DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KEKOVA KOYUNUN YÜKSEK AYRIMLI DENİZEL AKUSTİK YÖNTEMLERLE JEOARKEOLOJİK ARAŞTIRMASI

Aslı İDE

Eylül, 2011
İZMİR

KEKOVA KOYUNUN YÜKSEK AYRIMLI DENİZEL AKUSTİK YÖNTEMLERLE JEOARKEOLOJİK ARAŞTIRMASI

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği
Anabilim Dalı

Aslı İDE

Eylül, 2011
İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

ASLI İDE, tarafından **YRD. DOÇ. DR. HARUN ÖZDAŞ** yönetiminde hazırlanan **"KEKOVA KOYUNUN YÜKSEK AYRIMLI DENİZEL AKUSTİK YÖNTEMLERLE JEOARKEOLOJİK ARAŞTIRMASI"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

YRD. DOÇ. DR. HARUN ÖZDAŞ

Yönetici

Prof. Dr. Erdeniz Özel

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Hasan Sarıbudak

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu tezin gerçekleştirilmesinde başından sonuna kadar tecrübe ve bilgileriyle yanımda olan, araştırmalarımı yönlendiren, titizlik ve itinayla tezimin bitmesini sağlayan sayın hocam Yrd. Doç. Dr. Harun ÖZDAŞ' a teşekkürü bir borç bilirim.

Tez çalışmam sırasında göstermiş olduğu yardımlar için sayın hocam Doç. Dr. Derman DONDURUR' a, mesleki bilgi ve deneyimleri ile sürekli desteğini esirgemeyen, karşılaştığım zorluklarda yardımıma koşan, çalışmanın başından sonuna kadar, yoğun çalışmaları arasında bana zaman ayırıp görüş ve tavsiyeleri ile tezin oluşmasında büyük yeri olan sayın Dr. Nilhan KAŞER' e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmam sırasında verilerin işlenmesi konusunda benden desteklerini esirgemeyen başta Süleyman COŞKUN ve H.Mert KÜÇÜK olmak üzere tüm Seislab ekibine, araştırmalarım sırasında beni yönlendiren, deneyim ve bilgilerini benimle paylaşan Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı çalışanlarından sayın Jeoloji Yüksek Mühendisi Cenk ERKMEN ve sayın Jeofizik Yüksek Mühendisi Recai KARTAL ve diğer çalışma arkadaşlarıma teşekkür ederim.

Ayrıca tezin bütün aşamalarında yardımlarını esirgemeyen ve beni yalnız bırakmayan Ozan BARSABAY' a ve tüm hayatım boyunca yanımda oldukları gibi, bu çalışmamda da benden destek ve sabırlarını esirgemeyen her zaman arkamda olduklarını hissettiğim aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Aslı İDE

KEKOVA KOYUNUN YÜKSEK AYRIMLI DENİZEL AKUSTİK YÖNTEMLERLE JEOARKEOLOJİK ARAŞTIRMASI

ÖZ

Bu çalışma, Kekova Koyu' ndan toplanan bir dizi yüksek ayrımlı akustik verinin birbiri ile ilişkilendirilerek yorumlanmasını içermektedir. Çalışmada CHIRP yüksek ayrımlı mühendislik sismiği, yanal taramalı sonar, çok ışınlı batimetri verileri yardımıyla ve arkeolojik gözlemlerle, Holosen döneminden günümüze deniz seviyesi değişimleri ve bölgenin tektonizması ortaya konulmaya çalışılmıştır. Yapılan çalışmalar, Kekova Koyu' nun taban morfolojisinin incelenmesini, adanın kuzey kıyıları boyunca sualtında kalmış antik yapı kalıntıları üzerinde tektonik etkinin önemini ve bu etkinin deniz seviyesi değişimleri ile ilişkisi ve bölgedeki sedimantasyon miktarının incelenmesini kapsamaktadır.

Çok ışınlı batimetri verileri, çalışma alanının doğusunun (Gökkaya Limanı), batı basene göre nispeten daha az eğimli bir topografya ya sahip olduğunu göstermektedir. Çalışma kapsamında toplanan akustik verilerden elde edilen batimetri haritasında adanın kuzeydoğusunda ani derinlik değişimi yerine, yumuşak bir şelf düzlüğünün mevcut olduğu görülmektedir.

Çalışma alanının batı bölümünde yoğunluk gösteren tortullar yüksek ayrımlı sismik veriler yardımıyla incelenmiş ve Holosen'den günümüze kadar tortul birikimleri hesaplanarak izopak haritası oluşturulmuştur.

Kekova adasının kuzeyinde bulunan ve deniz seviyesi değişimlerinin göstergesi olan, sualtında kalmış antik mendirekler incelenmiştir. Bu yapıların inşa edildiği tarihte, üst yüzeylerinin yaklaşık yarım metre suyun üstünde olduğu bilinmektedir. Mendireklerin üst seviyelerinin günümüzdeki konumunun ise yaklaşık 1 m suyun altında olduğu gözlenmiştir. Küresel ölçekli deniz seviyesinin son 2000 yılda en fazla yarım metre yükseldiği göz önüne alındığında, mendireklerin yaklaşık 1 m' lik bir çökmeye maruz kalmış olması beklenmektedir. Bu durum, tektonik olarak aktif

bir zonda bulunan ve aletsel dönemden buyana büyük depremlere maruz kalmış bölgedeki yaklaşık 2300 yıldır meydana gelen deniz seviyesi değişimlerinin yanında tektonik çökmeyle ilgili kanıtlar sunmaktadır. Söz konusu tektonizma, çalışma kapsamında toplanan yüksek ayrımlı sismik verilerde gözlenen aktif ve aktif olmayan faylarla da uyuşmaktadır.

Anahtar Sözcükler: Deniz jeofiziği, jeoarkeoloji, Kekova Koyu, sedimantasyon, deniz seviyesi değişimi.

GEOARCHAEOLOGICAL RESEARCH OF THE ANCIENT KEKOVA BAY WITH HIGH FREQUENCY MARINE ACOUSTIC METHODS

ABSTRACT

This study combines an interpretation of high resolution acoustic data collected from Kekova Bay. In this study from Holocene age until today the changes in the sea level and the tectonically qualities of the district has been searched by using CHIRP high resolution seismic, side scan sonar, multibeam bathymetry data and archeological observations. All these researches have been based on the research of Kekova Bay' s floor morphology, the importance of the tectonism on the ancient ruins underwater which along the north coast of the island and this effect's relation with sea level changes and the impacts of the Holocene sedimentationin the Bay of Kekova.

Multibeam bathymetry data show that the east part of the work area (Gokkaya Harbor) has more least inclined topographic area. The bathymetry map which is formed by the collection of acoustic data shows that on the north-east of the island instead of having a sudden depth change it has a shelf area that is relatively wide.

Using high resolution seismic data, thickness of terrigenous sediments which massing the west part of the work area is calculated from Holosen until today in order to create isopach maps.

The ancient jetties located on the north of Kekova Bay under the sea which is an index of sea level changes have been observed. In the date when these structures were built the upper part of these jetties were nearly half meter above the sea level. Nowadays it is observed that upper parts of these jetties are 1 meter under the sea. On a global scale if we accept that the sea level has increased less than half a meter in the latest 2000 years, the jetties are thought to submergence for nearly 1 meter. This situation offers us many proofs that is tectonically in an active zone which is exposed to many big earthquakes from the instrumental period until today resulting

with sea level changes in nearly 2300 years, also tectonic subsidence. The related tectonism coincides with the collected high resolution seismic data have faulting.

Keywords: Marine geophysics, geoarcheology, Kekova Bay, sedimentation, sea level changes.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU ii
TEŞEKKÜR iii
ÖZ iv
ABSTRACT vi

BÖLÜM BİR-GİRİŞ 1

1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı 1
1.2 Çalışma Alanı ve Morfoloji 2

BÖLÜM İKİ-YÖNTEMLER 6

2.1 Kullanılan Veri ve Yöntemler 6

BÖLÜM ÜÇ-BÖLGENİN JEOLOJİK VE SİSMOLOJİK GELİŞİMİ 8

3.1 Çalışma Alanının Jeolojisi 8
3.2 Bölgesel Jeolojik Evrim 11
3.3 Tektonik 11
3.4 Depremsellik 16
3.4.1 Tarihsel depremler 18
3.4.2 Aletsel depremler 19

BÖLÜM DÖRT-BÖLGENİN TARİHSEL GELİŞİMİ 20

4.1 Bölgenin Antik Tarihçesi 20
4.1.1 Likya Tarihi 22
4.1.2 Kentler 23

BÖLÜM BEŞ-DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ 28

5.1 Son Buzul Döneminden Günümüze Deniz Seviyesi Değişimleri ve Etkileri .. 28
5.2 Ege ve Akdeniz'de Deniz seviyesi Değişimi 31

BÖLÜM ALTI-VERİ VE YORUMLAR 34

6.1 Jeofizik Veriler 34
6.1.1 Sismik Veri ve Yorumlar 34
6.1.1.1 Holosen Sedimantasyonu 34
6.1.1.2 Bölgesel Tektonizma 44
6.1.2 Yanal Taramalı Sonar Çalışması 53
6.1.3 Batimetri Veri ve Yorumları 56
6.2 Arkeolojik Ölçümler ve Gözlemler 57

BÖLÜM YEDİ-SONUÇLAR VE ÖNERİLER 67

KAYNAKLAR 71

BÖLÜM BİR
GİRİŞ

1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

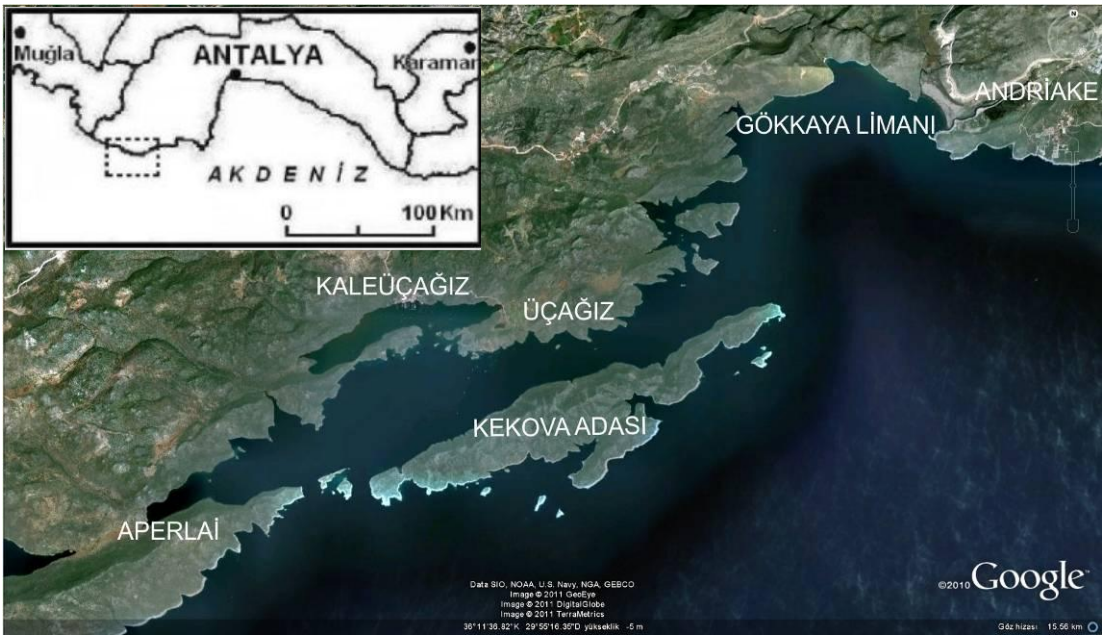
Anadolu'nun güneyinde yer alan Teke Yarımadası' nın güney kıyısında bulunan Kekova yöresi, antik çağda önemli bir yerleşim yeri olmakla beraber, kıyıda inşa edilmiş antik yapıların büyük bölümünün sular altında kalması açısından ilginç bir bölgedir. Bölgenin arkeolojik öneminin dışında jeolojik açıdan da ilgi çekici olması deniz tabanının topoğrafik yapısından da anlaşılmaktadır. Çalışma alanının bulunduğu bölgede, daha önceki yıllarda yapılan araştırmaların çoğu jeolojik gözlemlere ve kara jeofizik verilerine dayandırılmıştır. Teke yöresi, uzun yıllar MTA Genel Müdürlüğü tarafından araştırılmış (Colin, 1962; Pisoni, 1967; Rathur, 1967), TPAO Genel Müdürlüğü de 70'li yılların sonlarından günümüze kadar bölgede petrol amaçlı araştırmaları yürütmüştür (Erakman ve diğer., 1982; Günay, Bölükbaşı ve Yoldemir, 1982). Tektonik açıdan, Alpin kıvrımlar bölgede N-S doğrultusunda meydana gelmiş ve derin epirojenik hareketler tüm güney batı Antalya çevresinde tektonik hareketlerin sebepleri olmuştur (Tolun, 1965). Zaralıoğlu (1967), Finike, Demre, Çatallar üçgeni içindeki sahanın kaya birimlerine dayanan ayrıntılı jeolojisini yapmıştır. Ancak çalışma alanımızla ilgili deniz jeofizik çalışmaları henüz yapılmamış, jeoarkeolojik çalışmalar ise sınırlı sayıda kalmıştır (Anzidei ve diğer., 2010; Çiner, Desruelles, Fouache, Koşun, ve Dalongeville, 2009; Fouache, Sibella, ve Dalongeville, 2005a; Kayan, 1996).

Bu çalışma kapsamında, çok ışınlı ekosounder batimetri sistemi ile oluşturulmuş yüksek ayrımlı üç boyutlu batimetri haritası ile deniz tabanının topoğrafyası, yanal tarama sonarı ile alanın morfolojisi saptanmış ve chirp mühendislik sismiği yöntemi yardımıyla bölgedeki mevcut fay yapıları belirlenmiştir. Sonuç olarak, bölgedeki sedimantasyon miktarının ve deniz seviyesi değişimlerinin belirlenmesi, su altında kalmış arkeolojik yapılar üzerinde tektonizmanın etkisinin ortaya çıkarılması amaçlanmış ve ortaya konulmaya çalışılmıştır. Çalışmada, literatürde bu bölge için

boşluk olduğu ve bu boşluğun bu tez ile kısmen doldurulacağı amaçlanmıştır. Bu yönüyle gelecek çalışmalara ışık tutacaktır.

1.2 Çalışma Alanı ve Morfoloji

Tez çalışma alanı olan Kekova Koyu, Güneybatı Anadolu' da Akdeniz' e doğru büyük bir çıkıntı oluşturan, genellikle kıyıdan itibaren dik ve yüksek kıyılara sahip Teke Yarımadası' nın güneyinde Batı Torosların kıyı kesiminin bir bölümünü oluşturan Kaş ve Finike arasında kalan alanı kaplar. Akdeniz Havzasında Barcelona Sözleşmesiyle birlikte ekolojik, tarihi ve kültürel önemleri nedeniyle özel koruma alanı olarak ilan edilen 12 alandan biridir (Kerestecioğlu, 2002). 260 km^{2}'lik alanı kaplayan Kekova özel çevre koruma alanı içinde birçok arkeolojik sit alanları mevcuttur.

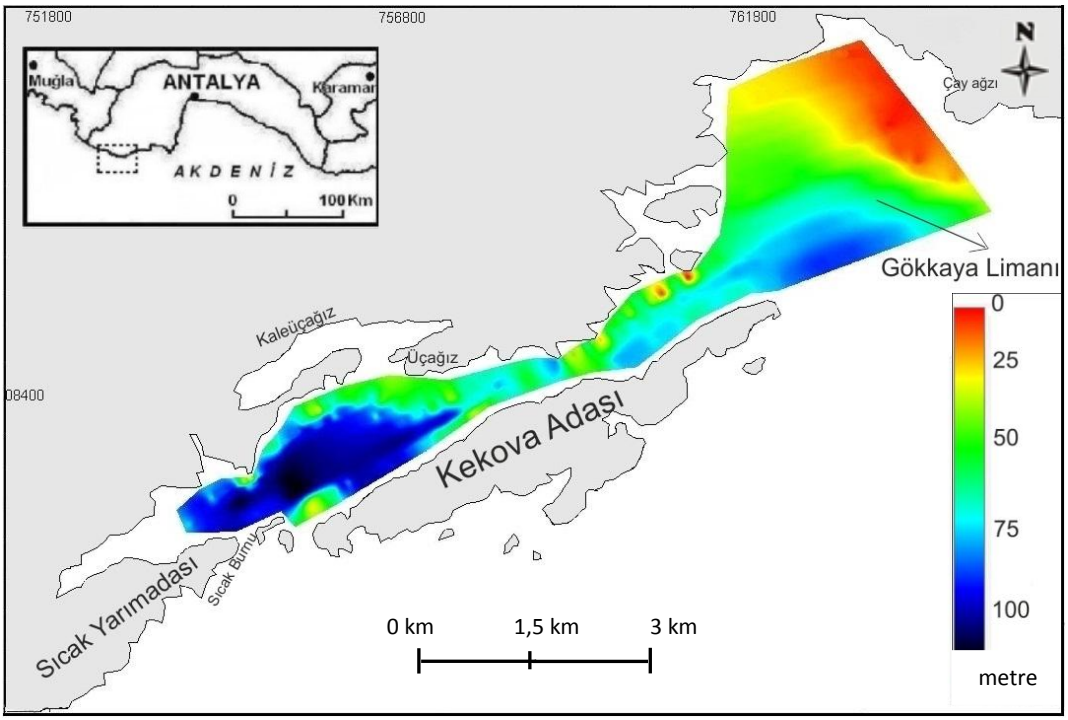


Şekil 1.1 Çalışma alanının lokasyon haritası

Kekova kıyıları boyunca (Teimiussa ve Simena) su içinde antik kentlere ait yapıların kalıntılarına rastlanır. Özellikle Üçağız ve Kale köyleri ile Kekova Adası'nın kuzey kıyıları boyunca deniz suları içinde kalmış antik yapı kalıntıları dikkat çekicidir. Bu izler tarih çağları içinde bile deniz seviyesinin rölatif_olarak yükseldiğini gösterir.

Kıyı boyunca genç bir morfoloji izlenir ve falez gözlenmez. Bu kıyılara ulaşan akarsular kalkerler üzerinde aktığı için alüvyon taşımazlar. Çünkü karbonatlı kayaçlar, kimyasal olarak suda eridikleri için alüvyon vermezler. Aynı zamanda karstik bir alan olması nedeniyle yüzeydeki akış büyük ölçüde karstik yeraltı sistemine karışır. Kaş-Demre Platosu üzerinde polye tabanlarındaki birçok düdende kaybolan sular, güneydeki Kekova kıyılarından ve büyük bir kısmı da deniz içinden karstik kaynaklar olarak çıkmaktadır. Kıyılara alüvyon ulaşmadığı için dalgaların abrazyon etkisi zayıftır. Deniz suyu kalsiyum karbonata doygun olduğu için kimyasal aşınma da olmaz. Bu tip kıyılarda daha çok biyo-jenetik kıyı şekilleri (Kelletat ve Kayan, 1983, Pirazzoli ve diğer., 1991) gelişebilir. Kekova kıyılarında böyle şekillerin dahi iyi gelişmemiş olması bugünkü kıyı çizgisinin çok yeni bir boğulmayla ilgili olduğunun ifadesidir (Pulak, 1996).

Yakın çevredeki yüksek rölyef kalker yapılı olması nedeniyle çalışma alanımıza en yakın mesafedeki Andriake limanına sediman taşıyacak bir akarsu bulunmamaktadır (Öner, 1998). Demre çayının denize ulaşan sedimanlarının kıyı akıntıları ile buraya geldiği düşünülebilir. İkinci bir olasılıkta eski devirlerde bir zaman Demre çayı koya doğrudan akmış olabilir. Ancak o zaman bu alanın tümüyle sedimanlarla dolmuş olması ve küçükte olsa bir deltanın gelişmesi gerekirdi. Bu yüzden ikinci olasılık daha zayıftır. Yörenin en uzun ve debisi en yüksek akarsuyu Alakırçayı' dır. İkinci büyük akarsu ise Akçay' dır. Elmalı Ovasında irili ufaklı sular Akçay ismini alarak Avlan Gölüne dökülür. Avlan Gölünün çevresindeki düdenler aracılığıyla yeraltına batar ve Avlan belinin aşağılarında değişik kaynaklardan çıkarak Akçay ismini alarak Finike ilçe merkezinden denize dökülür. Diğer akarsular ise Gavurçayı, Karaçay ve Göksu' dur. Demre Çayı dışındaki bu diğer küçük akarsular, havzaları bütünüyle kalker yapılı alanlarda bulunduğundan ve kalkerlerin kimyasal olarak erimeleri nedeniyle alüvyon taşımadığından, Demre Çayı alüvyonlarının ulaşamadığı Fethiye Körfezi, Kalkan Koyu ve Kaş-Kalkan kıyıları bu nedenle karadan fazla alüvyon gelmeyen kesimler olarak koy ve körfez şeklindeki varlıklarını korumaktadırlar (Öner, 1998).



Şekil 1.2 Sismik kayıtlardan deniz tabanının çizilmesiyle elde edilen 2D batimetri haritası

Çalışma alanını içine alan Teke yöresi, Batı Anadolu' nun en dağlık yöresidir. Yöreyi kuşatan dağlar, eski çağlardan beri çevreyle olan ulaşımda en büyük engeli oluşturmuştur. Yörede bulunan dağların çoğunun zirveleri denizden yalnızca 3-4 km kadar içeridedir ve bu durum kaydedilen yüksekliklerin kıyıya çok dik yamaçlarla indiğinin belirtileridir. Böylece kıyı ovaları dışında kalan alanlarda yüksekliklerin denize dik bir şekilde inmesi sonucu kıyı çok girintili ve çıkıntılı olmuş, tepelerin denizle birleştiği yerler yüksek kıyıları oluştururken akarsu vadilerinin denize ulaştığı yerlerde, boğulmalar sonucu, küçük, dar ve derin koylar oluşmuştur.

Son birkaç bin yıllık sürede, yörenin fiziksel çevre özelliklerinde, iç kesimlere oranla kıyı bölümünde birtakım değişmeler dikkati çekmektedir (Öner, 1998). Örneğin, birkaç bin yıl önce dünyanın önemli limanlarından olan Patara ve Andriake gibi antik limanlara ait kalıntılar bir miktar alüvyon altında kalarak bataklığa dönüşmüş, Kekova kıyıları gibi alüvyon almayan kesimlerdeki liman veya kıyı kentlerine ait yapılar ise doğrudan deniz suları altında kalmıştır. Eşen Ovası' ndaki Letoon, Demre Ovası' ndaki Myra ve Finike Ovası' ndaki Limyra antik kentleri de ya büyük ölçüde alüvyonlar altında kalmış ya da bataklığa dönüşmüşlerdir. Yine söz

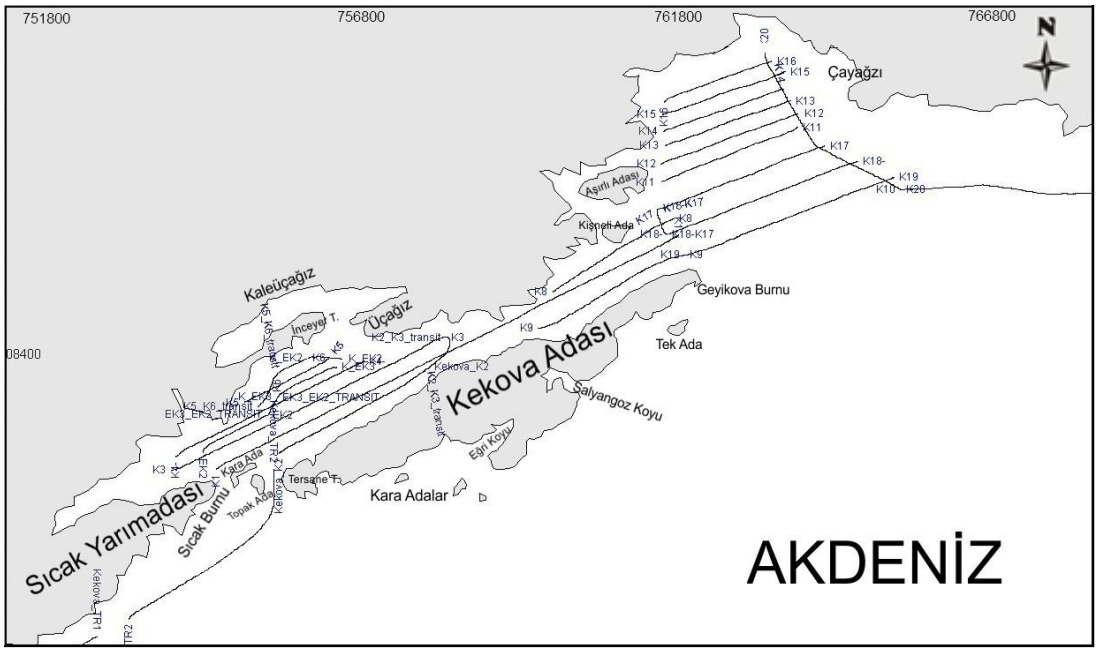
konusu ovalardaki kıyı çizgisinin daha içeride bulunduğunu gösteren tarihi ifadeler vardır. Bütün bu antik kentler, bir kaç bin yıl öncesinde Likya' nın en önemli kentleri, limanları hatta başkentleriyken, jeomorfolojik çevresel değişmeler nedeniyle bu hale gelmişlerdir (Öner, 1998).

Yer şekillerinin hızlı değişmesi daha çok kıyı bölümlerinde dikkati çeker ölçülerdedir. Karanın tektonik hareketlerle alçalıp yükselmesi, deniz suyu kütlesinde meydana gelen değişmeler veya taşınan sediman miktarının artmasına bağlı alüvyonlarla dolma bu hızlı değişmelerin en önemli nedenleridir. Teke Yarımadası kıyılarında bu türlü etkilerin zaman içinde gerçekleştiği, meydana gelen çevresel değişmelerden anlaşılmaktadır (Öner, 1998). Buda deniz seviyesi değişimlerinin, tektonik etkinin, sedimanter yapının incelenebilmesi açısından önem arz etmektedir.

BÖLÜM İKİ
YÖNTEMLER

2.1 Kullanılan Veri ve Yöntemler

Bu çalışmada, 2008 yılında Yrd. Doç. Dr. A. Harun Özdaş yürütücülüğünde gerçekleştirilen TÜBİTAK (proje No:106K054) projesi kapsamında, Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü' ne ait R/V K.Piri Reis tarafından toplanan çok ışınlı batimetri, CHIRP mühendislik sismiği, yanal taramalı sonar verileri kullanılmıştır. Toplam 55 km' lik çok ışınlı batimetri, CHIRP mühendislik sismiği ve yanal tarama sonarı verisi toplanmıştır (Şekil 2.1). Ayrıca Scuba dalışları ile fotoğraf ve ölçüm çalışmaları yapılmıştır.



Şekil 2.1 Çalışmada veri toplanan hatlar

Verilerin toplanması sırasında, Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü' ne ait akustik sistemler kullanılmıştır. Çalışma alanı batimetrisinin elde edilmesi için, 180 kHz frekansında çalışan "SeaBeam 1050D" sistemi; sığ sedimantolojik ve tektonik yapının incelenmesi için 3,5 Khz frekanslı "Chirp Bathy 2010" sismik sistemi ve deniz tabanı yüzeyi görüntüleme amaçlı olarak Imaginex Yellowfin yanal taramalı sonar sistemi kullanılmıştır. Toplanan veri setinin

işlenmesi ve görüntülenmesi için farklı yazılımlar kullanılmıştır. Çok ışınlı batimetri verisi "Caraibes" yazılımları ile işlenmiş ve görüntülenmiştir. Sismik verilerin yorumu aşamasında "SMT Kingdom Suite", yanal taramalı sonar verisi için ise "Yellowfin" yazılımı kullanılmıştır.

Çalışma alanı, Kekova adasının merkez kuzey, kuzeybatı ve kuzeydoğusu ile ana kara arasındaki alanı kapsamaktadır. Alanın batimetrik özellikleri ve karadaki yapıların uzanımı, veri toplanan hatların uzunluk ve doğrultularını belirleyen temel ve sınırlayıcı parametreleri oluşturmuştur. Hatların yönü yanal taramalı sonar çalışmasına yönelik seçilmiştir. Toplanan verilerde mühendislik sismiği, çok ışınlı batimetri ve sonar verileri eş zamanlı olarak elde edilmiştir.

