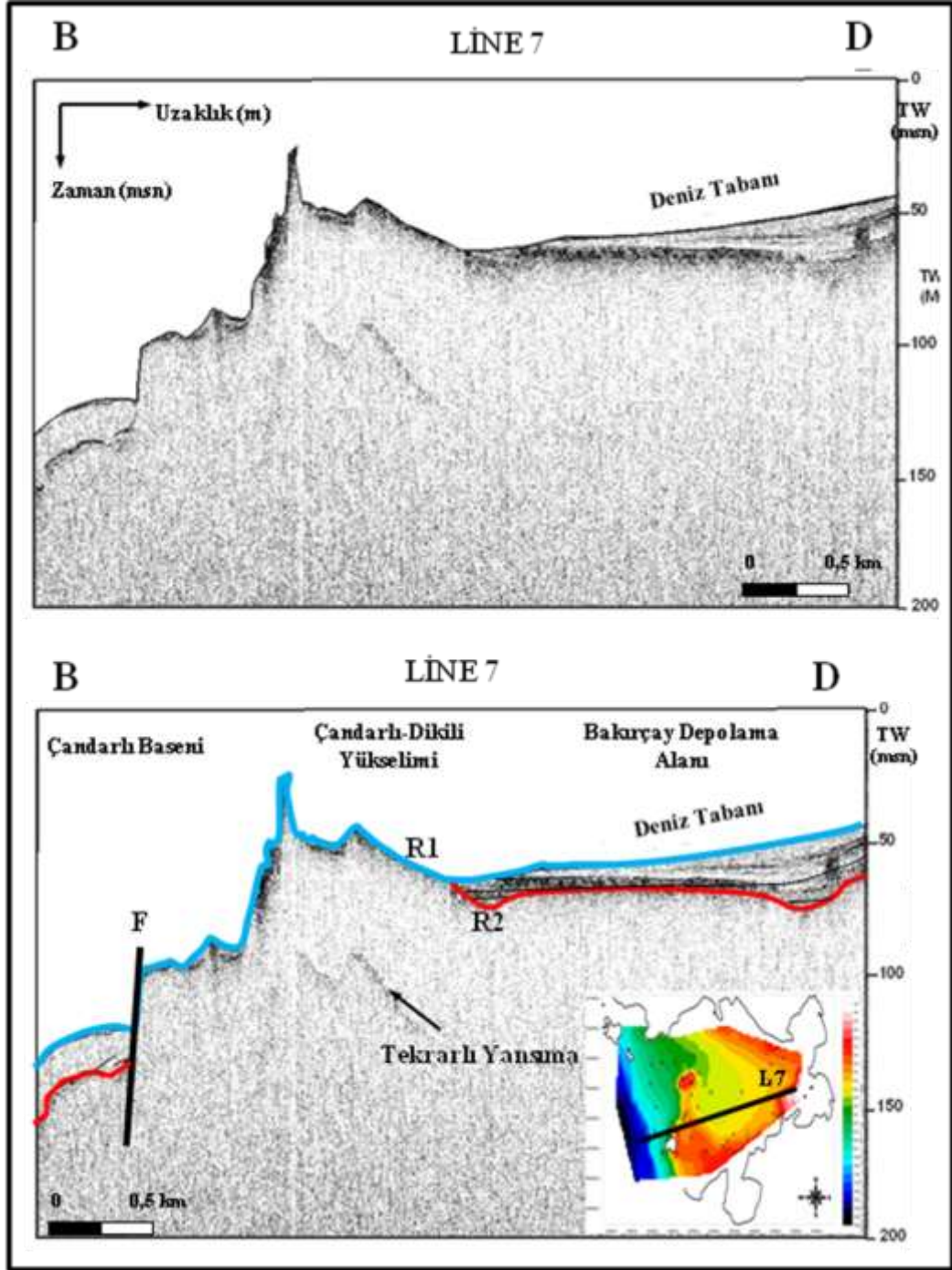


Çalışma alanı olan Çandarlı körfezi, yaklaşık olarak 900 km^2 'lik alana sahip olup körfez iki kısımda incelenmektedir. Birinci kısım, adaların doğusunda kalan iç körfez ve kıyı şelfini, ikinci kısım ise, adaların batısında bulunan dış körfez yani açık denizi kapsamaktadır. Bu iki kısmı birbirinden ayıran en önemli yapı denizaltı faylarıdır. Dış körfezde önemli olan Çandarlı grabeni; denizaltı fayları, Midilli fayı, adalara paralel olarak ilerleyen doğrultu atımlı normal fay, Tuzla fayı ve oblik faylar olmak üzere pek çok deniz altı fayları tarafından oluşmaktadır.

Deniz tabanında ani yükselimler ve çöküntülerin bulunması ile birlikte (Şekil 5.2, 5.3 ve 5.4) D-B uzanımlı 3.5 kHz sismik kesitte Bakırçay depolama alanı, Dikili-Çandarlı yükselimi ve Çandarlı Baseni yer almaktadır. Denizde yükselti ve çukur (Horst-Graben) olarak devam eden bu sistem dikey atımlı normal fay ve eğim bileşenli faylanma sistemi ile ayrılmaktadır. Sistemin tektoniğini oluşturan temel hareket D-B sıkışmasından kaynaklanmaktadır. Çandarlı fayının deniz tabanına kadar uzanan yaklaşık olarak 15 msn atıma ve aktif bir sismisiteye sahip olduğunu söyleyebiliriz. KD-GB uzantılı Dikili-Çandarlı yükselimi iç körfez ile Çandarlı basenini ayıran en belirgin jeolojik yapıdır.



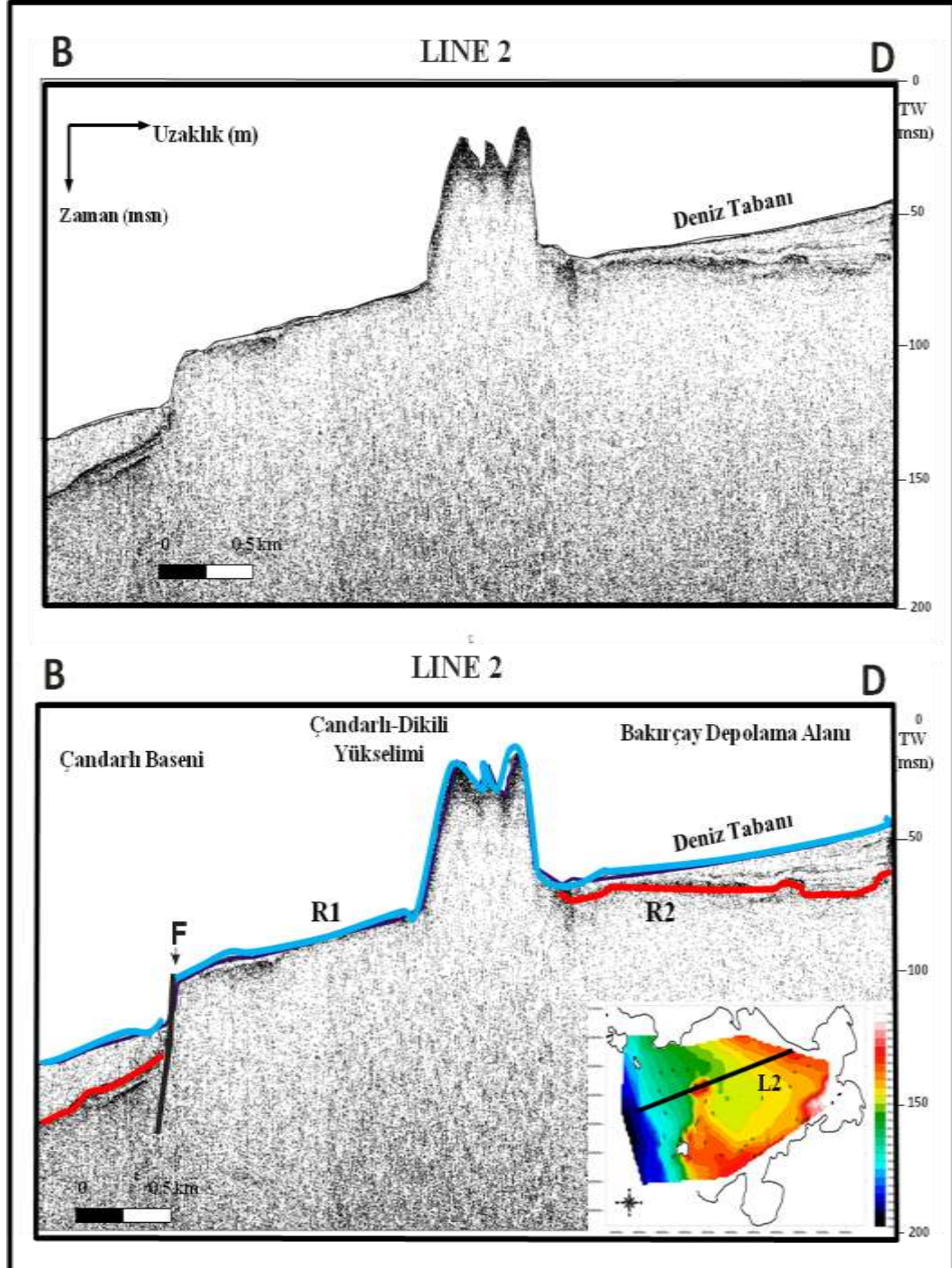
Şekil 5.2 Çandarlı Körfezine ait sığ sismik (3.5 kHz Mühendislik sismigi) D-B doğrultulu LINE-3 kesiti R1: Birinci yansımaya yüzeyi R2:İkinci yansımaya yüzeyi F: Fay



Şekil 5.3 Çandarlı Körfezine ait sığ sismik (3.5 kHz Mühendislik sismiği) D-B doğrultulu Line-7 kesiti R1: Birinci yansıma yüzeyi R2:İkinci yansıma yüzeyi F: Fay

Adalar ve çevresinde ani batimetrik değişimleri söz konusu olup, yüksek eğimli yamaçlar yer almaktadır. 3.5 kHz'lik sığ sismik kesitler Çandarlı grabeni başlangıcında, Karakaya yükselimi yamacında sonlanmaktadır. Bölgeye tortul taşınım özelliği açısından sığ alanlarda kaotikleşmiş şekilde çökelmeler, özellikle

blok kayaların denize dik eğimle indiği kıyı alanlarında deniz tabanında görülmektedir. R1-R2 yansıma yüzeyleri arasında kalan sismik paket Kuvarterner dönemine ait güncel çökelmelerdir.



Şekil 5.4 Çandarlı Körfezine ait sığ sismik (3.5 kHz Mühendislik sismigi) D-B doğrultulu Line-2 kesiti, R1: Birinci yansıma yüzeyi R2: İkinci yansıma yüzeyi F: Fay

5.2 Çandarlı Baseni D-B Doğrultulu Sismik Kesitlerin Yorumu

Kesitlerin yorumlanması, bölgenin tektonik yapısı ve sediman çökelim jeolojisi dikkate alınarak yapılmıştır. Bölgede sediman depolama açısından yoğun olan Çandarlı baseni, doğu yönünden Bakırçay lobu, güney ve güneydoğudan Gediz lobu ve kuzey tarafından Madra lobu etkili olmuştur. Kesitlerde genel olarak altı farklı sismik paket yorumlanmış ve daha sonra kuyu bilgisi ile (Foça-1) korelasyonu yapılarak formasyonlara ait yaşlar ile yorumlanmıştır. Temelde Triyas yaşlı bir topluluk olan Karakaya karmaşığı, Alt-Orta Miyosen dönemine ait Yuntdağı volkanikleri ile Küçükuyu formasyonu yer almaktadır.

Çandarlı grabenini dolduran diğer fasiyes birimler ise Üst Miyosen dönemine ait olduğu düşünülen Yayaköy-Bozköy-Ularca olarak tanımlanmış ve son olarak Üst Miyosen-Pliyosen döneminde etkili olan Bayramiç ve Dereköy formasyonu şeklinde değerlendirilmiştir. Sismik kesitlerde yansıma yüzeyleri R1, R2, R3, R4, R5, R6 arasında kalan paketlerin toplamı ile oluşan depolama alanı, Çandarlı Baseni dışında denize doğru ilerleme (progradation) gösteren sismik birimlerdir. Bu paketler modern Gediz, Bakırçay ve Madra deltalarının deniz tarafında olduğu açıkça ortaya konulmuştur. Sismik kesitlerde yansıtıcılar downlap, toplap, onlap bitişleri göstermektedir. Sismik kesitler dikkatle incelendiğinde üst üste kiremit yapılar oluşturan geniş çökelim istifleri olarak farklı yansıma özellikleri gösteren sismik sekanslar görülmektedir. Gediz deltasının kuzeye doğru hızla incelendiği ve alt lopların Çandarlı baseninde çökeltme yaptığı ve bu sekans içerisinde diğer loplar ile kesiştiğinden kaotik ve zayıf yansımalar göstermektedir.

Örneğin; Alt-Orta Miyosen dönemine ait Yuntdağı volkanitleri ile Küçükuyu formasyonu fasiyesleri ait olduğu (Şekil 5.5, 5.6 ve 5.7). Madra nehrine ait sismik sekans R1'deki dağılımsal birikimi, günümüze ait nehir ağzı ile sınırlanan ve batıdan doğuya doğru incelen küçük ve açık delta loplarının varlığı çok kanallı sismik kesitlerde yorumlanmıştır. Fasiyesler Çandarlı baseninin kalınlaştığı kısımlarda yer yer kesişmektedir. Bakırçay ve Gediz delta ilerlemelerine oranla daha dar bir lop olarak görülmektedir. Bakırçay nehrine ait dağılımsal alan batıya doğru hızla incelen

ve Çandarlı baseninde kalın depolama ve devamlı sismik yansıma gösteren istiflenme şeklindedir. Ayrıca Çandarlı baseni doğu kısmında belirgin bir lop oluşturan geniş sediman sıkışmasının varlığına işaret eden muhtemel aralıklı fakat yoğun tortul taşımının olduğu çok açık bir şekilde görülmektedir. İlişkili büyük nehir boşaltımlarında, muhtemelen sedimanlar dar delta önü ilerlemeleri (prodelta) platformunu geçerek Çandarlı baseninden ulaşmışlardır. Prodelta ilerlemeleri özellikle Miyosen döneminde Gediz lobunun Foça-Karaburun yükselimini aşarak Bakırçay lobunun Orta-Üst Miyosen döneminde Dikili-Foça yükselimi hattını geçerek ilerleme göstermiştir ve bu çökelimler düzgün ve devamlı yansımalar vermektedir.

Çok kanallı sismik kesitlerde, Ege denizinde büyük nehirlerin kıta sahanlığının birbiri üzerine binmiş dotalardan oluştuğunu göstermektedir. Delta düzlüklerinin delta önüne doğru farklı dönemlerde (deniz seviyesinin yükselmesi ya da alçalması dönemlerinde) ilerlediği görülmüştür. Güncel malzemenin, yakın jeolojik (Plio-Kuvaterner) dönemde çöklediği ve önceki buzul dönemlerinde alçak deniz seviyelerinde geliştiği, delta ilerleme loblarının sınırları görülmektedir. Kuvaterner'deki son buzullanma ile ilgili alçak deniz seviyelerinde, dotaların güncel kıyı şeridi 40-60 km denize doğru ilerlediği (Progradation) görülmüştür. Buzul dönemi sonlarında deniz eski nehir vadilerine yerleşmiştir (Transgression). Güncel kıyı şeridinden sismik birimler birbirleri üzerine kiremit şeklinde yerleşmiş ve bunlar transgrasif delta ve deniz çökelleri olarak değerlendirilmiştir. Çökeltmenin fazla olduğu ve tektonik hareketlerden dolayı çökeltme fayları meydana gelmiştir. Faylanma sınırlarında sıvı ve gaz kaçışlarının gözlemlendiği basen yamacında ve ortalarında, deformasyonlar söz konusudur. Çandarlı baseninde çökeltmeler deniz seviyesinin değişimlerine bağlı olarak, yüksek ve düşük enerjili çökeltmeler (Highstand- Lowstand) meydana gelmiştir. Faylar yoğun sismik aktiviteye sahip olduğundan deformasyonlar meydana gelmiş ve sönümlenmiş, kaotik yapıları paketler (yansımalar) gözlenmiştir.

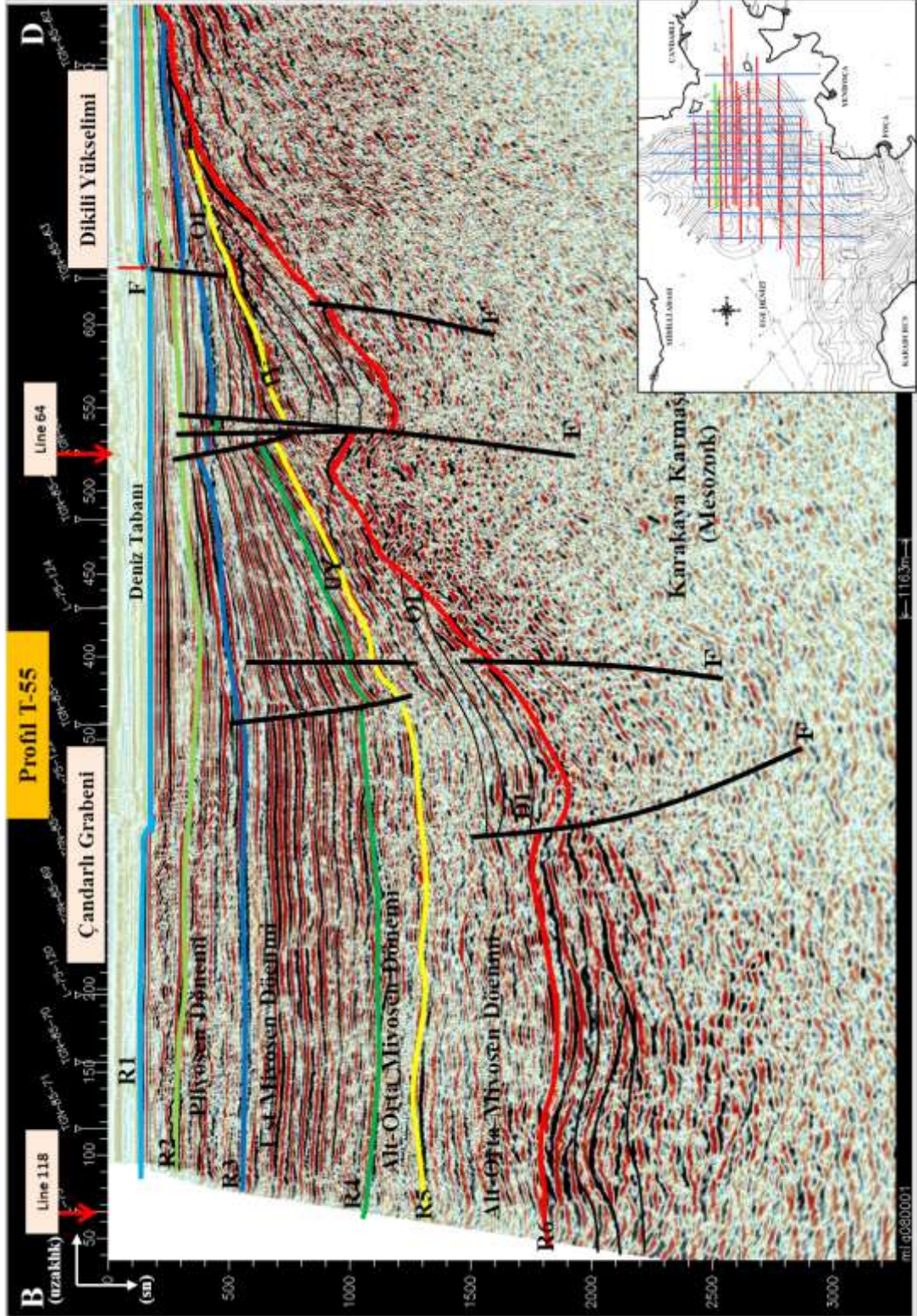
Fayların oluşumunda etkili olan B-D yönünde sıkışma ile KD-GB yönündeki açılma tektonizma hareketleri, çökelimlerin yansıma genliklerinde izlendiği gibi,

fasiyeler içerisinde kıvrımlar ve kırıklar meydana getirmiştir. Profil T-55 sismik kesiti alanın kuzeyinde Doğu-Batı uzanımlı olarak bulunur. Kesit T-55 Çandarlı Körfezinin kuzeyindeki Dikili yükselimin yamaç kısmını ve Çandarlı basenin kuzey kısmını net bir şekilde ortaya koymaktadır. Dikili civarındaki temeli oluşturan Karakaya Karmaşığı temsil etmektedir (R6). Açık mavi renkli sismik yansıma yüzeyi deniz tabanını göstermektedir (Şekil 5.5). R6 yansıma yüzeyinin Karakaya Karmaşığı olduğu düşünülmektedir ancak Dikili grubu altında incelenmiş olan, Kınık formasyonun altında çökelim gösteren Alt-Orta Miyosen yaşlı Yuntdağı volkaniklerine ait birimler olabileceği düşünülmektedir. Yükselimin yamaç kesimlerinde açılma ve sıkışma tektoniği sonucu basamak faylar oluşmuş ve çökelim alanlarında kıvrımlar ve kırılmalar oluşmuştur. R2, R3, R4 yansıma yüzeylerini (Sarı ve yeşil koyu mavi renkli) “onlap” ederek havzayı doldurmuşlardır.

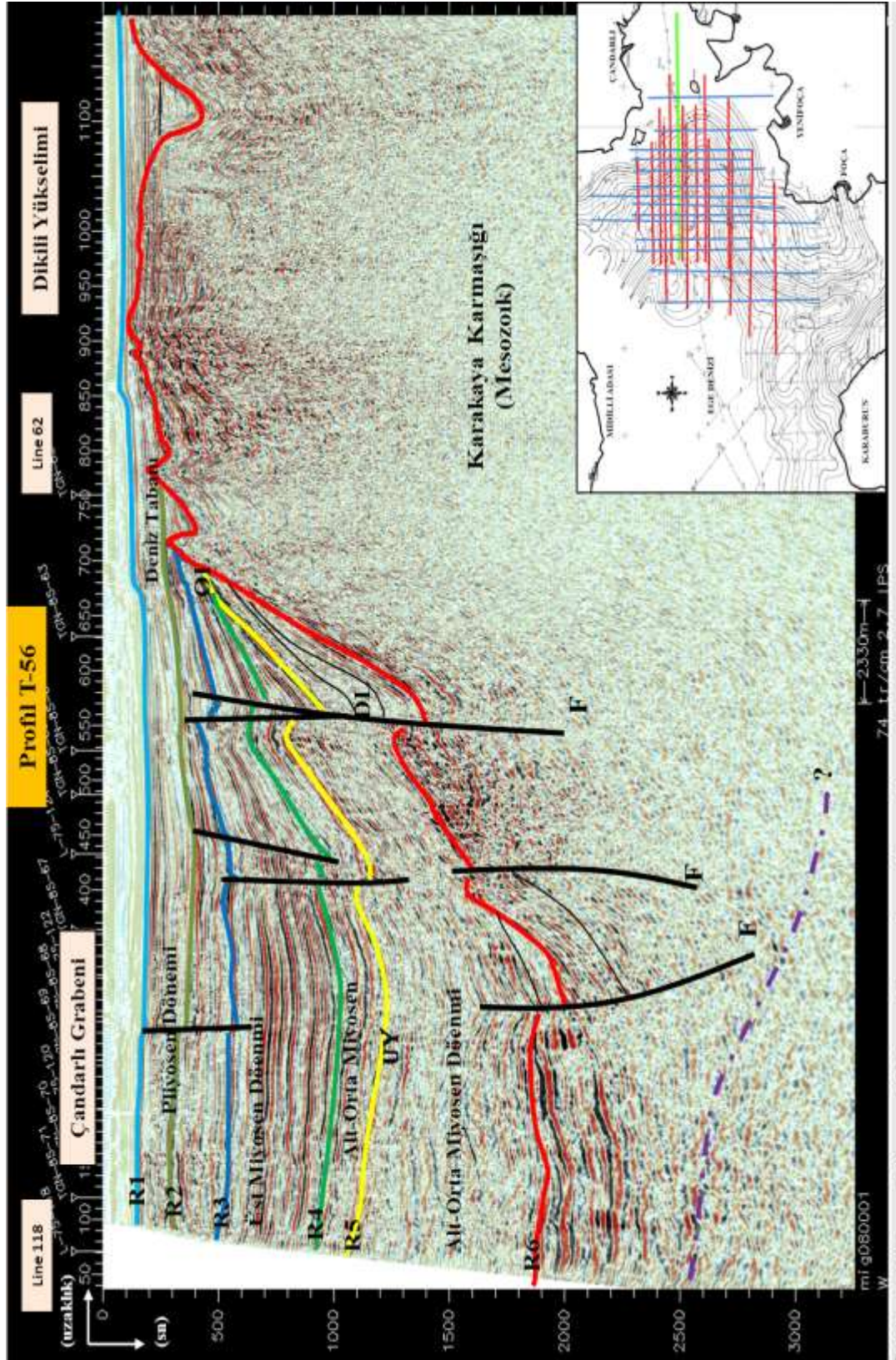
Kesitin Çandarlı baseninin kalınlaştığı batı kısımlarında R3 ve R4 yansıma yüzeyleri arasında kalan sismik pakette devamlı ve düzgün yansımalar gözlenirken, altındaki sismik pakette sönümlenmiş yansımalar vermekte ve uyumsuzluk yüzeyi ile ayrılmaktadır. Ayrıca havzada çökelim gösteren Alt-Orta Miyosen dönemine ait olduğu düşünülen R4-R5 sismik paketin diğer paketlere göre daha ince ve havzanın derin kısımlarında aşağıya doğru downlap çökelimler sunmaktadır. En üst sismik paketin Pliyosen dönemi çökelleri olduğu tahmin edilmektedir. Profil T-56 sismik kesiti (Şekil 5.6), Çandarlı körfezinin ortasından geçen (T-55 hattın hemen güneyinde) Doğu-Batı uzanımlı bir kesittir. Kesitte hem Çandarlı basenin hem de Aliğa çöküntü alanının kesiştiği noktalar ile T-56 kesitinin Doğu kısmında Dikili yükselimi gözlenmektedir. Kesitin doğu ucunda aktivitesini yitirmiş bir koy bulunmaktadır ve su derinliği yaklaşık 20 m civarındadır. Kesitin doğusundan itibaren volkanikler ve Zeytindağ ilçesi civarında temeli oluşturan Karakaya Karmaşığı (Triyas yaşlı bir topluluktur ve birim Üst Triyas'ta Metamorfizmaya uğramıştır) yüzeylenmektedir. Batıya doğru ise faylar nedeni ile graben biriminden derinleşmektedir.

Kesitte çökel istifler, aşağıdan yukarıya doğru incelendiğinde havza oluşumunun devam ettiği görülür. En üstteki Pliyosen tortullar, gerilme fayı boyunca graben

omuzlarına onlap ederken, çökme sonucu kırılmalar ve küçük kıvrımlar gelişmiştir. Yansıma yüzeyleri arasında uyumsuzluk göstermektedir. R3 ve R6 yansıma yüzeylerinde aşınmaların olduğu ve sismik paketler arasındaki yansıma genlikleri büyük farklılıklar göstermektedir. Çökelmeyi oluşturan faylar, Alt-Orta Miyosen tortullarında hızlı çökelerek (Highstand) kaotik yapılar oluşturmuş ve basenin ortalarında çökelimler en fazla kalınlığa erişmiştir.

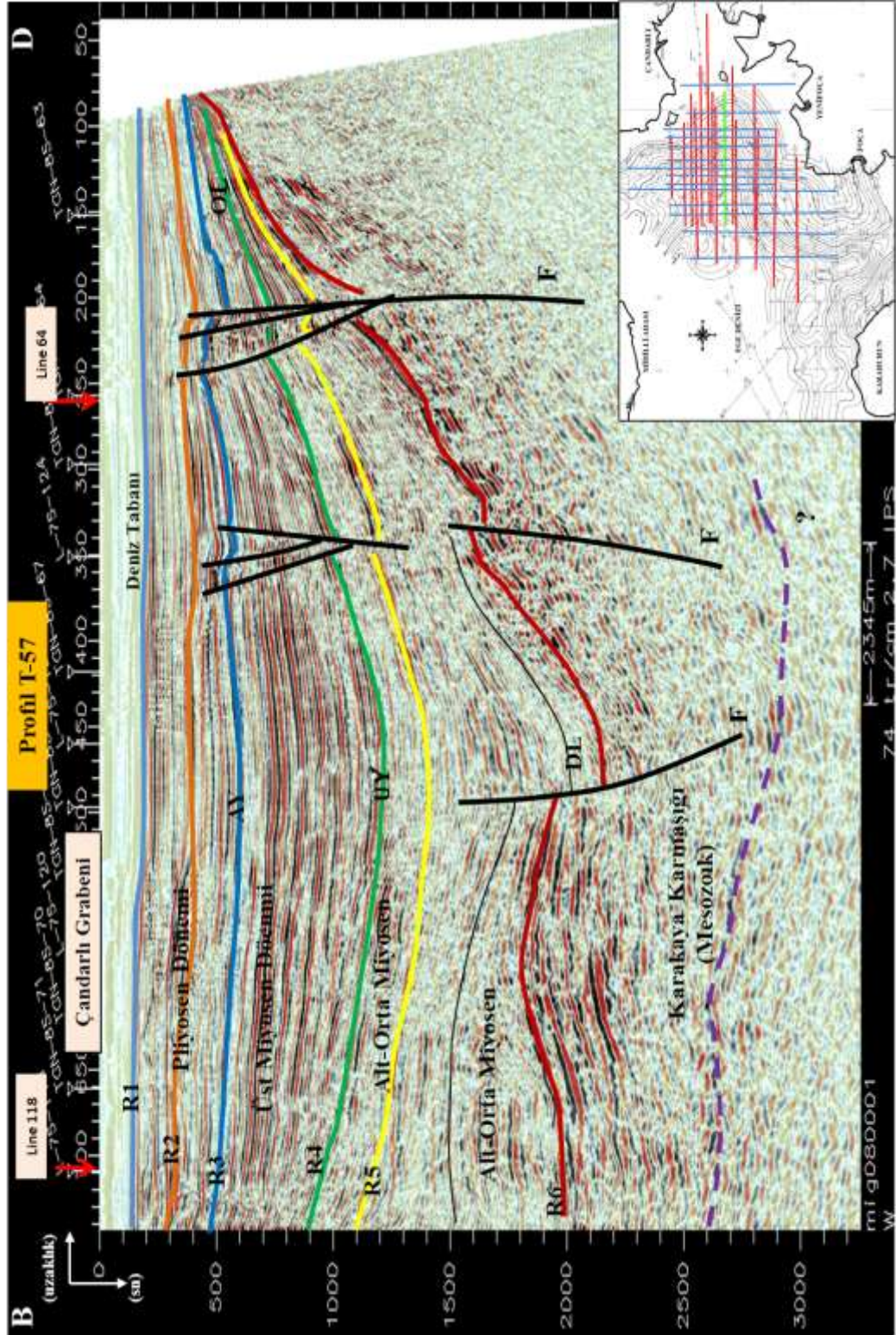


Şekil 5.5 Çandarlı Körfezine ait D-B yönlü Profil 55 sismik kesit ve yorumu. R1, R2, R3, R4, R5, R6: Sismik yansıma paketleri, UY: Uyumsuzluk yüzeyi, DL: Downlop, TP: Taplop, OL: Onlop, TY: Traşlanma yüzeyi, F: Faylar

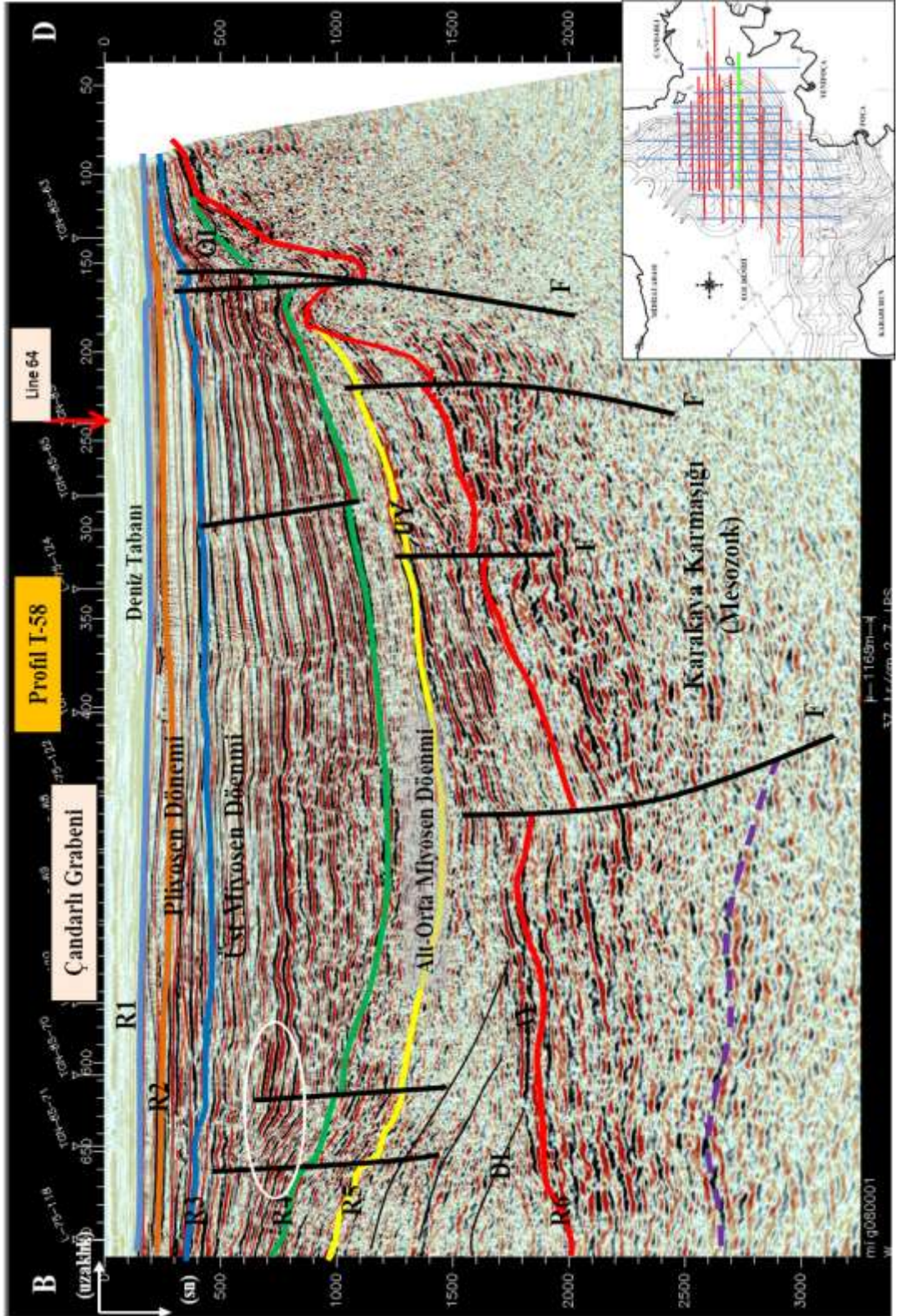


Şekil 5.6 Çandarlı Körfezine ait D-B yönlü Profil 56 sismik kesit ve yorumu. R1, R2, R3, R4, R5, R6: Sismik yansıma paketleri, UY: Uyumsuzluk yüzeyi, DL: Downlop, TP: Taplop, OL: Onlop, TY: Traşlanma yüzeyi, F: Faylar

Kesitin batı tarafına doğru yine bu tektonik genişleme ve sıkışmadan dolayı antiklinal yapıların oluştuğu gözlenmektedir. R3 ve R4 yansıma yüzeyleri arasında kalan sismik paketin, diğerlerine göre yansımaların devamlılığı daha net gözlenmektedir. R3 ile R6 yansıma yüzeyleri arasındaki sismik paketlerde ise sönümlenen yansımalar ve kaotik görünüm, aktif tektoniğin etkisi ile çökelim döneminde (Alt-Orta Miyosen) hızlı çökme sonucu basene malzeme taşınımının farklı loblardan ve yoğun şekilde olmasından dolayı kaynaklandığı düşünülmektedir. T-56 sismik kesitin Çandarlı körfezinin iç kısımlarına kadar uzanan en uzun Doğu-Batı uzanımlı kesitir ve bu alan iç kısımları hakkında bilgi vermektedir. D-B uzanımlı olan, T-57 sismik kesiti, T-56 kesitine paralel olarak uzanmaktadır (Şekil 5.7) T-57 sismik kesit Çandarlı grabenin başlangıcını ve Doğu kısmındaki çöküntü alanını hemen hemen tümünü kesmektedir ve T-56 kesitine göre 2 km güneyde bulunmaktadır. Çandarlı baseni görünümünü daha iyi yansıtmaktadır. T-56 kesitinde olduğu gibi, temeldeki Karakaya karmaşığı yansımaları (dikkatli yorumlanmasında fayda vardır, çünkü Yuntdağı Volkanikleride olabilir) olarak izlenmekte ve basenin batıya doğru faylarla hızla derinleşmekte ve Üst Miyosen- Pliyosen tortulları, basenin omuzlarına onlap ederek havzayı doldurmaktadır. R4-R6 yansıma yüzeyleri arasındaki sismik paketlerde diskordans yapılar gözlenmektedir. Alt-Miyosen dönemi çökelimlerinde etkin olan fay yüzeylerine downlap istiflenmeler ile sismik paketlerin yansıma yüzeylerinde uyumsuzluklar görülmektedir. Karakaya Karmaşığının üzerinde yansımaların zayıf görüldüğü seviyelerin, Yuntdağı volkaniklerini temsil edebileceği düşünülmektedir. Ayrıca havzayı dolduran lobların üst üste istiflenerek çökmesi söz konusu olduğundan R1-R3 yansıma yüzeyleri arasında kaotik yansımalar bulunmaktadır. R5 yansıma yüzeyinden (Sarı seviye üzeri) itibaren yine olası volkanotortul seviye ve üzerine gelen diğer seviyeler özellikle R3-R4 yansıma yüzeyleri arasında kalan sismik paketteki yansımalar net olarak izlenebilmektedir. Batıya doğru basenin derinleşmesi, sediman kalınlığının beklenenden daha fazla olabileceği düşünülmektedir. R1-R2 yansıma yüzeyleri arasında kalan sismik paketteki çökelim batıya doğru daha karmaşık yansımalar sergilemektedir. Aynı paket içerisinde yanal yönde yansımaların devamlılığının değişmesi, farklı çökelim hızlarından ya da çökelen malzemenin boyutundan kaynaklanabileceği düşünülmektedir.



Şekil 5.7 Çandarlı Körfezine ait D-B yönlü Profil 57 sismik kesit ve yorumu. R1, R2, R3, R4, R5, R6: Sismik yansıma paketleri, UY: Uyumsuzluk yüzeyi, DL: Downlap, TP: Taplap, OL: Onlap, TY: Traşlanma yüzeyi, F: Faylar

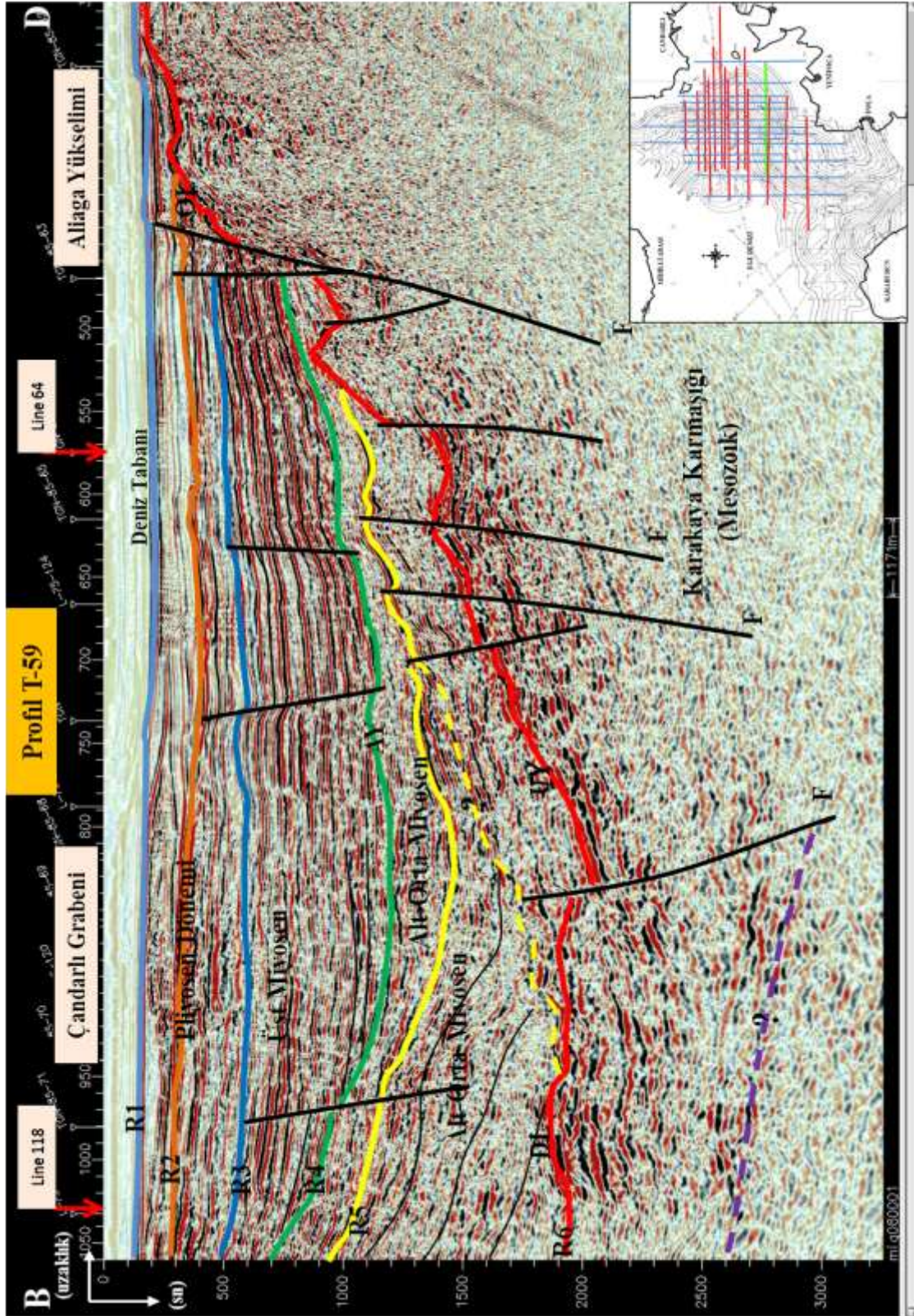


Şekil 5.8 Çandarlı Körfezine ait D-B yönlü Profil 58 sismik kesit ve yorumu. R1, R2, R3, R4, R5, R6: Sismik yansımalar paketleri, UY: Uyumsuzluk yüzeyi, DL: Downlop, TP: Taplop, OL: Onlop, TY: Traşlama yüzeyi, F: Faylar