Çalışma alanının akustik yöntemlerle araştırılmasının yanı sıra, scuba dalışları ile arkeolojik gözlemler de yapılmıştır. Bölgede bulunan sualtında kalmış antik mimari yapıların ölçüm ve fotoğraf çalışmaları gerçekleştirilmiştir.

BÖLÜM ÜÇ
BÖLGENİN JEOLOJİK VE SİSMOLOJİK GELİŞİMİ

3.1 Çalışma Alanının Jeolojisi

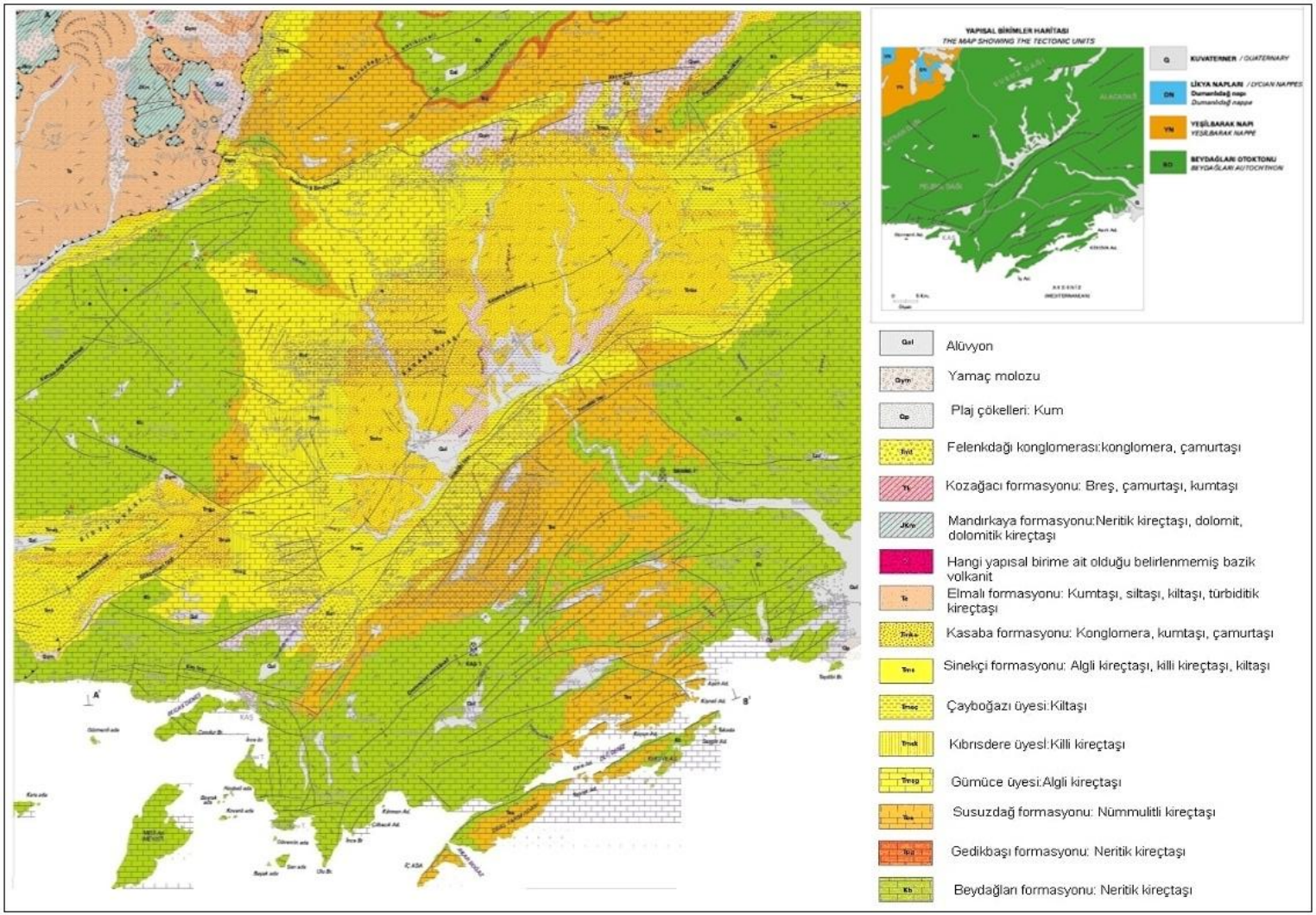
Bölgede, geniş alanlar kaplayan ve otokton konumlu kayalarla temsil edilen Beydağları otoktonu ile bunun üzerinde yer alan, batıdaki Likya napları ve doğudaki Antalya napları bulunmaktadır. Bölgede ayrıca Beydağları otoktonu ile Likya napları arasında kalan ve yanal devamlılık sergileyen, ara zon niteliğindeki Yeşilbarak napı yer almaktadır.

Beydağları otoktonu, Üst Kretase –Alt Miyosen yaşlı platform tipi karbonatlardan oluşur ve temel konumundadır. Bölgedeki allokton birim ise Likya napları'dır. Farklı ortam koşulları yansıtan ve bir çok yapısal birimden (tektonostartigrafi birimleri) oluşan Likya napları, platform ve okyanusal alan gibi farklı ortamlarda gelişmiştir (Şenel, 1997). Beydağları otoktonu ile Likya napları arasında yer alan Yeşilbarak napı ise, genelde Üst Lütesiyen – Alt Miyosen yaşlı türbiditik karakterde kumtaşı ve şeyllerden oluşmaktadır (Şenel, 1997).

Fethiye paftası sınırları içinde kalan çalışma alanımızda yer alan jeolojik birim Beydağları otoktonunun üst Kretase yaşlı neritik kireç taşları, bu birimin en yaşlı kayaçlarını oluşturmaktadır. Yaklaşık 100m kotlarından başlayarak 1000m kotlarına kadar devam eden ve yüksek topoğrafyayı oluşturan bu birimler bölgede geniş alanları kaplamaktadır. Bu birimlerin özellikleri orta- kalın tabakalı, aşınma yüzeyi gri, açık gri, kırılma yüzeyi bej, krem, açık gri, açık kahve ve kirli beyaz renkli kireçtaşlarından oluşur. Yer yer kirli beyaz renkli killi kireçtaşı; bej açık gri renkli dolomit ve dolomitik kireçtaşları düzeyleri kapsar. Bu birim, kıyı kesiminde, Kekova ve Üçağız dolaylarında Eosen yaşlı neritik kireçtaşlarınca uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Şenel, 1997).

Beydağları formasyonu üstten Paleosen yaşlı Gedikbaşı formasyonu, Üst Lütesiyen- Priaboniyen yaşlı Susuzdağ formasyonunu kapsar. Susuzdağ formasyonu

orta –kalın tabakalı bej, krem açık kahve renkli, bol nummülitli neritik kireçtaşlarından oluşur. Büyük çapta karstlaşmaya sahip olan formasyon üzerinde dolin, düden ve küçük çapta polyeler gelişmiştir. Sahadaki Kuvaterner yaşlı alüvyon dolguları (Qal), birikinti konileri, plaj kum ve çakılları ile kumullar (Qp) ve kireçtaşları üzerinde gelişen terra rossalar (kırmızı toprak, Qal) bölgenin en genç yığışımlarıdır. Güneydeki Demre Çayı vadisi 500m genişliğinde olup ana alüvyon düzeyidir ve denize yakın bir delta meydana getirerek genişler. Alüvyon düzeyi içindeki sedimanlar, büyük çakıllardan, kaba taneli kumlar, siltler ve killer arasında değişiklik gösterir Sahil kısmı mevcut sahanın güneydoğu kısımlarında, Çayağazı köyü yakınlarında muazzam sahil-kumu yatakları vardır. Bu kısımların jeolojik harita üzerinde alüvyonlardan ayırt edilmesi güçtür (Rathur, 1967).



Şekil 3.1 Çalışma alanının jeoloji haritası ve tektono-stratigrafik istifi (Şenel, 1997; Şenel, Bölükbaşı, 1997

3.2 Bölgesel Jeolojik Evrim

Otokton konumlu (Beydağları otoktonu) ve allokton konumlu kaya birimlerinin yüzeylendiği bölgede, birbirinden farklı deformasyon izleri taşıyan yapısal birimler bulunur. Allokton konumlu Likya napları, Beydağları otoktonu üzerine, kuzey ve/veya kuzeybatı yönden Üst Miyosen'de yerleşmiştir. Beydağları otoktonu kıvrımlanmış, kırılmış ve kendi içinde güneye doğru ekaylanmıştır (Şenel, 1997).

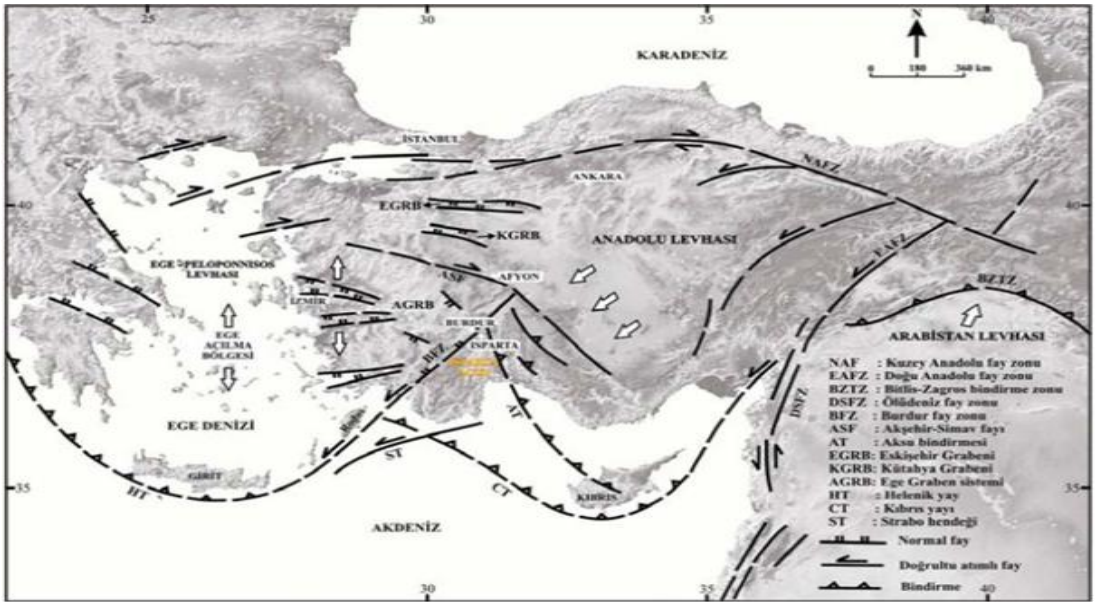
Bölgede naplı yapıların yerleşmesinden sonra, genişleme rejimi hakim olmuş ve buna bağlı olarak da Üst Miyosen- Pliyosen çöküntü alanları gelişmiştir. Bölge Pliyosen sonu ve/veya sonrası büyük çapta kırılmalara sahne olmuştur. Günümüzde de etkilerini gösteren, normal ve doğrultu atımlı faylanmalar meydana gelmiştir. Langiyen sonrası gerçekleşen aşınmalar ve söz konusu kırılmalar sonucunda bölge, bugünkü morfolojik şeklini almıştır (Şenel, 1997).

Bölge jeomorfolojisinin Pliyosen'le birlikte gelişimini büyük ölçüde tamamladıktan sonra, Kuvaterner başlarında meydana gelen tektonik hareketlerle yeni bir röliyef sistemi ortaya çıkmıştır. Ayrıca Pleyistosen' de meydana gelen östatik hareketlerin etkisiyle kıyıda deniz seviyesinde meydana gelen yükselme nedeniyle Pliyosen röliyef sistemine ait polye, uvala, dolin ve akarsular su altında kalmıştır. Bunun sonucunda da yarımay veya daire şekilli koy ve körfezler oluşmuştur. (Şenel, 1997)

3.3 Tektonik

Güneydoğu'da Orta Miyosen (Serravaliyen) esnasında Çüngüş havzasının da kapanmasıyla (Şengör ve Yılmaz, 1981) Arabistan-Avrasya çarpısması başlamış ve bu çarpışma sonucu oluşan bir Anadolu blokunun batıya kaçmaya başlaması ile parçalanmaya başlayan Türkiye orojenik yapısı Paleotektonik evrimini tamamlayarak Arabistan-Avrasya çarpışmasının dikte ettiği Neotektonik döneme girmiştir (Şengör, 1980). Türkiye deki son tektonik rejim "Neotektonik Dönem" adı altında incelenir. Başlangıç yaşı tartışmalı olan bu rejim Alt Miyosenden günümüze kadar devam eder.

Neotektonik (yenitektonik) herhangi bir bölgenin tektonik rejiminde bir değişiklik, bir yenilik olduğunu belirtir. Buna göre neotektonik, tektonik rejim değişikliğinden bu yana gelişen tektoniği eski tektonikten (paleotektonik) ayırır (Şengör, 1980). Orta – Üst Miyosende, Arap-Afrika levhalarının Avrasya levhası ile çarpışması, Anadolu'da doğrultu atımlı iki fay sistemi ile karşılanmaktadır. Bu doğrultu atımlı faylar üzerinde yapılan uzun süreli ölçüm ve gözlemler sonucunda, batıya doğru bir kaçışın olduğu görülmüştür. Anadolu bloğu Batı Anadolu'da saatin tersi yönünde bir dönme ile Ege Denizi'ndeki Helenik Yayı boyunca Afrika levhası üzerine Güneybatı yönünde itilmektedir (Şekil 3.2), (Reilinger, McClusky, Oral, King, ve Toksoz, 1997; Şengör 1979, 1980; Şengör, Görür ve Şaroğlu, 1985).



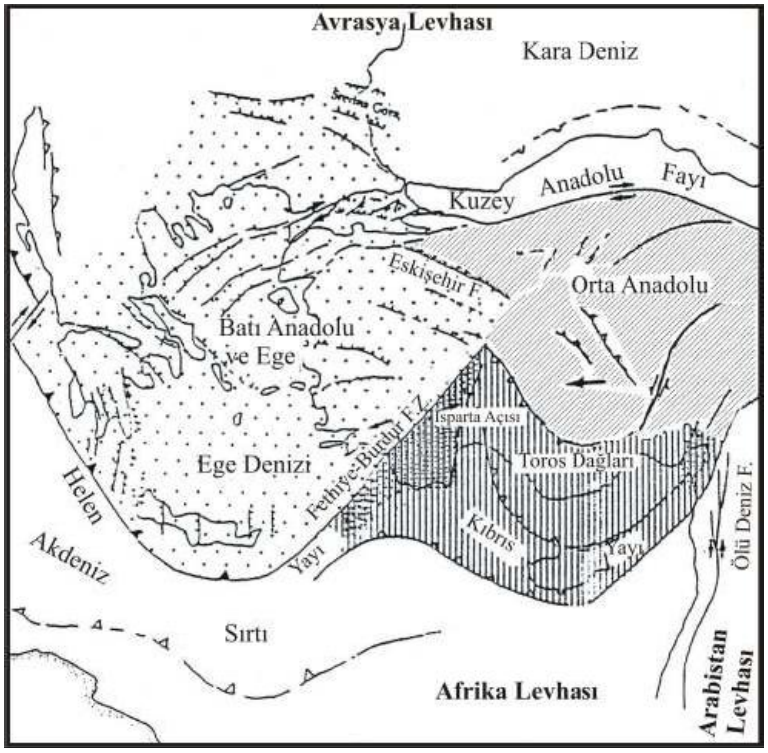
Şekil 3.2 Türkiye ve yakın çevresini etkileyen belli başlı aktif tektonik yapılar : NAFZ: Kuzey Anadolu Fay zonu, EAFZ: Doğu Anadolu Fay zonu, BZTZ: Bitlis- Zagros bindirme zonu, DSFZ: Ölüdeniz fay zonu, BFZ: Burdur fay zonu, ASF: Akşehir-Simav fayı, AT: Aksu Bindirmesi, EGRB: Eskişehir grabeni, KGRB: Kütahya grabeni, AGRB: Ege graben sistemi, HT: Helenik yay, CT: Kıbrıs yayı, ST: Strabo hendeği (McClusky ve diğer., 2000'den değiştirilerek)

Son yıllardaki çalışmalar Ege-Anadolu levhasının bütün halinde batıya doğru kaydığını göstermektedir. Anadolu levhasının Karadeniz levhasına göre batıya hareketi, Batı Anadolu'da doğu-batı yönünde sıkışmaya, kuzey-güney yönünde de genişlemeye neden olmaktadır (Aydın, 2005). Afrika levhasının Ege- Anadolu levhasına göre kuzey- kuzeydoğu yönünde yılda 10 mm, Arap levhasının ise Avrasya

levhasına doğru kuzey-kuzeybatı doğrultusunda yılda yaklaşık 18-25 mm hızla hareket ettiği levha tektoniği çalışmalarından bilinmektedir (Bozkurt, 2001).

Doğu Anadolu ve Batı İran boylamlarında Avrasya ile Arap kıtası arasında son okyanus litosferinin de kaybolmasını sonuçlayan Orta Miyosen yaşlı çarpışma ile birlikte normal kalınlıktaki kıtasal litosfer okyanusal litosfer gibi rahatlıkla dalamayacağından, Arap kıtası Avrasya yakınlaşması Türk-İran platosu sınırları içerisinde kıta kabuğunun yamulması ile karşılanmaya başlamıştır. Çarpışma cephesinin (Bitlis-Zagros) ard ülkesindeki kıta kabuğu yaklaşmayı kısalıp kalınlaşarak karşılamış, ancak gittikçe artan kabuk kalınlığı ve buna paralel olarak yükselen litostatik basınç bu tür yamulmayı gittikçe zorlaştırmıştır. Sonuçta Orta ve Batı Anadolu'yu kapsayan bir Anadolu levhası, meydana gelen Kuzey ve Doğu Anadolu fay zonları boyunca Doğu Anadolu sıkışma bölgesinden batıya, kolaylıkla dalabilen Doğu Akdeniz litosferinin üzerine itilmeye başlamıştır (Eren, 2009).

Şekil 3.3 ise Barka ve Reilinger'e (1997) göre Orta ve Batı Anadolu'nun neotektonik bölgelerini göstermektedir.



Şekil 3.3 Orta ve Batı Anadolu'nun neo tektonik bölgeleri (Barka ve Reilinger, 1997).

Barka ve Reilinger'e (1997) göre, Isparta açısının KB kanadını sınırlayan Fethiye-Burdur fay zonu ile Eskişehir Fayının kesiştiği bölgenin batısı ile Helen yayının kuzeyinde kalan bölge KD genleşme bölgesidir. Bu bölge KD-GB yönlü gerilme etkisi altındadır ve Batı Anadolu, Ege Denizi, Marmara bölgesi ve Yunanistan'ı kapsamaktadır.

Kuzeyde KAFZ, güneyde Sultandağı Bindirmesi ve batı da Eskişehir Fayının doğusunda kalan kesimi oluşturan Orta Anadolu bölgesi ise sıkışma altındadır. Bu bölge KD-GB gidişli kısalmaya uğramaktadır. Orta Toros dağları Orta Anadolu'nun güney kesimlerinin önemli neotektonik yapılarındandır. Erken Orta Miyosen'de Orta Anadolu büyük bir göl ile kaplıyken Toros dağları geniş karbonat çökelmesinin geliştiği denizel bir ortamdır Orta Geç Miyosen'den sonra Toros dağları Orta Anadolu platosuna göre en az 1000 m yükselmiştir (Eren, 2009).

Kıbrıs yayı, Fetiye –Burdur Fay zonu ve Sultandağı fayı arasında kalan bölge karmaşık bir yapı gösterir. Bu bölgenin Fethiye Burdur Fay Zonu' na bitişik olan batı bölgesi genleşme gösterirken orta ve doğu Batı Anadolu ve Ege genleşme bölgesi ile Orta Anadolu sıkışma bölgesi arasındaki tektonik rejim farklılığı altlarına dalan litosfer diliminin kinematiğinden kaynaklanmaktadır (Eren, 2009).

Sismik tomografi çalışmaları Helen yayının ve/veya Akdeniz Sırtı yığışım prizmasının altına dalan litosfer diliminin yüksek açılı olduğunu göstermektedir (Eren, 2009). Bu nedenle Helen yayı gerileyen bir özellik göstermektedir. Bu gerileme en az Orta Miyosen'den beri Ege Anadolu bölgesindeki genişlemeyi sağlamaktadır. Kıbrıs yayı boyunca olan dalma-batma ise oldukça tartışmalıdır.

Akdeniz bölgesi ve çevresindeki sismisite, Afrika ve Arap Plakalarının Avrasya'ya göre kuzeye doğru hareketi sonucunda oluşmuştur. Bölgedeki derin yapılar, genel olarak D-B doğrultulu eğim atımlı normal faylar, Isparta üçgeni, kuzey güney uzanımlı doğrultu atımlı faylanmalar, çalışma alanının batısında yine bu tektonizma sonucu gelişen graben-horst blok sistemlerinden oluşmaktadır.

Çalışma alanımızı içine alan bölge, Ege Hendeği-Kıbrıs yayı konverjan levha sınırı boyunca Afrika-Avrasya yakınlaşmasından doğan gerilmelerin etkisi ve buna bağımlı GB Anadolu da eşlenik doğrultu atımlı faylar ; Isparta Açısı'nın batı kenarı boyunca Anadolu Levhası'nın güneybatıya hareketi ve Fethiye-Burdur arasındaki fay zonu boyunca oluşan sismik hareketler ile Finike Körfezi yakın çevresindeki diğer yersel kırık hatları ve deprem odakları ve Aksu bindirmesi boyunca uzanan faylar dan etkilenir (Akan ve Karaman, 2009).

Kıbrıs Yayı, Doğu Akdeniz'de güneyde Afrika levhası ile kuzeydeki Anadolu levhası arasındaki yakınsamayı temsil eden bir sınırdır. Bu sınır boyunca Afrika-Avrasya yakınlaşması gerçekleşmektedir. Bu yakınlaşmanın sonucu, Anadolu levhasında K-G sıkışma gerilmesi birikmekte ve buna bağımlı GB Anadolu da eşlenik doğrultu atımlı faylar oluşmaktadır. Bunlardan Akdeniz içerisindeki sol yönlü Plino fayının GB Anadolu 'da bir devamı olan ve Fethiye körfezinden Burdur gölü istikametinde geçerek, Eğirdir gölüne doğru uzanan kırık hattı, Güneybatı Anadolu Fayı (Karaman, 1989) olarak isimlendirilmiştir.

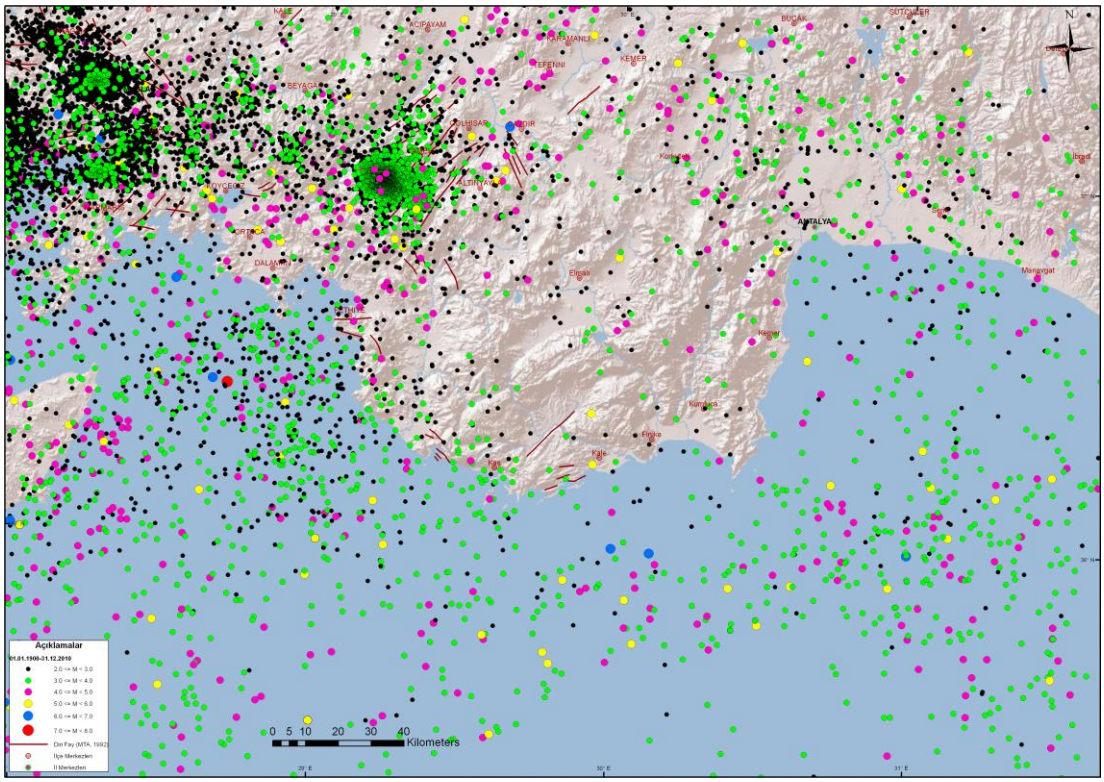
Kıbrıs batısında Doğu Akdeniz okyanusal litosferinin kuzeydoğuya doğru daldığı, deprem episantırlarından öne sürülmüş ve Helen (Ege) yayının devamı olduğu belirtilmiştir. Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki yakınsama, Kıbrıs yayının batısındaki Ege yayı tarafından temsil edilir. Ege yayının doğu kesiminde Pliny, Cretan ve Strabo hendekleri gibi bölümler tanımlanmıştır (Eren, 2009). Ege Kıbrıs tektonik yayı boyunca Afrika alta dalmakta ve Anadolu levhası sıkışmakta, bölgede büyük bir sıkışma gerilme birikmektedir. Diğer yandan Anadolu levhasının batıya hareketi, GBAF tarafından GB ya döndürüldüğü için bu hareket Ege-Kıbrıs yayının bulunduğu bölgede üste binme şeklinde gerçekleştiğinden tektonik sıkışma gerilmesini artırmaktadır (Karaman ve Softa, 2009). Ege yayı boyunca dalma-batmanın 13 my önce başladığı öne sürülmüştür (Le Pichon ve Angelier, 1979). Bir diğer görüşe göre dalma-batma en az 26 my yaşlıdır (Meulenkamp ve diğer., 1988). Diğer çalışmalarda (McKenzie 1978, Mercier, 1981) 5 my veya 5-10 my yaş arası Akdeniz'deki dalma-batma için önerilmiştir

3.4 Depremsellik

Çalışma alanını içine alan bölgedeki depremler genellikle Helenik-Kıbrıs Yayı'nın Plini ve Strabo hendekleri boyunca yoğunlaşmaktadır. Hasar yapıcı ve yıkıcı depremler bu faylar boyunca oluşmaktadır. Diğer yandan Antalya Körfezi içerisinde de yoğun mikro deprem etkinliği gözlenmektedir. Aksu Bindirme Fayı boyunca yüzlerce yıldır herhangi bir hasar yapıcı deprem meydana gelmemiştir (Acar, Budak, ve Kılcı, 2005).

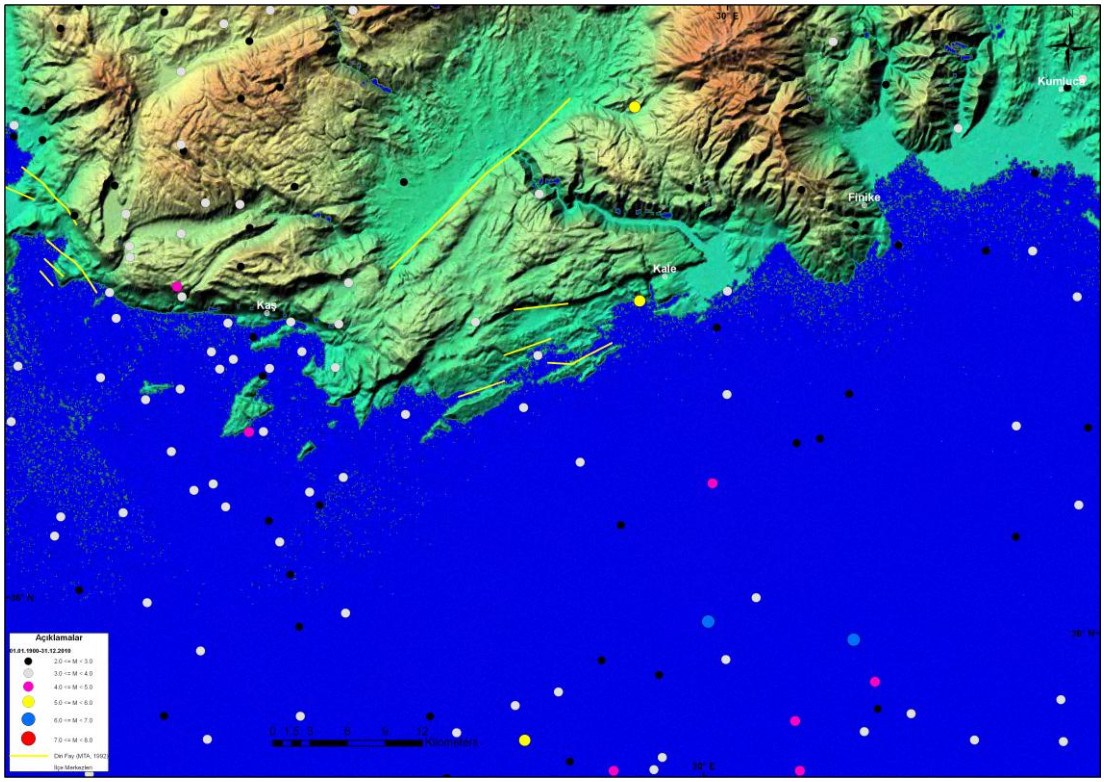
Geçen yarım yüzyıldaki sismik aktiviteler açısından olaya bakılacak olursa, Finike yarımadasının birbirinden farklı iki tektonik zonun arasında sınır olarak bulunduğu belirlenmiştir. Yarımadanın batısında Ege yayının önlerine kadar uzanan zonda, Richter ölçeğine göre 5'ten büyük depremler sıklıkla meydana gelir. Yarımadanın doğusunda ise batı kısmın tersine 5'ten büyük depremler daha seyrektir (Fouache ve diğer., 2005a). Türkiye'nin güneybatı kıyıları Datça ve Kekova arasındaki sahil kesimi, Helen yayı tektonik sisteminin doğuda son bulduğu noktaya kadar doğrultu atımlı ve normal faylarla tektonik aktivitelere maruz kalmıştır (Altunel, Steward, Barka ve Piccordi, 2003; Jakson ve Mckenzie, 1988)

Çalışma alanı ve çevresinde depremlerin yoğunlaştığı bölgelerin gösterilmesi kapsamında 35,46N – 37,40N enlemleri ve 27,86E – 31,65E boylamları arasında 1900 -2010 yılları arasında olan ve büyüklüğü 2 ve 8 arasında değişen depremlerin dağılımı şekil 3.4 'de gösterilmektedir.



Şekil 3.4 1900-2010 yılları arasında çalışma alanımız ve çevresinde meydana gelen depremlerin episantr haritası (Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi, 2011).

Kekova'da direk olarak bir deprem kaydına rastlanmamıştır. Ancak bölgeyi etkileyebilecek yakın çevresinde yaklaşık 110 yıllık dönemde en büyüğü 6.5 olan depremler şekil 3.5 de gösterilmiştir.



Şelil 3.5 Çalışma alanı ve çevresinde yaklaşık 110 yıllık dönemde meydana gelen depremler ve olası diri faylar (Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Deprem Dairesi, 2011).

3.4.1 Tarihsel depremler

Bölge ve yakın çevresinde bilinen tarihsel depremlerin en eskisi Likya'nın büyük bir bölümünü sular altında bırakan MS. 60-68 tarihli depremdir. Daha sonraki yıllarda bölgeyi etkileyen ve hasar oluşturan gerek kara gerekse Akdeniz içlerinde meydana gelen depremler; Kekova adasının bulunduğu bölge M.S. 2.yy'ın ikinci yarısında meydana gelen çok büyük bir deprem sonucu önemli bir çökmeden etkilenmiş ve bu tektonik etki Alanya'ya kadar devam etmiştir (Fouache, Sibella, ve Dalongeville, 1999), MS 141 Fethiye, Kalkan, Finike depremi (VIII), MS 155 Rodos, Muğla, Fethiye depremi (X), MS 529-530 Myra (Demre) depremi, 7. yy.da Myra'da meydana gelen ve Antalya'nın batık kentlerinin güncel şekillenmesinde en büyük katkıyı yapan iki büyük deprem, 1489 Rodos depremi, 1492 İstanköy (Kos) depremi, Anadolu güney kıyı şeridinde tsunami oluşturan 1741 Rodos depremi, deprem sonucu Rodos adasında deniz çekilmiş, kıyıyı 12 defa su basmış ve adanın karşı kıyısı su altında kalmıştır. Depremden Meis, Girit, Kıbrıs adaları etkilenmiş ve

Finike'deki kale duvarlarında hasarlar görülmüştür. (Demirtaş, 2005). 1743 Antalya depremi, bu depremde surların üzerine yapılmış birkaç ev yıkılmış, bunların molozları aşağıya düşmüş ve özellikle de limanın suyu çekilmiş ve Antalya yakınlarındaki bir dağ tamamen çökmüştür (Ambraseys ve Finkel,1995). Episantrı Rodos ile Fethiye arasındaki deniz altı grabeninde bulunduğu tahmin edilen 1851 depreminde Fethiye ve Rodos (IX) sarsılmıştır (Lahn ve Pınar, 1952). Ayrıca 1852 Fethiye-Muğla depremi (VII), 1870 Fethiye -Rodos adası depremi (VIII) ve 1896 Rodos adası, Bodrum, Marmaris depremi (X) kayıtlara alınmıştır (Demirtaş, 2005). Bölgedeki jeolojik yapılarda ve antik kent yapı ve duvarlarında gözlenen deformasyonlar ve denize yakın bazı kentlerin (Myra, Kekova, Limyra, Phaselis vb.) sular içindeki kalıntıları depremlerin geçmişte de etkili olduğunun önemli kanıtlarıdır. Tarihsel dönemlerde süregelen depremlerle baş edemeyen bölge halkının ise, özellikle 7. yy'dan sonra bölgeyi yavaş yavaş terk ettiği bilinmektedir (Akan ve Karaman, 2009).

3.4.2 Aletsel depremler

Bölgeyi etkileyebilecek yakın çevresinde meydana gelen depremler; 1926 Meis depremi (M:6.9), 1926 Rodos depremi (M:7.7), bu deprem On İki Adalarda ve Finike ile Fethiye arasındaki kıyı bölgesinde geniş ölçüde hasar yapmış, 1948 Karpatros depremi (M:7,2), 1953 Pafos depremi (M:6,1), 1957 Fethiye depremi (M:7), Fethiye'den 20 km. uzaklıkta olan bu deprem On İki Adalarda, Fethiye, Marmaris, Datça, Muğla, Finike ve civarlarında ağır hasara neden olmuş, 1969 Kastellorizo depremi (M:6,3) bu deprem Kaş, Kalkan ve Kastellorizo arasında yer alan bazı yerleşim bölgelerinde hasar yapmış (Demirtaş, 2005), 1975 Kumluca depremi (M:5,9) (Akan ve Karaman, 2009). Bu depremlerin bir kısmında tsunami olaylarının yaşandığına ait çok sayıda izler kayıtlardan bilinmektedir.

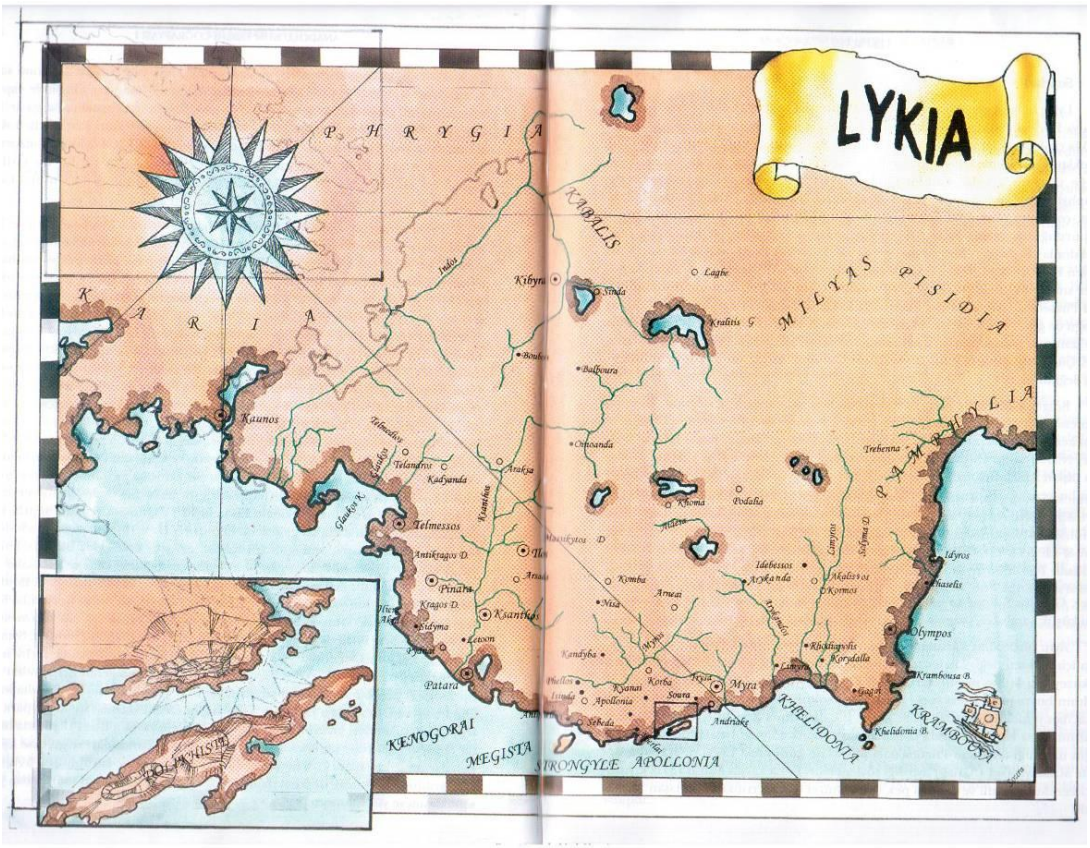
BÖLÜM DÖRT
BÖLGENİN TARİHSEL GELİŞİMİ

4.1 Bölgenin Antik Tarihçesi

Anadolu'nun güneybatısında, doğuda Antalya Körfezi, batıda Fethiye Körfezi arasında güney yönünde Akdeniz'e doğru uzanmış bulunan bugünkü Teke yarımadasına eski çağda Likya (Lykia) adı verilmiştir (Akşit, 1967). Likya, Dalaman'dan Antalya'ya çekilecek bir çizginin güneyinde uzanan bölge olarak tanımlanabilir (Şekil 4.1). Belli başlı doğa özellikleri açısından dikkate değer derecede simetriktir.

Batısında Karia, doğusunda Pamfilya (Pamphylia), kuzeydoğuda Pisidya (Pisidia) ve kuzeyde Phrygia ile çevrelenmiş olan bölge Toros (Taurus) sıradağlarının uzantılarıyla örtülüdür. Ancak kolaylıkla çizilebilen bu genel şemaya karşılık, kesin sınırların belirlenmesinde kimi zorluklarla karşılaşılmaktadır. Sınırlar zaman zaman değişikliğe uğramıştır. Bölgede geçmiş dönemlere ait kalıntıları mevcut, çeşitli büyüklüklerde 50'nin üzerinde kent bulunmaktadır (Bean, 1998; Türk, 2008).

Likya tarih boyunca bir çok depreme maruz kalmış ve tekrar inşa edilmiştir. Yaklaşık olarak M.S. 5. yüzyıl dolaylarında Likya çöküşü hızlanmıştır (Akurgal, 2000). İsmi ve Likyalıların kökeni hakkında tarihçiler tarafından birçok görüş ileri sürülmüştür. Likya sözcüğü onlardan söz eden Helenik kaynaklarda kullanılmaktadır. Bu sahanın iskan tarihi yapılan araştırmalarda 2.bin yıldan eskiye inmektedir. Filolojik yönden de Küçük Asya'nın çeşitli bölgelerinde görülen ve M.Ö. 3. bin yıla tarihlenen (-nd, -nt) ve (-ss) süffixli yer adlarının Likya'da oldukça sık rastlanması bu neticeyi vermektedir (Akşit, 1967).



Şekil 4.1 Antik Likya haritası (Sevin, 2001)

İç kesimleri M.Ö. 3. bin yılın başlarından beri iskan görmüş olan Likya bölgesinde M.Ö. 2. bin yılın ortalarından başlayarak, Doğu Akdenizde korsanlıklarıyla dehşet saçan Lukka, Lukku ya da Rwka adlarıyla anılan halk, Halikarnassos'lu tarihçi Herodotos'a (I. 173; VII. 92) göre Girit kökenlidir. Sarpedon, Minos' la Girit krallığı için yaptığı savaşta yenik düşünce Girit' ten ayrılmış ve Asya' ya, bugün Likyalıların oturdukları bölgeye gelmiştir. Herodotos'un söylediğine göre, o zamanlarda bu bölgeye Milyas, bölgede yaşayanlara ise Solym'ler denirdi. Likyanın komşularının ise Likyalıları Sarpedon un verdiği isimle, yani Termil'ler diye çağırırlardı. Herodotos bu halka sonradan Yunanlılar tarafından Atinadan kovulup gelen Pandion' un oğlu Lykos yüzünden Likyalılar dendiğini anlatır. Herodotos (I. 173; VII. 92) ve ona dayanarak pek çok antik yazarın anlatımı tam anlamıyla gerçeği yansıtmaz. Bununla birlikte, Lykçe yazıtlarda Termil adının sıkça geçmiş olması yüzünden eski Yunan geleneklerinin verdiği bilgilerde kimi gerçek payları olduğu düşünülebilir. Ancak Sarpedon adının Yunan öncesi dillere

uzanışı, Likyalılar'ın köken olarak Luviler ile ilişkili olduklarına da işaret etmektedir (Sevin, 2001).

Bütün bunlardan anlaşılacağına göre Likyalılar'ın tek bir halktan gelmediği, Likya halkının yerli ve Girit kökenli etnik öğelerin karışıp kaynaşmasından ortaya çıktığı söylenebilir. Herodotos'a (I. 173) göre gelenekleri yönünden bazıları Giritlilere, bazıları Karyalılar' a benzer. Daha çok mezar anıtlarından tanınan Lykçe de henüz tam anlamıyla çözülebilmiş değildir. Bu yüzden de köken sorunu şimdilik açıklık kazanmaktan uzaktır.

4.1.1 Likya Tarihi

Korunaklı coğrafyası ve etnik özellikleri sayesinde komşuları Karya, Pamfilya ve Psidya kadar Büyük Kolonizasyonda'dan (M.Ö. 750- 550) etkilenmeyen Likya (Sevin, 2001). Doğu Akdeniz ticaretinin gelişmesiyle önce Perslerin, daha sonra Büyük İskender' in dikkatini çekmiştir. Süreç içinde, Likya sırasıyla, Persler, Büyük İskender, Romalılar ve Bizanslılar tarafından işgal edilmiş, fakat asla teslim alınamamıştır. Roma denetiminde, en büyükleri Ksanthos, Patara, Pınara, Olympos, Myra ve Tlos olmak üzere yeniden 23 kentten oluşan Likya Birliğini kurarak gelişme göstermiştir (Strabon XIV. III. 3). M.S. 43 tarihinde Likya özerk bir eyalet olarak imparatorluğa dahil edildikten sonra her yönden gelişip zenginleşmeye başlamış sınırları öbür günlerdekinden daha da genişlemiştir. Plinius (V. 101) bölgede kendi döneminde 36 kasabanın bulunduğundan söz etmektedir. Roma dönemi, Likyalıların birliklerini güçlendirdiği, refahlarını artırdığı buna karşılık özgün kültürlerinin Romalılaşma eğilimine girdiği bir dönemi oluşturmaktadır (Sevin, 2001).

M.S. 141 yılında büyük bir deprem felaketine uğrayan bölge, gerek Roma imparatorları ve gerekse Likya'lı varsılların yardımlarıyla kısa zamanda eski parlak günlerine kavuşmuştu. M.S. 5 Ağustos 240 tarihinde bir büyük deprem daha gören bölge, bu felaketten sonra yavaş yavaş sönükleşmeye yüz tutmuştur (Sevin, 2001).

Geç antik dönemde politik durumlar kötüleştiğinde, önceki göç olayları tersine dönmüş, insanlar iç yerleşimin göreceli güvenliğine sığınarak deniz baskınlarının tehlikelerine cevap vermişler. Sakinleri daha güvenli yerlere taşındığından birçok kıyısal yerleşim, M.S 7. yy ın sonlarında küçük kasabalara dönüştüler. Aperlai gibi bazı şehirler Arap korsanlarının karşısında tamamen terk edildiler (Hohlfelder ve Vann, 2000).

4.1.2 Kentler

Çok engebeli bir yapısı olan bölgede özellikle ırmak vadileri ile kıyı kesimi daha yoğun bir yerleşme dokusuna sahip olmuştur. İç kesimlere gidildikçe ve ırmak vadilerinden uzaklaştıkça yerleşme yerlerinin sayısı giderek azalır. Çalışma alanımızı içine alan eski çağda Orta Likya olarak bilinen bölge, batı da Kaş ile doğu ve kuzeyde Demre çayı, güneyde de Akdeniz ile sınırlanan alanda, sayıları onbeşi aşan kent ve kasaba dar kıyı şeridi ile Myros vadisinde adeta birbiri içine girmiş durumda konumlanmışlardır (Sevin, 2001). Lykçe yazıtlarda ve Plinius‘ ta (V. 100) Habesos adıyla anılan Antiphellos ‘un (Kaş) tarihi en azından İ.Ö. VI. yy.’ a değin uzanır. İ.Ö. IV. yy.’ ın sonlarından başlayarak gelişen kent İ.Ö. II. yy’ ın ortalarında Likya Birliği üyelerinden biriydi. Roma döneminde de önemini korudu. Kısmen modern yerleşmenin altında kalmış olan kentten günümüze ulaşmış en iyi durumdaki eserler tiyatro binası ile mezar anıtlardır (Sevin, 2001). Doğuya doğru, kıyıda Likya Birliği üyelerinden bir diğeri olan Aperlai (Sıcak iskelesi**)** kuruludur. Plinius‘ ta (V. 100) Aperia, Lykçe yazıtlarda ise Aprll olarak geçen kentin, iç kesimdeki küçük Apollania (Kılıçlı), Isinda ve kıyıda, Dolikhiste (Kekova) adasının hemen karşısındaki Simena (Kale) kasabalarıyla birlikte bir tetrapolis oluşturdukları anlaşılmaktadır. En önemli üyesi ise Aperlai idi (Sevin, 2001).

Aperlai’ nin hemen doğusunda yer alan Asar Koyu, demirleme alanı olarak korunmasızlığı ve tahmin edilemeyen güvenirliğe sahip olmasına rağmen girintilerinde antik bir yerleşime sahiptir. Koyun yakınında, kuzey kıyısında kurulmuş olan Aperlai den hemen hemen var olan bütün litaratür kaynaklarında bahsedilir. Helenistik dönemde, kıyının tehlikelerinden uzak dik bir bayır üzerinde

kurulmuştur. Aperlai' nin savunma duvarları, iki hamamı, iki kilisesi, muhtemel pazar yeri, yaklaşık 70 kaya mezarı, yaklaşık 40 sarnıcı ve çok sayıdaki tanımlanmamış yapısı koydan yukarıya doğru dik bir eğimle yükselir (Hohlfelder ve Vann, 1998). Bu etkileyici karasal kalıntılar açık bir şekilde kasabanın M.Ö. 4. yy' ın geç dönemleri veya M.Ö. 3. yy' ın erken dönemleri ile M.S 7. yy arasındaki bin yıllık zengin dönemin göstergesidir. Topoğrafik açıdan benzer özellikteki kıyı kentleri ile komşu olan (Hohlfelder ve Vann, 2000) savunmasız bir limana sahip bu kent özellikle Roma İmparatorluk Çağında büyük zenginliğe kavuşmuştur. Bu zenginliğin en önemli sebebi olarak Antik Çağ' da zenginliğin ve gücün sembolü pupura boyasının hammaddesi olan deniz kabuklusunun bu koyda yaşaması görülmektedir (Hohlfelder ve Vann, 2000). Bazı bilginler, bölgedeki yerleşimlerin, kesin olmayan bir şekilde gümüş sikkelerin üzerindeki tarihleri okuyarak M.Ö. 5. yy olarak belirlemişler ve bunu Aperlai ile bağdaştırmışlardır. Fakat Hohlfelder ve Vann (1998)' ın öne sürdüğü zaman olan Helenistik dönemden öncesine ait, şehir duvarlarının en aşağıda bulunan kısımlarında herhangi bir arkeolojik kanıt bulunamamıştır. Bu araştırmacıların görüşüne göre, belki de Asar Koyu yakınlarında savunma duvarlarının kurulmasından önceki zamanda herhangi büyüklükte bir topluluk burada yaşamış olabilir. Fakat bu erken Likya topluluğu ile ilgili ne bir kesme taşlı mezar, ne de Yunan dilinde yazılmış bir kitabe henüz bulunamamıştır (Zimmermann, 1992; Bean, 1978). Bu kentin M.S. 7. yy.' dan sonra terkedildiği düşünülmektedir.

Üçağız'a 2 km uzaklıkta yol üzerindeki Çevreli'de Tyberissos antik kenti bulunur. Tyberissos eski adı Tirmisin olan ovaya bakan 365 m yükseklikteki bir tepe üzerinde bulunmaktadır. Dağın eteklerinde bir düzineye yakın Likya lahdi ve güvercin yuvası şeklindeki Lykia kaya mezarları bulunmaktadır ki bunlar Hellenistik ve Roma Çağı'na aittir (Akşit, 1999).

Kale Köyü'nün önünde uzanan büyükçe bir ada olan Kekova Adası ucunda yer alan Tersane Koyu'na tekneler yerleşebilir. Burada Bizans Devri'ne ait bir kilisenin apsisi ile karşılaşılır (Akşit, 1999).Tersane Koyu' na göre sağ tarafta denize batmış dükkânlar ile sol tarafta batık şehrin su içindeki kalıntıları görülebilir. Kıyıya takip

ettiğimizde, evlerin yarısının sulara gömüldüğünü ve merdivenlerin denize indiğini görebiliriz. Ayrıca denizin içinde temeller ve ev tabanlarını da görmek mümkündür.

Aperlai'nin biraz doğusunda, Kekova Adası'nın karşı sahilinde, Üçağız Köyünü'nün bulunduğu yerde Kyaneai kentinin limanı olan Teimiousa kasabasının en azından İ.Ö. IV yüzyıldan beri var olduğu anlaşılmaktadır (Sevin, 2000). Yazıtları dışında hakkında bilgi edinilebilecek yazılı başka bir kanıta sahip olmayan kentin, lahitleri, Üçağız İskelesi'nin doğu ucundaki suru, hemen onun batısında bulunan bir kaya mezarı ve yanında Likçe yazıtı bulunan M.Ö. IV. yy 'ın ortalarına tarihlenen bir mezar bulunur (Bayburtluoğlu, 2004).

Simena (Kale) Kentin adı Bizanslı tarihçi Stephanos'un bir eserinde Somena olarak geçmektedir**.** Bugünkü Kaleköy'de yer alan ve Batık Kent olarakta adlandırılan kentin limanı ve bazı lahitleri denizin içinde kalmıştır (Bean, 1998; Bayburtluoğlu, 2004). Bu durum zaman içinde denizin yükselmesinin sonucu olup, kentin bir kısmı 1-2 m suyun içinde bulunmaktadır (Öner, 1998). Deniz kıyısında Kale Köyünün üstünde, hayli sağlam durumda bir ortaçağ kalesi, antik kentle modern köyü etkileyici şekilde birbirine bağlar. Yer yer poligonal örgü ile karıştırılmış düzenli kesme taştan oluşan şehir duvarı uzun parçalar halinde tepenin güney zirvesinde görülür. Ulaşımı karadan oldukça güç ve deniz yolunun daha çok tercih edildiği Simena'nın bu korunaklı yapısı, Antik Çağ'da kenti çevresiyle oldukça izole bir ortamda yaşatmıştır. Zimmermann (1992), M.Ö. IV. yy' a ait bir kaya mezarı bulunan kentin tarihinin Apollonia kadar geriye gidebileceğini düşünmektedir. Doğuya doğru Gökkaya Limanı'nın yukarısında küçük bir ovanın kenarında ise , İ.Ö. IV. yüzyıldan beri var olduğu anlaşılan Istlada (Kapaklı) etrafı surlarla kuşatılmış bir kale görünümündedir. Akrapolün doğu ve kuzeyi kaya mezarları, lahitler ve stel biçimindeki mezarlarla doludur. Lahitlerin tümü Roma Çağı'na ilişkindir. Kaya mezarları arasında Lykçe yazıtlı ve kabartmalı olanlar da vardır (Sevin, 2001).

. Doğuya doğru, adı günümüzde de değişmemiş olan Soura (Sura)' dan Lykçe yazıtlarda Surezi olarak söz edilmektedir. Kentin tarihi konusunda fazla bir bilgi yoktur. Diğer Likya şehirleri gibi M.Ö. IV. yüzyılda varlığını sürdüren bu küçük

Likya şehrinde bugün akrapol ve bunun doğu yüzündeki mezarlar ve üzerlerinde Lykçe yazılmış yazılar görülür. Akrapolün batı eteğindeki Apollon Surios Tapınağı ise günümüzde bir bataklık halindedir (Sevin, 2001).

Orta Lykia'nın doğu ucunda, Myros ovası içinde kurulu bulunan Myra (Sevin, 2001), kaya mezarları ve M.Ö. V. yy' dan sikkeleriyle tarihi çok eskilere giden büyük bir kenttir. Likçe Myrrh olarak geçen kent antik yazarlar içinde ilk olarak Strabon' da Likya Birliği' nde 3 oy hakkına sahip, en büyük 6 kent içinde yazılmıştır. Kentin içinden geçen Myros (Demre) Irmağı, Antik Çağ'da kentin güvenliğini tehdit eden bir noktaydı ve kent bu ırmağın konumu nedeniyle korsan saldırılarına maruz kalmıştı. Strabon (XIV. III. 7) denizden 3.5 km. kadar içeride ve yüksek bir tepe üzerinde olduğunu bildirir. Kent, Andriake kıyı yerleşimini liman olarak kullanmıştır. Likya Birliği'nin metropolis'i olan Myra M.S. II. yy 'da oldukça gelişmiş. Roma döneminde etrafı surlarla çevrilmiş bulunan kuzeydeki kayalık bir akrapolün etekleri üzerindeki Myra ' dan günümüze fazla kalıntı gelebilmiş değildir. Kentin en ilginç yönlerinden biri kaya mezarlarıdır. İçlerinde yazılı ve kabartmalı olanlar bulunduğu gibi, kayaya oyularak ev ya da büyük lahit haline getirilenler de vardır (Sevin 2001).

Güneye, kıyı kesimine inildiğinde, Myra' nın 5 kilometre güneybatısındaki Myra'nın limanı görevini yapan, küçük Andriakos Çayının ağzındaki Andriake' ye (Demre/Çayağazı) varılır. Bir körfezin etrafına yerleşmiş olan Andriake şehri, şimdilerde Andriakos Çayının alüvyonlarıyla tamamen dolmuştur (Hellenkemper ve Hild, 2004). Plinius' un (V. 100) Andria dediği yerleşme yerinin tarihi Myra'nınkinden farklı değildir. Daha önceleri de var olmakla birlikte esaslı bir liman durumuna sokuluşu Hadrianus (117-138) döneminden önce değildir. Koy eskiden liman olarak kullanılmış olmasına, belki de buna uygun bina yapıları ile donatılmış olmasına rağmen, Andriake ile ilgili bilgiler M.Ö. 197'de III Antiochos' un şehri almasından öncesine kadar sessizliğini korumaktadır (Zimmermann, 1992). Andirake kalıntıları, körfezin güneyindeki tepenin eteğine yayılmıştır ve Eskiçağ limanının pek çok tipik özelliklerini taşımaktadır (Sevin, 2001). Şimdiye kadar, bu duvarlar bölgede Roma dönemi öncesine tarihlenen bilinen tek kalıntılardır. Andriake' nin

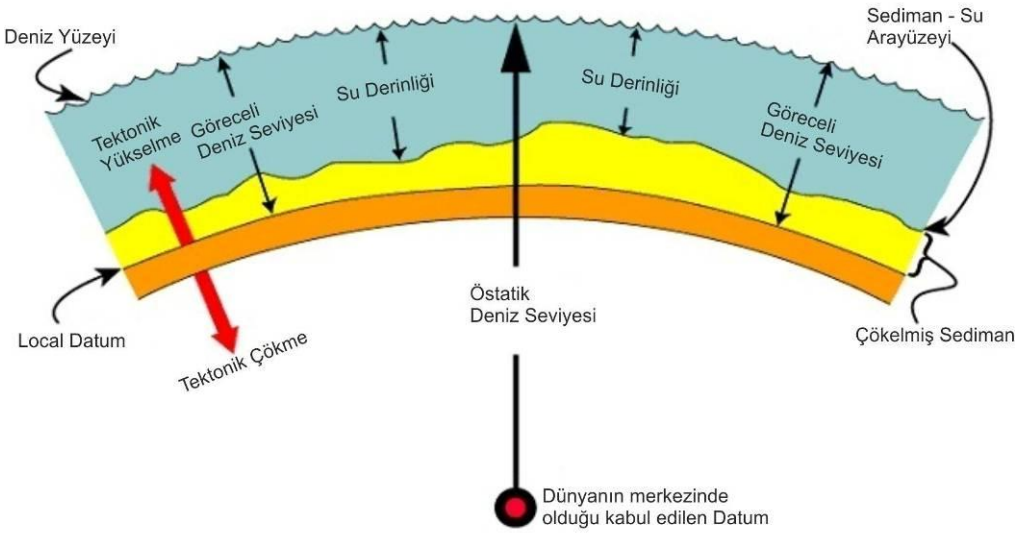
limanı ve coğrafi konumu Mısır' dan Roma' ya ve sonraları İstanbul' a kadar uzanan tahıl ticaretinde ara durak olarak önem kazanmasına katkıda bulunmuştur. Andiake' nin daha sonraları, en azından M.S. 7.yy' a kadar önemli bir yer olarak varlığını sürdürdüğü görülür.