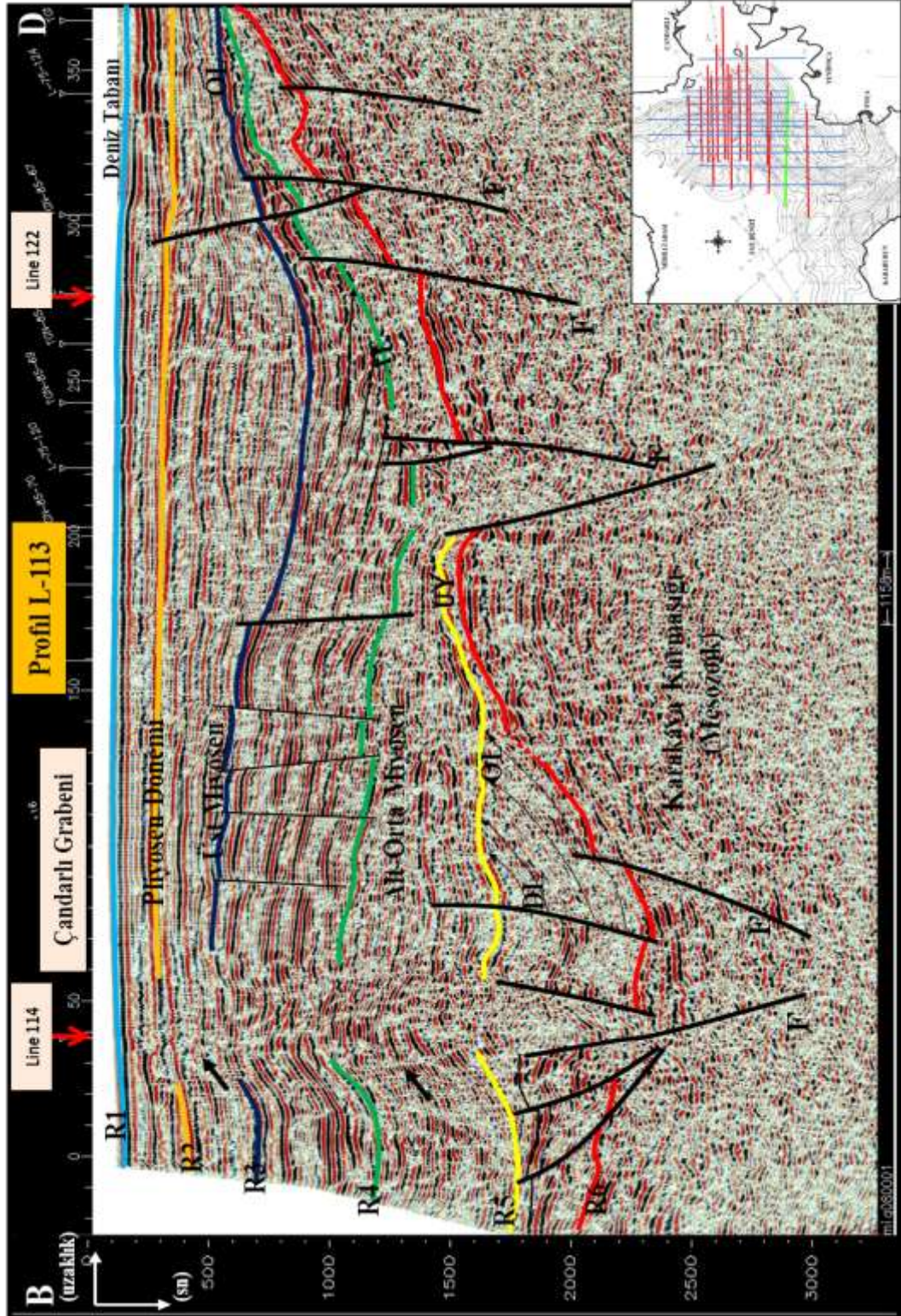
Profil T-58 ve T-59 sismik kesitleri Doğu-Batı uzanımlı kesitlerdir ve T-59 kesiti T-57 sismik kesitinin yaklaşık 3 km güneyinden geçmektedir. Kesitler bütünüyle Çandarlı baseninin bulunduğu alandan geçmektedir. T-59'daki yükselim, Aliağa yükselimine daha yakın olduğu ve kesitlerin batıya doğru olan kısımlarında farklı lopların üst üste istiflendiği görülmektedir (Şekil 5.8 ve 5.9). R1 yansıma yüzeyi deniz tabanını göstermekte olup 6 farklı yansıma yüzeyleri gözlenmiştir. T-58 ve T-59, Çandarlı baseninin doğu kısmını, Doğu-Batı yönünde en iyi yansıtan kesitlerdir. Temeldeki Karakaya karmaşığı; “yansımaları mı, yoksa Kınık ve Zeytinadağ formasyonları ile uyumsuzluk gösteren geniş bir yüzeye yayılmış farklı kalınlılar sunan Yuntadağı volkanikleri mi?” sorusu cevaplanmalıdır.

Basen batıya doğru her iki kesitte görüldüğü gibi hızla derinleşmekte ve R5-R6 sismik yansıma yüzeyleri arasında kalan Alt-Orta Miyosen tortulları R6 uyumsuzluk yüzeyine downlap, Üst Miyosen-Pliyosen tortullarda grabenin omuzlarına onlap ederek havzada farklı çökelimler göstermektedir. Karakaya Karmaşığının üzerine yansımaların genlik sönümlenmeleri ve zayıf yansımaların gözlendiği seviyelerin Alt-Orta Miyosen dönemi volkaniklerini temsil ettiği düşünülmektedir.

Yeşil ve mavi seviyeler (R3-R4) arasında kalan sismik paketteki düzgün ve devamlı yansımalar net olarak gözlenmektedir. T-58 kesitinde grabenin batı kısmına doğru çökelim faylarının oluştuğu (Şekil 5.7), bu paket içerisindeki yansımalar gözlenmektedir. Bölgedeki aktif olan, sıkışma-gerilme tektonik sistemin etkileri Üst Miyosen-Pliyosen tortullarındaki kıvrılmalar ve kırıklar olarak gözlenmektedir. Burada dikkat edilmesi gereken, doğudaki gerilme fayının batıya doğru basamak faylar şeklinde gelişeceği. Sarı renkli (R5) yansıma yüzeyinin batıya doğru mu yoksa uyumsuzluk gösteren kırmızı renk (R6) üzerine downlap yaparak sönümlendiği dikkatle yorumlanması gerekmektedir. Foça-1 kuyusunda kesilen birimlerden yola çıkarak, R2-R3 ve R3-R4 sismik paketlerin Üst Miyosen-Pliyosen dönemine ait Yayaköy-Bozköy-Ularca formasyonuna ait, R1-R2 yansımaları arasında kalan sismik pakette Pliyosen-Kuvaterner dönemi Bayramiç birimleri ve güncel çökeller olduğu söylenebilir.



Şekil 5.9 Çandarlı Körfezine ait D-B yönlü Profil 59 sismik kesit ve yorumu. R1, R2, R3, R4, R5, R6: Sismik yansımaya paketleri, UY: Uyumsuzluk yüzeyi, DL: Downlop, TP: Taplop, OL: Onlop, TY: Traşlanma yüzeyi, F: Faylar.



Şekil 5.10 Çandarlı Körfezine ait D-B yönlü Profil 113 sismik kesit ve yorumu. R1, R2, R3, R4, R5, R6: Sismik yansımaya paketleri, UY: Uyumuzluk yüzeyi, DL: Downlop, TP: Taplop, OL: Onlop, TY: Traşlanma yüzeyi, F: Faylar

Profil T-113 sismik kesiti Çandarlı grabeninin en güneyinde bulunan kesitlerle bir olup, grabenin Çandarlı körfezine olan kısmı ile açık denize doğru olan kısım arasındaki bağlantıyı daha net şekilde ortaya koymakta ve Doğu-Batı uzanımı nedeni ile Çandarlı grabenin batıya doğru uzanımını daha iyi temsil etmektedir (Şekil 5.10). T-59 sismik kesitine paralel olan T-113 sismik kesiti, çalışma alanının güney kısmının yorumlanmasına olanak sağlayan en uygun kesittir. Temeli Karakaya karmaşığı ile beraber çökelim dönemlerini Erken Miyosen yaşlı gölgesel şeyler oluşturmaktadır. R4-R5 yansıma yüzeyleri arasında kalan sismik paket (Küçükkuşu veya Soma formasyonları) Çandarlı grabeninde depolanmaya başlamıştır. Erken-Orta Miyosen'de R3-R4 sismik paketler bu alanlarda akarsu ve gölgesel çökeller olarak gelişmiştir. Çökelim dönemlerinde R4 ve R3 yansıma yüzeyleri onlap ederken, yükselimin yamacında basamak faylar gelişmekte. Ayrıca kesitin batıya doğru olan alanda pozitif çiçek yapısına benzer faylanma ve yukarıya doğru sıvı hareketine benzer yansıma yüzeyleri belirlenmiştir. R5 ve R6 yansıma yüzeyleri arasındaki grabenin orta kısmında bulunan formasyonun, fay yüzeylerinin aşağı kısımlarında downlap, yukarı kısımlarında doğuda onlap etmektedir. R4 yansıma yüzeyinin alt ve üst sismik paketler ile uyumsuzluk göstermekte olup çökelleme faylarıyla kırıklar meydana getirmiştir. Özellikle R4-R5 sismik paketindeki yansımalar kaotik ve sönümlenme gösteren bir yapıdır.

Geç Miyosenden itibaren gölgesel çökelim bölgede hakimdir. Erken-Orta Miyosen havza çökellerinin yansıma genlikleri incelendiği zaman oldukça kıvrımlı ve slump yapılarının yoğun olduğu ve volkanik aktivite etkinliğinin nispeten azaldığı bir dönemeyi işaret ettiği belirlenmiştir. Pliyosen'de denizel ortamın genişleyerek batı yönünde, doğu-batı eksenler boyunca Çandarlı graben alanları içlerine doğru sokulmaya başlamıştır. Pliyosen sonlarında muhtemelen R1 ve R2 yansıma yüzeyleri arasında kalan sismik paket kırılarak parçalanmış ve bugünkü yamaç molozu ve alüvyon yelpaze karakterindeki çökeller ile günümüz Çandarlı grabenini doldurmuştur. 2500 msn ile simgelenen temel birimi derinlik olarak ifade etmek gerekirse, bu 3200m'leri simgelemektedir. Bu derinliğin batıya doğru gidildikçe artması, doğu kısımlarda ise azalması beklenir. Çökelleme laminalı ve ardalanmalar

şeklinde olup daha sonra tektonizma hareketleri nedeni ile konkordans ya da ters konkordans yapıları oluşmuştur.

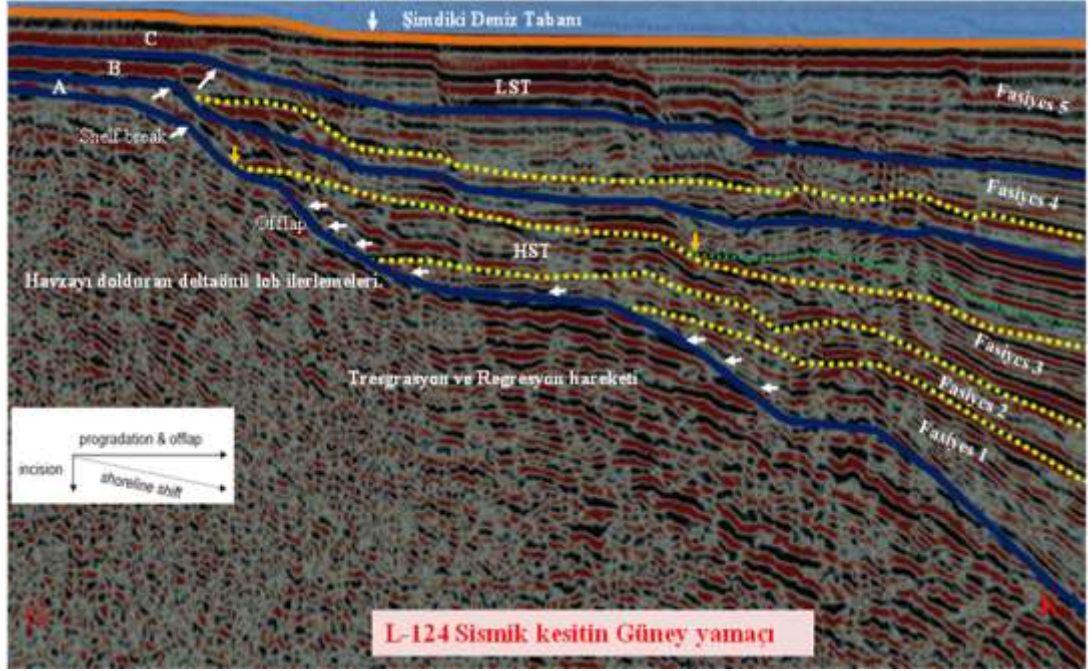
5.3 Çandarlı Baseni K-G Doğrultulu Sismik Kesitlerin Yorumu

T-63 sismik kesiti Çandarlı körfezinin en dar yerinden geçen ve iç körfezde bulunan Kuzey-Güney yönlü bir kesittir (Şekil 5.12). T-63 kesiti Doğu-Batı doğrultulu birçok sismik kesit ile kesişmektedir. Kesitin kuzeyi Çandarlı adasına ve Dikili yükselimi ile volkanik temele çok yakındır ve havzanın derinleşmeye başlamadan önceki sığ bölgesinden geçmektedir. Kesitin temeli oluşturan metamorfikler veya Yuntdağı Volkanikleri olup/olmadığı incelenmelidir. R3 ve R4 yansıma yüzeyleri arasında kalan sismik paket sürekli ve düzgün yansımalar verirken, üstündeki birimle uyumsuzluk gösterir. R1-R2 yansıma yüzeyleri arasındaki sismik paket ise daha çok kaotik ve sönümlenen yansımalar vermektedir.

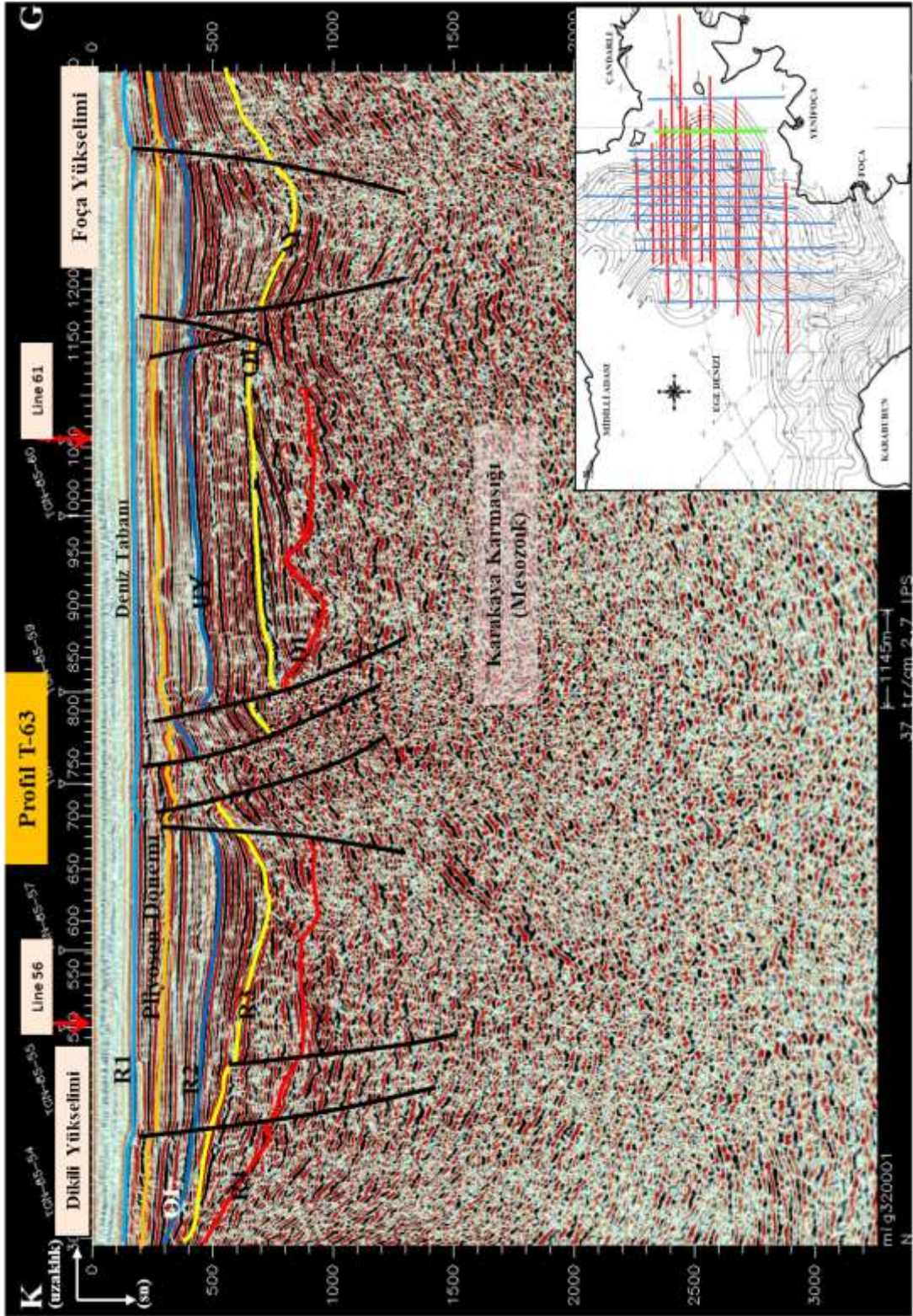
Çökelimler içerisinde faylar ve kıvrımlar meydana gelmiştir. Birimler kuzey taraftaki yükselime onlap ederken, güney tarafında çöküntü alanı meydana gelmiştir. T-65 ve L-124 kesitleri T-63 nolu sismik kesite paralel olup, Kuzey-Güney uzanımlı bir kesit olan T-63 nolu kesitin yaklaşık T-65 4 km, L-124 ise 6 km batısındadırlar. Çandarlı basenin genişlemeye başladığı alanda, grabenin güney kenarını oluşturan basamak faylarının önünde gelişen Miyosen-Pliyosen tortuları net olarak izlenebilmektedir. Her iki sismik kesitte de yapısal olarak graben tanımlanabilmektedir. L-124 ve T-65 sismik kesitlerin güney tarafına doğru olan yükselimi Yenifoça'ya ilerlemekte olup, grabenin temelinde yüksek genlikli yansımalar Karakaya Karmaşığının üst kısmını işaret ederken, R4-R5 yansıma paketi ise kuzey taraftan havzayı doldurduğu güneye, graben omuzlarına Miyosen tortullarının onlap'larını izlenmektedir.

Kuzey tarafından çökelim gösteren bu birimler Bakırçay ve Madra lob ilerlemeleri olarak düşünülebilir ve Alt-Orta Miyosen dönemi çökelimler şeklinde de değerlendirebiliriz. Önceki buzul dönemlerde deniz seviyesinin alçalırken delta lobları denize doğru 40-60 km ilerleme (Progradation) göstermiştir. Son buzul

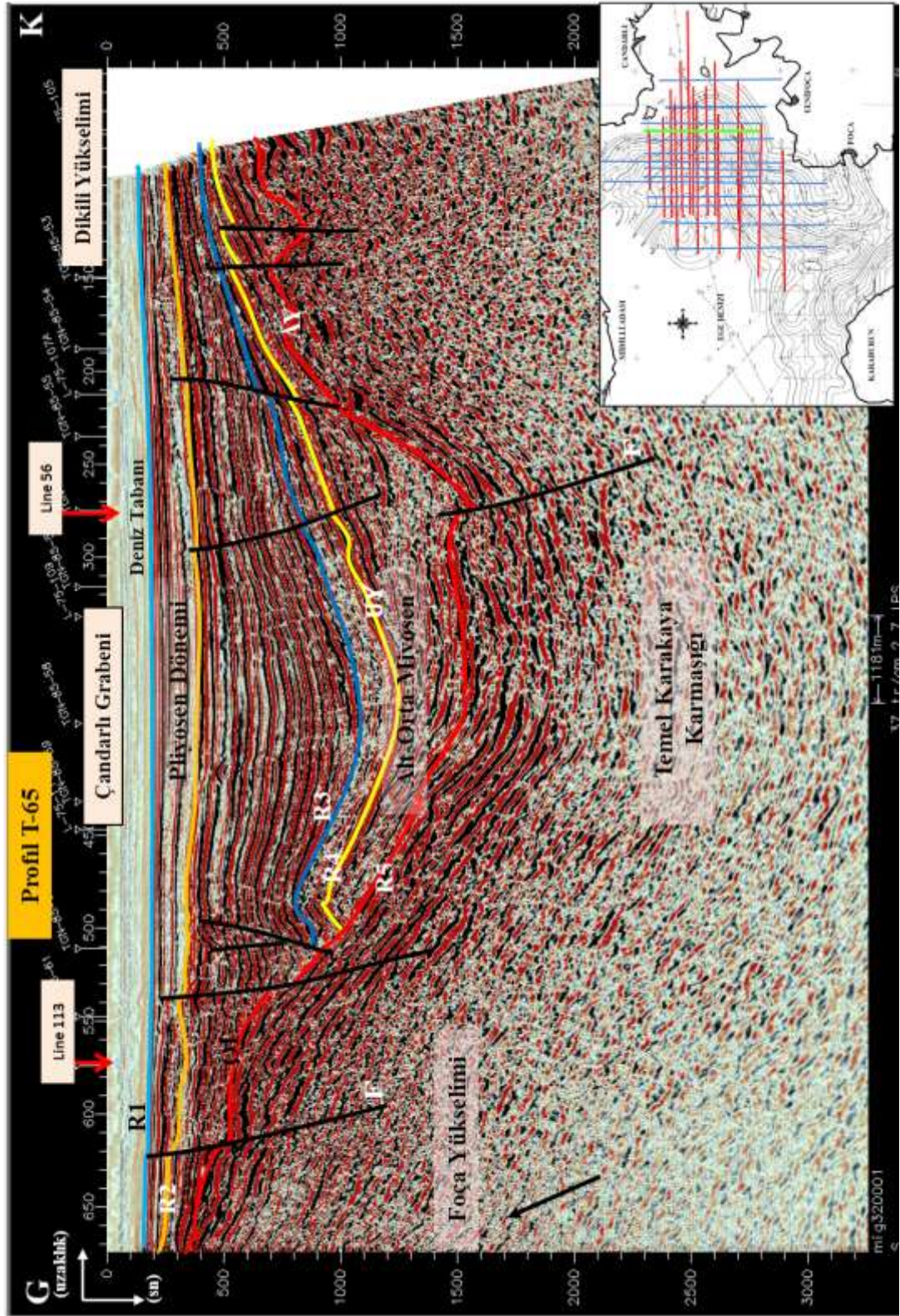
dönemlerine gelirken deniz seviyesinin yükselmesiyle beraber delta ilerlemesi durmuş ve trasgrasyon (Transgression) hareketi olan retrograsyon (Retrogradation) hareketi söz konusu olmuştur. Grabenin merkezi alanlarında en fazla kalınlığa ulaşır. Kesitlere bakıldığında havza oluşumunun tamamlamaya çalıştığı Pliyosen tortullarının yatay yakın bir konum almasından anlaşılabilir. Çökmeden daha az aktivitede olsa genişleme (extension) devam etmektedir. Ayrıca havzada çökelim gösteren birimlerin yansıma yüzeyleri dikkatlice incelendiğinde, özellikle R1-R2 ve R3-R4 sismik paketlerinde uyumsuzluk çökelimler sunmaktadır. Bu çökelimler alt ve üstteki birimlere paralel olarak ilerleme gösterir fakat farklı kaotik ve erozyona uğramış ve sekansları sınırları ile sönümlenmeler gösterirler. K-G sismik kesitler de genelde dört ya da altı farklı sismik yansıma yüzeyi bulunmakta olup, bunlar G-B doğrultulu sismik kesitlerdeki yansıma yüzeyleri ile benzerlik göstermektedir. Ege baseninin sedimen depolama açısından ve çevresinin karmaşık bir yapıya sahip olduğunun K-G kesitlerinde açıkça ortaya konmaktadır. Özellikle Şekil 5.13 ve Şekil 5.17 sismik kesitleri incelendiğinde Kuzey ve de Güney yönünden bölgeye malzeme akışı söz konusudur L-120 ve L-118 sismik hatları Çandarlı baseninin genişlemeye başladığı alanda geçen, batıya doğru ilerleyen grabenin yapısını ortaya koymaktadır. Özellikle de merkezi kısımda, sismik kesitleri Doğu-Batı yönünde T-56 sismik hatla kesiştiği noktalardaki grabenin kalınlığı tahminden daha fazla olduğu izlenmektedir. Ayrıca grabenin batıya doğru daha da kalınlaştığı düşünülmektedir. L-120 Kesitin güney kısmında kalan Foça yükselimine doğru ilerlemekte ve L-120 sismik kesiti diğer K-G yönlü kesitlere paralel olup diğer B-D yönlü sismik kesitlerle kesişmektedir.