Doğu Akdeniz' den batı dünyasına uzanan deniz yolunun üzerindeki konumu nedeniyle, Lykia' da özellikle deniz ticaretinin önemli rol oynadığı açıktır. Şimdi birer bataklık haline gelmiş olan Andirake ve Patara limanları gerek fiziki kapasiteleri ve gerekse pek çok gereksinimi yanıtlayan ek tesisleriyle denizlerin en önemli uğrak yerleri durumundaydı. Bu da ticaretin ne denli eski bir geçmişi olduğunu açık bir biçimde ortaya koymaktadır (Sevin, 2001).

BÖLÜM BEŞ
DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ

5.1 Son Buzul Döneminden Günümüze Deniz Seviyesi Değişimleri ve Etkileri

Su derinliğindeki bölgesel değişimlere, karasal sediman stoğu içinde biyokimyasal sedimanın üretimi veya denizel ilerleme ile sedimanın taşınma oranındaki değişimler gibi depolanmadaki değişimler neden olabilir (Reading, 1996). Deniz seviyesi değişimleri iki çeşittir: (i) östatik deniz seviyesi değişimi; Dünyanın merkezinde olduğu kabul edilen bazı belirli noktalara göre deniz yüzeyinin hareketinin bir fonksiyonudur. (ii) Göreceli deniz seviyesi değişimi ise, çöken kabuğun üzerindeki veya deniz tabanının yakınındaki bazı hareketli noktalara göre ölçülür. Deniz seviyesi değişimleri çeşitli ölçeklerde olur. Kısa dönemli değişimler dalgaları, med cezirleri, anlık fırtına dalgalanmalarını ve tsunamileri kapsar. Deniz seviyesi, sıcaklığın azalması ve/veya tuzluluğun artması ile (ki bu da deniz suyunun yoğunluğunu yükseltir), atmosferik basıncın yükselmesi ile veya kıyıdan uzakta olan rüzgarlarla düşebilir. Göreceli deniz seviyesindeki uzun dönemli değişimler küresel deniz seviyesindeki değişimlerin ve basen tabanının çökmesi veya yükselmesinin karşılıklı etkilenmesiyle artar. En önemli etkileri dağ oluşumları, volkanizma, sediman sıkışması ve buzulların çözülmesi veya tekrar donmasına (glacioisostasy) bağlı izostatik hareketlerdir. Deniz seviyesindeki bir düşüş deniz tabanında veya kıta sınırında su yükünü azaltır ve yükselmeye sebep olur (Şekil 5.1).



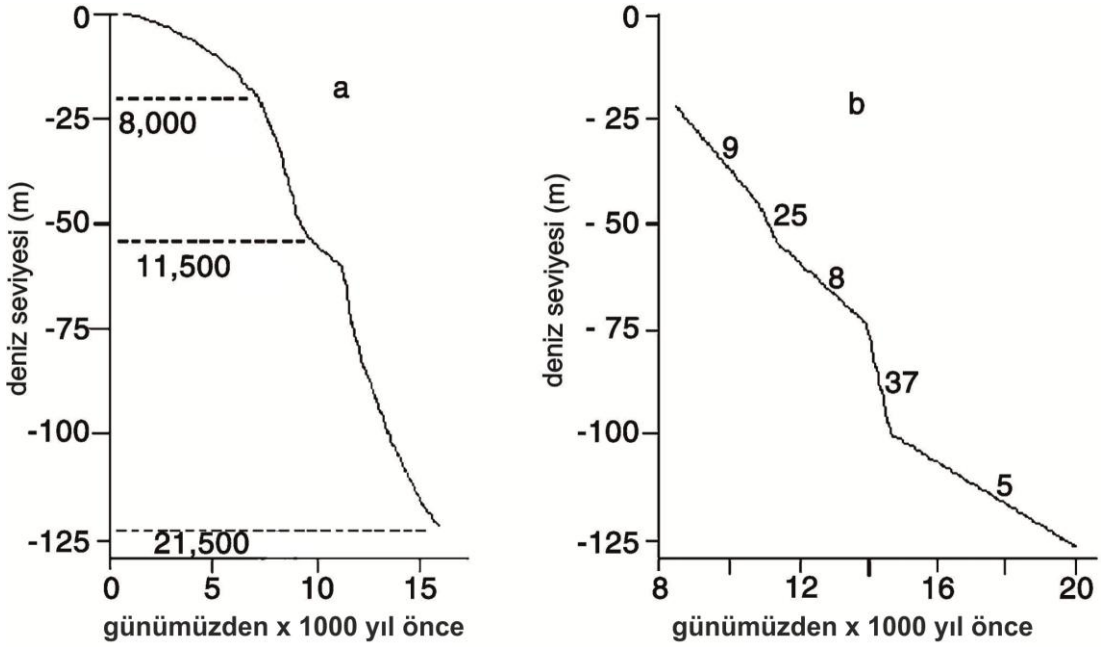
Şekil 5.1 Göreceli deniz seviyesi değişiminin şematik gösterimi (Kendall ve diğer., 1988)

Jeolojik zaman ölçeğinde ele alındığında östatik, izostatik ve tektonik faktörlerin bir fonksiyonu olan deniz seviyesi, iklim değişimlerinin yüksek frekansta ve yüksek amplitütte meydana geldiği Kuvaterner boyunca sıklıkla değişmiştir. Kuvaterner' deki iklim değişiklikleri küresel hidrolik döngüde önemli değişimler yaratarak soğuk dönemlerde düşük deniz seviyeleri, sıcak dönemlerdeyse göreceli olarak yüksek deniz seviyelerinin oluşmasına neden olmuştur (Bekaroğlu, 2008). Birbirini sürekli olarak izleyen sıcak- soğuk dönemlerdeki küresel deniz seviyesi değişimlerinin oranı tahmin edilmesine rağmen (Shackleton, 1987) dünyanın farklı kıyılarında deniz seviyesi değişimleri ile ilgili olarak yapılan çalışmalarda elde edilen veriler birbirleriyle tam bir uyum göstermemektedir (Lambeck, Esat ve Potter, 2002; Stirling, Esat, McCulloch, ve Lambeck, 1995). Bunun en önemli nedeni izostatik ve tektonik hareketlerin de göreceli deniz seviyesi değişimlerine sebep olan birer faktör olmasıdır (Antonioli ve diğer., 1999).

Kuvaternerin ilk bölümünü oluşturan Pleyistosenin son buzul döneminde (günümüzden yaklaşık 21.000 yıl kadar önce) büyük miktarlardaki su kütleleri yüksek enlemlerde buzullar halinde bulunmaktaydı (Öner, 2001). Bu dönemde dünya denizlerinin seviyesinin bugünküne oranla yaklaşık 120 m aşağıda olduğu bilinmektedir. Dünya denizleri ile bağlantılı olan Akdeniz'de de deniz seviyesi

alçalmıştır. Bu alçalma, daha çok alçak kıyılarda kıyı çizgisinin açık denize doğru ilerlemesine neden olmuştur.

Dünya genelinde sıcaklık artışı nedeniyle, günümüzden yaklaşık 18000 yıl öncesinde deniz seviyesi hızla yükselmeye başlamıştır (Şekil 5.2; Bard, Hamelin, ve Fairbanks, 1990; Fairbanks, 1989; Shackleton, 1987). İklim kontrolünde gelişen ve hidrolojik döngüde meydana gelen değişimlere bağlı olan bu süreç, östatik deniz seviyesi değişimleri olarak adlandırılır. Şekil 1'de gösterilen deniz seviyesi değişim eğrileri batimetrik ve jeolojik verilerle birlikte kıyıların ilk zamanlardaki çeşitli değişimlerini tanımlamak için kullanılmıştır (Lykousis ve Anagnostou, 1992; Perissoratis ve Mitropoulos, 1989; Perissoratis ve Panagos, 1982; Perissoratis ve Van Andel, 1991; Van Andel ve Lianos, 1984).



Şekil 5.2 Deniz seviyesi eğrisi Fairbanks (1989) dan sonra ve Bard ve diğer. (1990) . b deki rakamlar, deniz seviyesi değişim oranlarını göstermektedir (mm/yıl).

Günümüzden 11500 yıl öncesinde (deniz seviyesi -60 m) deniz seviyesindeki artışta geçici bir yavaşlama meydana gelmiştir (Perissoratis ve Conispoliatis, 2003). Daha sonra, Holosen'de başlayan (günümüzden 8000 yıl önce) ısınmanın etkisi ile buzullar çok hızlı bir şekilde erimeye başlayarak deniz seviyesini yaklaşık -15 m ye kadar yükseltmiştir. Bu deniz seviyesi yükselimi günümüzden 6000 yıl öncesine

kadar hızla devam etmiş ve tektonik olarak aktif olmayan bölgelerde deniz seviyesi takriben hemen hemen bugünkü seviyesine ulaşmıştır (Çiner ve diğer., 2009). Bu hızlı deniz seviyesi yükselmesi sonucu deniz karaya doğru ilerlemiş (transgresyon) ve özellikle kıyı bölgelerindeki depresyonları doldurmuştur. Holosen'de meydana gelen bu transgresyon sonucu batı ve güneybatı Anadolu kıyılarında birçok yeni koy ve körfez meydana gelmiştir. 6000 yıl öncesinden günümüze kadar geçen zamanda bu koy ve körfezlerin bir kısmı akarsuların taşıdığı sedimanlarla dolarak alüvyal düzlükler haline gelmiştir. Akarsuların ulaşamadığı ya da fazla sediman getiremediği koy ve körfezler ise varlıklarını sürdürmüşlerdir (Öner, 2001).

5.2 Ege ve Akdeniz' de Deniz Seviyesi Değişimi

Günümüzden 5000 yıl önce başlayıp 2000 yıl öncesine kadar geçen zamanda, şimdikiyle karşılaştırıldığında Akdeniz'de deltalarda artan oranda sediman birikimleri meydana gelmiştir. (Vita- Finzi, 1975). Sedimanla dolan bu alanların bazıları tarihsel yerleşim yerleridir. Bölgede bulunan Helenistik veya daha eski döneme ait antik şehir ve yerleşim merkezleri şuanda kıyıdan yaklaşık 10 km kadar içerilerde kalmıştır (Perissoratis ve Conispoliatis, 2003).

Kuzey yarımküredeki buzulların erimelerini tamamlamaları neticesinde günümüzden yaklaşık 6000 yıl kadar önce hemen hemen üst noktasına ulaştığı tahmin edilen trensgresyon sonrası deniz seviyesinde östatik ve/veya glasyo östatik önemli bir değişikliğin olmadığı kabul gören bir yaklaşımdır (Pirazolli, 2005). Bölgesel deniz seviyesi değişimleri birkaç değişik etkenin birleşimi sonucunda meydana gelmektedir. Bunlar glasyo hidro- izostatik sinyaller, östatik ve düşey tektonik hareketlerdir. Son 2000- 3000 yıllık zaman diliminde, Akdeniz kıyılarında glasyo hidro-izostatik etkenlerin deniz seviyesi değişimlerine yaptığı katkı oldukça küçüktür (Anzidei ve diğer., 2010). Çalışma alanımızı içine alan bölgede bu zaman dilimi içinde, deniz seviyesi değişimlerinin nedeni daha çok yerel ve/veya bölgesel düşey tektonik hareketlerdir (Çiner ve diğer., 2009; Perissoratis ve Conispoliatis, 2003; Anzidei ve diğer., 2010). Bölgede Lambeck ve Purcell (2005) 'in glasyo hidro izostatik modeli son 2000 yılda deniz seviyesinde çok küçük miktarlarda bir artışa

işaret etmektedir. Bu model deniz seviyesinin 2000 yıl önce -0,25 m ile -0,5 m arasında olduğunu öngörmektedir. Deniz seviyesindeki 2000 yıl boyunca meydana gelen 0.37 m lik artış Desruelles ve diğer. (2009) yaptığı çalışmadan elde ettiği 1400 yıllık deniz seviyesi artışını gösteren yaklaşık 0.4 m ye de oldukça yakındır.

Akdeniz kıyısına mekan boyutunda genel olarak bakıldığı zaman batıdan doğuya doğru gidildikçe aynı dönemin deniz seviyesine ait olduğu tespit edilmiş yalıtaşı ve/veya dalga aşındırma düzlüklerinin adeta bir basamak gibi değişik seviyelerde bulundukları gözlenmektedir (Çiner ve diğer., 2009). Teke Yarımadası'nın doğusundaki kıyılarda karadaki yükselmelere bağlı olarak deniz düzeyinde göreceli bir alçalma varken, Batı Akdeniz ve Ege kıyılarında birkaç metrelik artış dikkati çeker. Bu farklı göreceli deniz düzeyi değişmelerinin gözlendiği iki bölüm arasında kalan Teke Yarımadası kıyıları boyunca, daha çok Anadolu'nun batı kıyılarına benzer gelişmeler dikkati çeker (Öner, 1998).

Çalışma alanımızı içine alan bölgede eski Androkos nehrinin iki tarafına kurulmuş olan Anriake antik kentinin (Demre eski limanı) batı kısmında, kullanılan çekiçlerin kaya yüzeylerinde bıraktığı dairesel ve V şeklindeki karakteristik izlerden Roma dönemine ait olduğu (Bessac, 1988) anlaşılan ve günümüzde kısmen deniz altında kalmış tarihi bir kesme taş ocağında -1,5 m derinlikte gözlenen eski dalga aşındırma izi (Fouache ve diğer., 1999, 2005a) ve Kekova batıkşehir‘ deki yapıların bugünkü konumları bu bölgenin Roma döneminden sonra (M.S. 4. yy sonrası) göçmüş olabileceğini göstermektedir (Çiner ve diğer., 2009).

Çiner ve diğer.(2009) çalışma alanımızın doğusunda kalan Finike kıyı şeridinde çeşitli derinliklerde bulunan yalıtaşları ve gözlenen diğer jeomorfolojik, jeolojik ve arkeolojik veriler aracılığıyla son 5000 senelik deniz seviyesi değişimlerini zaman ve mekan boyutunda ortaya koyduğu çalışmasında, Finike Körfezi’nde sahilden 250 m kadar açıkta ve -4 ile -4,5 m derinlikte yalıtaşı tabakaları olasılıkla Roma dönemi sonrası (Erken Bizans) meydana gelen depremler sonucu bugünkü deniz altında bulundukları konuma ulaşmıştır sonucuna varmıştır.

Finike Körfezi'nin hemen doğusunda bulunan Adrasan Körfezi'nde 0 m ile 1 m deniz altında bulunan yalıtaşları ile hemen kuzeyindeki Olimpos ve Faselis antik şehirlerindeki liman yapılarının denizin -0.5 m kadar altında bulunmaları yaş tayini yapılamayan bu yalıtaşlarının da yine Roma dönemi sonrası meydana gelen depremler sonucu çökmüş olabileceklerini işaret etmektedir (Çiner ve diğer., 2009).

Diğer taraftan Teke Yarımadası'nın doğusu gözönüne alındığında, Antalya körfezinin doğusundan doğu yönünde kıyı bölgelerini etkileyen tektonik yükselimlerin varlığı Alanya (Kelletat ve Kayan, 1983) ve Hatay 'da (Pirazzoli ve diğer., 1991) yapılan örnek çalışmalarla ortaya konmuştur. Alanya'nın 20 km kadar batısında yer alan Fığla Burnu ve Malta Burnu civarındaki kıyılarda, bugünkü deniz seviyesinden 0.5-1.3 m yüksekte bulunan eski bir kıyı izi Kelletat ve Kayan (1983) tarafından araştırılmıştır. Biyoerozyon platformlarının üzerinden alınan kalkerli alglerin tarihlendirmesiyle Alanya'daki kıyı çizgisinin günümüzden yaklaşık olarak 1550 yıl önce meydana gelmiş olan sismo-tektonik bir hareketle çarpılarak yükseldiği tespit edilmiştir (Bekaroğlu, 2008; Kelletat ve Kayan, 1983). Ayrıca Alanya Kalesinin yanında bulunan Selçuklu dönemine ait (M.S. 12. yy) gemi hangarları bugünkü deniz seviyesi ile uyumludur. Bu gözlemlerden kesin olarak M.S. 12- M.S. 13 yy' dan beri bu bölgede deniz seviyesinde belirgin bir değişikliğin olmadığı sonucu çıkarılabilir (Çiner ve diğer., 2009; Fouache ve diğer., 2005).

Tektonik etkinin olmadığı kabul edildiği taktirde Lambeck ve Purcell (2005) modeli Türkiye'nin güney sahillerinde son 2000 senede 40 cm, son 6000 senede ise 2-3 m yi bulan bir deniz seviyesi yükselimi olması gerektiğini belirtmektedir. Çiner ve diğer. (2009) çalışma alanımız boyunca gözlemlenen metre boyutundaki (-4 m ile 3 m arası) deniz seviyesi değişimlerine ait jeomorfolojik verileri glasyo- östatik etkinin hala devam ettiği varsayılsa bile ancak yoğun bir tektonik aktivite ile açıklamışlardır. Çalışma alanı boyunca birçok yerde ve değişik seviyelerde gözlenen yalıtaşları, arkeolojik yapılar ve dalga aşındırma ve oygu izleri daha önce de belirtildiği gibi deniz seviyesinin değişiminin anında büyük çoğunlukla tektonik aktiviteler sonucu bugünkü konumlarına gelmişlerdir (Anzidei ve diğer., 2010; Desruelles ve diğer., 2009; Çiner ve diğer., 2009).

BÖLÜM ALTI
VERİ VE YORUMLAR

6.1 Jeofizik Veriler

Kekova bölgesinin tektonik yapısının ve sismik stratigrafisinin belirlenmesi amacıyla toplam 55 km yüksek ayrımlı sismik yansıma kesiti alınmıştır. Eş zamanlı olarak, yüksek frekanslı yanal taramalı sonar çalışması yapılmıştır.

6.1.1 Sismik Veri ve Yorumlar

6.1.1.1 Holosen Sedimantasyonu

Kekova bölgesinde alınan sismik yansıma kesitleri; sekans prensiplerine göre deniz seviyesi değişimleri sırasındaki sediman yığılma modellerinden ve oluşan uyumsuzluk yüzeylerinden yola çıkılarak, radyokarbon ölçümleri yapılan benzer çalışmalarla kıyaslanarak yorumlanmış ve holosen dönemi deniz tabanı belirlenmiştir.

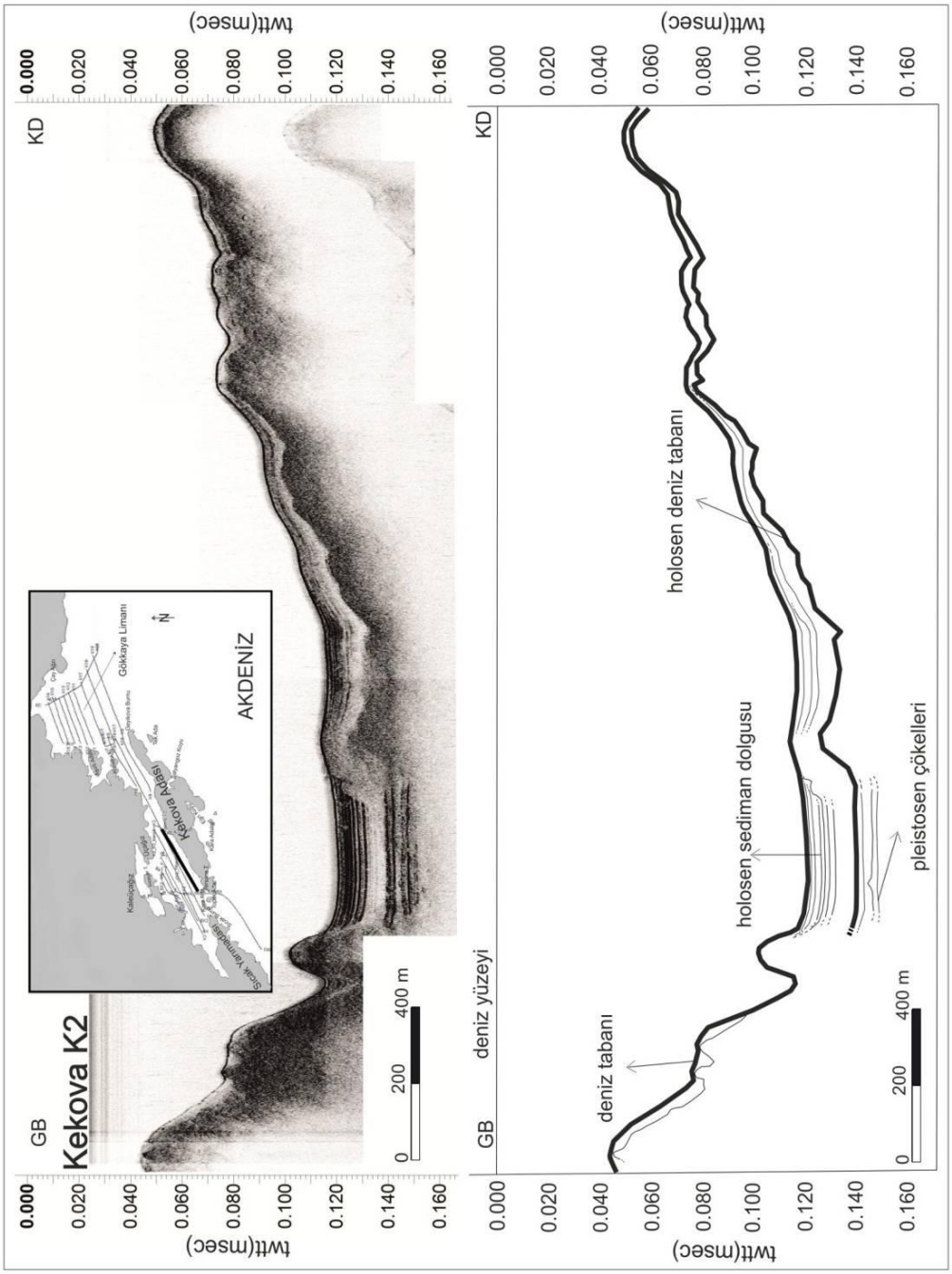
Çalışma alanının batısında, Kekova Adası'nın hemen kuzeyinden GB – KD yönünde en güneyden alınan Kekova K2 hattında deformasyon olduğu görülmektedir (Şekil 6.1). Akıntı sebebiyle sediman basene doğru birikim eğilimi gösterir. Bazı bölgelerde ise aşınma nedeniyle holosen sedimantasyonu neredeyse görülmemektedir. Holosen sediman dolgusu maksimum 20 msn'ye ulaşmaktadır (deniz suyu hızı Akdeniz bölgesi için genel olarak 1600 m/sn alınmış olup bu da yaklaşık 16 m ye tekabül etmektedir). Deniz suyu hızı ölçümü yapılmadığı için bu çalışmada derinlikler gidiş-geliş zamanı cinsinden milisaniye (msn) olarak verilmiştir.

Kekova adasının kuzeyinde GB-KD yönünde alınan K1, K3 hatlarına paralel uzanan EK2 hattında holosen sediman dolgu kalınlığı maksimum 20 msn'dir. Kesitin batı kısmında bu kalınlığın daha az olduğu görülmektedir. Hattın orta kısmında

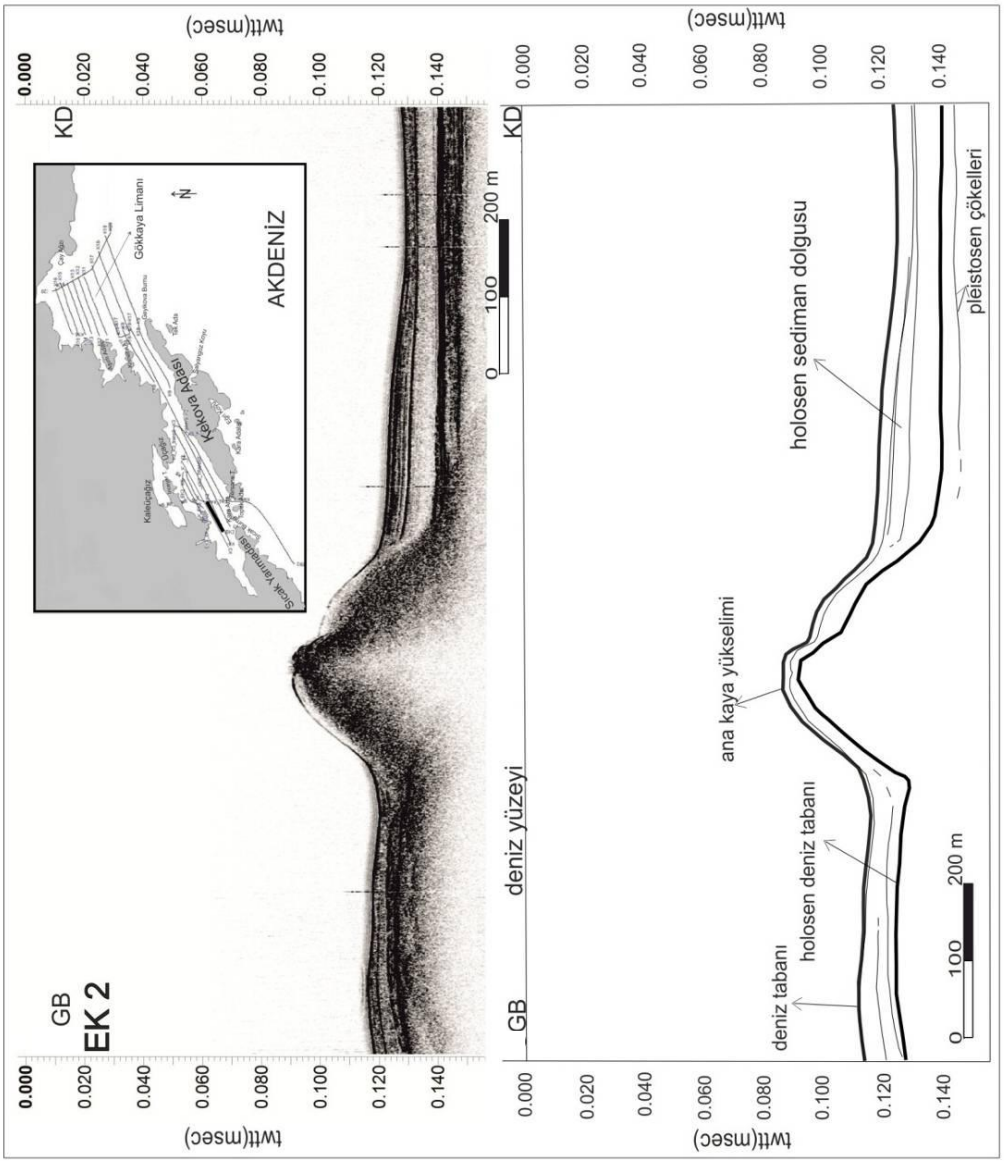
kıyıdaki jeolojik yapıya bağlı burnun uzantısı olarak ana kaya yükselimi olduğu düşünülmektedir (Şekil 6.2).

GB- KD yönünde alınan K-EK3 sismik kesitinde holosen deniz tabanı maksimum 140 msn derindedir. Holosen deniz tabanı güncel deniz tabanına paralel şekilde uzanmaktadır (Şekil 6.3). Holosen sediman dolgu kalınlığı maksimum 20 msn.dir. Hattın orta kısmında Pleyistosen çökelleri birikimi bölgesel akıntıya bağlı olarak depolanmıştır.

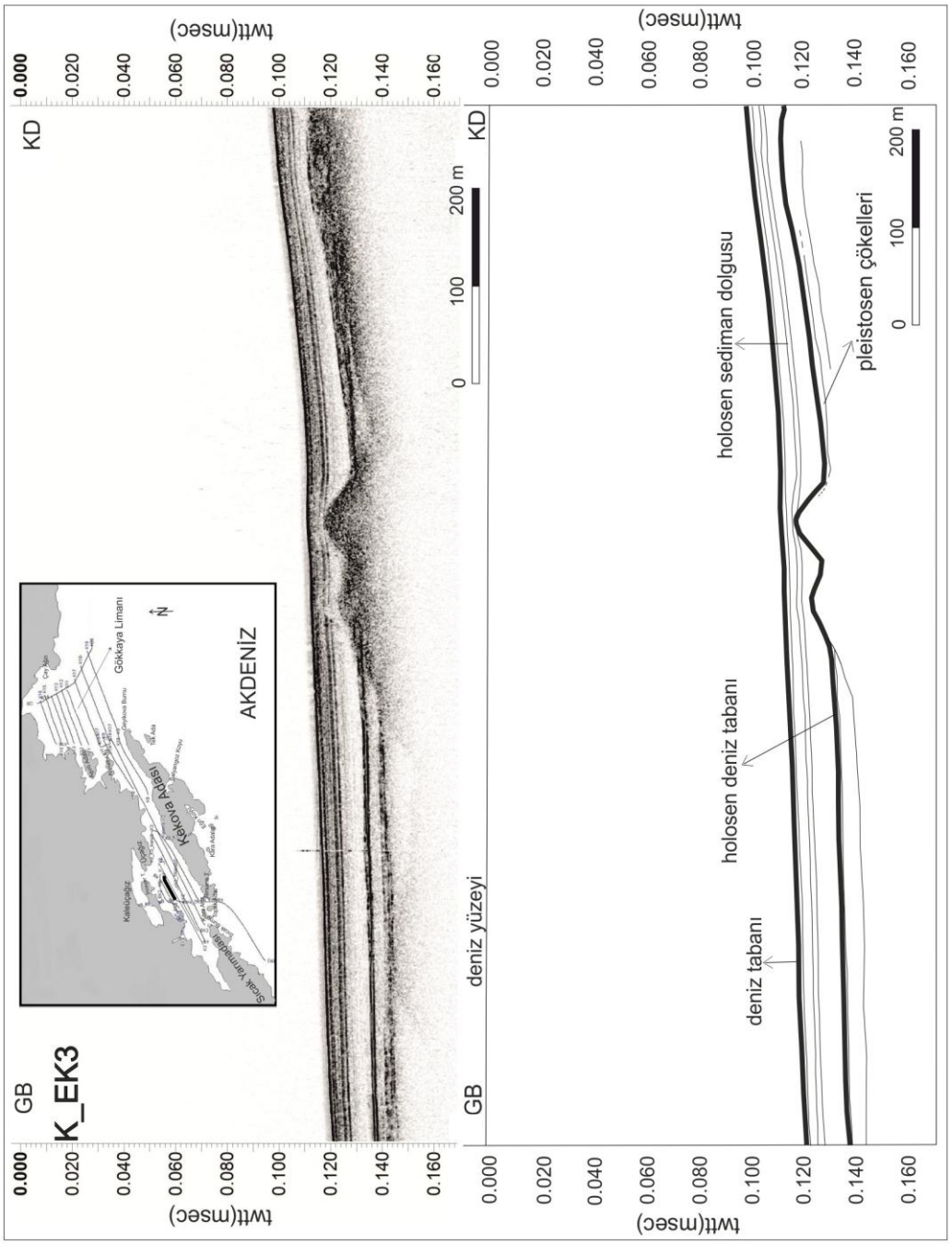
Çalışma alanımızın batısında kıyıya en yakın alınan K5 ve K6 hatlarındaki engebeli yapının kara topografyasında da devamı gözlenmektedir. Holosen sediman dolgu kalınlığı K6 hattında maksimum 14 msn dir (Şekil 6.4 a ve b)



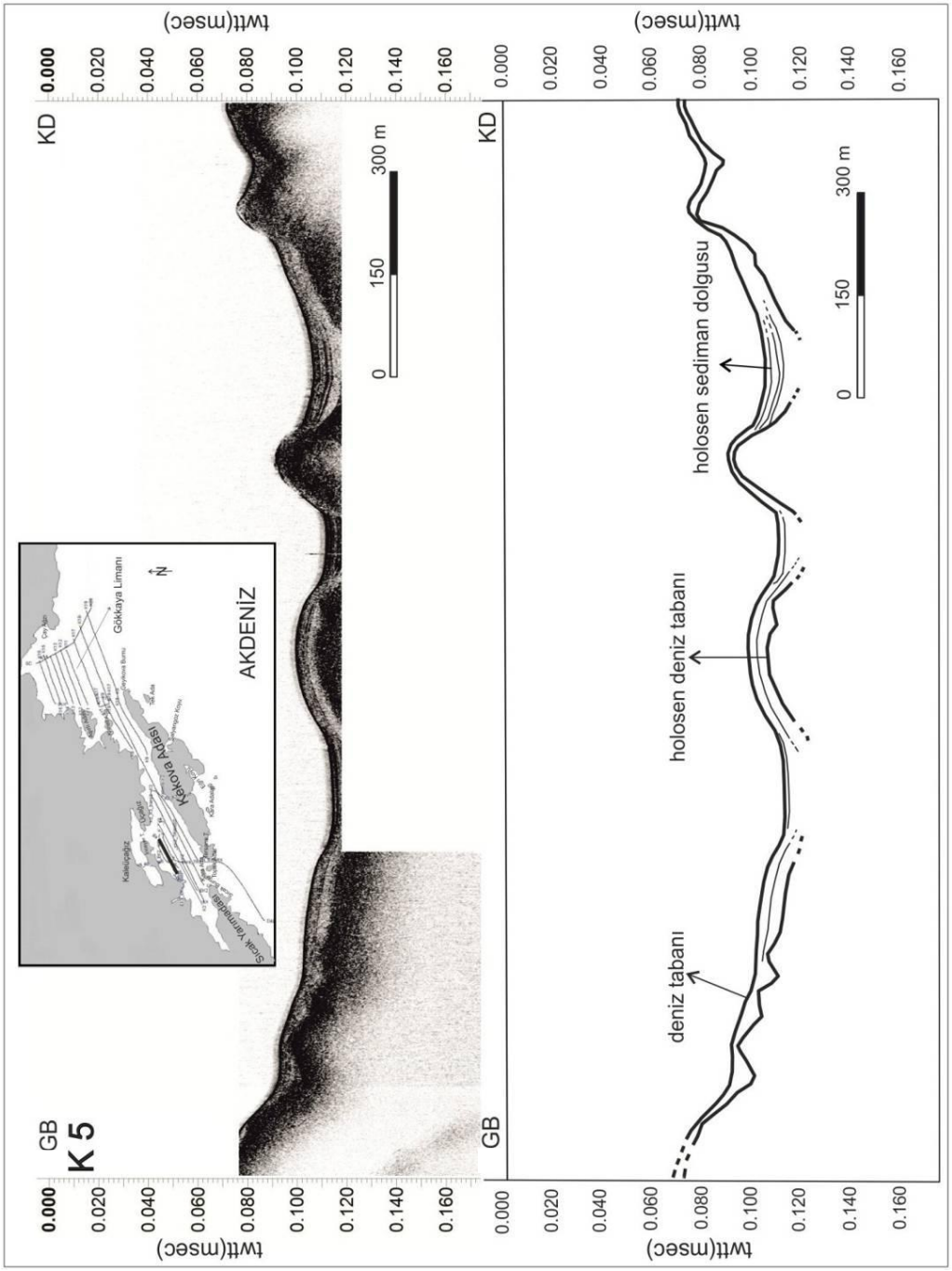
Şekil 6.1 Üçağız açıklarından alınan Holosen sedimantasyonunu gösteren yansıma profili ve yorumu. twtt: çift gidiş- geliş



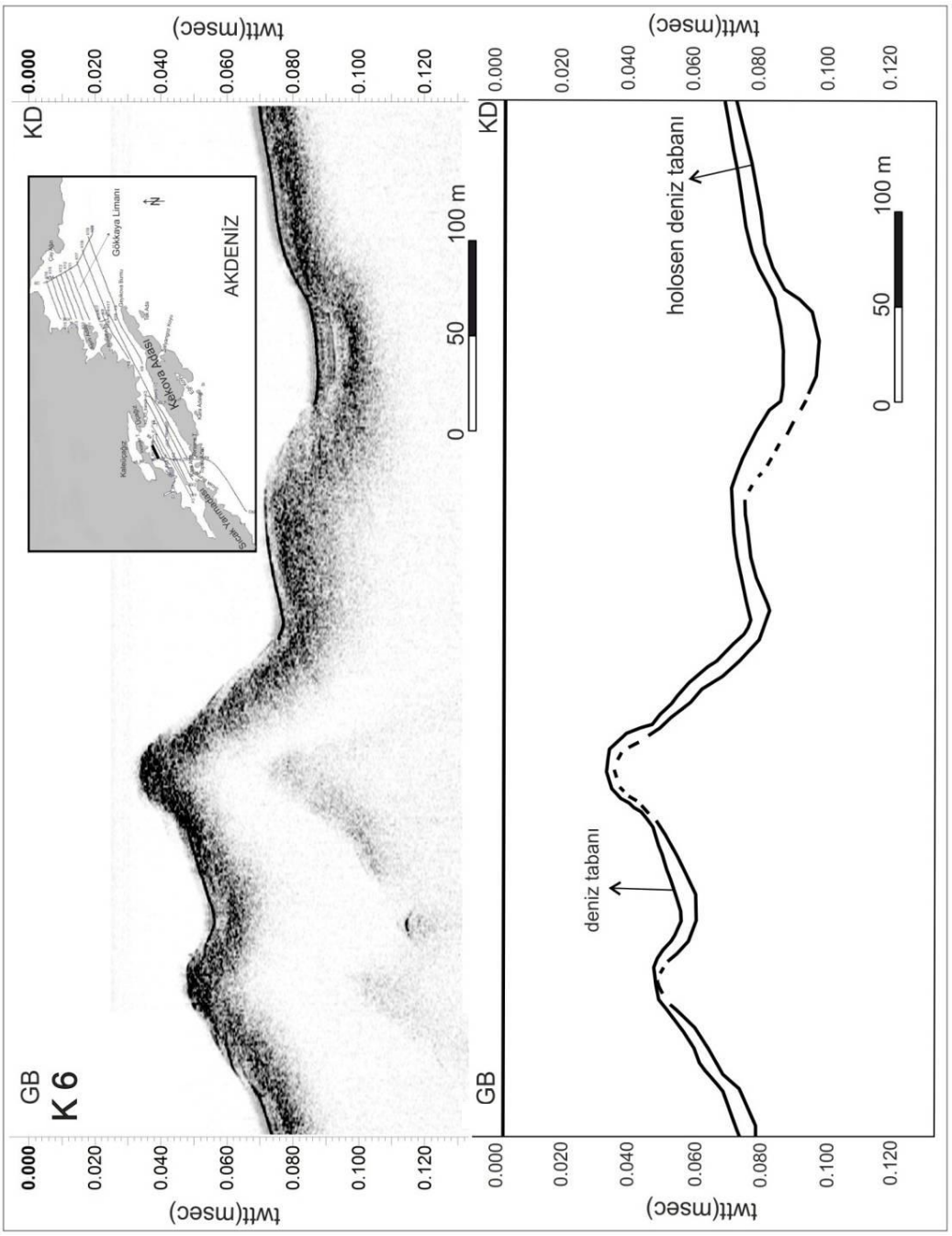
Şekil 6.2 Üçağız açıklarından alınan topoğrafyayla uyumlu yansıma profili ve yorumu.



Şekil 6.3 Üçağız açıklarından alınan Holosen sedimantasyonunu gösteren yansıma profili ve yorumu



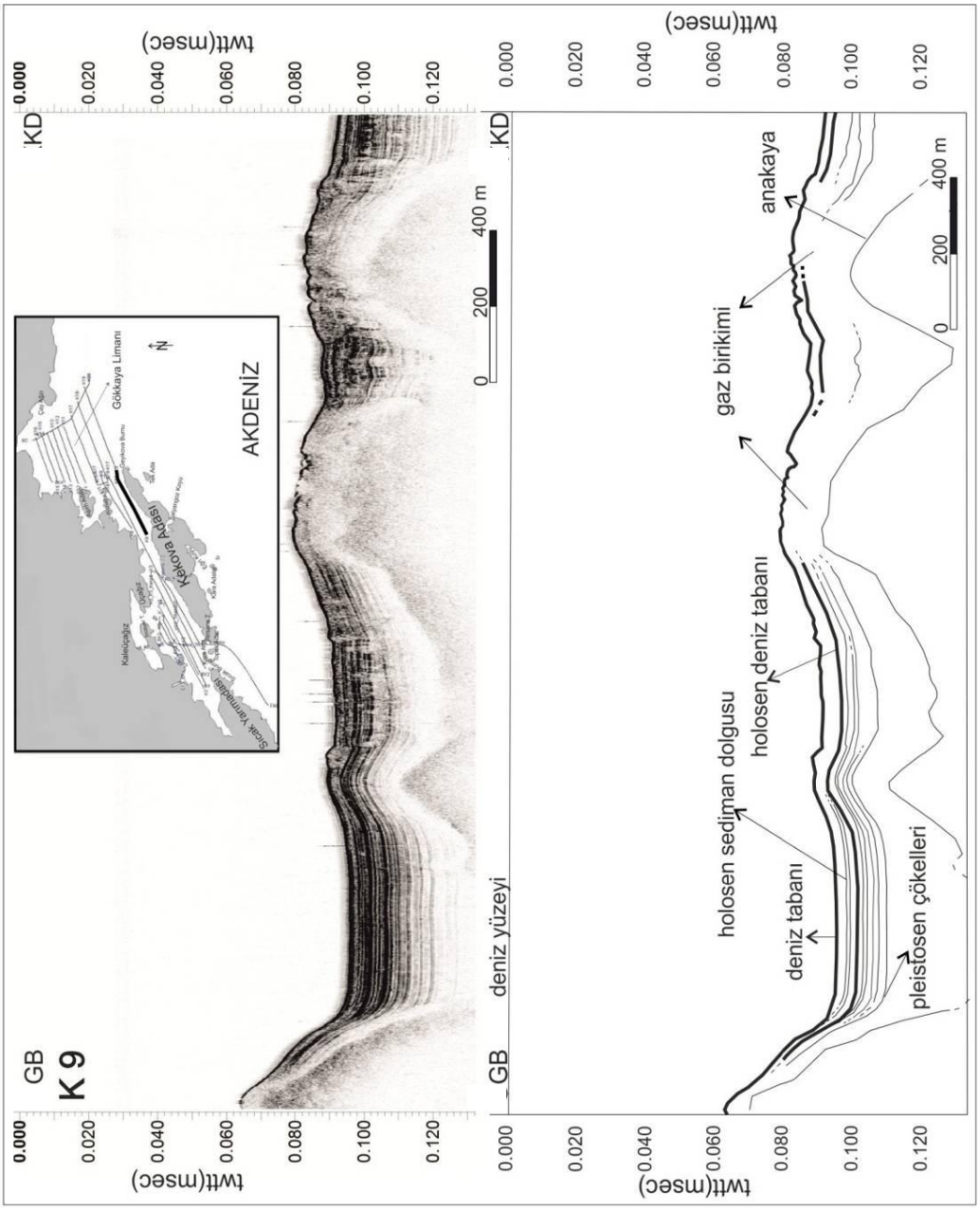
Şekil 6.4 a Üçağız açıklarından kıyıya en yakın alınan kara topoğrafyasıyla uyumlu yansıma profili ve yorumu



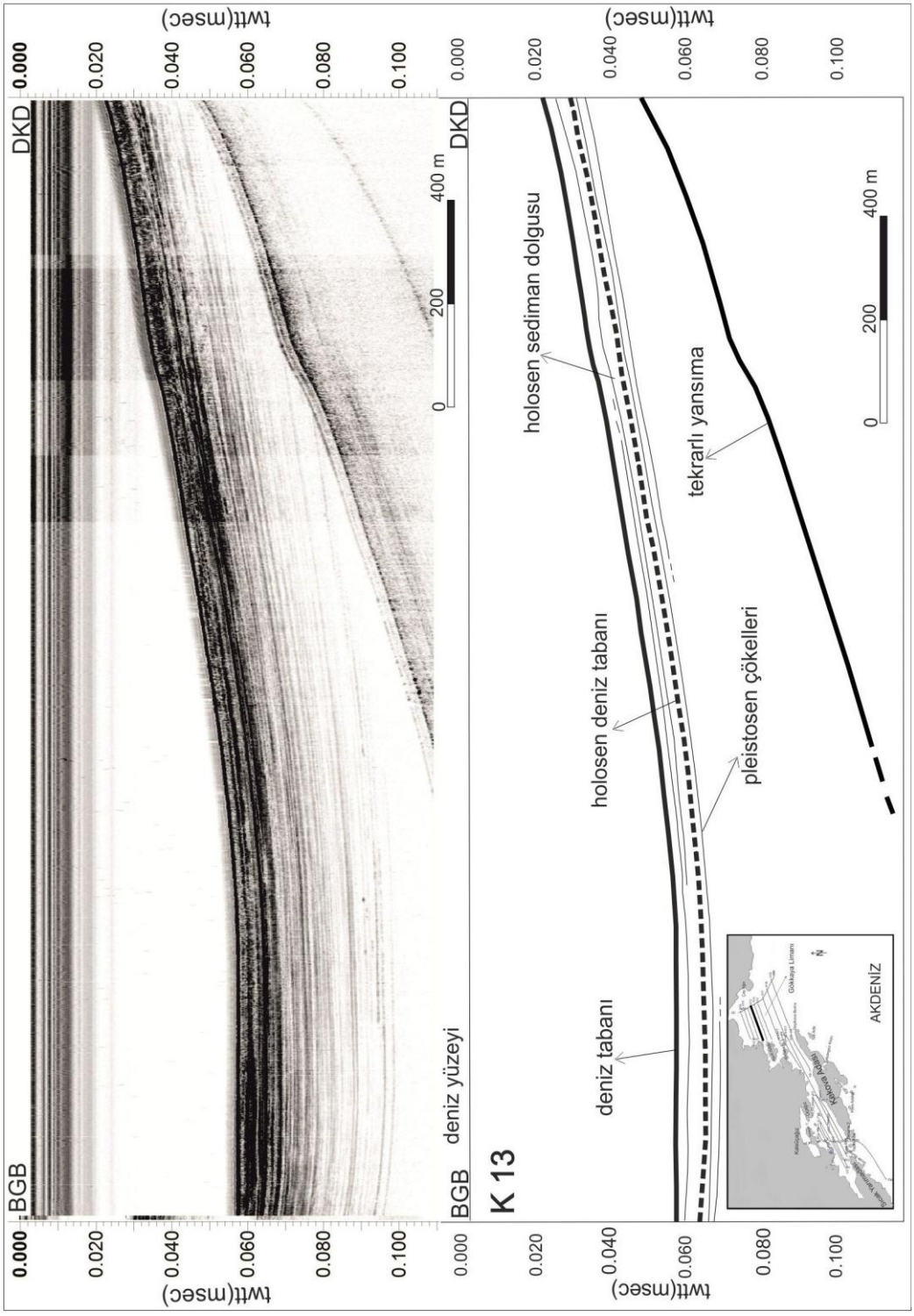
Şekil 6.4 b Üçağız açıklarından kıyıya en yakın alınan kara topoğrafyasıyla uyumlu yansıma profili ve yorumu

Kekova adasının hemen kuzeyinde adanın doğu ucu boyunca uzanan K9 hattında tortul gözeneklerindeki gaz varlığı sismik enerjinin soğurulmasına neden olmakta ve bu zonun hemen altında yansımasız bir anomali bölge meydana getirerek daha derinlerdeki yansıtıcılardan gelen yansımaların görünmesini önlemektedir (Çifçi, Dondurur, ve Okay, 2005). Birikimin üst sınırı, düzgün veya hafif eğimli geometriye sahip parçalı yansımalardan oluşmaktadır (Şekil 6.5). Sismik veri, gazın kaynağının belirlenmesi için ortamın jeolojik koşulları hakkında ipuçları vermektedir.

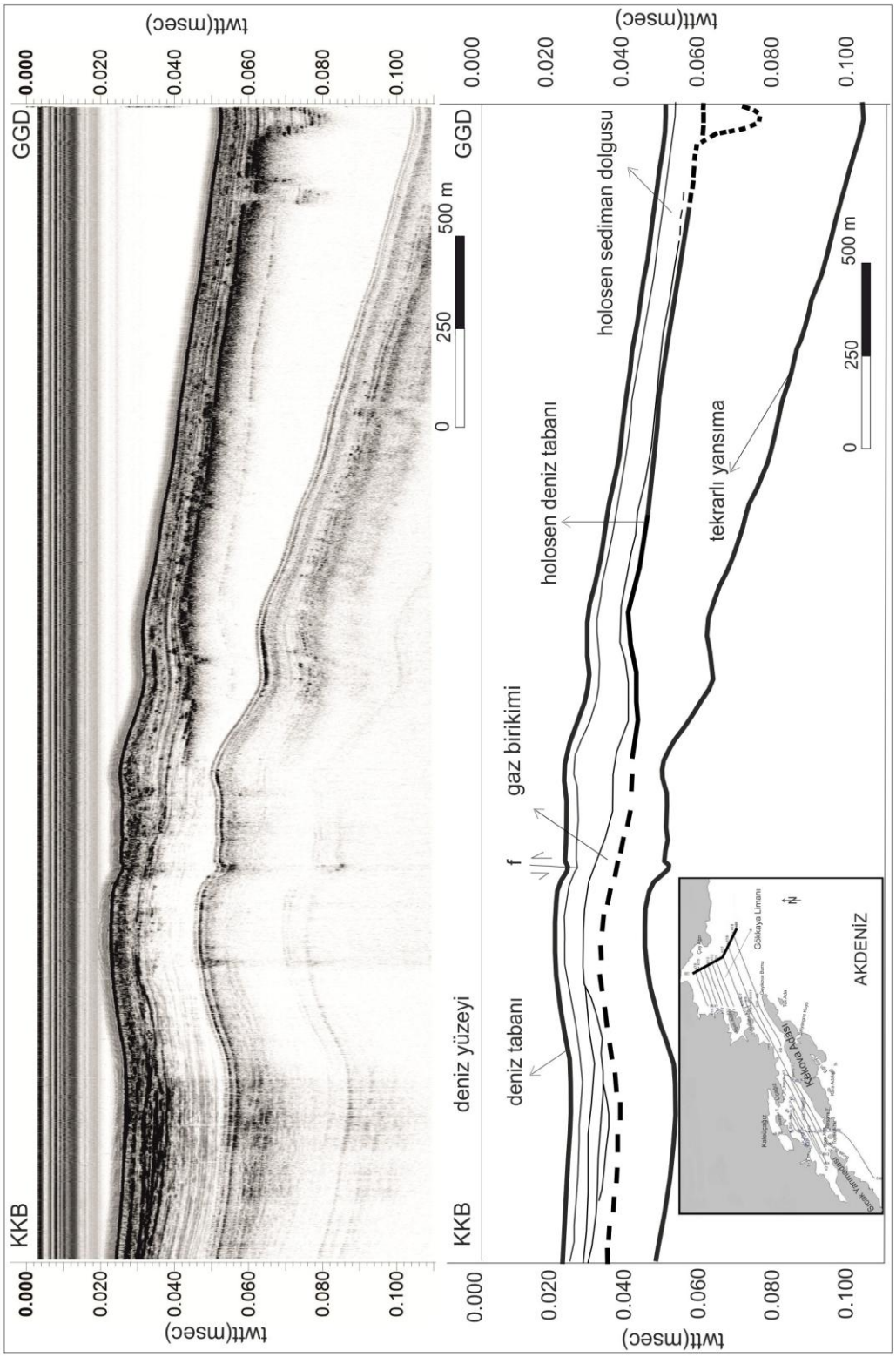
Çalışma alanının doğusunda Gökkaya Limanı'ndan alınan birbirleriyle paralel uzanan hatlardan K13 hattında Holosen deniz tabanı, bu hattı dik kesen K20 kaydında da aynı seviyede gözlenmiştir (Şekil 6.6). Diğer hatlara dik olarak KB - GD yönünde alınan K20 hattında holosen deniz tabanı 60 msn su derinliğine kadar gözlenebilmektedir. Kıyıya yakın yerlerdeki gaz birikimi Holosen deniz tabanının devamlılığının görülmesini önlemektedir (Şekil 6.7).



Şekil 6.5 Kekova Koyunda gaz birikimini gösteren yasıma profili ve yorumu.



Şekil 6.6 Gökkaya Limanından alınan Holosen deniz tabanını gösteren yansıma profili ve yorumu.



Şekil 6.7 Gökkaya Limanından alınan Holosen deniz tabanı ve gaz birikimini gösteren yansıma profili ve yorumu.

5.1.1.2 Bölgesel Tektonizma

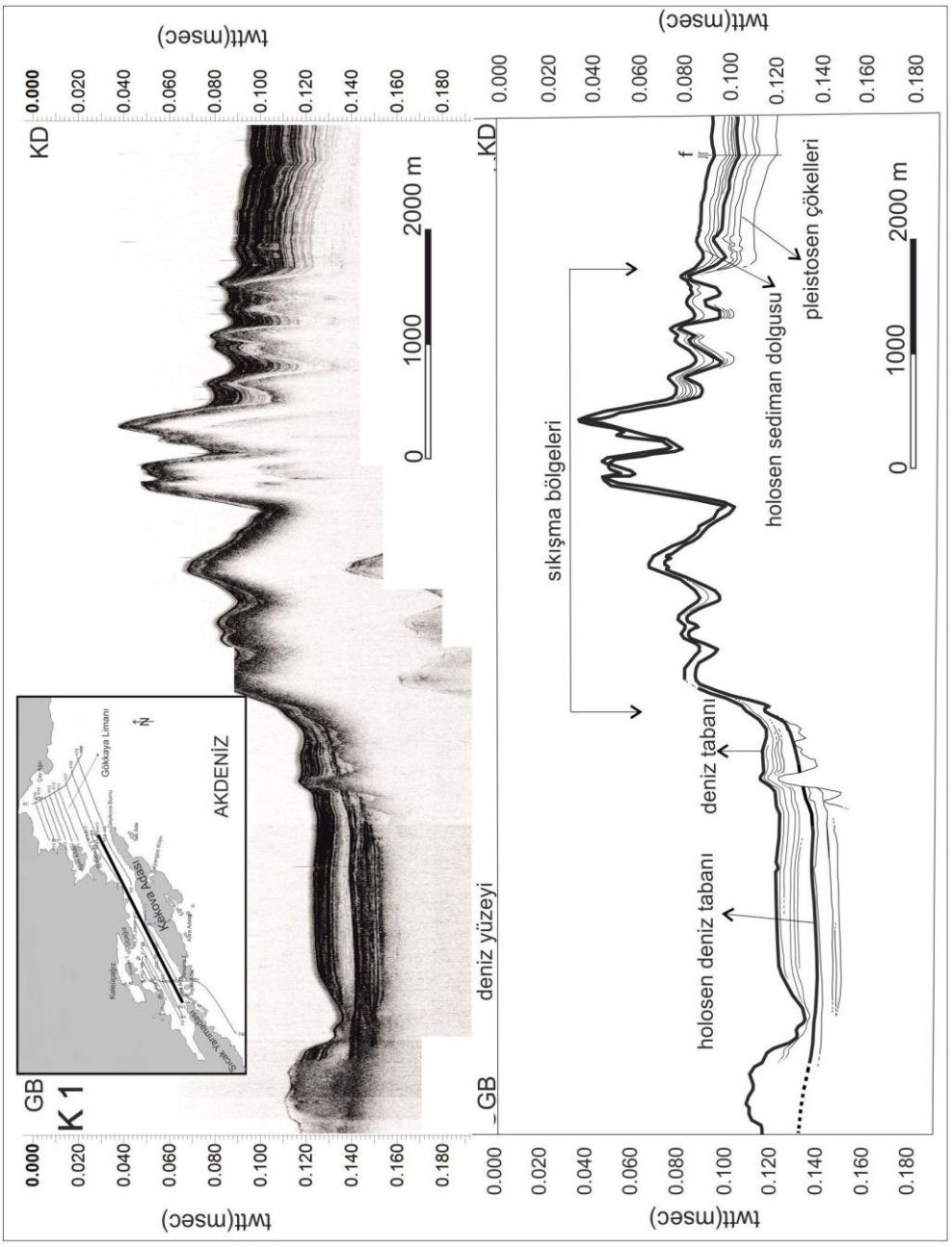
Çalışma alanının doğu bölümünde bulunan Gökkaya Limanı' ndan alınan sismik hatlarda Holosen deniz tabanı, Üçağız açıklarından alınan hatlardaki kadar net gözlenememektedir. Bunun sebebinin Demre Çayı' nın etkisi, tektonik etki ya da aletsel etki olduğu düşünülebilir. Gökkaya Limanı' ndan alınan hatlarda gözlenen faylara bağlı olarak, bölgede tektonizmanın etkisi olduğu görülmektedir.