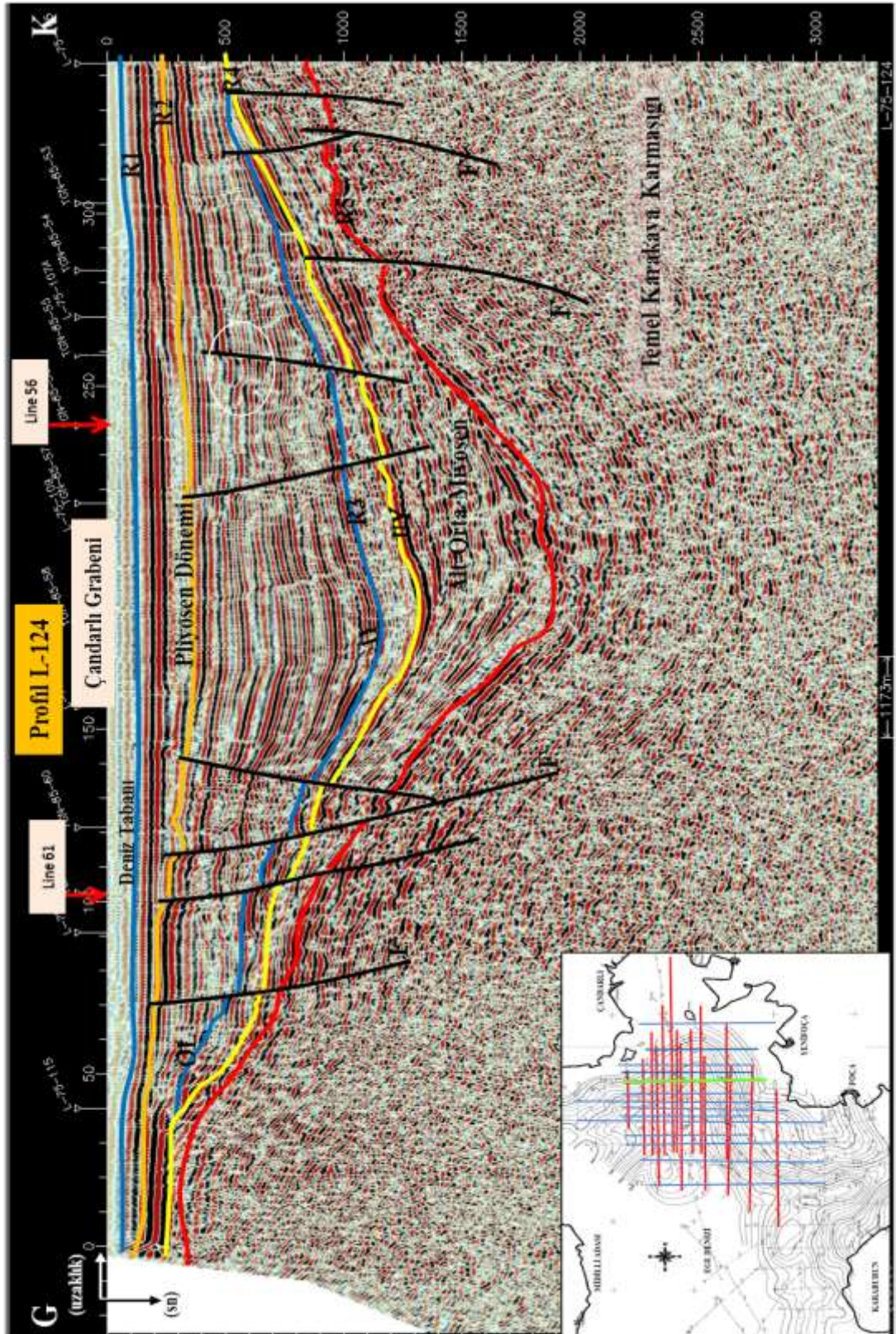
Şekil 5.11 Çandarlı Körfezine ait K-G yönlü Profil 124'ten bir kısım alıntı. Delta önü ilerlemeleri A,B,C sismik paketleri (Progradation) ve çökelim şekilleri.



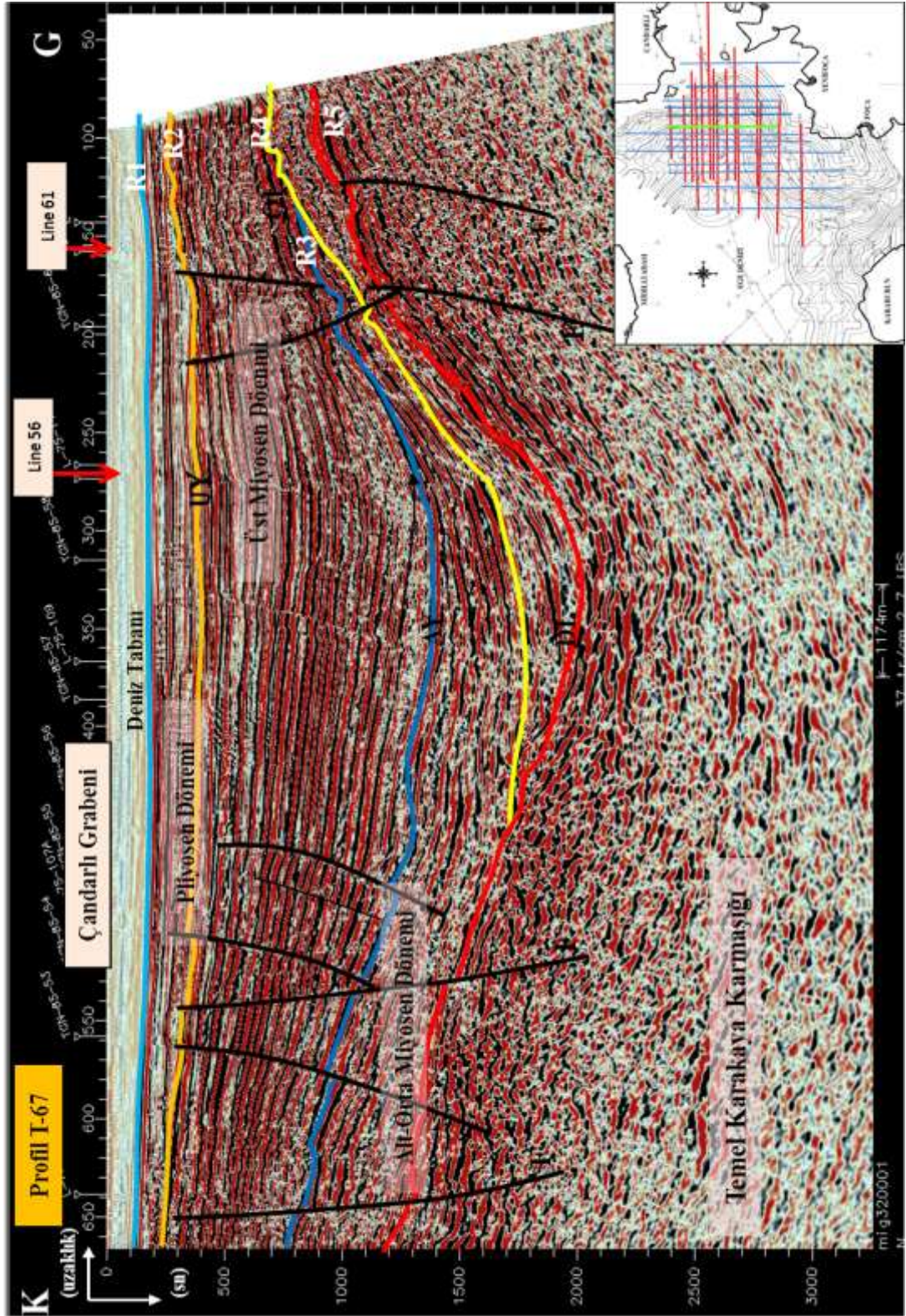
Şekil 5.12 Çandarlı Körfezine ait K-G yönlü Profil 63 sismik kesit ve yorumu. R1, R2, R3, R4, R5, R6: Sismik yansıma paketleri, UY: Uyumsuzluk yüzeyi, DL: Downlop, TP: Taplop, OL: Onlop, TY: Traşlanma yüzeyi, F: Faylar



Şekil 5.13 Çandarlı Körfezine ait K-G yönlü Profil 65 sismik kesit ve yorumu. R1, R2, R3, R4, R5, R6: Sismik yansımalar paketleri, UY: Uyumsuzluk yüzeyi, DL: Downlap, TP: Taplop, OL: Onlop, TY: Traşlanma yüzeyi, F: Faylar.

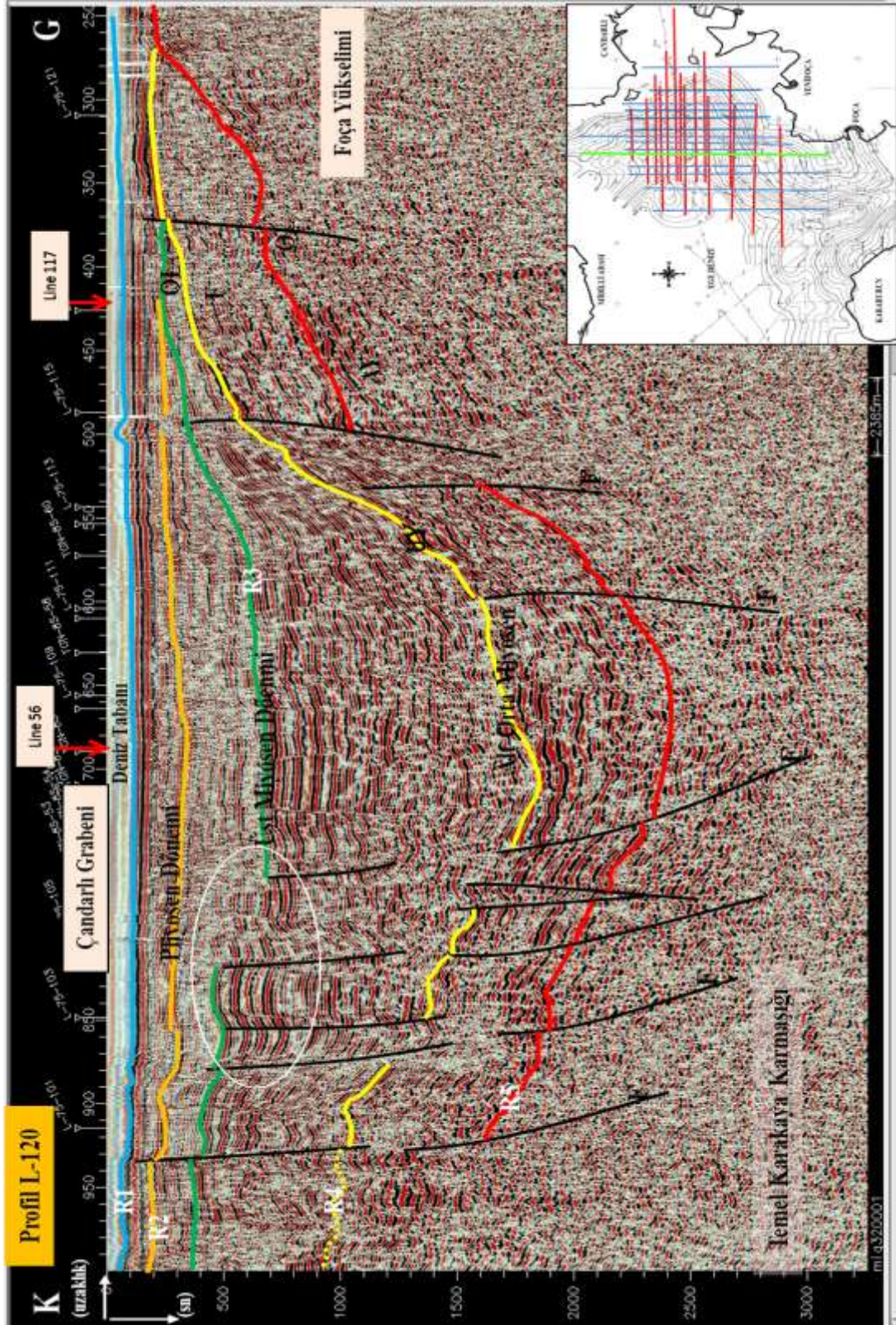


Şekil 5.14 Çandarlı Körfezine ait K-G yönlü Profil 124 sismik kesit ve yorumu. R1,R2, R3, R4, R5, R6: Sismik yansımalar paketleri, UY: Uyumsuzluk yüzeyi, DL: Downlop, TP: Taplop, OL: Onlop, TY: Traşlanma yüzeyi, F: Faylar

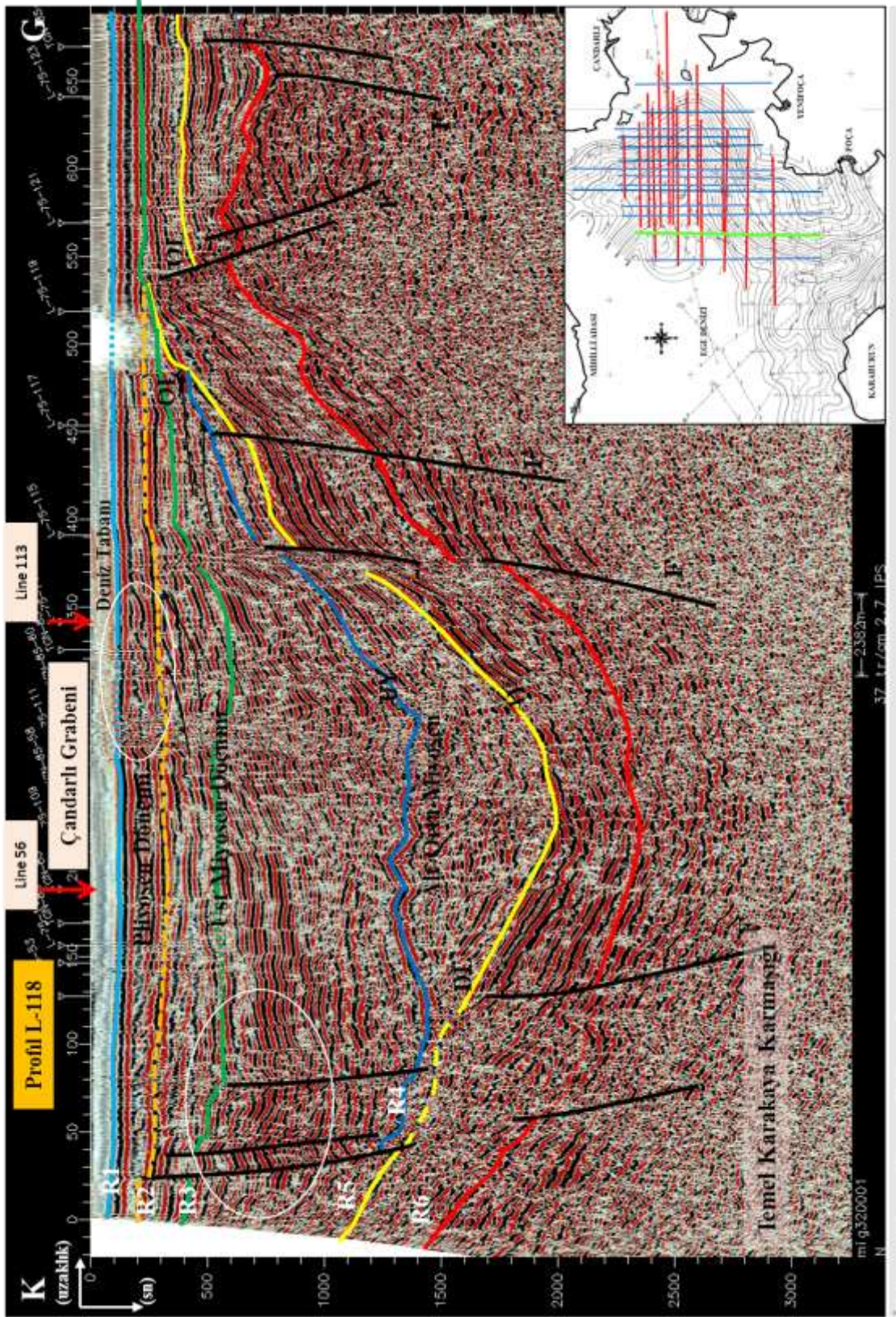


Şekil 5.15 Çandarlı Körfezine ait K-G yönlü Profil 67 sismik kesit ve yorumu. R1, R2, R3, R4, R5, R6: Sismik yansıma paketleri, UY: Uyumsuzluk yüzeyi, DL: Downlop, TP: Taplop, OL: Onlop, TY: Traşlanma yüzeyi, F: Faylar

Temeli oluşturan Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı'nın üst yansıma yüzey sınırı olduğu düşünülen (R5) ile Alt-Orta Miyosen döneme ait Yuntdağı Volkaniklerinin alt yansıma sınır yüzeyi net olarak ayırt edilememektedir. R3-R4 yansıma yüzeyleri arasında kalan sismik paket, olası Alt-Orta Miyosen döneminde yoğun çökelim gösteren Küçükkuyu formasyonu ve alt sınırı oluşturan Yuntdağı volkano tortullarıdır. Yansımalar birimlerin orta kısımlarında devamlı ve düzgün izlenirken yamaç kısımlarında ve özellikle R4-R5 sismik paketi arasında kaotik ve sönümlenmiş şekildedir. R3-R4 sismik paketi fay zonlarından uzaklaştıkça küçülmesi, birimin tektonik kontrollü bir alanda fay önlerinde gelişen alüvyon yelpaze çökelleri olduğuna işaret etmektedir ve bu çökeller fay yüzeylerine ya da grabenin yamaçlarına onlap ederek sönümlenmekte. Üst Miyosen dönemi formasyonları temel metamorfikleri (Karakaya Formasyonu) ve Erken-Orta Miyosen volkanosedimanter birimleri üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır. Çandarlı grabenin Kuzey ve Güney yamaçlarında gelişen faylar, grabenin tektoniği ve çökelimini kontrol edilmektedir. Ayrıca negatif çiçek (Negatif flower) yapısı sunan fayların önlerinde çökeltme göstererek sediman yapı, kıvrımlar ve ondilasyonlar şeklini almıştır. R2-R3 sismik yansıma yüzeyleri arasında kalan paket diğer birimlere oranla yansıma genlikleri zayıf olup, alt- üst birimlerle uyumsuzluk göstermektedir. R1-R2, Üst Miyosen-Pliyosen güncel çökeller olarak düşünülmektedir. L-120 sismik kesitinde birimler güneye, graben omuzlarına Miyosen tortulları onlap'ları izlenirken, kesitte havza oluşumunu tamamlamaya çalıştığı Pliyosen tortulları yataya yakın yansımalar vermesi ve düşük enerjili bir çökelim göstermesinden anlaşılmaktadır. R1 yansıma yüzeyi deniz tabanı olarak değerlendirilmiş olup çökeltmeden daha az aktiviteye sahip olduğu ve genişleme sisteminin devam ettiği düşünülmektedir. L-118 sismik hattında yorumlanan kesitler arasında, K-G hatlarına göre batıda bulunan Çandarlı baseninin açığındaki alandan geçen ve batıya doğru ilerleyen grabenin yapısı, L-120 sismik kesitte görülmektedir. Genel olarak delta önü loblarının denize doğru ilerlemesi (Progradation) ve deniz seviyesinin yükselmesi nedeni ile delta ilerlemesi durmuş ve trasgrasyon (Transgression) hareketi olan retrograsyon (Retrogradation) hareketleri gözlenmiştir, deniz seviyesinin yükselmesi ile beraber sediman taşınımının az olması ya da durması söz konusudur. Böylece kıyı çizgisi geriye çekilme gösterir.