Çalışma alanının batısından, Kekova adasının bütün kuzey kıyısı boyunca alınan GB - KD doğrultusundaki K1 hattında tektonik sıkışma bölgeleri mevcuttur. Hattın doğu ucunda aktif bir fay görülmektedir (Şekil 6.8). Maksimum Holosen sediman kalınlığı 15 msn'yi bulmaktadır. Holosen sediman dolgusunun hemen altında da Pleyistosen çökelleri görülmektedir. Hattın doğu kısmında sediman birikme şekli olarak tektonikle eş zamanlı yükselim (syn-tectonic uplift) mevcuttur. Fayla ilgili blok hareketleri nedeniyle taban seviyesindeki gözle görülemeyen değişiklikler, sığ denizel ortamlarda, çökelme sistem yapısı üzerinde baskın bir etkiye sahip olabilir (Vakarelov ve Bhattacharya, 2005).

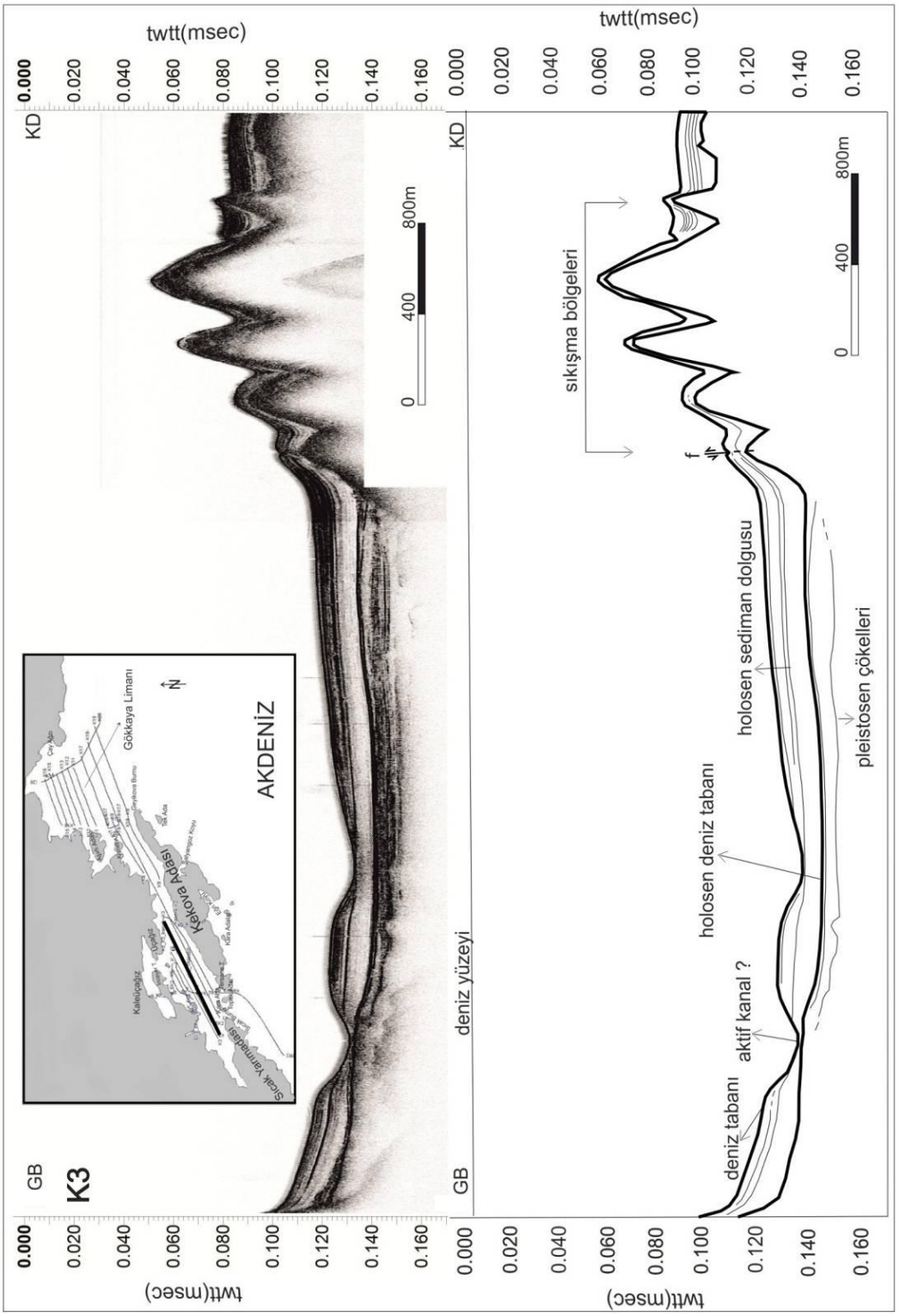
Derin sulardan sığ sulara sediman yüklü akıntının su altında eğim aşağı doğru akması sonucu oluşan türbidite akıntıları, çamur ve asılı malzemece zengin akarsuların denizin temiz sularına aniden yükleri ile beraber girmeleri sonucu oluşurlar. Türbidit akıntıları tüm jeolojik zamanlarda özellikle de kıta yamacında ve sualtı kaynaklarında oluşmuşlardır. Türbidit akıntılar sonucu sedimanlar, türbiditler olarak da adlandırılırlar. Yüksek yoğunluklu akıntılarda oluşan sedimanlar genelde daha kalın tabakalı, daha iri taneli olurlar (Kaymakçı, 2001).

Kekova adasının kuzey kenarına paralel, Üçağız açıklarından alınan K3 hattının doğu bölümünde, bir önceki kesitte devamlılığını gördüğümüz sıkışma bölgeleri mevcuttur ve aktif bir fay olduğu gözlenmektedir. Maksimum Holosen sediman kalınlığı 15 msn dir. Bölgesel akıntılardan kaynaklanan aktif kanalın tabanı güncel sedimanları aşındırarak paleo tabana kadar ulaşmaktadır. (Şekil 6.9). Holosen deniz tabanı batıdaki kesitlerde maksimum 140 msn dedir.

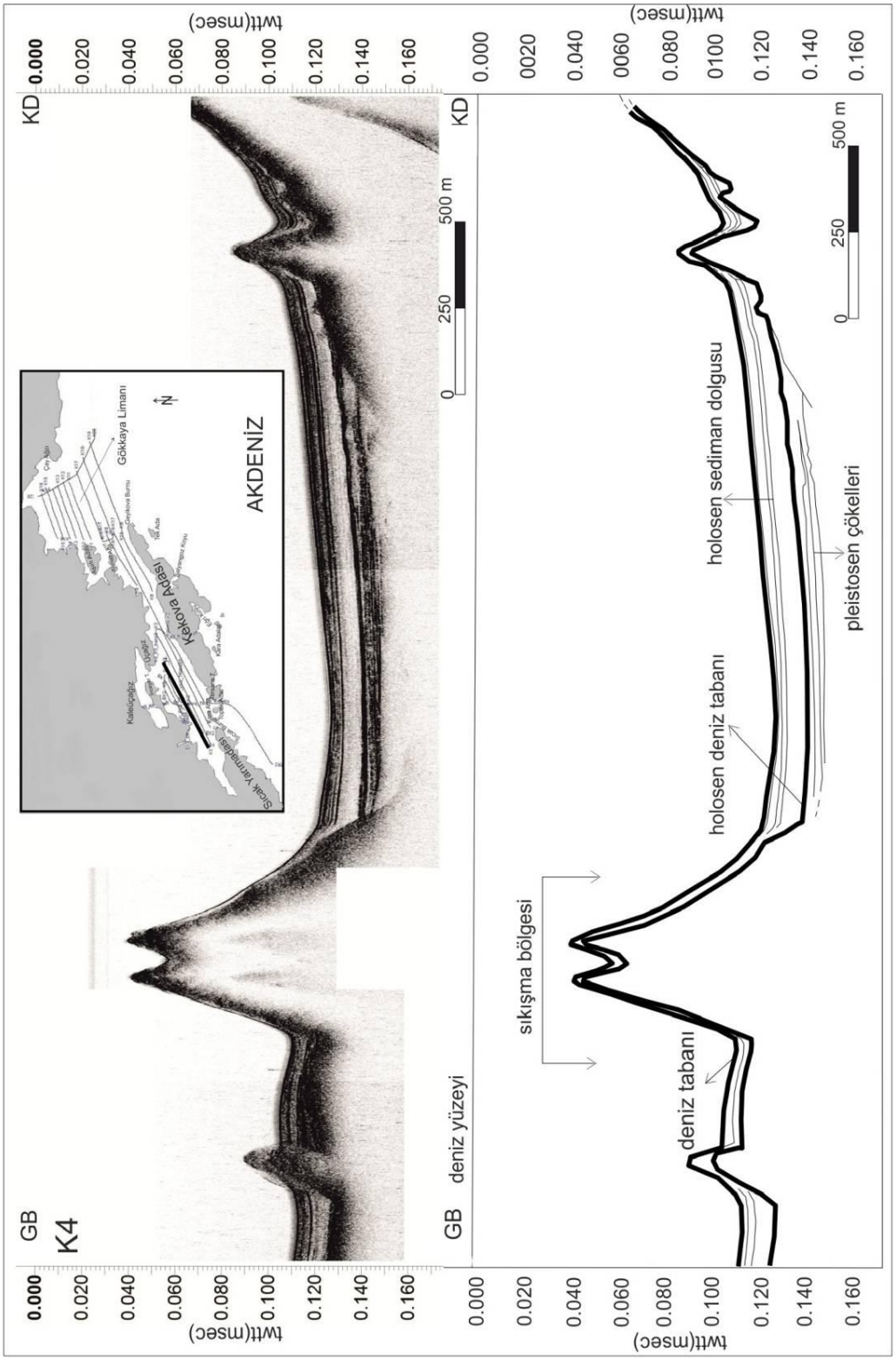
Çalışma alanının batısında Üçağız açıklarından alınan K4 hattının en doğu ucunda, K1 kesitindekine benzer şekilde tektonikle eş zamanlı yükselim şeklinde sediman birikimi görülmektedir (Şekil 6.10). K1 ve K3 hatlarında devamlılığını gördüğümüz sıkışma bölgeleri mevcuttur. Holosen sediman dolgu kalınlığı maksimum 20 msn dir. Holosen sediman dolgusunun hemen altında da Pleistosen çökelleri görülmektedir.



Şekil 6.8 Kekova Adasının kuzey kıyısı boyunca alınan tektonik sıkışma bölgelerini gösteren yansıma profili ve yorumu.



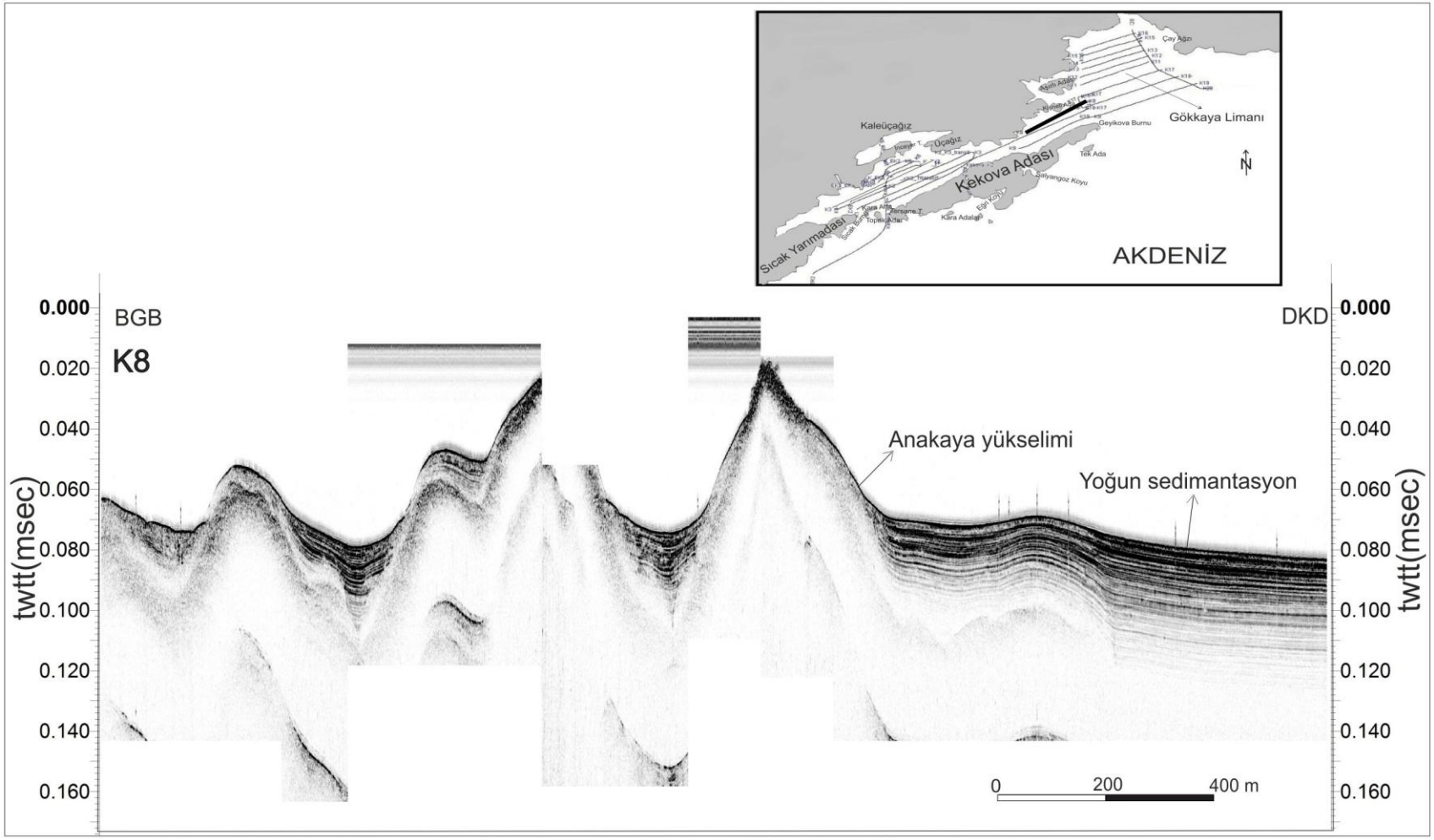
Şekil 6.9 Üçağız açıklarından alınan tektonik sıkışma bölgelerini gösteren yansıma profili ve yorumu.



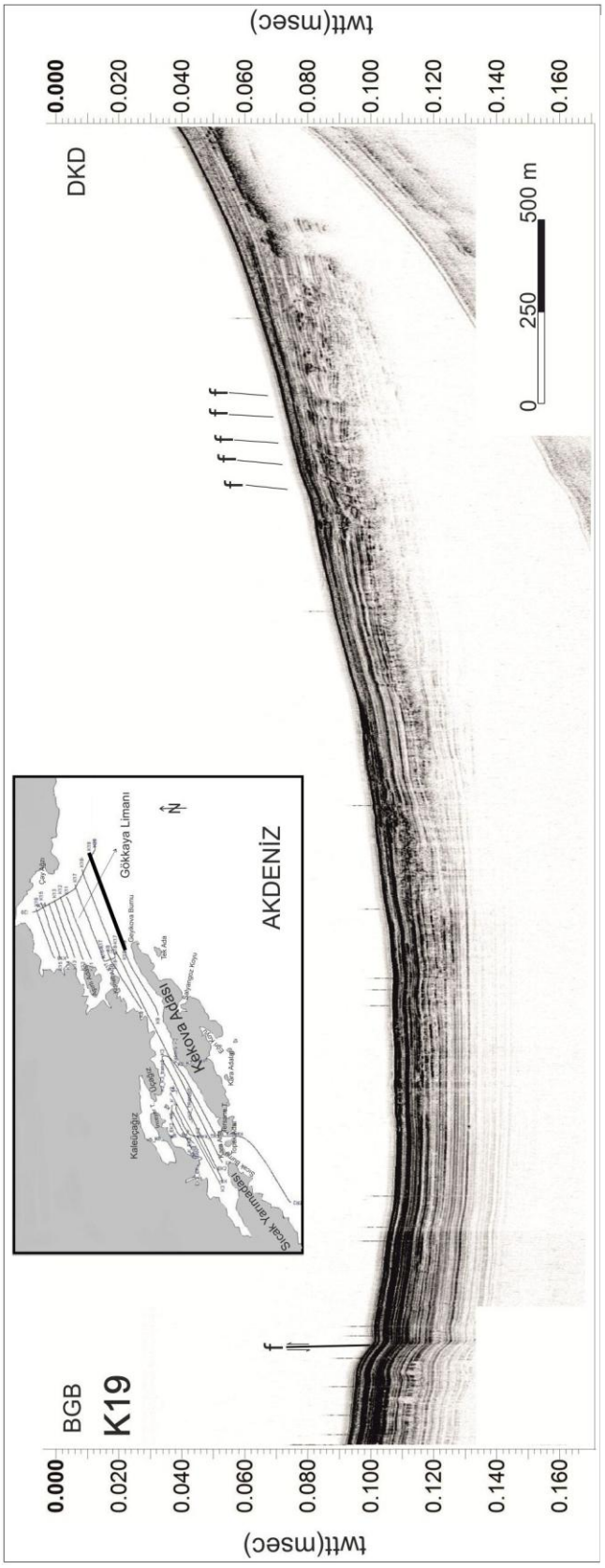
Şekil 6.10 Üçağız açıklarından alınan tektonik sıkışma bölgelerini gösteren yansıma profili ve yorumu.

Çalışma alanımızın doğusunda, K9 hattına paralel GB-KD yönünde alınan K8 hattında ana kaya yükselimi ve hattın doğu kısmında basene doğru yoğun sedimantasyon görülmektedir (Şekil 6.11). Çalışma alanımızın doğusunda Gökkaya

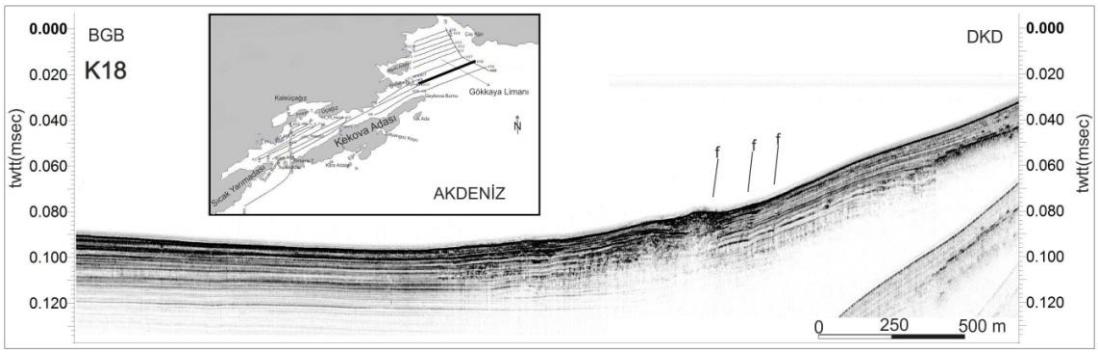
Limanı'nın en güneyinden alınan K19 kesitinin batısında ve doğu kısmında faylar gözlemlenmektedir (Şekil 6.12). K19 hattının hemen kuzeyinde GB-KD yönünde alınan K18 hattının doğu kısmında, K19 hattında da devamlılığını gördüğümüz faylar görülmektedir (Şekil 6.13). Tabakalar düzenli ve paralel olarak istiflenmiştir. Fayın olduğu yerde tabakalarda deformasyon olduğu gözükmektedir. Gökkaya Limanı'nda birbirine paralel uzanan GB-KD yönünde alınan hatlardan K17 hattının doğu ucunda gaz birikimi ve bir fay olduğu olduğu gözlemlenmektedir. Tabakalar birbirine paraleldir (Şekil 6.14). Yine Gökkaya Limanı'ndan alınan K11 hattında paleotabanın tektonik olarak sıkıştığı gözlemlenmektedir. Kıyıya doğru bölgesel gaz birikimi vardır (Şekil 6.15).



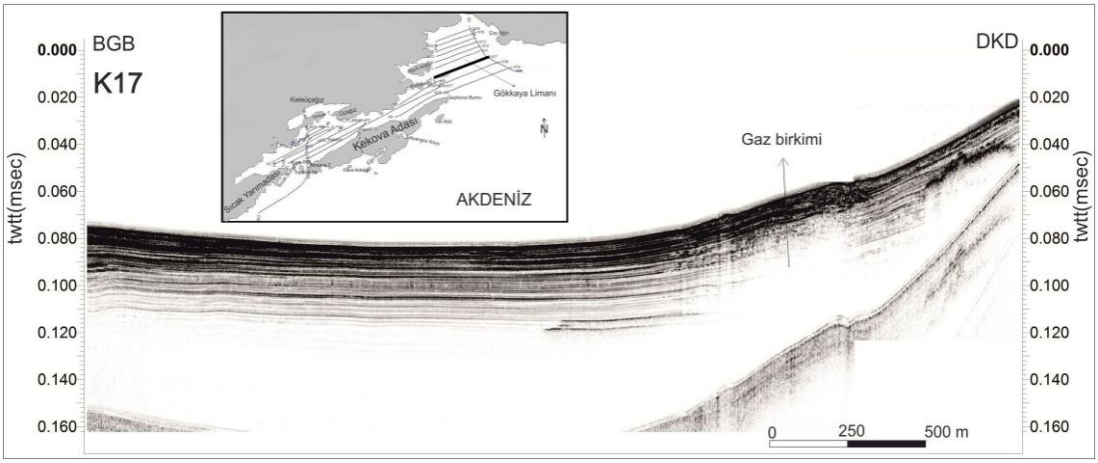
Şekil 6.11 Kekova Adasını kuzey doğusundan alınan yoğun sedimantasyon birikimini gösteren yansıma profili



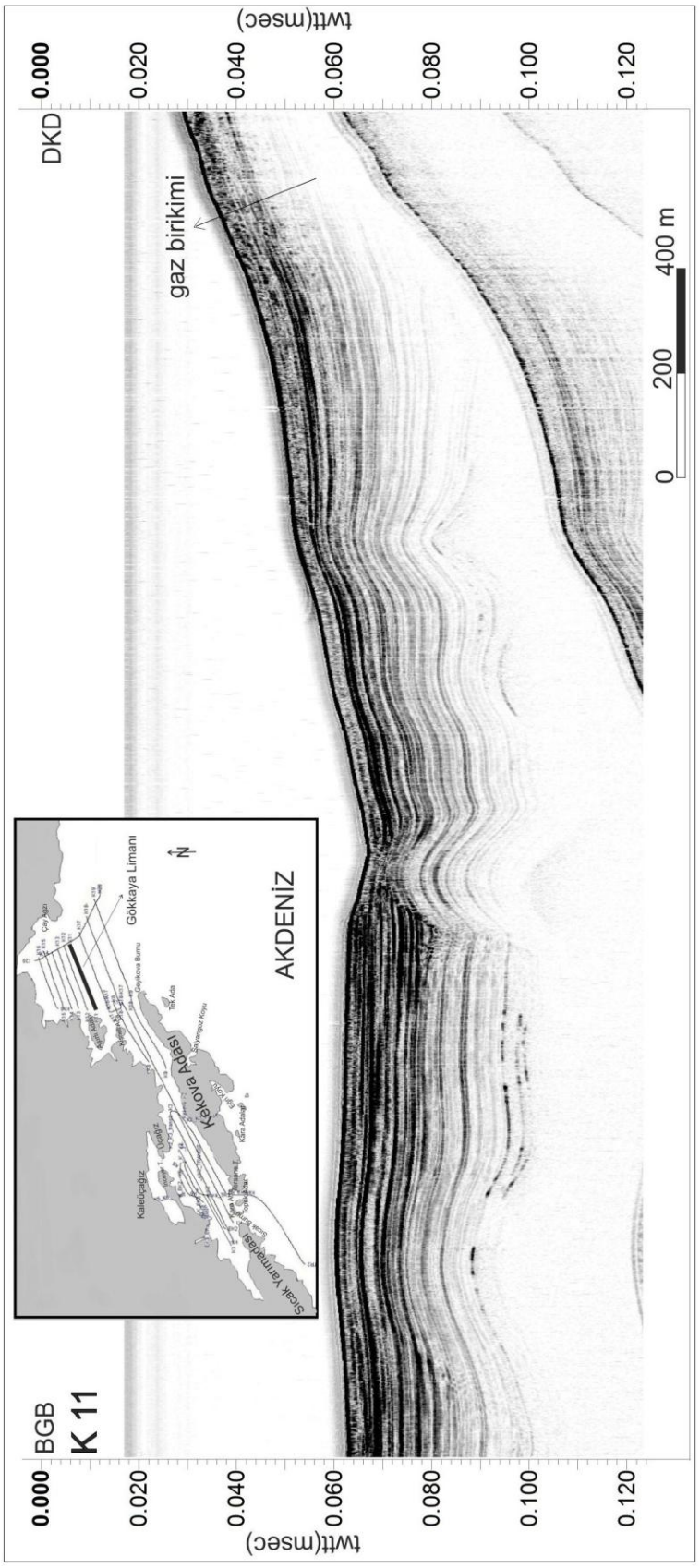
Şekil 6. 12 Gökkaya Limanından alınan fayları gösteren yansıma profili yorumu.



Şekil 6.13.Gökkaya Limanındaki fayları gösteren yansıma profili yorumu.



Şekil 6.14 Gökkaya Limanında gaz birikimini gösteren yasıma profili yorumu.

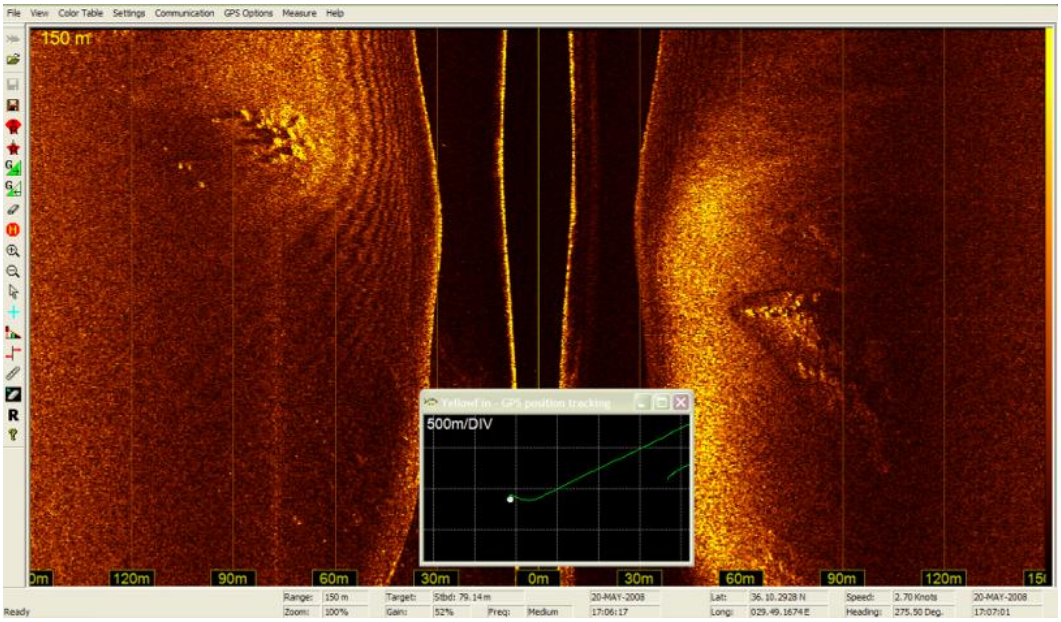


Şekil 6.15 Gökkaya Limanında gaz birikimini gösteren yansıma profili yorumu.

6.1.2 Yanal Taramalı Sonar Çalışması

Deniz tabanının akustik görüntüsünü elde etmeye yarayan yanal taramalı sonar sistemi, gemi rotasının her iki yanına uzanan belirli bir alanı taramak suretiyle veri toplanmasına olanak sağlamaktadır. Bu sistem, deniz tabanı derinlik değişimlerinin, deniz tabanında yer alan yapıların ve nesnelerin belirlenmesini sağlar. Sonar kayıtlarının yorumlanması ile jeolojik mostraların, deniz tabanı litolojisindeki değişimlerin, batık gemilerin, denize düşmüş olan uçakların ve petrol boru hatları veya iletişim kabloları gibi deniz tabanında yer alan diğer nesnelerin yerinin saptanması ve haritalanması mümkün olmaktadır.

Çalışma alanında sismik kesitlere eş zamanlı olarak, deniz tabanı üzerindeki mevcut yapıların tespit edilmesi amacıyla yanal taramalı sonar çalışması gerçekleştirilmiştir. Tüm çalışma alanından toplanan sonar görüntüleri ile mozaik yapılmış ve alan genelinde saptanan yapıların yerleri belirlenmiştir. .Kekova Adası'nın kuzey batısından alınan yanal taramalı sonar kesitinde, deniz tabanında bir takım yükseltiler tespit edilmiş (Şekil 6.16; şekil 6.18.) ve bu bölgelere yapılan scuba dalışlarında, bu noktaların deniz tabanından 2-4 m yükseklikte volkanik ya da karstik kayalar olduğu görülmüştür (Şekil 6.17 a ve b; şekil 6.19 a ve b).



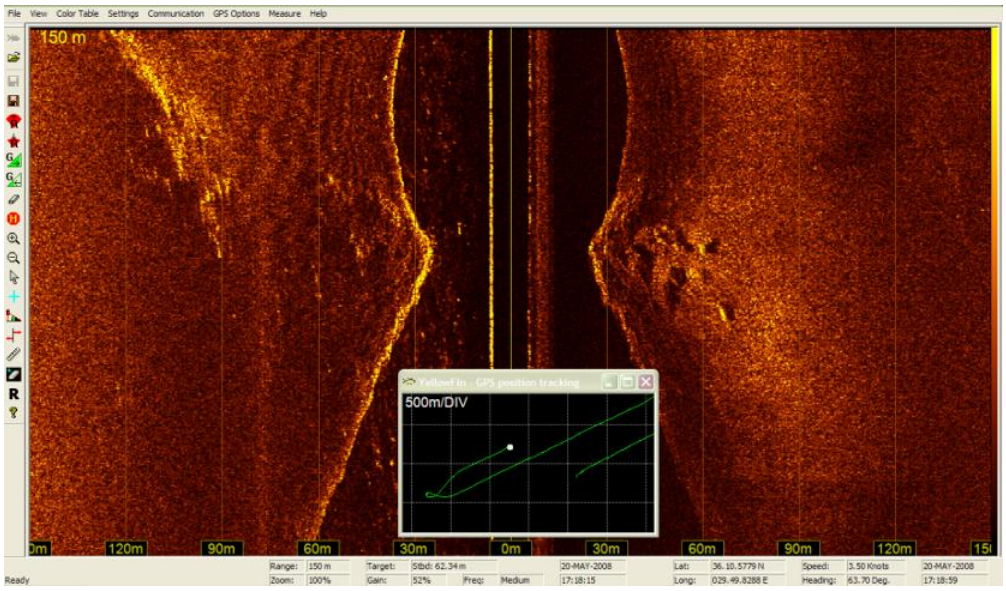
Şekil 6.16 Çalışma alanından alınmış sonar görüntüsü



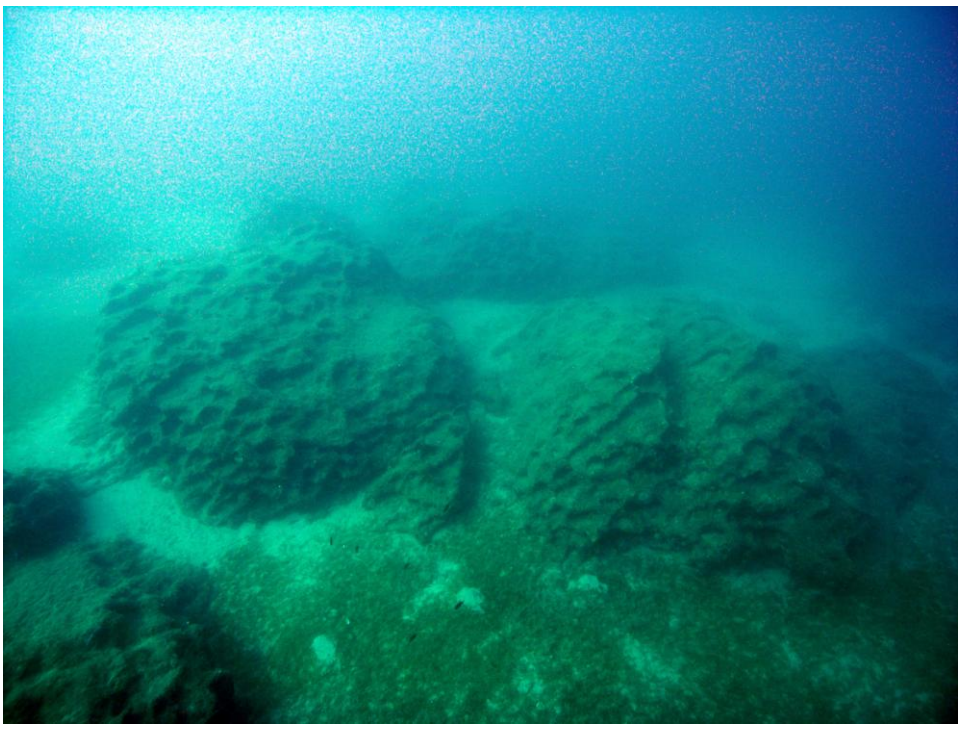
Şekil 6.17 (a) Çalışma alanından alınmış sualtı görüntüsü



Şekil 6.17 (b) Sualtı görüntüsü



Şekil 6.18 Çalışma alanından alınmış sonar görüntüsü



Şekil 6.19 (a) Çalışma alanından alınmış sualtı görüntüsü

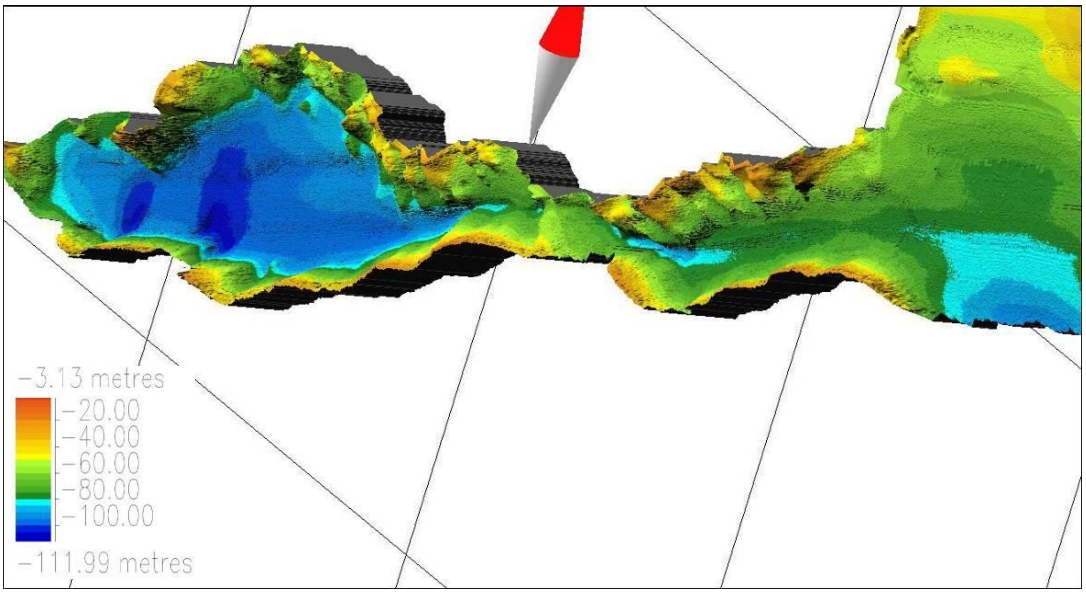


Şekil 6.19 (b) Çalışma alanından alınmış sualtı görüntüsü

6.1.3 Batimetri Veri ve Yorumları

Çok ışınlı batimetri verileri, ana kaya ile Kekova arasındaki bölgede maksimum su derinliğinin yaklaşık 110 m olduğunu göstermektedir. Bu derinlikler çalışma alanının batı bölümünde (Üçağız açıkları) gözlenmiştir. Gökkaya Limanı'nda ise gözlenen maksimum su derinliği güneye doğru 90 m'ye ulaşmaktadır. Gökkaya Limanı batı basene göre çok daha az eğimli bir topografyaya sahiptir. Adanın kuzeydoğusunda ani derinlik değişimi yerine, yumuşak bir şelf düzlüğü mevcuttur. Şelf düzlüğünün eğimi Gökkaya Limanında 2°yi geçmemektedir. Üçağız açıklarında ise deniz tabanı yaklaşık 6° eğimle derinleşmektedir. Ada ile ana kara arasındaki bölgede, kuzey şelf alanının eğimi ise 18°yi bulmaktadır.

Üçağız bölgesinde basenin kuzey kıyısında ana kaya çıkıntıları sismik kesitlerle örtüşmektedir. Basenin kuzey kıyısı ile güney kıyısı şelfleri birbirinden farklılık göstermektedir. Bu da kara topografyası ile uyumludur. Kuzey kıyı ana karanın engebeli yapısı ile uyumluluk göstermektedir. Kuzey kıyısı çok fazla girintili çıkıntılı, irili ufaklı koylardan oluşmaktadır (Şekil 6.20).



Şekil 6.20 Çok ışınlı batimetri verilerinden elde edilen batimetri haritası.

6.2 Arkeolojik Ölçümler ve Gözlemler

Çalışma alanımızda geç Holosenden günümüze, arkeolojik, jeolojik, biyolojik göstergeler ile deniz seviyesindeki değişimler belirlenmeye çalışılmıştır. Yerel tektonik, östatik ve glasyo- hidro- östatik (Lamback ve Purcell, 2005), faktörlerin neden olduğu bölgesel göreceli deniz seviyesi değişimleri sadece jeolog ve jeomorfologların değil, anılan kıyı şeridi boyunca birçok antik yerleşimin yer alması sebebiyle arkeologların da ilgisini çeken bir konudur (Çiner ve diğer., 2009).

Holosen kıyı varyasyonlarını yeniden tanımlamak, deniz seviyesi değişimleri ile bölgenin gelişimine önemli etkileri olduğu düşünülen neotektonik aktivitenin kronolojisinin ortaya konulması amacıyla önem sırasına göre üç çeşit gösterge belirlenebilir; jeomorfolojik göstergeler (beachrock- yalıtaşı,, surf bench- dalga aşındırma düzlüğü, notch- kıyı çentikleri), vermetid resifleri ve arkeolojik göstergeler (kısmen batmış taş ocakları, liman yapıları) (Fouache ve diğer., 2005). Denizel zondaki biyolojik ve jeomorfolojik göstergeler, göreceli deniz seviyesinin stabilitesini bozan etkenler (izostastik, östatik, tektonik) sonrasında bir başka seviyede tekrar gelişim göstererek eski kıyı çizgisini ya su üstünde ya da sular altında bırakır. Böylelikle, eski kıyı çizgisinde gelişmiş biyolojik ve jeomorfolojik

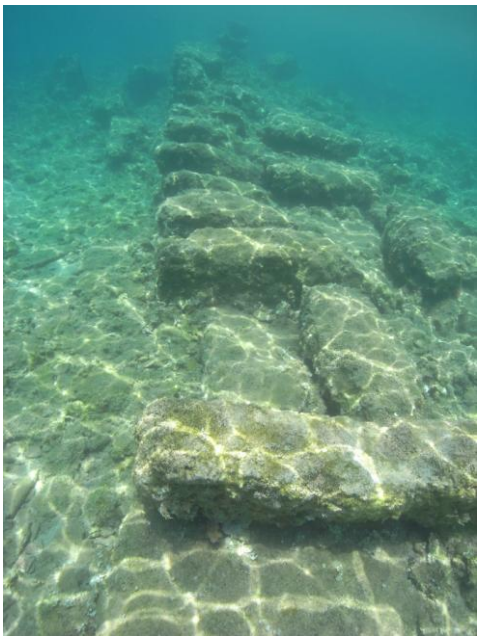
göstergeler, gerçekleşen rölatif deniz seviyesi değişiminin kanıtlarını oluştururlar (Bekaroğlu, 2008). Bununla beraber, yalnızca oldukça dar bir dikey zonda yaşama alanı bulabilen bazı vermetid resiflerin güncel kıyı çizgisinde gelişmiş benzerlerinden olan metrik farkı bir çökmenin ya da deniz seviyesi yükseliminin kanıtlarını oluşturur (Kelletat, 1991; Laborel ve Laborel- Deguen, 1996).

Helenistik dönemde (günümüzden 2300 yıl önce) denizel yapıların çok büyük yoğunluğa ulaştığı ve bunun Roma ve Bizans döneminde de(günümüzden 2000 ve 1600 yıl önce) devam ettiği Türkiye'nin güney sahillerindeki arkeolojik kalıntılar, inşa edildikleri zamandan beri meydana gelen deniz seviyesi değişimleri ile ilgili birer ölçüdürler (Anzidei ve diğer., 2010).

Akdeniz, küçük gelgit oranı ve tarihsel zamanlardan beri devam eden insan yerleşimleriyle, antik çağdan ve orta çağdan kalan sayısız limanlarıyla .(Blackman, 1973a, 1973b, 1982a, 1982b). yapılacak olan deniz seviyesi değişimi ile ilgili çalışmalar açısından oldukça önemli arkeolojik kanıtlara sahiptir (Flemming, Czartoryska, ve Hunter, 1973). Bu bölgede günümüzden 1600-2300 yılları öncesinde inşaa edilmiş, binalar, tersaneler, lahitler, gemi kızakları ve dalga kıranlar gibi kıyı yapıları halen bulunabilmektedir. Son 2300 yıl boyunca (Helenistik çağda Likya)bölgedeki deniz seviyesi değişimleri ile ilgili kanıtlar sunan su altında kalmış yapılar bu açıdan dikkat çekicidir (Anzidei ve diğer., 2010; Antonioli ve diğer., 2007; Caputo ve Pieri, 1976; Flemming, 1969; Flemming ve Webb1989; Lambeck, Antonioli, Purcell, ve Silenzi, 2004a; Lambeck, Anzidei, Antonioli, Benini, veEsposito, 2004b; Pirazzolli, 1976). Datça limanı ve Kekova bölgesi değişik türde deniz seviyesi göstergeleri içerdikleri ve bu kanıtları günümüze kadar koruyabildikleri için Türkiye de güney batı kıyılarındaki en önemli arkeolojik yerleşim alanlarıdır.

Çalışma alanımızın yakınındaki Aperlai de batmış limanın doğu bölümünde birkaç kesme taş belirlenmiş, şuanda görülebilen kalıntılardan bu kesme taşların Helenistik döneme ait uzunluğu belirlenemeyen bir rıhtıma ait olabileceği düşünülmüş (Hohlfelder ve Vann, 1998). Bu rıhtımın taş blokları şuan Asar koyunun

en doğu kısmında kıyıda sığ yerlerde çamurun altında kaybolmuş durumdadır. Batı kısımda ise, rıhtım daha sonra yan yana veya üzerine yeniden inşaa edilmiş yapılarla örtülmüştür. (Hohlfelder ve Vann, 1998). Kesme taşların bağlantı taşı olarak yerleştirilme şekilleri, Romalılardan Likyalılar 'a geçen bölgesel liman inşaa tekniklerinin karakteristik özelliklerini taşımaktadır (Şekil 6.21 a ve b).

a.  b. 

Şekil. 6. 21 (a ve b.) Aperlai' deki batmış antik limana ait duvar kalıntıları

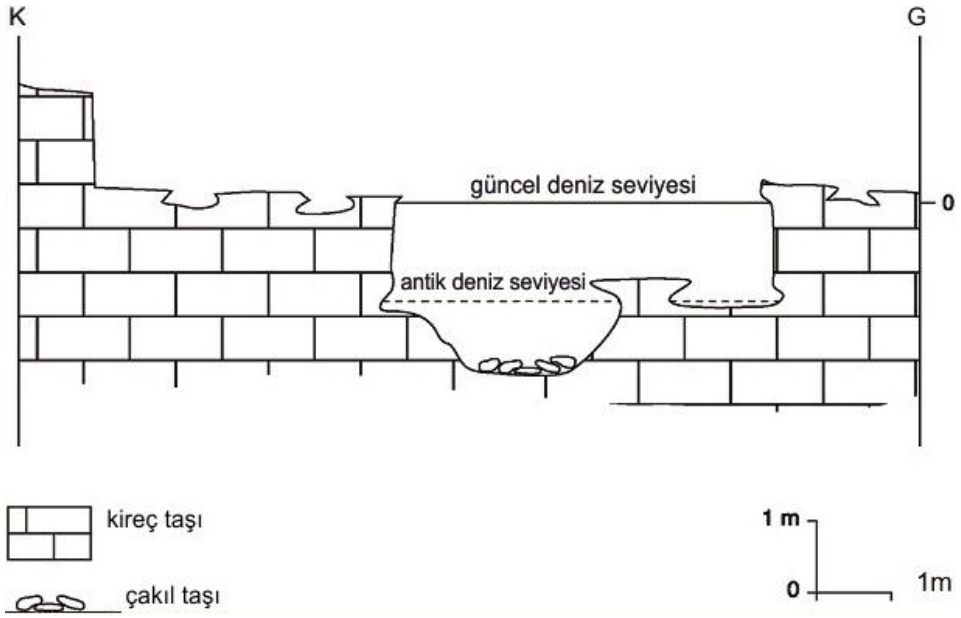
Limanın batı bölümünde antik bir mendirek bulunmaktadır. Zamanı kesin bir şekilde saptanamamış olsa da, köken olarak Aperlai'nin tarihinden sonra olması muhtemeldir (Holhlfelder ve Vann, 1998). Bu mendireğin uzunluğu yaklaşık 22 m olup, yaklaşık 6 m genişliğindedir. Rıhtımdan körfeze doğru güney yönünde uzamaktadır. Muhtemelen inşaa edildiği zaman, üç küçük geminin az da olsa güvenli bir şekilde kuytusunda demirlemesine olanak sağlamıştır (Holhfelder ve Vann, 1998). Aperlai de herhangi bir yapay dalga kırana rastlanmamıştır. Halbuki deniz kısmının batı bölümünde kıyıdan güney yönünde Asar Koyu'nun içine doğru, inşaa edilecek bu tarz bir yapı tüm liman bölgesini koruyabileceği gibi, tüm hava şartlarında bu liman bölgesini demirleme açısından güvenli bir yer haline getirebilecekken Aperlai, iki ya da üç geminin korunabileceği mendirek dışında, uzun tarihi boyunca açık bir liman ağzıyla varlığını sürdürmüştür. Küçük bir yerleşim yeri olan Aperlai'nin sınırlı deniz trafiği açısından bu mendirek yeterli bir

koruma sağlamış ya da doğal risklere aldırış edilmeden kullanılmış olabilir (Carter, 1978). Fakat yine de Akdeniz deki diğer yerleşim yerleriyle kıyaslandığında Aperlai'nin liman yapıları hatırı sayılır miktardadır (Holhfelder ve Vann, 1998).

Aperlai'nin liman bölgesinde meydana gelen su baskınlarının çoğunun sebebi bölge yakınlarında bulunan fay hattının sebep olduğu bölgesel göreceli deniz seviyesi değişimleriyle ilişkilendirilmiş kıyısal değişkenliklerdir. Bölgedeki bu tektonik hareketler Asar koyunun uzak geçmişte şekillenmesini sağlayan jeolojik olaylardır. Bir veya birkaç bölgesel tektonik hareket ya da daha muhtemel zaman içinde meydana gelen yavaş bir göçme, bizim bugün gördüğümüz gibi kıyısal batmaya sebep olmuştur (Pirazzoli, 1987).

Aperlai araştırmasından elde edilen gözlemler ve birbiri ile alakalı veriler sonucunda, Likya sahil yerleşkelerinden biri olan Aperlai' nin denize doğru olan orijinal kıyısını kaybettiği, yaklaşık 2 m' lik bölgesel çökme yaşadığı söylenebilir (Hohlfelder ve Vann, 2000).

Finike Körfezi'nin 30 km kadar batısında yer alan Helenistik, Roma ve Erken Bizans dönemlerine ait (MÖ. 2 yy ve MS. 6 yy arası; Fouache ve diğer., 1999, 2005a), zamanında Mısır ile Roma arasındaki ana rota üzerinde bulunan en önemli limanlardan biri olan Andriake antik kentinin (Demre eski limanı) batı kısmında kısmen su altında kalmış tarihi bir kesme taş ocağında – 1.5 m derinlikte eski dalga aşındırma izi bulunmaktadır (Şekil 6.22). Kullanılan çekiç izlerinden ocağın Roma dönemine ait olduğu tahmin edilmektedir (Bessac, 1988).



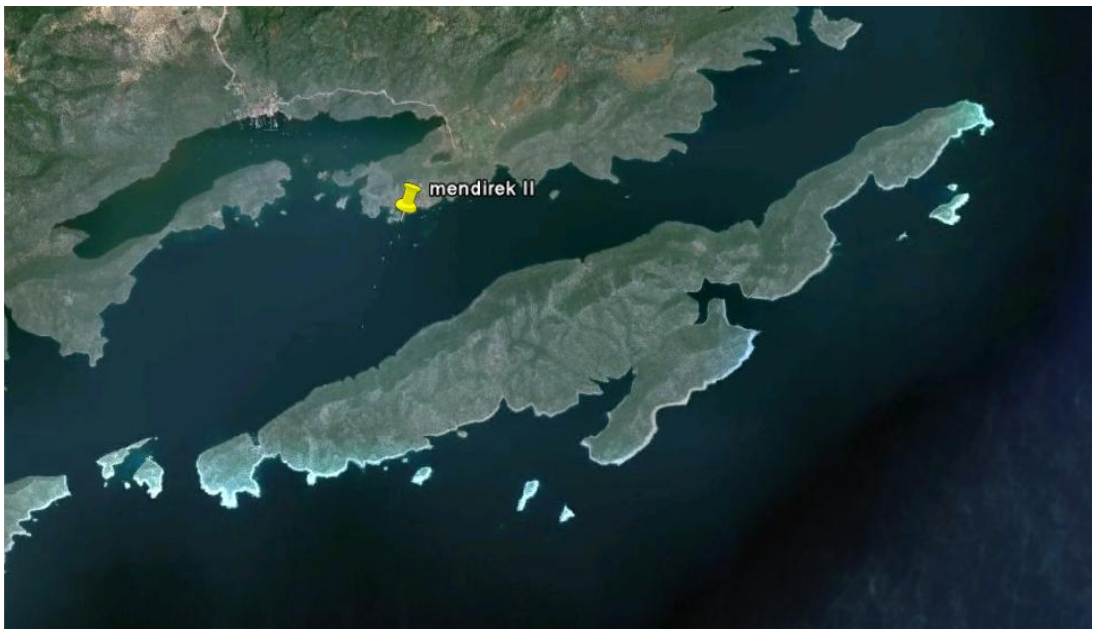
Şekil 6.22. Andriake' deki batmış antik taş ocağı (Fouache ve diğer., 2005).

Birkaç kilometre batıya doğru gidildikçe, MS 2.yy ın ikinci yarısında meydan gelen büyük bir depremden sonra oluşan çökmeden (Fouache ve diğer., 2005).etkilenen Roma dönemine ait Batıkşehir antik şehrindeki yapıların temellerini daha da derinde (-2 ile -3 m) görmek mümkündür (Çiner ve diğer., 2009).

Tez konumuzda kullanılan, Kekova Adasının kuzey tarafında bulunan iki limana ait mendirekler günümüzde sualtında kalmış olup, deniz seviyesi değişimlerine kanıt olabilecek önemli arkeolojik yapılardır (Şekil 6.23 a ve b) Bu mendireklerden biri Kekova Adası' nın kuzeybatı ucunda (Mendirek I), diğeri ise Kekova Adası' nın karşı kıyısında Kaleköyün batısında (Mendirek II) bulunmaktadır (Şekil 6.24 a ve b; Şekil 6.25. a, b ve c).Mendirek I, yaklaşık 24 m uzunluğunda, 2,8 m yüksekliğinde ve 1,6 m enindedir. Mendirek II iki parçadan oluşmaktadır. Batıda bulunan bölüm yaklaşık 11 m uzunluğunda 1,5 m eninde ve 3,2 m' yüksekliğindedir. Doğuda bulunan bölüm ise daha küçük olup yaklaşık 7 m uzunluğunda, 1,5 m eninde ve 3,2 m yüksekliğindedir.



Şekil 6.23 (a) Kekova Adası' nın önündeki mendirek I' in yerini gösteren harita



Şekil.6.23 (b) Kaleköy önündeki mendirek II' nin yerini gösteren harita



Şekil 6.24 (a) Kekova Adası’ nın önündeki mendireğe(mendirek I) ait fotoğraf



Şekil 6.24 (b). Kekova Adası’ nın önündeki mendireğe (mendirek I) ait fotoğraf



Şekil 6.25 (a-b). Kaleköy önündeki mendireğe (mendirek II) ait fotoğraflar.



Şekil 6. 25.(c) Kaleköy önündeki mendireğe (mendirek II) ait fotoğraf

Antik çağ mendirek ve dalgakıran yapımı hakkında ayrıntılı bilgileri Vitruvius' tan (V. XII. 1-5) öğrenmekteyiz. Vitruvius, konumlarında kavis yapan veya içe dönük çıkıntı veya burunlar gibi doğal avantajlar bulunan limanların diğer limanlara göre çok daha elverişli olduğundan ve bunların etrafında revaklar veya tersaneler inşa edilmesi gerektiğinden, makine yardımı ile zincirlerin gerilebileceği kuleler dikilmesinden bahseder. Diğer taraftan konumu itibariyle doğal avantajların bulunmadığı yerlerde ise eğer yakınlarda bir nehir yoksa fakat bir tarafta dış liman yapılması olanaklıysa karşı taraftan duvar veya setlerle ilerleyerek kapalı bir suni liman oluşturulabileceğinden bahseder Vitruvius (V. XII. 1-5) suni liman yapım tekniklerini 3 etapta sıralamaktadır.

1. Sular altında kalacak duvarın inşaatı için, Cumae' den Minerva Burnu' na kadar olan yörede çıkan toz alınarak harç teknesinde ikiye bir oranında karıştırılır.

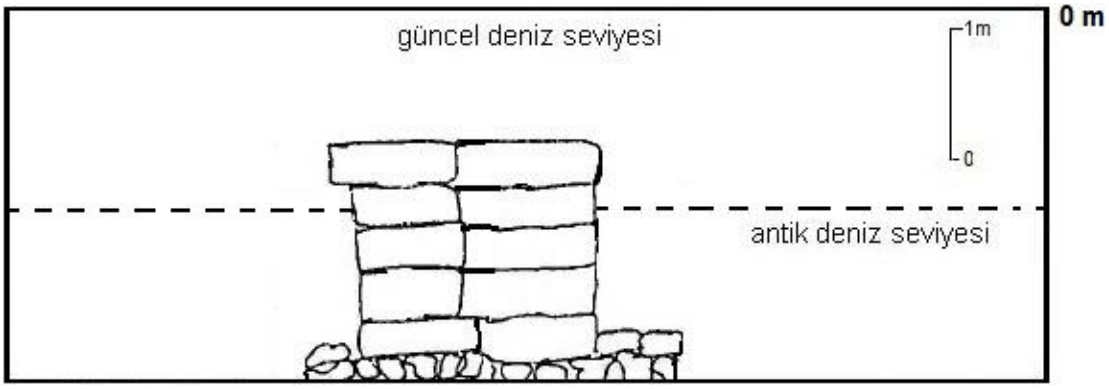
2. Yeri önceden belirlenen bir noktada, suyun içinde kenarları birbirine bağlanmış meşe kazıklardan oluşan bir sututmalık çakılarak tutturulur, suyun altında dip yüzeyi karşıdan karşıya döşenmiş kirişlerden başlayarak düzeltilir ve taranır Daha sonra harç teknesindeki beton sututmalığın duvarı içinde kalan boşluk kapanıncaya kadar yığılır. Ayrıca, akıntılar ve açık denizin şiddeti nedeniyle, yarısından az bir mesafeye kadar düz, kumsala yakın olan geriye kalan kısmı ise aşağı doğru eğimli olacak şekilde bir platform inşa edilmelidir.