Şekil 5.16 Çandarlı Körfezine ait K-G yönlü Profil 120 sismik kesit ve yorumu. R1, R2, R3, R4, R5, R6: Sismik yansıma paketleri, UY: Uyumsuzluk yüzeyi, DL: Downlap, TP: Taplop, OL: Onlop, TY: Traşlanma yüzeyi, F: Faylar



Şekil 5.17 Çandarlı Körfezine ait K-G yönlü Profil 118 sismik kesit ve yorumu. R1, R2, R3, R4, R5, R6: Sismik yansımaya paketleri, UY: Uyumsuzluk yüzeyi, DL: Downlop, TP: Taplop, OL: Onlop, TY: Traşlanma yüzeyi, F: Faylar

Traşlama yüzeyi olan R5 yansıma yüzeyinin hemen alt kısımlarında özellikle kesitin güney yamaçlarına doğru antiklinal yapılarının oluşması, grabeni kontrol eden faylar etkili olmuştur. Temeli oluşturan Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı üst yansıma yüzeyi (R5) ile üst birim olan Alt-Orta Miyosen döneme ait Yuntdağı Volkanitlerin alt yansıma sınır yüzeyi net şekilde ayırt edilememektedir. R3-R4 yansıma yüzeyleri arasında kalan sismik paket, muhtemelen Alt-Orta Miyosen döneminde yoğun çökelim gösteren Kınık ve Küçükkuyu formasyonu ve alt sınırı oluşturan Yuntdağı volkanotortullar olabilir. R3-R4 sismik paketi fay zonlarından uzaklaştıkça küçülmesi birimin tektonik kontrollü bir alanda fay önlerinde gelişen alüvyon yelpaze çökelleri olduğuna işaret etmektedir.

Üst Miyosen dönemi formasyonları temel metamorfikleri (Karakaya Formasyonu) ve Erken-Orta Miyosen volkanosedimanter birimleri üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır. Kesitin güneyine doğru Foça-Karaburun hattını geçerek, güneye doğru ilerlediği görülmektedir. Ayrıca negatif çiçek (Negatif flower) yapısı sunan fayların önlerinde çökeltme göstererek sediman yapı kıvrımlar ve odilasyonlar şeklini almışlar. Havzanın orta kısımlarında sismik yansıma yüzeyleri arasında kalan paket diğer birimlere oranla yansıma genlikleri zayıf olup, alt-üst birimlerle uyumsuzluk göstermektedir. R2-R1 Üst Miyosen-Pliyosen güncel çökeller olarak düşünüldü. R1-R2 sismik paketin L-113 kesiştiği bölgedeki deniz tabanı yansımaları dâhil yukarıya doğru sıvı ya da gaz hareketini işaret etmektedir.

L-118 sismik kesitinde birimler güneye, graben omuzlarına Miyosen tortulları offlap'ler izlerken, ikinci çöküntü olanında birimler onlap etmekte. Kesitte havza oluşumunu tamamlamaya çalıştığı Pliyosen tortulları yataya yakın yansımalar vermesi ve düşük enerjili bir çökeltme göstermesinden anlaşılmaktadır. Bölgede yer alan fayların büyük çoğunluğu doğrultu atımlı ve bir miktar düşey atımlı (oblik) mevcuttur. Genellikle çoğunluğu listrik (kürek şekilli) olan bu faylarda bol miktarda (roll over ve back-tilting) yapılar gözlenir. Çandarlı Körfezi'nde sedimanter yapıyı oluşturan fasiyeler, fasiyes toplulukları ve bunların çökeltme şekilleri, ortamları ve diğer çökellerle ortamsal ilişkiler uyumlu ve uyumsuzluklar gösterir. Üç çökeltme dönemlerinin etkili olduğu, Çandarlı baseninde özellikle Midilli baseni ile de ilişki

çökelmeler bulunmaktadır. Genişleme sisteminin, sediman çökeltme aktivitesinden her ne kadar daha az aktiviteye sahip olduğu görünse de, halen genişleme sisteminin devam ettiği düşünülmektedir.

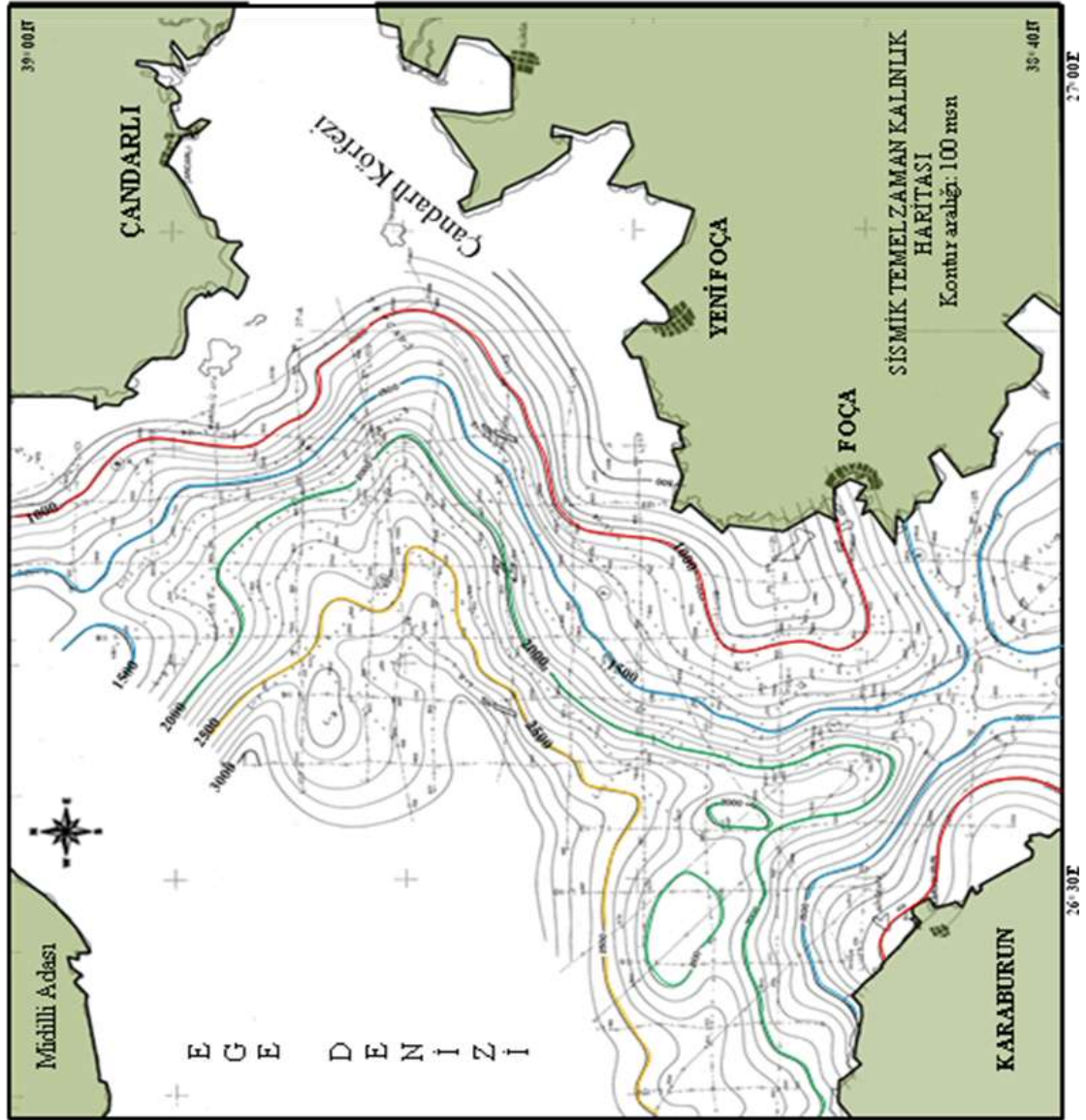
5.4 Sismik Yansıma Paketlerinin Korelasyonu ve Sediman Kalınlık Haritası

Sismik kesitlerdeki yansıma yüzeylerinin doğru şekilde yorumlandığını ve depolama birimlerinin hem K-G hem de D-B doğrultudaki sismik kesitlerden yararlanılarak sismik temel zaman kalınlık, Oligosen-Alt Miyosen ve Orta-Miyosen Evaporitleri eşzaman kalınlık haritaları hazırlanmıştır. Ayrıca K-G hem de D-B doğrultudaki yapıların (sismik yansıma paketleri) uzanımları ile ilgili bilgi sağlanması açısından sismik kesit korelasyonu yapılmıştır.

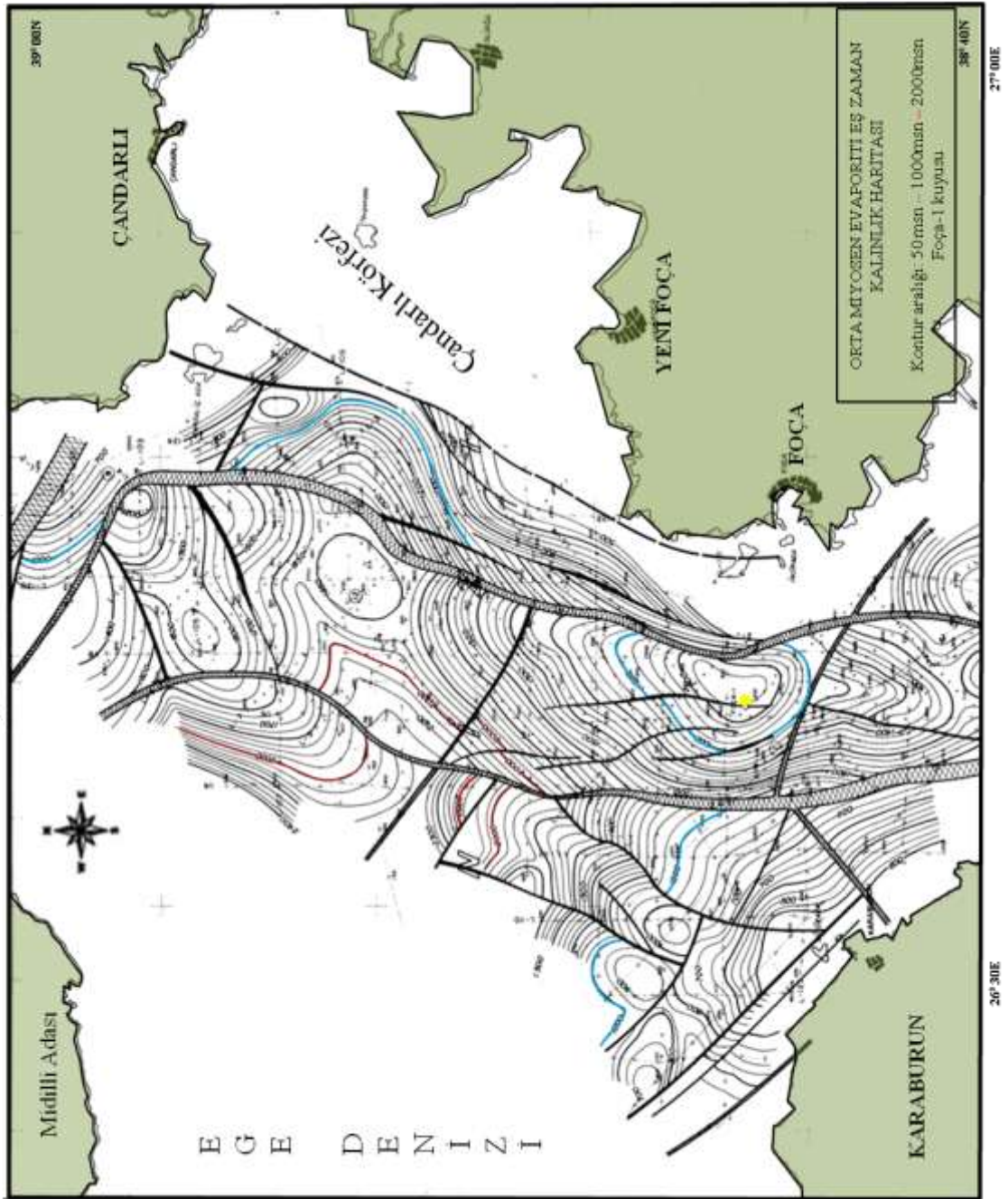
Çandarlı körfezinde temeli oluşturduğunu düşünülen Oligosen-Alt Miyosen birimleri olan Karakaya Formasyonu, Yunt dağı volkanitleri ve Küçükkuyu formasyonu, Çandarlı grabeni oluşturan temel birimlerdir ve geniş bir yelpazeye yayılmaktadır. B-KB 'ya doğru temel birimin derinleştiği, Foça ve Dikili yükselimlerine doğru ise yüzeye yakınlığı görülmektedir (Şekil 5.18). Doğu kısmında temel birim yaklaşık 400 msn derinlikte olup, havzanın orta kısımlarında 2000 msn'den daha derindir. Çandarlı grabenin B-KB kısmında en belirgin özellik delta lob ilerlemeleri gösteren deltalarının, taşınmış olduğu birimlerin üst üste istiflenme gösterdiği en kalın ve belirgin alandır. Litoloji ve yaş bilgisi verileri kullanılan Foça bir kuyusu ise 1000 msn ile 1500 msn konturları arasında açılan kuyunun volkanik yükselimin yamacında açıldığını ortaya koymaktadır. Diğer bir yandan Foça tarafında temel volkaniklerin yüzeye yakın ve geniş yelpazeye yayıldığı şeklinde yorumlanmıştır.

Çandarlı baseni ile Aliğa çöküntü alanının kesiştiği alanda, Üst Miyosen birimlerin hız olarak en fazla kalınlığa ulaştığı alanlardır. Çandarlı basenin kuzeydoğusuna gidildikçe Üst Miyosen tortullarının hız kalınlıkları azalmaktadır. Doğu-Batı uzanlı Çandarlı grabeni ve bunları oluşturan faylar, daha sonra bunları kesen Kuzeybatı-Güneydoğu uzanlı Aliğa çöküntü alanını oluşturan faylardır. Miyosen

yaşlı birimler bu tektonik yapılarının kesiştiği alanda en fazla kalınlığa ulaştığı yerlerdir. Yapısal olarak bakıldığı zaman, Çandarlı körfezinin güneyinde bulunan Karaburun yükselimi, kuzeyde ise Dikili yükselimi ve Kuzeydoğu tarafında da Foça yükselimi yer alırken, bu tür yapılar genelde yoğun tektoniğin olduğu bölgelerde görülür.



Şekil 5.18 Çandarlı basenine ait K-G ve D-B sismik kesitlerden hesaplanmış olan sismik temel zaman kalınlık haritası. Kontur aralığı 100 msn olup kırmızı kontur 1000 msn, mavi kontur 1500 msn, yeşil kontur 2000 msn, sarı kontur 2000 msn göstermektedir. Foça-1 arama kuyusu kırmızı ve mavi kontur arasında kalmaktadır.



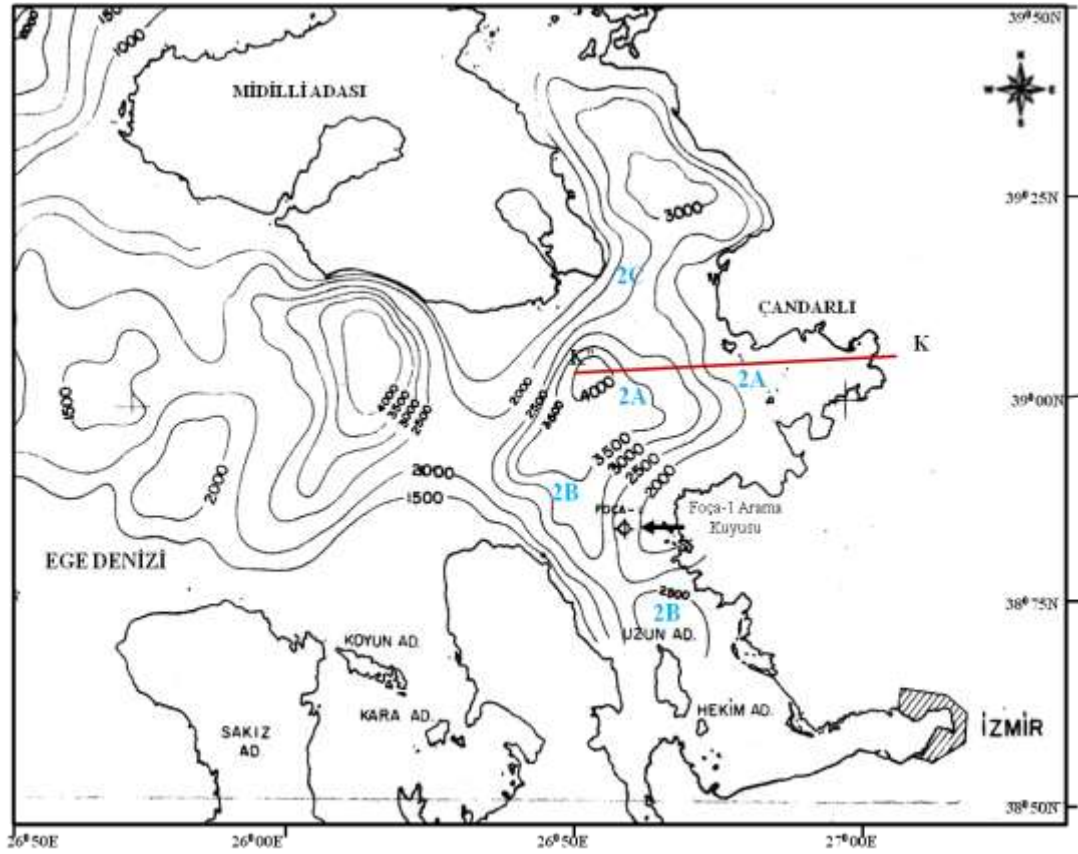
Şekil 5.19 Çandarlı Grabenine ait K-G ve D-B sismik kesitlerden hesaplanmış olan Orta Miyosen Evaporit zaman kalınlık haritası. Kontur aralığı 50 msn olup mavi kontur 1000 msn'yi, kırmızı kontur ise 2000 msn temsil etmektedir. Sarı renkli nokta Foça-1 arama kuyusunu işaret etmektedir.

Çandarlı körfezinin sismik kesitlerinin yorumu sonucu, sismik temel zaman haritası oluşturuldu. Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Yayaköy, Bozköy ve Ularca, Bayramiç formasyonlarının toplam kalınlık haritası hazırlanmıştır. Hazırlanan harita incelendiğinde Çandarlı grabeni merkezi alanında Üst Miyosen yaşlı tortulların en fazla kalınlığa ulaştığı görülür. Çandarlı'nın batısına gidildikçe grabenin

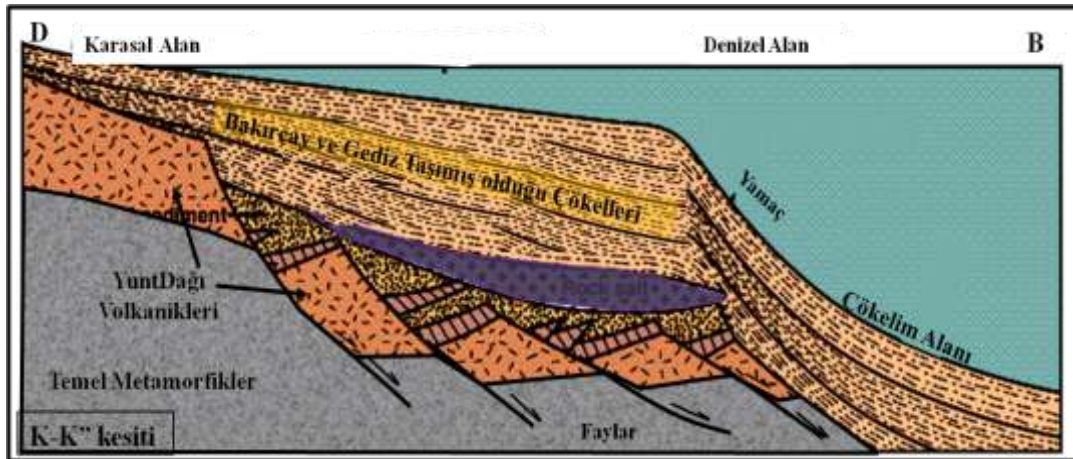
derinleşmesine bağlı olarak (Şekil 5.19) Orta-Üst Miyosen çökellerinin kalınlıklarının fazla olduğu görülür. Buna karşılık Çandarlı grabenin diğer kesimlerinde Pliyosen yaşlı tortulların kalınlığı 100-200 m'dir. Orta-Üst Miyosen evaporitleri eş zaman kalınlık haritası incelendiğinde, K-G, GB-KD uzanımlı faylar ile bunları D-B, KB-GD doğrultuda kesen faylanma yapıları gözlenmiştir. Orta-Üst Miyosen evaporitleri eş zaman kalınlıkları Foça-Dikili hattında 1000 msn üzerinde kalırken, aynı durum Karaburun açıklarında da görülmektedir (Şekil 5.19). Batıya doğru ilerlendiğinde ise eş zaman kalınlıkları 3500-4000 msn'ye ulaşmaktadır. Doğu yönünde sediman kalınlığının ince olmasına neden olan etken, Dikili-Çandarlı yükseliminin denizde devamlılığı sonucu oluşan yükselim üzerindeki sediman kalınlığının az olmasıdır ve bu sismik kesitlerde net bir şekilde görülmektedir. Bu çökelimler Dikili yükselimine doğru toplam şeklinde sönümlenmiştir. Bu paketin delta loplara taşınmış olduğu güncel malzemeden oluştuğu veya Genç Miyosen döneme ait olduğu ve düşük enerjili çökelim göstererek çökeldiği düşünülmekte. Sediman kalınlık haritası incelendiğinde benzer bir olay söz konusudur fakat bu birim sismik yansıma yüzeyleri olan, R2, R3 ve R4 arasında kalan pakettir.

Bakırçay, Gediz ve Madra deltalarının yoğun sediman taşımamasından dolayı, basen ortalarında bu pakete ait kalınlık 2000 metreyi geçmektedir. Çandarlı grabendeki sediman kalınlıkları ve farklı şekilde çökme göstermelerinin (Sediman kalınlık değişimleri 100 ile 2000 m arasında olabiliyor) nedeni yükselim ve basen sisteminin varlığı ile yoğun gravite akmaları, yüksek sismik aktiviteye sahip faylar ile çökme faylarının varlığından dolayı kaynaklanmaktadır.

Depolama alanı olan Çandarlı grabeni, tortullar üç ana delta lobundan oluşmaktadır. Bunlar Madra deltası; lob (2C), Bakırçay grabenin taşınmış olduğu delta; lob (2A) ve Gediz deltasının taşınmış olduğu delta; lob (2B) şeklindedir. Şekil 5.20'de görüldüğü gibi özellikle buzul dönemi öncesi ve buzul döneminde gediz deltasının regresyonu, 2B lobunun ileriye doğru (K-KB) 2B delta gelişimi oluşturmuştur. Bu loblar son dönem Kuvaterner'de ilerlemeye ve yüksek enerjili çökelmeye devam etmiştir.



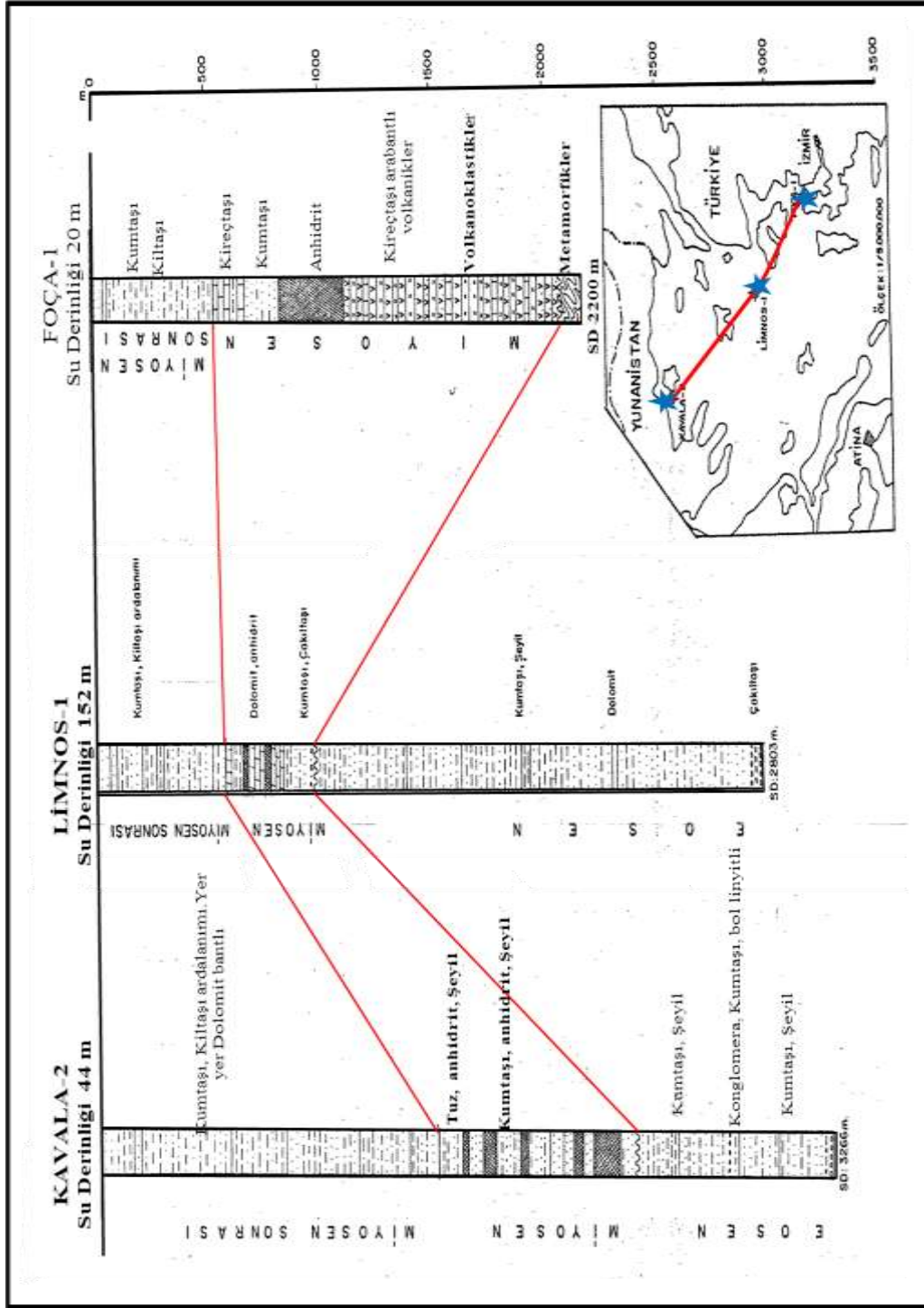
Şekil 5.20 Çandarlı körfezinde geliştirilmiş sediman kalınlığı ile Bakırçay (2A), Gediz (2B) ve Madra delta (2C) loblarının ilerlemesini göstermektedir. K-K çökeltim örnek kesitini göstermekte



Şekil 5.21 Bakırçay, Madra ve Gediz sedimantasyonları ile ilişkili 2A, 2B, 2C nolu depolama istifi çökeltimine ait örnek K-K kesiti

Genelleştirilmiş sediman kalınlık haritasında, Çandarlı baseni ile Midilli basenin sediman açısından en fazla kalınlığa sahip olan bölgelerdir (Şekil 5.19). Özellikle Çandarlı depolama alanına yoğun sediman boşaltımı yapan deltaları ve çökelim şekillerini göz önüne alındığında, Çandarlı körfezini iç kesimlerinden başlayarak, Midilli basenine doğru alınacak bir K-K' kesitinin yaklaşık olarak depolama istifi ve çökelim modeli Şekil 5.20'deki gibi düşünülebilir. Bu model bölgeye boşaltım yapan, Madra lob (2C), Bakırçay lob (2A) ve Gediz lob (2B), pro delta ilerlemeleri sonucu Çandarlı basenini doldurduğunu daha net bir şekilde açıklamaktadır.

Bölgede açılan Foça-1 kuyusu ile böyleye yakın Limnos-1 kuyusu ve buna referans Kavala-1 sondaj arama kuyusunun litoloji ve Kronolojisi korelasyonu yapılmıştır. Limnos-1 civarında Miyosen yaşlı birimlerin kalınlığı azalırken Çandarlı körfezinde daha fazla çökelim gösterdiği düşünülmektedir (Şekil 5.18). Ancak Foça-1 kuyusunun Volkanit yamacında açılmasından dolayı Eosen yaşlı birimlere girmeden Volkanit kesmiştir ve bu nedenle kuyu bitirilmiştir. Limnos-1 kuyu civarında kesilen Eosen yaşlı birimler ise aynı şekilde Çandarlı körfezinin açıklarında, çökelim gösteren bölgede de kesilebileceği düşünülmüştür.



Şekil 5.22 KB-GD Kavala-1, Limnos-1 ve Foça-1 kuyularına ait kesitlerin korelasyonu.

BÖLÜM ALTI

SONUÇLAR

6.1 Sonuçlar

Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde önemli ve en belirgin jeolojik yapılar grabenlerdir. Karadaki graben yapıları dar bir alanda olmasına rağmen, denizdeki devamı ince ve uzun bir yapı sunan geniş bir geometri göstermektedir. Çandarlı grabeninde aynı yapı söz konusudur.

Bölgede Oligosen sonu Erken Miyosen'de, daha fazla sıkışamayan kıtasal kabukta açılmalar ve çökmeler meydana gelmiştir, bu açılmalar sonrası gelişen basenlerde Erken Miyosen yaşlı gölsel şeyler (Küçükkuşu veya Soma formasyonları) depolanmaya başlamıştır. Gölsel çökelim devam ederken açılma çatlaklarından çıkan Erken-Orta Miyosen volkanizması bu gölsel çökeli mi kesikli ğe uğratmıştır. Üst Miyosen-Pliyosen sonlarına doğru, Çandarlı grabeninde yaygın olarak gözlenen gölsel karbonatlar ile son bulmaktadır.

Çandarlı körfezi iç ve dış körfez şeklinde iki kısım olarak düşünöldü. Dış körfezde en önemli olan yapı Çandarlı grabenidir. Özellikle bu iki bölümü birbirinden ayıran deniz altı fayları bulunmaktadır. Çandarlı Körfezi ve açıklarında, depolama alanlarına tortul malzeme sağlayan kuzeyden güneye doğru; Madra Nehri, Bakırçay ve Gediz nehirleri yer almaktadır.

Çandarlı Körfezi'nde sediman taşınımı açısından özellikle Bakırçay ve Gediz deltası büyük rol oynamaktadır. Çandarlı basenini etkileyen karadaki deltalar, tektonik olarak çok aktif olup, KD-GB yönlü ve KB-GD yönlü birçok delta ile kesişmektedir.

Kuzey tarafından çökelim gösteren bu birimler Bakırçay ve Madra lob ilerlemeleri olarak düşünülebilir ve Alt-Orta Miyosen dönemi çökelimler şeklinde de

değerlendirebiliriz. Grabenin Kuzey ve Güneyi yamaçlarında gelişen faylar, grabenin tektoniği ve çökelişi kontrol edilmektedir. Ayrıca negatif çiçek yapısı (Negatif flower) sunan fayların önlerinde çökme göstererek sediman yapı kıvrımlar ve andilasyonlar şeklini almışlardır. Grabenin B-KB kısmında en belirgin özellik delta lob ilerlemeleri gösteren deltalarının, taşınmış olduğu birimlerin üst üste istiflenme gösterdiği en kalın ve belirgin alandır. Bu paketler modern Gediz, Bakırçay ve Madra deltalarının deniz tarafında oluştuğu açıkça ortaya konulmuştur.

Fasiyesler, Çandarlı baseninin kalınlaştığı kısımlarda yer yer kesişmektedirler. Bakırçay, Gediz delta ilerlemesine oranla daha dar lop olarak görülmektedir. Bakırçay deltasına ait dağılımsal alan, batıya doğru hızlıca incelen ve Çandarlı baseninde kalın depolama alanı oluşturmuş. Prodelta ilerlemeleri özellikle Miyosen döneminde Gediz lobunun Foça-Karaburun yükselimini aşarak ilerlemesi yine Bakırçay lobunun Orta-Üst Miyosen döneminde Dikili-Foça yükselimi hattını geçerek ilerlemeler göstermiştir ve bu çökeller düzgün ve devamlı yansımalar vermektedir. Çökellenin fazla olduğu ve tektonik hareketlerden dolayı çökme fayları meydana gelmiştir.

Deniz seviyesinin belirli dönemlerde alçalması ya da yükselmesi sonucu regresyon ve transgresyon hareketleri meydana gelmiştir, bu hareketler sismik kesitlerde gözlenmiştir. Çandarlı grabenini dolduran diğer fasiyes birimleri ise temelde Oligosen dönemi Karakaya formasyonu, Alt-Orta Miyosen dönemine ait Yunt dağı volkanitleri ile Küçükuyu formasyonu fasiyesleri, Üst Miyosen dönemine ait olduğu düşünülen Yayaköy-Bozköy-Ularca olarak tanımlanmış ve son olarak Üst Miyosen-Pliyosen döneminde etkili olan Bayramiç ve Dereköy formasyonu şeklinde değerlendirilmiştir.

Yapısal olarak bakıldığında zaman, Çandarlı körfezinin güney tarafında bulunan Karaburun yükselimi, kuzeyde ise Dikili yükselimi ve Güneydoğu tarafında da Foça yükselimi yer alırken, Batıda çöküntü alanının varlığı ortaya konulmuştur. Çandarlı'nın batısına gidildikçe grabenin derinleşmesine bağlı olarak, Orta-Üst Miyosen çökellerinin kalınlıklarının fazla olduğu görülür.

Sığ sismik verileri Çandarlı-Dikili yükselimin ile Çandarlı grabenini birbirinden ayıran belirgin faylar bulunmaktadır. Doğrultu atımlı normal ve eğim bileşenleri olan Çandarlı fayı, yüksek atıma sahip ve Midilli (Lesbos) adasına doğru uzanımı devam ettiği düşünülmektedir. Çandarlı fayının yaklaşık olarak 15 msn atıma sahip olduğu deniz tabanına kadar uzanımının varlığından bahsedebiliriz ve aktif bir sismisiteye sahiptir.

Çandarlı Körfezi'nin açık deniz kısımlarına doğru ortalama su derinliği 200-400 m arasında değişmektedir. Bu değişim, denizaltı kanal (Dikili kanalı) ve delta önü ilerleme çökelimleri ile karmaşık tektonik fay sistemlerinden kaynaklanmaktadır. Yükselilerin yamaç kesimlerde açılma ve sıkışma tektoniği sonucu oluşan basamak faylar ve çökelimler de kıvrımlar, kırılmalar oluşmuştur. R1 yansıma yüzeyi denizi tabanı olarak yorumlanmış, diğer sismik yansıma yüzeyleri R2, R3, R4 onlap ederek havzayı doldurmuşlardır. Ayrıca havzada çökelim gösteren Alt-Orta Miyosen dönemine ait olduğu düşünülen R4-R5 sismik paketin diğer paketlere göre daha ince ve havzanın derin kısımlarındaki aşağıya doğru downlap çökelimler sunmaktadır. Fayların oluşumunda etkili olan B-D yönünde sıkışma ile KD-GB yönündeki açılma tektonizma hareketleri, çökelimlerin yansıma genliklerinde izlenmektedir.

Batıya doğru faylarla graben biriminden derinleşmektedir. Sismik kesitlerde çökel istifler, aşağıdan yukarıya doğru incelendiğinde havza oluşumunun devam ettiği görülür. Alt-Orta Miyosen tortularında hızlı çökelterek (Highstand) kaotik yapılar oluşmuştur ve basenin ortalarında çökelimler en fazla kalınlığa erişmiştir. Çandarlı baseni ile Aliğa çöküntü alanının kesiştiği alanda, Üst Miyosen birimlerin hız olarak en fazla kalınlığa ulaştığı alanlardır.

Faylanma sınırlarında sıvı ve gaz kaçışlarının gözleendiği eş zamanlı olarak basen yamacında ve ortalarında deformasyonların söz konusudur. Faylar yoğun ve sismik aktivitenin yüksek olduğu alanda, deformasyonlar meydana gelmiştir. Bu alanda sismik yansımalar sönümlenmiş yada kaotik yapıly yansımalar şeklinde gözlenmiş.

Dikili civarındaki temeli oluşturan Karakaya Karmaşığı R6 yasıma yüzeyi ise temsil etmektedir, fakat bunun Dikili grubu altında incelenmiş olan, Kınık formasyonun altında çökelim gösteren Alt-Orta Miyosen yaşlı Yuntdağı volkaniklerinkine ait birimlerde olabilmektedir. Traşlama yüzeyi olan R5 yasıma yüzeyinin hemen alt kısımlarında özellikle kesitin güney yamaçlarına doğru antiklinal yapılarının oluşmasında grabeni kontrol eden faylar etkili olmuştur.

Orta-Üst Miyosen evaporitleri eş zaman kalınlık haritası incelendiğinde (tahmini hız kullanılarak derinlik dönüşümü yapılmıştır); K-G, GB-KD uzanımlı faylar ile bunları D-B, KB-GD doğrultuda kesen faylanma yapıları gözlenmiştir. Orta-Üst Miyosen evaporitleri eş zaman kalınlıkları Foça-Dikili hattında 1000 msn üzerinde kalırken aynı şekilde Karaburun açıklarında da görülmektedir. Batıya doğru gidildiğinde ise eş zaman kalınlıkları 3500-4000 msn ulaşmaktadır.

Sismik kesitlerde yansıtıcılar Çandarlı grabenin batı kısımlarında toplap ve offlap bitişleri göstermektedir. Sismik kesitler dikkatlice incelendiğinde üst üste kiremit yapılar oluşturan geniş çökelim istifleri olarak farklı yasıma özellikleri gösteren sismik sekanlar görülmektedir. Gediz deltasının kuzeye doğru hızla incelendiği ve alt loplarının Çandarlı baseninde çökeltme yaptığı ve bu sekans içerisinde diğer loplar ile kesiştiğinden dolayı kaotik ve zayıf yansımalar göstermektedir.

Basen ortalarında sismik paketlere ait kalınlığın 1200 m olmasının nedeni; Bakırçay, Gediz ve Madra deltalarının yoğun sediman taşınmasından kaynaklandığı düşünülmüştür. Grabendeki sediman kalınlıkları ve farklı şekilde çökeltme göstermelerinin (Sediman kalınlık değişimleri 100 ile 2000 m arasında olabiliyor) nedeni yükselim ve basen sisteminin varlığı ile yoğun gravite akmaları, yüksek sismik aktiviteye sahip faylar ile çökeltme faylarının varlığından dolayı kaynaklanmaktadır.

Çandarlı Körfezi'nde sedimanter yapıyı oluşturan fasiyesler, fasiyes toplulukları ve bunların çökeltim şekilleri, ortamları ve diğer çökellerle ortamsal ilişkiler uyumlu ve uyumsuzluklar gösterir. Üç çökeltim dönemlerinin etkili olduğu, Çandarlı

baseninde özellikle Midilli baseni ile de ilişki çökelmeler bulunmaktadır. Genişleme sisteminin, sediman çökeltme aktivitesinden her ne kadar daha az aktiviteye sahip olduğu görünse de, halen genişleme sisteminin devam ettiği düşünülmekte.

Litoloji ve yaş bilgisi verileri kullanılan Foça bir kuyusu ise 1000 msn ile 1500 msn konturları arasında kalmaktadır. Buda açılan kuyunun volkanik yükselimin yamacında açıldığı ortaya konulmuştur.

Son olarak bölgede, denizel alanda toplanmış yeterli düzeyde jeofiziksel bilgiler bulunmamasına karşın, çalışma sırasında, önemli fay kapanlarının varlığı gözlenmiştir ve bu alanda hidrokarbon potansiyeli konusunda da detaylı bir çalışma yapılması gerektiği düşünülmektedir.

KAYNAKLAR

- Aksu, A. E., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M., Piper, D.J. (1990). Doğu Ege Denizi Şelf Alanının Kuvaterner'deki Tektoniği ve Tortul Tarihçesi. *Jeofizik*, 4, 3-35.
- Aksu, A.E., Piper D.J.W., Konuk, T., (1987). Late Quaternary tectonics and sedimentary history of outer Izmir and The Candarli Bay, Western Turkey. *Marine Geology* 76, 89-104.
- Aksu, A.E., Piper, D.J.W., (1983). Progradation of the late Quaternary Gediz delta, Turkey. *Marine Geology*, 54, 1-25.
- Akyürek, B., Soysal, Y., (1982). Kırağaç-Soma (Manisa) Savaştepe-Korucu-Ayvalık (Balıkkesir), Bergama (İzmir) civarının jeolojisi. Yayınlanmamış *M.T.A Raporu Rap No: 6452*, Ankara.
- Akyürek, B., Soysal, Y., (1978). Kırağaç-Soma (Manisa) Savaştepe-Korucu-Ayvalık (Balıkkesir), Bergama (İzmir) civarının jeolojisi. *M.T.A Raporu Rap No: 6432*, Ankara.
- Alptekin, Ö. (1973). *Focal mechanisms of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications*. PhD thesis, Socorro, New Mexico Institute of Mining and Technology, 189 p., yayımlanmamış.
- Altunkaynak, Ş., Yılmaz, Y. (2000). Foça yöresinin jeolojisi ve aktif tektoniği, Batı Anadolu. *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), Bildiriler Kitabı*, 160-165, İzmir.
- Armijo, R., Lyon-Caen, H., Papanastassiou, D. (1997). East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology*, 20, 491-494.

- Arpat, E., Bingöl E. (1969). The rift system of the western Turkey, thoughts on its development, *Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turk.*, 73, 1-9.
- Barka, A., Kadinsky, C. (1988). Strike-Slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics* 7, 663-684.
- Barka, A.R. (1997). Reilinger, Active Tectonics of Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali Di Geofisica*, 587–610.
- Bingöl, D.M., Ataman, G. (1982). Granitic intrusions in Western Anatolia; a contribution to the geodynamic study of this area. *Eclogae Geol.Helv.*, 75/2, 437-446.
- Bingöl, E. (1976). Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi. *Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg.* 86,14-35.
- Borsi, S. (1974). Geochronology and petrology of recent colcanics in the Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesbos island). *Bull. Volcanology*, 36, 473-496.
- Catuneanu, O. (2002). Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35/1, 1–43.
- Dewey, J. F., Şengör, A.M.C. (1979). Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of American Bulletin*, 90, 84-92.
- Emre, T. (1996). Gediz Grabeninin jeolojisi ve tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 171-186.
- England, P., Houseman, G., ve Sonder, L. (1985). Sonder, Length scales for continental deformation in convergent, divergent, and strike slip environments:

Analytical and approximate solutions for a thin viscous sheet model, *Journal Geophysical Research*, 90, 3551–3557.

Ercan, T., Türkecan, A., Akyürek, B., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş M., Can B., Erkan M., Özkırışcı, M. (1984). Dikili-Bergama Çandarlı (Batı Anadolu) yöresinin jeolojisi ve magmatik kayaların petrolojisi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi* 20, 47-60.

Erinç, S. (1955). Gediz ve Küçük Menderes deltalarının morfolojisi. (The Morphology of Gediz and Küçük Menderes deltas). IX Coğrafya Meslek Haftası Tebliğler ve Konferanslar. *Türkiye Coğrafya Kurumu* 1, 33-66.

Frizon de Lamotte, D., Poisson, A., Aubourg, C., Temiz, H. (1995). Post- Tortonian westward and southward thrusting in the core of the Isparta re-entrant (Taurus, Turkey). Geodynamic implications. *Bulletin Social Geological France*, 166, 59-67.

Genç, Ş.C., Yılmaz, Y. (2000). Aliğa dolaylarının jeolojisi ve genç tektoniği. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000). *Bildiriler Kitabı*, 152-159, İzmir.

Hancock, P. L., Barka, A. (1987). Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey, *Journ. of Structural Geology*, 9/5-6, 573-584

İşseven, T. (2001). *Batı Anadolu'nun neotektonik rejiminin paleomanyetik çalışmalarla incelenmesi*. Doktora Tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, 194 sayfa.

İzdar, E. (1968). Kozak intruzif masifi petrolojisi ve Paleozoik çevre kayaları ile jeolojik bağlantıları. *T.J.K. Bülteni*, 11, 140-179.

Jackson, J. (1995). Active tectonics of the Aegean region. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, 239-271.

- Kahle, H.G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K., Cross, P. (1998). The strain field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, 294, 237-252.
- Karacık, Z., Yılmaz, Y. (2000). Volcanism of the Dikili-Çandarlı high and the surroundings, Western Anatolia. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean*.
- Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of west Anatolia. *Newsletter Startigr. 10*, 164-191.
- Kissel, C., Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Monod, O., & Allerton, S. (1993). First Paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of western Taurides thrust belt east of the Isparta re-entrant (southwestern Turkey). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, 1-14.
- Kissel, C. Laj, C. (1988). The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, 146, 183-201.
- Koçyiğit, A. (1984). Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik Gelişim. *TJK Bült.*, 24/1, 1-16.
- Le Pichon, X., Angelier, J. (1981). The Aegean Sea, *Philosophical Transactions of Royal Society*, 300, 357-372.
- Le Pichon, X., Angelier, J. (1979). The Aegean arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Mascale, J., Martin, L. (1960). Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles. *Marine Geology* 94, 271-299.

- Mc Clusky, S., Balassanian, S., Barka, A. (2000). Global Positioning System Constraints on plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal Geophysical Resources*, *105*, 5695-5719.
- McKenzie, D.P., Yılmaz, Y. (1991). Deformation and Volcanism in Western Turkey and the Aegean. *Bulletin Technical University*, *44*, 345-373, İstanbul.
- McKenzie, D.P. (1978). Active tectonics of the Alpine Himalaya Belt: The Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, *55*, 217-254.
- Mercier, J.L., Sorel, D., Simeakis, K. (1987). Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: The Aegean Arc from the Pliocene to the present. *Annales Tectonicae*, *1/1*, 20-39.
- Mitchum, R.M., Jr. P.R. Vail, S., Thompson, III, (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 2, The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: *AAPG Memoir 26*, 53-62.
- Oçakoğlu, N., Demirbağ, E., Kuşçu, İ. (2005). Neotectonic structures in the Gulf of İzmir and surrounding regions (western Turkey): evidences of transpressional faulting in the Aegean extensional regime. *Marine geology*, *219*, 155-171.
- Oral, B. M. (1994). *Global Positioning System(GPS) measurements in Turkey (1988-1992): Kinematics of Africa-Arabia-Eurasia collision Zone*. PhD Thesis. Massachusetts Institute of Technology, 344.
- Piper, D.J.W., ve Panagos, A.G. (1981). Growth patterns of the Acheloos and Evinosdeltas, western Greece. *Sediment Geol.*, *28*, 11-132.
- Posamentier, H. W. (2003). Depositional elements associated with a basin floor channel-levee system: case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, *20*, 677-690.

- Russell, R.J. (1954). Alluvial morphology of Anatolian Rivers. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 44, 363-391.
- Saatçi, F., ve Taysun, A. (1979). Kemalpaşa, Turgutlu ve Salihli civarındaki bazı yan derelerin farklı zamanlardaki iyon ve sediment konsantrasyonlarının değişimi üzerine araştırmalar. Ege University. *Faculty of Agriculture Bulletin* 16, 17-40.
- Seyitoglu, G., ve Scott, B.C. (1991). Late Cenozoic crustal extension basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128, 155-166.
- Sloss, L.L. (1962). Stratigraphic models in exploration. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 46, 1050–1057.
- Şengör, A.M.C., Coward, M.P., Dewey, J.F. ve Hancock, P.L. (1987). “Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey”, in Continental extensional tectonics. London, Geological Society. *Special Publication*, 28, 575-58.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F. (1985). Strike-Slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a Case Study, in Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 37, 227-64.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H., ve Jackson, J. (1991). Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault Zone (Turkey). *Geophysical Journal Int.*, 106, 537-550.
- Tapırdamaz, M. C. (2005). Türkiye'nin Paleomanyetik Veri Kataloğu. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 9. Toplantısı (ATAG9), Cumhuriyet Üniversitesi. *Mühendislik Fakültesi*, 22-24 Eylül 2005, Sivas.

Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO), (bt), Ege Akdeniz Proje Raporları Ankara.

Unesco, (1969). Discharge of Selective Rivers of the World. *Studies and Reports in Hydrology, 1*, 70.

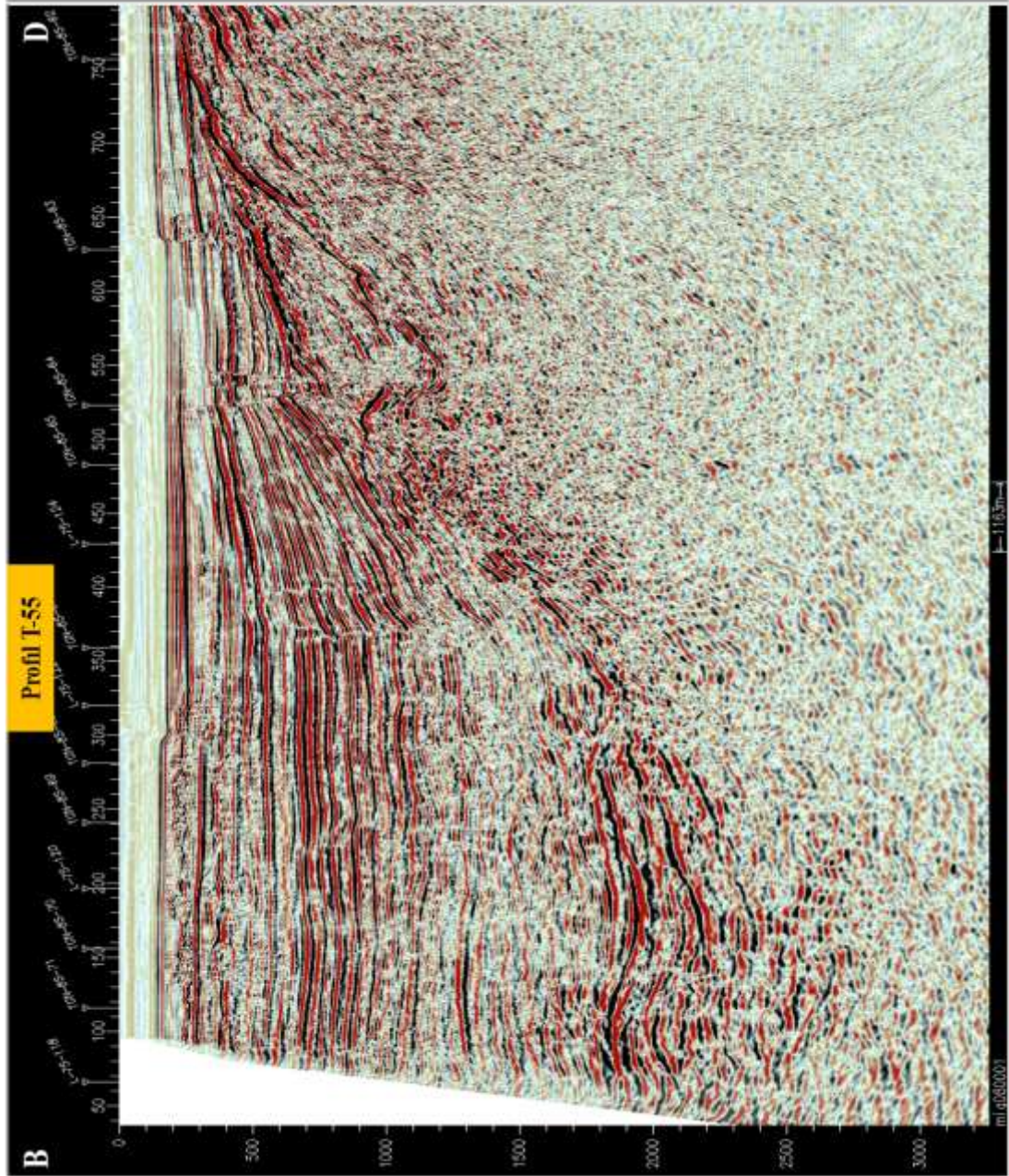
Westaway, R. (1990). Block rotation in western Turkey. 1. Observational Evidence. *Journal of Geophysical Research, 95*, B12, 19,857-19,884.

Yılmaz, Y. (2000). Ege Bölgesinin Aktif Tektoniği. *Batı Anadolu Depremselliği Sempozyum kitabı*, 2000.

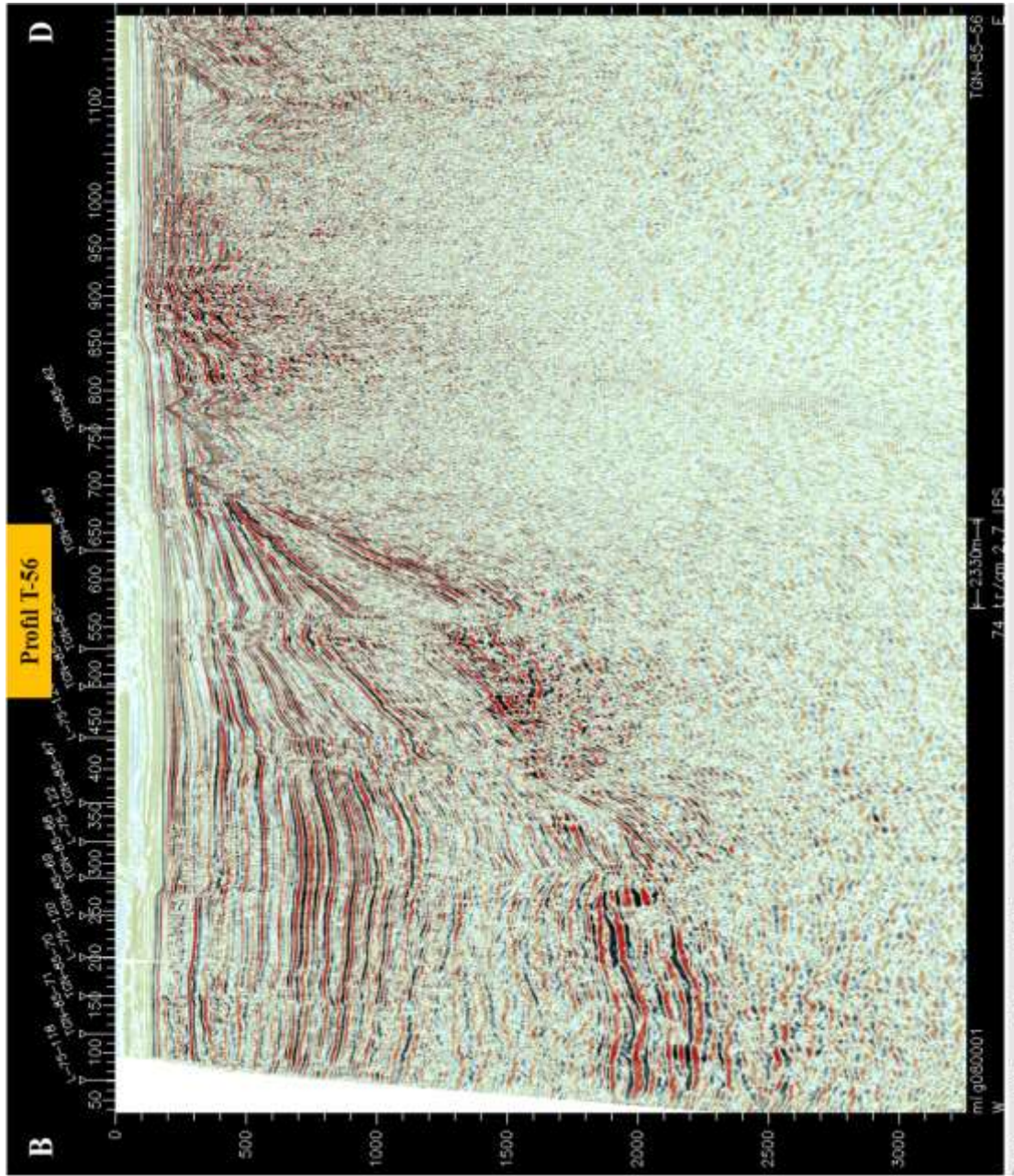
Yılmaz, Y. (1999). Ege Denizi ve Ege Bölgesinin Jeolojisi ve Evrimi: Türkiye Denizlerinin ve Yakın Çevresinin Jeolojisi, *Tübitak*, 210-336.

Yılmaz, Y. (1997). Geology of Western Anatolia. In: Schindler, C ve Pfister, M. (Eds.) Active tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly Project; A multidisciplinary approach by Space Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology. *Vdf. Hochschulverl, an der ETH Zurich*, 31–53.

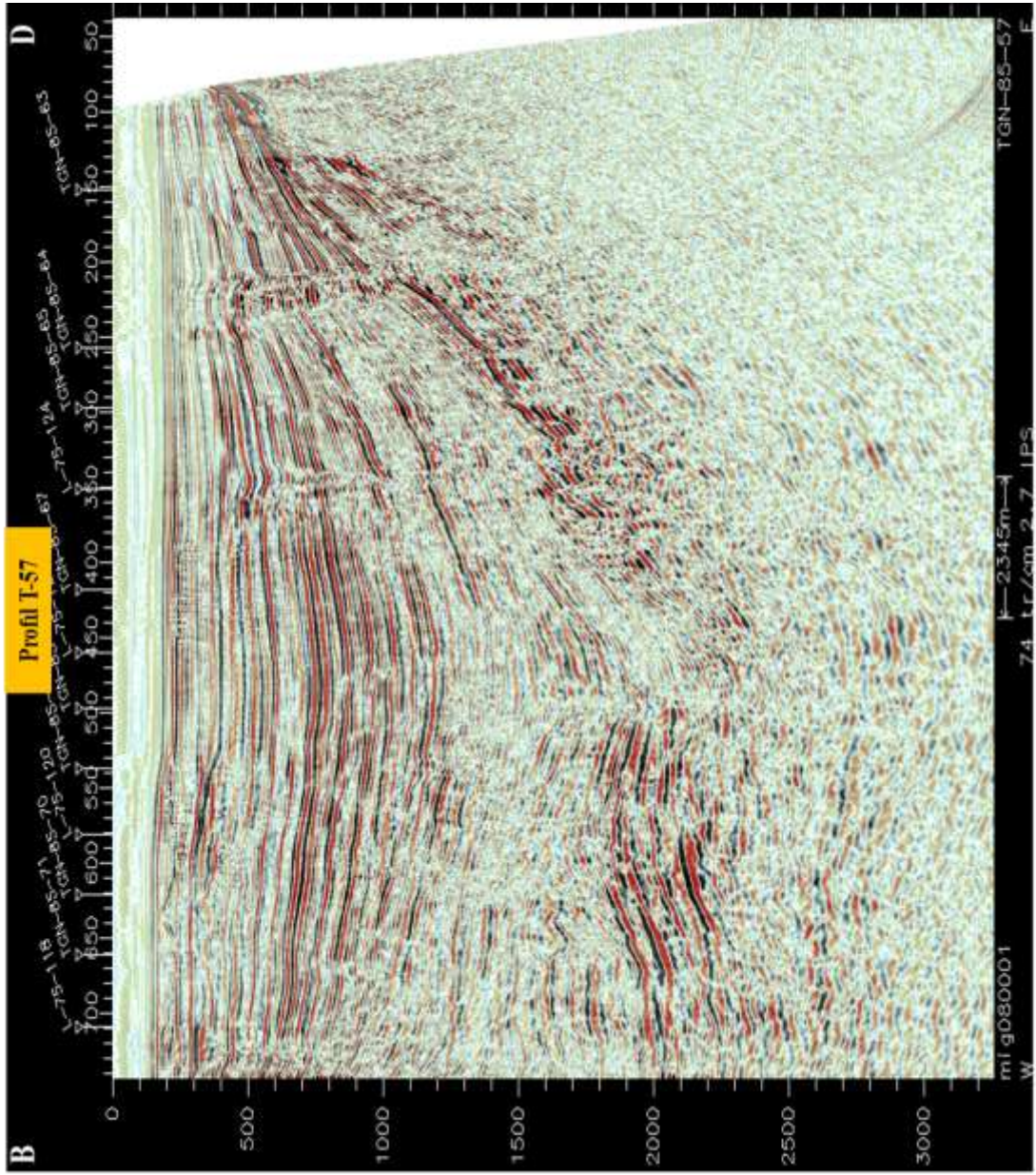
EKLER



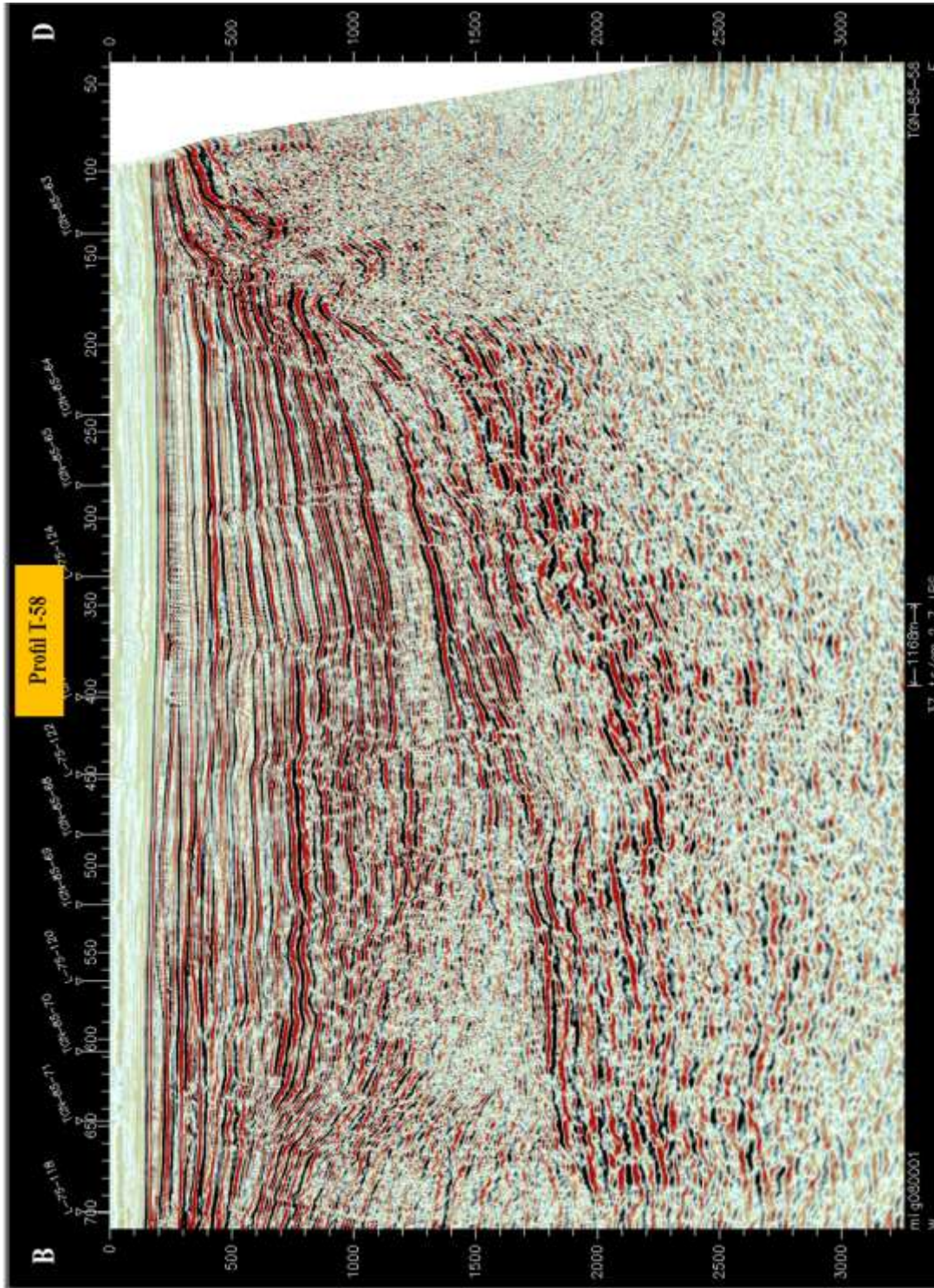
Şekil 1 Çandarlı Körfezine ait D-B yönlü Profil T-55 sismik kesit



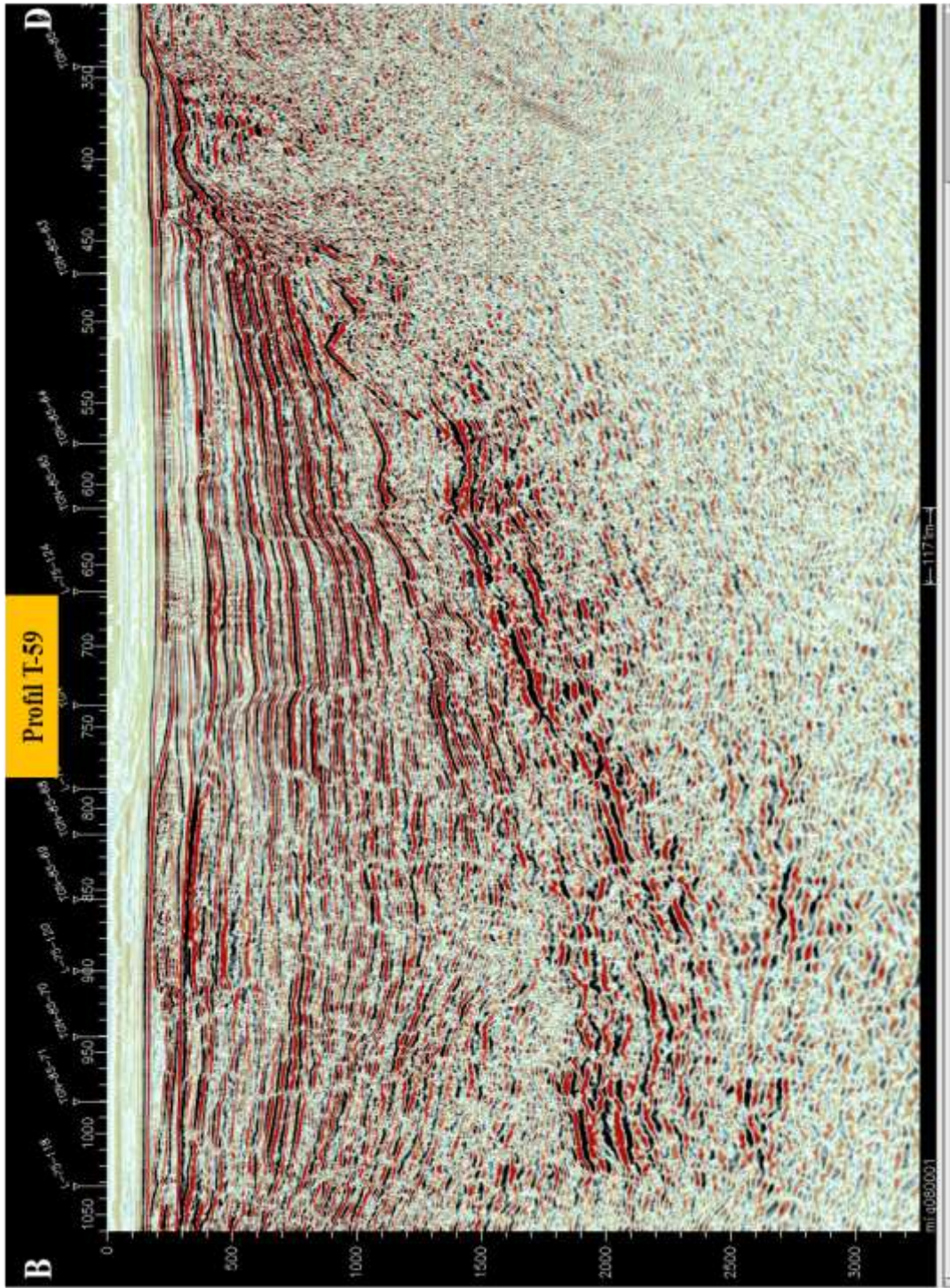
Şekil 2 Çandarlı Körfezine ait D-B yönlü Profil T-56 sismik kesit.



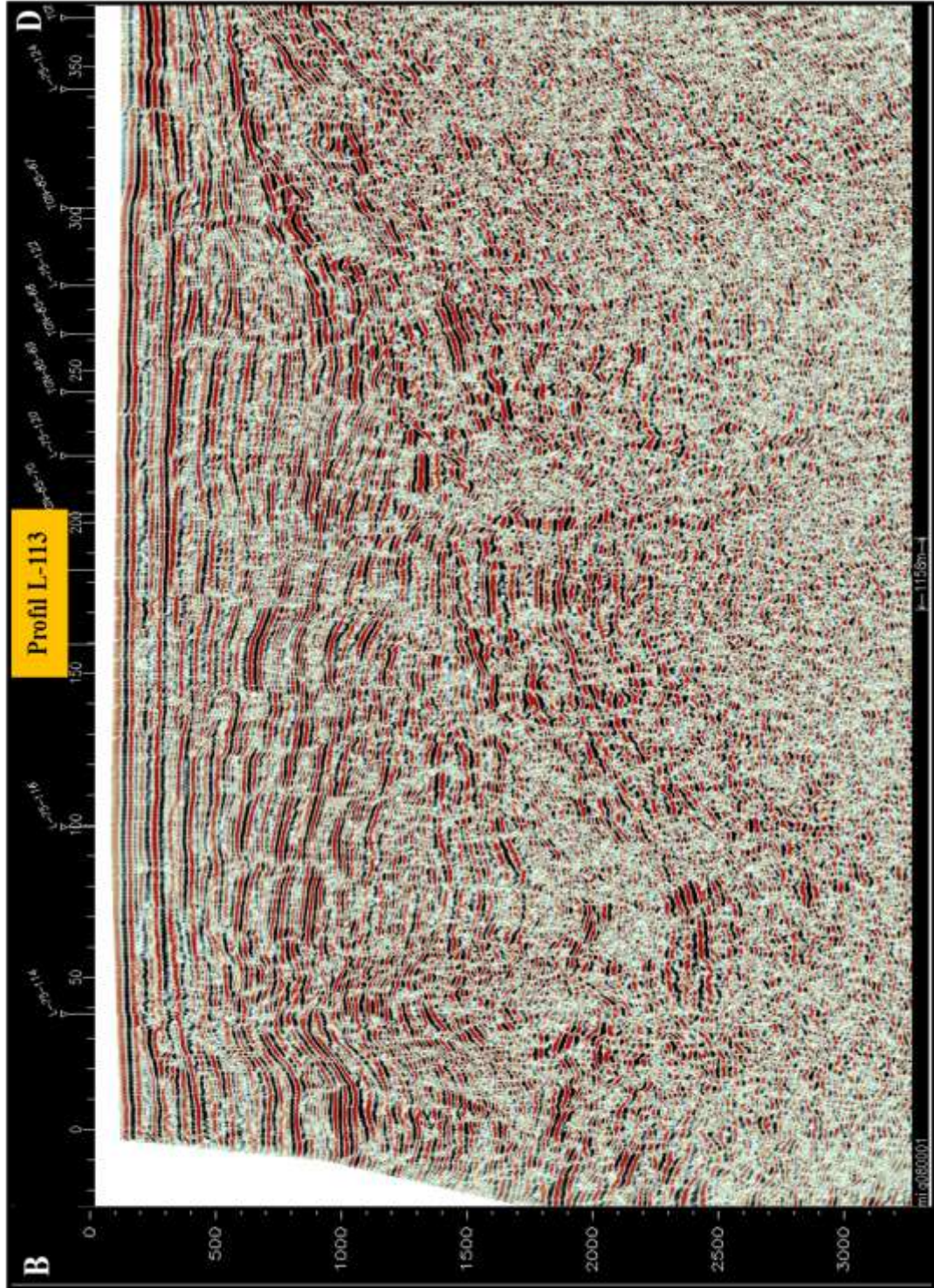
Şekil 3 Çandarlı Körfezine ait D-B yönlü Profil T-57 sismik kesit.



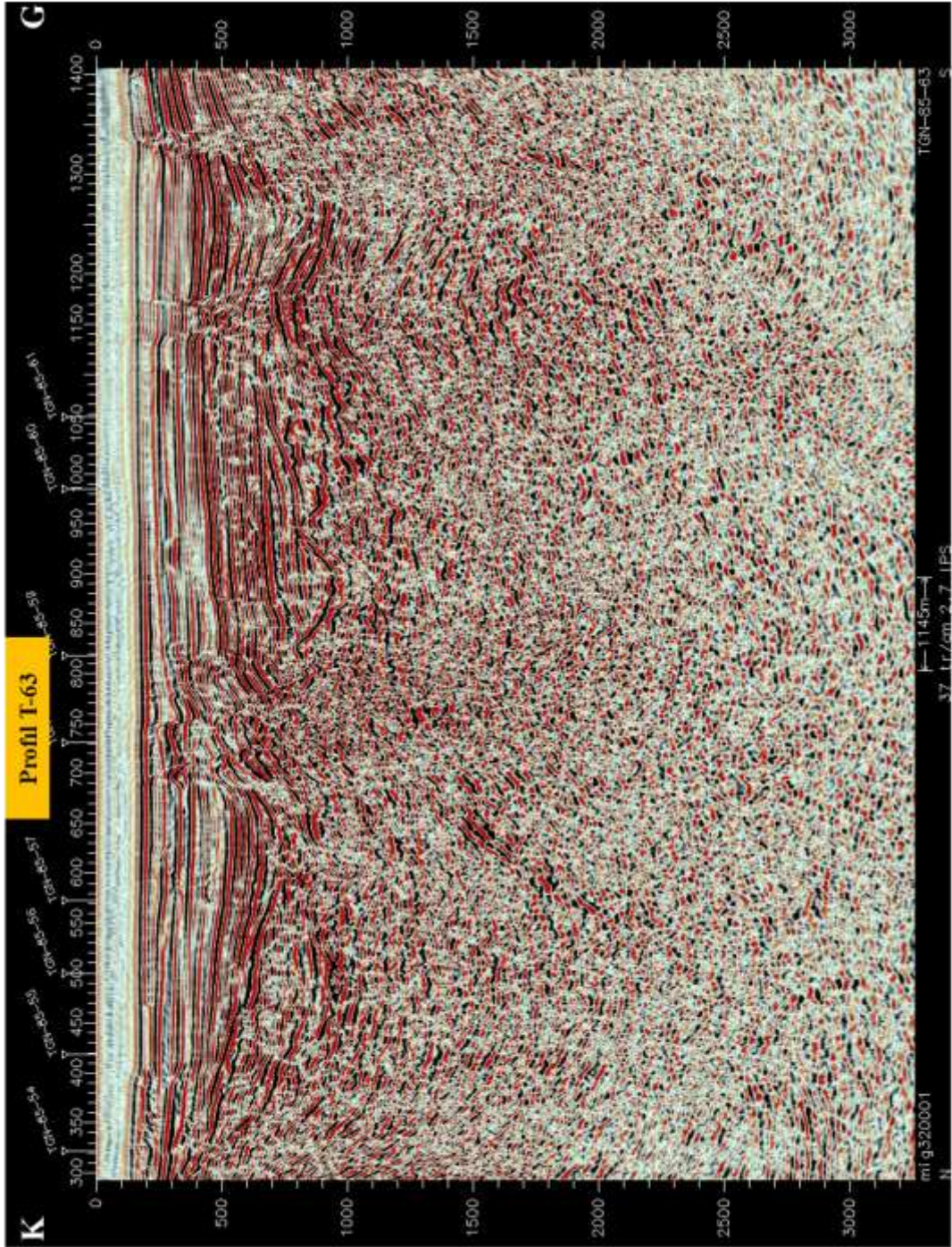
Şekil 4 Çandarlı Körfezine ait D-B yönlü Profil T-58 sismik kesit.



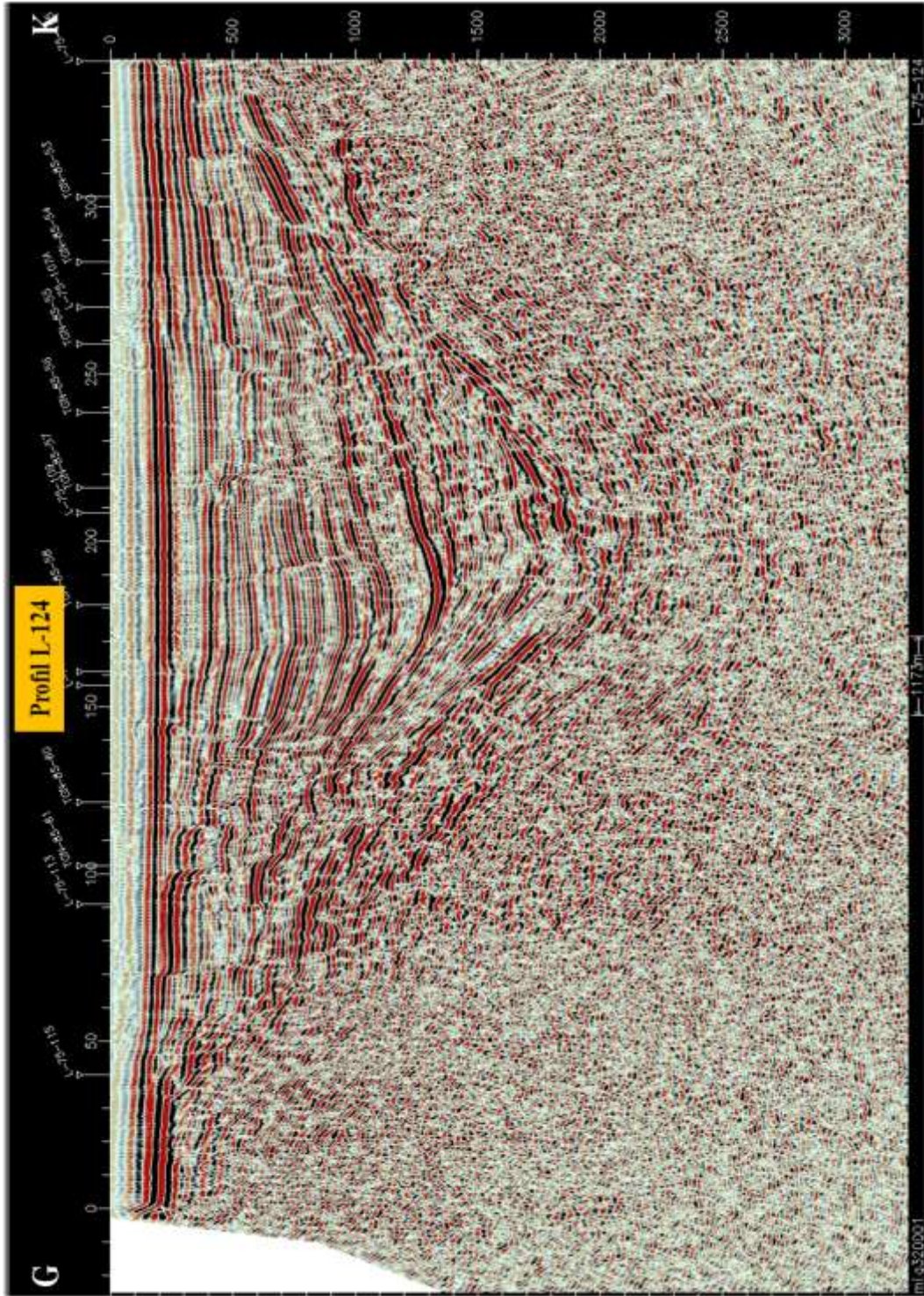
Şekil 5 Çandarlı Körfezine ait D-B yönlü Profil T-59 sismik kesit.



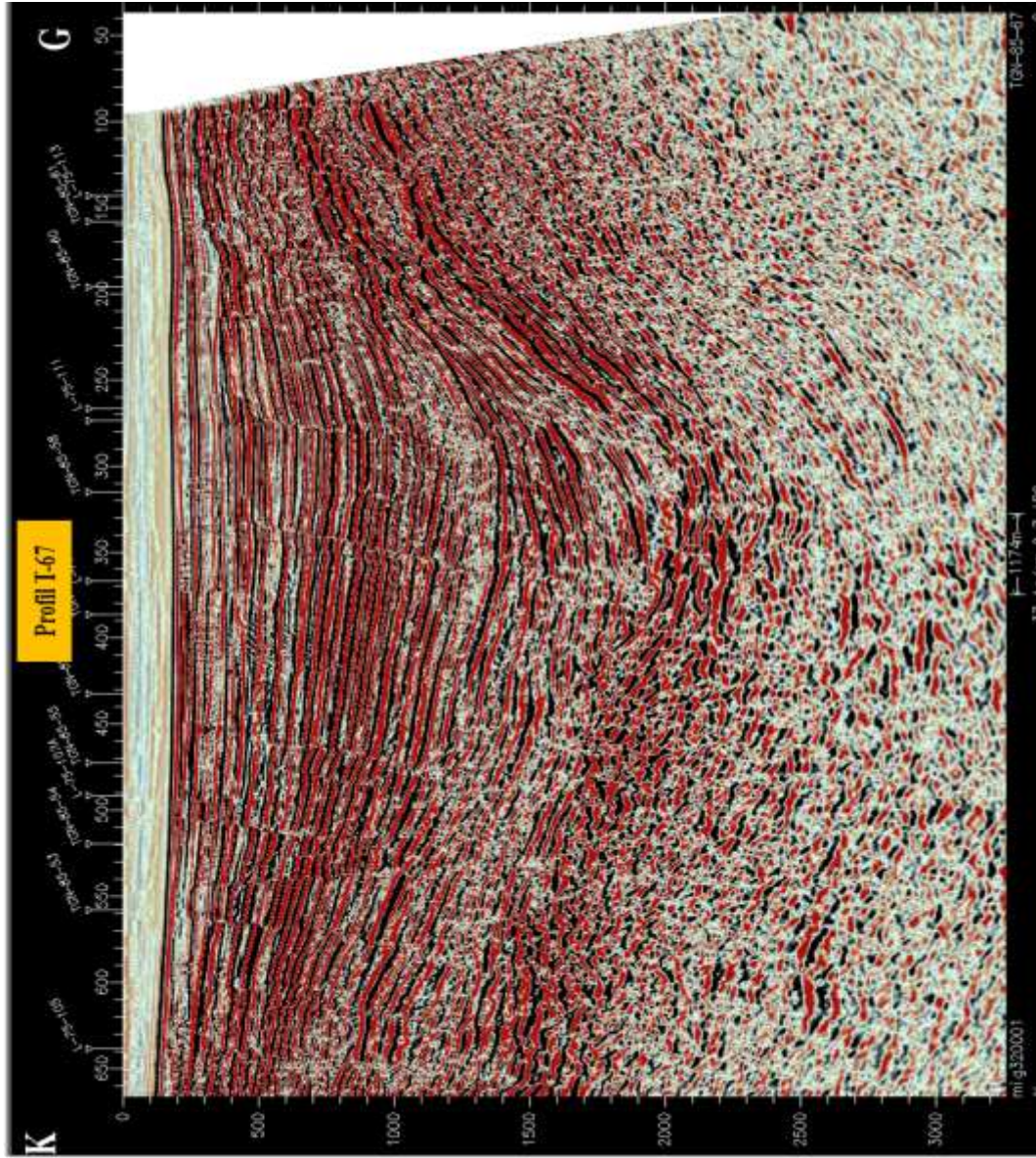
Şekil 6 Çandarlı Körfezine ait D-B yönlü Profil L-113 sismik kesit.



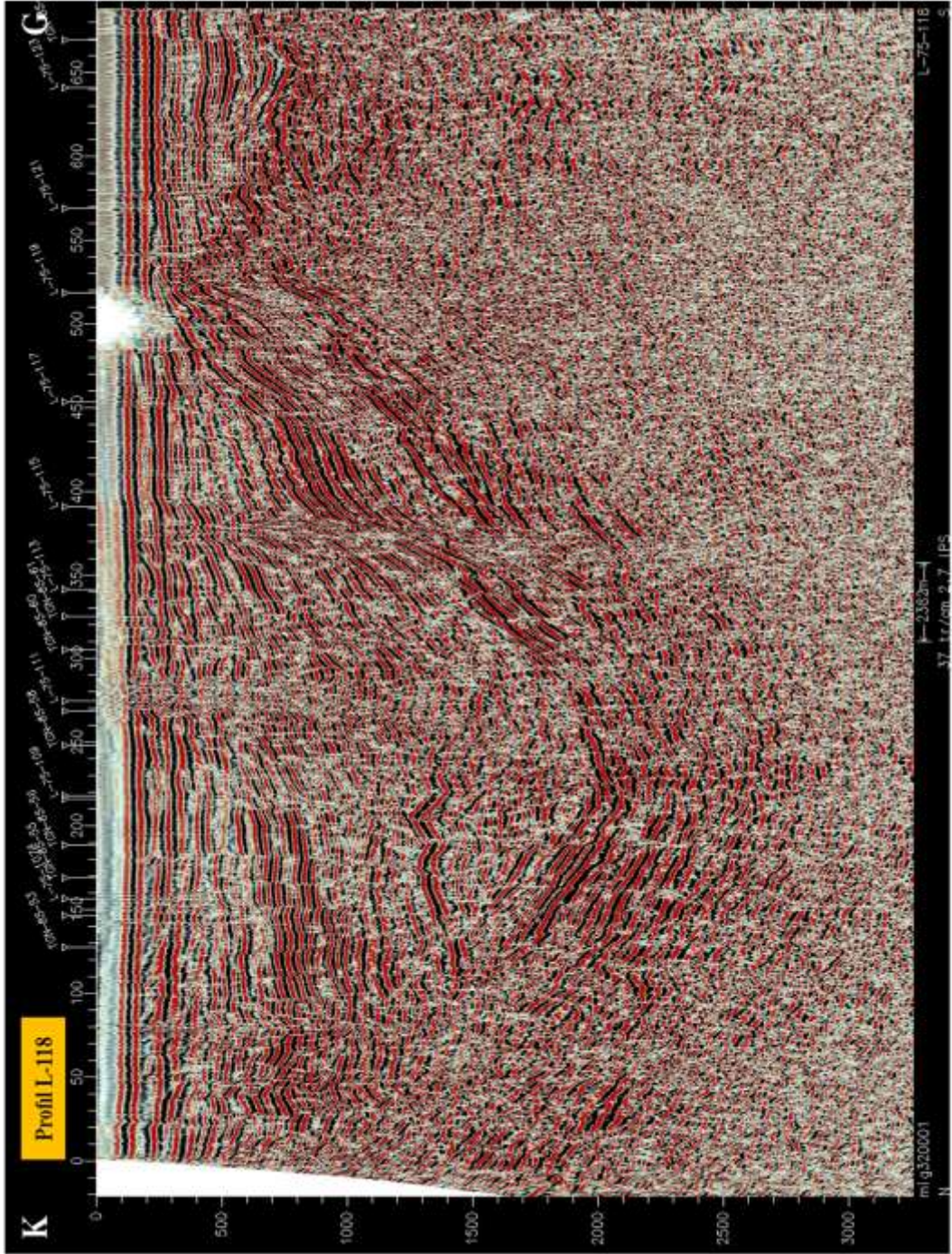
Şekil 7 Çandarlı Körfezine ait K-G yönlü Profil T-63 sismik kesit.



Şekil 9 Çandarlı Körfezine ait K-G yönlü Profil L-124 sismik kesit.



Şekil 10 Çandarlı Körfezine ait K-G yönlü Profil T-67 sismik kesit.



Şekil 12 Çandarlı Körfezine ait K-G yönlü Profil L-118 sismik kesit.