3.Suyun ve platformun kenarlarında, yarısından az mesafeye kadar kenar duvarları inşa edilir, eğimli kısım ise kumla doldurularak kenar duvar ve platformun yüzeyi düzeltilir. Bu düz yüzeyin üzerine gereken büyüklükte bir blok inşa edip en az iki ay kurumaya bırakıldıktan sonra kumu destekleyen kenar duvarları kesilerek atılır. Gerektiği kadar tekrarlanacak bu yöntemle, suya doğru bir ilerleme kaydedildiğinden bahsetmektedir.

Burada karşımıza çıkan mendirek kalıntıları sualtında suni olarak inşa edilmiş ve Vitruvius' un (V. XII. 1-5) bahsettiği gibi mevcut topoğrafyanın uygun bölümleri değerlendirilerek yapılmışlardır. İnşa teknikleri ise söz konusu kaynakta

bahsedilenlerden daha farklı görünmektedir. Bununla birlikte mevcut mendirekleri oluşturan taşlar suda donan bir tür harç ile tutturulmuş olmalıdır.

Mendireklerin sualtında inşaa edildiği ve suda donan hidrolik bir harç kullanıldığı, kaba, yontulmuş, kesme taşlardan yapıldığı, yükleme boşaltma yapılabilmesi amacıyla en az yarım metre su seviyesinin üzerinde olacak şekilde inşaa edilmesi gerektiği bilinmektedir. Ancak günümüzde Kekova bölgesindeki mendireklerin üst yüzeyinin güncel su seviyesinden yaklaşık 1 m kadar aşağıda olması (Özdaş, 2006), bölgede meydana gelen tektonik hareketler sonucu deniz tabanındaki yaklaşık 1,5 m'lik bir çökmeyi işaret etmektedir (Şekil 6.26).

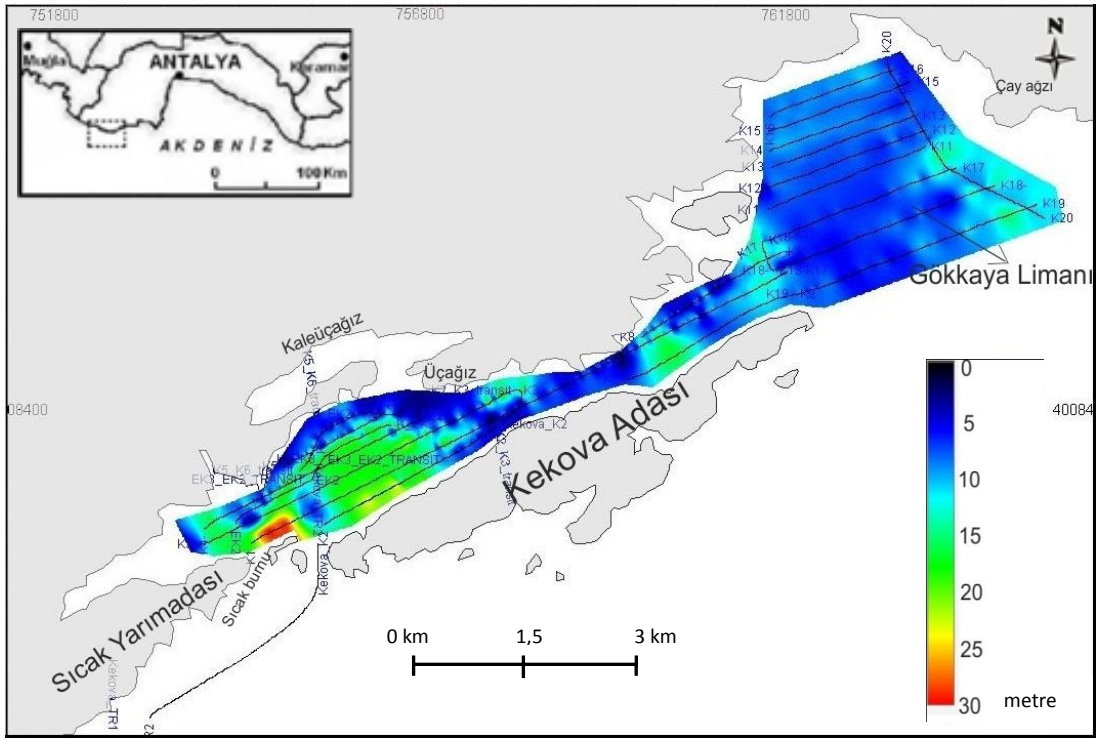


Şekil 6.26 Kekova daki batmış mendirek

Göstergelerin seviyeleri ile tahmin edilen deniz seviyesi eğrilerinin uygun olduğu bölgelerin tektonik açıdan durgun olduğu varsayılır. Diğer taraftan çalışma alanımızda olduğu gibi eğer gösterge seviyeleri tahmin edilen deniz seviyesi eğrilerinin altında veya üstünde ise o bölge tektonik çökme ya da yükselmeye maruz kalmıştır denilir (Anzidei ve diğer., 2010).

BÖLÜM YEDİ
SONUÇLAR VE ÖNERİLER

1. Holosen döneminden günümüze kadar olan sediman birikim miktarının araştırılması amacı ile alınan sismik kesitlerin stratigrafik yorumuyla elde edilen sediman eş kalınlık haritasından birikimlerin yoğun olduğu bölgeler ortaya çıkarılmıştır. Bu veriler ışığında, Holosen döneminden buyana paleotaban üzerindeki sediman birikimi ortalama 20 msn olup, çalışma bölgesinin doğusunda (Gökkaya limanı) sedimantasyon az iken, batı bölümünde nispeten daha fazladır (Şekil 7.1). Bölgenin topografyasıyla uyumlu ve dip akıntı yönüne bağlı olarak, nehir girdilerinin etkisiyle sedimantasyon batı bölümde daha fazladır.



Şekil 7.1 Holosen sediman dolgu haritası

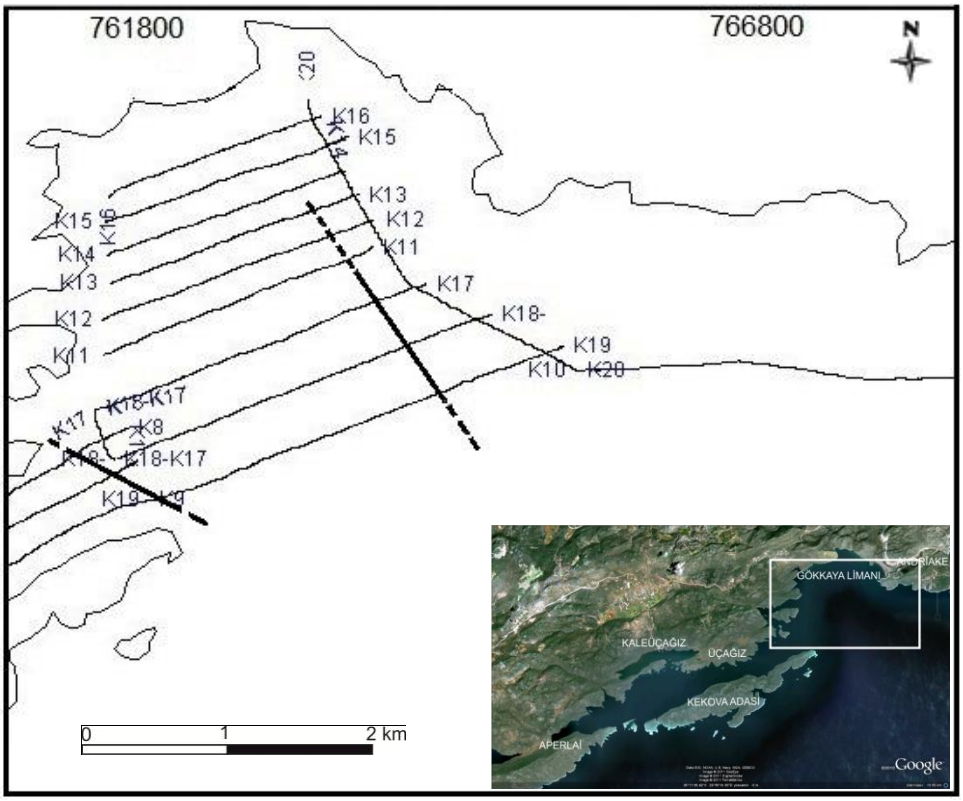
Gökkaya Limanı'nda maksimum Holosen sediman kalınlığı 10 msn'yi geçmemektedir. Batı bölümde, ada ile ana kara arasında basen içinde bu kalınlık 30 msn'ye ulaşmaktadır. Böylesi masif kayaçların bulunduğu bir yerde genç tektonizma sonrası sediman miktarının yüksek olması, bölgenin yoğun olarak faal olduğunu ve günümüzde de bunun devam ettiğini göstermektedir.

Gemi draftından dolayı veri toplanamayan sığ kısımlarda yapılacak batimetri, yüksek ayrımlı sismik veri toplanması, karot alma ve kimyasal örnekleme gibi çalışmalar, körfezin sedimanter yapısının daha kapsamlı açıklanmasına olanak sağlayacaktır.

2. Kekova adasının kuzeydoğusunda bulunan Gökkaya Limanı civarında atılan hatlar ile elde edilen yüksek ayrımlı sismik kesitlerde gözlenen faylar korale edildiğinde, GB-KD yönünde uzanan K19 kesitinin batısında ve doğu kısmında faylar gözlemlenmiştir (Şekil 6.12). Doğu kısımdaki faylar sadece belli tabakaları deforme etmiştir ve yüzeye ulaşamamıştır. Bu durum biriken sedimanın hemen çökelimi sonrasında üst tarafında büyük bir fayın aktivitesi sonucu gerideki sedimanter tabakaların kendi içerisinde ekaylanarak faylı bir görünüm kazanmasını sağlamıştır. K19 hattının hemen kuzeyinden alınan K18 hattının doğu kısmında, K19 hattında da devamlılığı gözlemlenen faylar olduğu belirlenmiştir. Bu hatlara dik olarak KB - GD yönünde alınan K20 hattında bir fay gözlemlenmiştir.

Paralel kesitlerde devamını göremediğimiz küçük faylar dışında diğer belirgin faylar korele edildiğinde (Şekil7.2) Gökkaya Limanı' nda yaklaşık KB-GD ve KKB-GGD yönlü iki ana fay zonu olduğu saptanmıştır.

K. Piri Reis Araştırma gemisi ile çalışıldığından sığ sulara fazla girilememiştir. İleriye yönelik çalışmalarda karelaj şeklinde sismik hatlar alınıp, daha önce çalışılamayan sığ kesimlerde sismik veri toplanması planlanmaktadır.



Şekil.7.2 Fay haritası

3. Bu çalışma ile, Kekova bölgesinde bulunan sualtında kalmış antik mimari kalıntılardan yola çıkarak, deniz seviyesinin Holosen döneminden buyana değişimi ortaya konmuştur.

Mimari kalıntıların su altında kalması, ya deniz tabanının tektonik çökmesi; ya da deniz seviyesindeki yükselmeler sonucunda gerçekleşebilir. İster tektonik, ister östatik hareketlerle veya her iki olayın da birlikte etkisiyle gerçekleşmiş olsun, Teke yarımadasının güney kıyılarında yakın zamanlarda kıyı çizgisinde deniz yükselmesi şeklinde göreceli bir değişim olduğu gözlenmektedir. Bu değişme sonucunda da kıyı bölümündeki karstik kaynaklar ile tarihi yapılar sular altında kalmıştır. Karstik kaynakların sular altında kalması büyük ölçüde östatik seviye yükselmeleri nedeniyledir. Buna karşılık tarihi yapılar ise daha yakın dönemlerdeki tektonik hareketler ile sular altında kalmış olabileceği diğer araştırmalarla da ortaya konmuştur (Kelletat ve Kayan, 1983; Pirazzoli ve diğer., 1991).

Kesin olarak tarihlenmese de, günümüzden yaklaşık 2000 yıl önce Roma döneminde Kekova' da inşa edilmiş olduğunu kabul edebileceğimiz mendireklerin, yapıldığı tarihte yaklaşık yarım metre suyun üstünde olması, günümüzde ise bu mendireklerin üst yüzeyinin güncel su seviyesinden en az 1 m kadar aşağıda bulunması Lambeck ve Purcell (2005) in glasyo hidro izostatik modeli ve Desruelles ve diğer. (2009)' nin çalışmasındaki değerler göz önüne alındığında, östatik bir deniz seviyesi yükseliminden ziyade Türkiye' nin güney sahillerinde etkili olan yüksek sismik hareketlerin yaşandığı bu bölgede meydan gelen düşey tektonik hareketler sonucu oluşan çökmeyi işaret etmektedir.

Roma Dönemi' nde (yaklaşık 2000 yıl önce) inşa edilen mendireklerin, günümüz deniz seviyesinin ortalama 1 m altında olduğu ölçülmüştür (Özdaş, 2006). Literatürde Holosen döneminden buyana deniz seviyesinin dünya genelinde +15 m yükseldiği belirtilmektedir. Son 2000-3000 yılda ise yarım metreden az yükseldiği bilinmektedir. Bu nedenle, deniz tabanının en az 1 m çöktüğü yorumlanmaktadır. Bu da benzer çalışmalarla uyumludur (Anzidei ve diğer., 2010; Çiner ve diğer., 2009; Fouache ve diğer., 2005). Geçen 2000 yıl süresince çalışma alanımızı oluşturan bölgedeki arkeolojik alanlar, bu bölgedeki büyük çökme ile ilgili kanıtlar sunmaktadır.

Çalışma alanı civarında tarihsel ve aletsel dönemde büyük depremlerin olduğu bilinmektedir. Kekova yöresinin tektonik olarak aktif bir bölgede bulunması, meydana gelen depremlerin etkisiyle, Roma dönemine ait mimari yapıların 1-1,5 m sualtında kalmış olması, son 2000 yılda 1 m' lik bir tektonik çökmenin meydana geldiğini işaret etmektedir. Roma dönemine ait kalıntıların su altında bulunması bu çalışmanın sonuçlarını desteklemektedir.

KAYNAKLAR

Acar, M.H., Budak, G., ve Kılcı, R.E., (2005). Antalya yöresinin deprem riski açısından değerlendirilmesi. *Antalya Yöresinin İnşaat Mühendisliği Sorunları Kongresi, Antalya*. 528-529.

Akan, G. ve Karaman, M.E. (2009). Finike çevresindeki tarihsel depremler ve bölgeye etkileri. *Aktif tektonik araştırma grubu çalıştayı (ATAG 13),* Onsekiz Mart Üniversitesi, Çanakkale.

Akşit, İ.(1999). *Işık ülkesi: Lykia*. İstanbul: Akşit kültür turizm yayınları.

Akşit, O. (1967). *Likya Tarihi*, İstanbul: İ.Ü. Edebiyat Fakültesi Yayınları no: 1218.

Akurgal, E. (2000). *Ege batı uygarlığının doğduğu yer : Doğu Hellen kültür tarihi İ.Ö. 1050-333.* İzmir: İzmir büyükşehir belediyesi yayınları.

Altunel, E., Stewart, I.S., Barka, A., Piccardi, L., (2003). Earthquake faulting at ancient Cnidus, SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, (12), 137-151

Ambraseys, N. N. ve Finkel, C. F., (1995). *The seismicity of Turkey and adjacent areas; A historical review, 1500-1800*. İstanbul: Eren Yayınları.

Antonioli, F., Cremona, G., Puglisi, C., Silenzi, S., Valpreda, E., Verubbi, V.(1999) Quantitative assessment of post Tyrrhenian differential crustal movements in a Mediterranean coastal area. *Phys. Chem. Earth,* (24), 343-347.

Anzidei, M., Antonioli, F., Benini, A., Lambeck, K., Sivan, D., Serpelloni, E., ve diğer. (2010). Sea level change and vertical land movements since the last two millennia along the coasts of southwestern Turkey and Israel. *Quaternary Internationa,*. (232), 13-20.

Aydın, A. (2005). *Akdeniz bölgesinin depremselliğinin kabuk yapısı ve potansiyel alan verileriyle irdelenmesi*. Antalya yöresinin inşaat mühendisliği sorunları konferansı, Antalya. 560-569.

Bard, E., Hamelin, B. ve Fairbanks, R.G. (1990). U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130.000 years. *Nature*, (340), 456- 458.

Barka A.A. ve Reilinger R. (1997). Active tectonics of the Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali di Geophis. XI*, 587–610.

Bayburtluoğlu, C. (2004). *Lycia*, İstanbul: Vehbi Koç Vakfı yayınları.

Bean, G. E. (1978). *Lycian Turkey: an archaeological guide.* London: Norton.

Bean, G. E. (1998*). Eski çağda Likya bölgesi*. (2. Baskı). (H. Kökten Ersoy, Çev.). İstanbul: Arion yayınevi.

Bekaroğlu, E. (2008). Doğu Akdeniz‘ de Geç Holosen’ de yükselmiş kıyı çizgileri üzerine bir değerlendirme. *Coğrafi Bilimler Dergisi*. *6* (1), 1-21. Ankara.

Bessac J.-C., (1988), Problems of identification and interpretation of tool marks and ancient marbles and decorative stones, *in* HERZ, N., and WAELKENS, M., (eds), *Classical Marble: Geochemistry,Technology and Trade*. NATO ASI ser. E 153.

Blackman, D. J. (1973a). Evidence of sea-level change in ancient harbours and coastal installations. *Colston papers*, (32), 115–139.

Blackman, D. J. (1973b). The harbours of Phaselis, *IJNA*, *2* (2), 355–364.

Blackman, D. J. (1982a). Ancient harbours in the Mediterranean, part 1, *IJNA, 11* (2), 79-104.

Blackman. D. J. (1982b). Ancient harbours in the Mediterranean, part 2, *IJNA, 11* (3), 185-211.

Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey: synthesis. *Geodinamica Acta.* (14), 3-30

Caputo, M., Pieri, L. (1976). Eustatic variation in the last 2000 years in the Mediterranean. *Journal of Geophysical Research,* (81), 5787–5790

Carter, R. S. (1978). The submerged seaport of Aperlae, Turkey. *International journal of nautical archaeology.* (7), 177-185

Colin, H. J. (1962). Fethiye-Antalya-Kaş-Finike (Güneybatı Türkiye) bölgesinde yapılan jeolojik etütler. *MTA Enstitüsü Dergisi, (59), 19–59.*

Çifçi, G., Dondurur, D. ve Okay, S. (2005). *Yüksek ayrımlı deniz jeofiziği yöntemleri,* Jeofizik Mühendisleri Odası

Çiner, A., Desruelles, S., Fouache, E., Koşun, E. ve Dalongeville, R. (2009). Türkiye'nin Akdeniz sahillerindeki yalıtaşlarının Holosen deniz seviyesi oynamaları ve tektonizma açısından önemi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, *52* (3), 257-296.

Demirtaş, R. (2005). Antalya ve çevresinde tarihsel ve aletsel depremler. *Antalya'nın Jeolojisi ve Doğal Afet Konferansları. TMMOB Jeoloji mühendisleri odası yayını: 87, Antalya.*

Desruelles, S., Fouache, E., Çiner, A., Dalongeville, R., Pavlopoulos, K., Kosun, E., ve diğer. (2009). Beachrocks and sea level changes Middle Holocene: Comparision between the insular group of Mykonos- Delos- Rhenia (Cyclades, Greece) and the southern coast of Turkey. *Global and Planetary Change,* (66), 19-33

Erakman, B., Meşhur, M., Gül, M.A., Alkan, H., Öztaş. Y. ve Akpınar, M. (1982), Fethiye-Köyceğiz Elmalı-Kalkan arasında kalan alanın jeolojisi. *Türkiye Altıncı Petrol Kong. Tebliğleri, Ankara*. s. 23-31

Eren, Y. (2009). *Neotektonik ders notları.* Selçuk Üniversitesi Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, Konya.

Fairbanks, R.O. (1989). A 17000 year glacioeustatic sea-level record: in £uence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature,* (342), 637- 642.

Flemming, N.C. (1969). Archaeological evidence for eustatic changes of sea level and earth movements in the Western Mediterranean in the last 2000 years. *The Geological Society of America, special paper 109, Colorada.*

Flemming, N.C., Czartoryska, N.M.G. ve Hunter, P.M. (1973). Archaeological evidence for eustatic and tectonic components of relative sea level change in the South Aegean. In D. Blackman (ed), *Marine Archaeology, Colston Paper,* (23), 1–66.

Flemming, N.C. ve Webb, C.O. (1989). Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10,000 years derived from archaeological data. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F*. (62), 1–29.

Fouache. E., Sibella, P. ve Dalongeville, R. (1999). Holocene variations of the shoreline between Antalya and Andriake (Turkey) *IJNA, 28* (4), 305-318.

Fouache, E., Sibella, P. ve Dalongeville, R. (2005a). Harbous and Holocene variations of the shoreline between Andriake and Alanya (Turkey). *Méditerranée, 104* (1.2), 87-94.

Günay, Y., Bölükbaşı, S. ve Yoldemir, O. (1982). Beydağlarının stratigrafisi ve yapısı. *Türkiye 6. Petrol Kongresi, Ankara*. 91–101.

Hellenkemper, H. ve Hild, F. (2004). Lykien und Pamphylien Tabula Imperii Byzantini 8, Wien: Verlag Der Österreichischen Akademie Der Wissenschaften.

Herodotos (2009). *Herodotos Tarihi* (V. baskı). (M. Ökmen, Çev.). İstanbul: Türkiye İş Bankası Kültür Yayınları.

Hohlfelder, R. L. ve Vann, R. L. (1998). Uncovering the Maritime secrets of Aperlae, A coastal settlement of ancient Lycia. *Near Eastern Archaeology, 61* (1), 26-37.

Hohlfelder, R. L. ve Vann, R. L. (2000). Cabotage at Aperlae in Ancient Lycia, *IJNA*, (29), 126–135.

Jackson, J. ve Mckenzie, D. (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal Internationa*, (93), 45-73

Karaman, M.E. (1989). Eğirdir, Kovada, Kaşıkara ve Burdur geç senozoyik havzalarının yapısal evrimi ve ekonomik potansiyeli. *13.Türkiye Jeomorfoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Ankara*. 42-43.

Karaman, M.E. ve Softa, M. (2009). Güneybatı Anadolu fayının Fethiye körfezi ve dolayının depremselliğine etkisi. *Uluslararası Deprem Sempozyumu, Kocaeli.* .24

Kayan, İ. (1996) Holocene coastal development and archaeology in Turkey. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbande,* (102), 37-59.

Kaymakçı, N. (2001). Sedimantoloji ders notları. *Kocaeli üniversitesi. Jeoloji müh. Bölümü, Kocaeli.*

Kelletat, D. (1991) The 1550 BP tectonic event in the Eastern Mediterranean as a basis for assessing the intensity of shore precesses .*Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbande,* (81), 181-194.

Kelletat, D. ve Kayan, İ. (1983). Alanya batısındaki kıyılarda ilk 14C tarihlendirmelerinin ışığında Geç Holosen tektonik hareketleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni,* (26), 83-87.

Kendall, Christopher G. St. C., Ian Lerche, (1988). The Rise and Fall of Eustasy, In Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., Sea-Level Changes - an Integrated Approach, *SEPM* Spec. Pub 42, s. 3-17

Kerestecioğlu, M. (2002). Çevre ve sürdürülebilir kalkınma , Vizyon 2023: *Bilim ve teknoloji stratejileri teknoloji öngörü projesi, Çevre ve sürdürülebilir kalkınma tematik paneli Ek 9, Tübitak.. 1-21.*

Laborel, J., Laborel-Deguen, F. (1996) Biological indicators of Holocene sea-level and climatic variations on rocky coasts of tropical and subtropical regions. *Quaternary International,* (31), 53-60.

Lambeck, K., Antonioli, F., Purcell, A., Silenzi, S. (2004a). Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 yrs. *Quaternary Science Review,* (23), 1567–1598.

Lambeck, K., Anzidei, M., Antonioli, F., Benini, A., Esposito, A. (2004b). Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change. *Earth and Planetary Science Letters,* (224), 463–575

Lambeck, K., Esat, T.M. ve Potter, E.K. (2002) Links between climate and sea levels fort the past three million years. *Nature,* (419), 199-206.

Lambeck, K. ve Purcell, A. (2005) Sea-level change in the Mediterranean Sea since th LGM: model predictions for tectonically stable areas, *Quat. Sci. Rev.* (24), 1969-1988.

Lahn, E. ve Pınar, N. (1952). Türkiye depremleri izahlı kataloğu. *T.C İmar ve İskan bakanlığı- Yapı İşleri Genel müd. yayını, no:36, Ankara.*

Le Pichon X. ve Angelier J. (1979). The Aegean arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysic,*. (60), 1–42.

Lykousis, V., Anagnostou, C. (1992). Late Quaternary sedimentation and palaeogeography of Saronikos gulf. *6th Congr. Geol. Soc. Greece,Abstr*. s. 63.

McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Gergiev I., Hamburger M., ve diğer. (2000). GPS constraints on crustal movements and deformations for plate dynamics, *J. Geophy. Res.,* (105), 5695–5720.

McKenzie D.P. (1978). Active tectonics of the Alpine–Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J. Royal Astron. Soc.,* (55), 217–254.

Mercier J.L. (1981). Extensional–compressional tectonics associated with the Aegean arc: comparison with the Andean Cordillera south of Peru–north Bolivia, Philos. *Trans. R. Soc. London Ser. A* (300), 337–355.

Meulenkamp J.E., Wortel W.J.R., Van Wamel W.A., Spakman W., Hoogerduyn Strating E. (1988). On the Hellenic subduction zone and geodynamic evolution of Crete in the late middle Miocene, *Tectonophysics*. (146), 203–215.

Öner, E. (1998). Likya limanlarının kaderi (Teke yarımadası kıyılarında jeoarkeolojik araştırmalar) *XV. Araştırma sonuçları toplantısı* I (58), 419-440.

Öner, E. (2001). Demre Çayı Deltasının jeomorfolojik gelişimi ve Myra Antik Kenti, Limanı ve St. Nicholaus Kilisesi. *Uluslararası XXII. Kazı, Araştırma ve Arkeometri Sonuçları Toplantısı, Ankara.* s.1-18.

Özdaş, H. (2006). Ege ve Akdeniz bölgeleri sualtı araştırması 2006 yılı çalışmaları. *25. Araştırma sonuçları toplantısı, 3* (125), 327-343.

Perissoratis, C. ve Conispoliatis, N. (2003). The impacts of sea- level changes during latest Pleistocene and Holocene times on the morphology of the Ionian and Aegean seas (SE Alpine Europe). *Marine Geology,* (196), 145-156.

Perissoratis, C. ve Mitropoulos, D. (1989). Late Quaternary evolution of the North Aegean. *Cont. Shelf Res.*, (32), 36-50.

Perissoratis, C. ve Panagos, A. (1982). Evidence of shelf break and relict sediments at the Hagion Oros gulf (in Greek). *Miner. Wealth,* (15), 35-44.

Perissoratis, C. ve Van Andel, T.H. (1991). Sea-level changes and tectonism in the formation of the Quaternary basin of the South Evvoikos Gulf, Greece. *Terra Nova*, (3), 294-302.

Pirazzoli, P.A. (1976). Sea level variations in the northwest Mediterranean during Roman times. *Science,* (194), 519–521.

Pirazzoli, P.A. (1987). Submerged remains of ancient Megisti in Castellorizo Island (Greece): A preliminary survey. *International Journal of Nautical Archaeology*. (16), 57-66.

Pirazzoli, P.A. Laborel, P. J., Saliege, J.F., Erol, O., Kayan, İ., Person, A. (1991). Holocene raised shorelines on the Hatay coasts (Turkey). *Palaeoecological and tectonic implications, Marine Geology*, (96), 295-311.

Pirazzoli, P. A. (2005). A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eigth late – Holocene relative sea level histories from the Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews*, (24), 18-19.

Pisoni, C. (1967). Kaş (Antalya ili) bölgesinin jeolojik etüdü. *MTA Enstitüsü Dergisi, (62), 44-51.*

Plinius. (1997). *Natural History- books 3-7.* (H. Rackham, Trans.). Cambridge: Harward University press.

Pulak, C. (1996). Dendrochronological dating of the Uluburun shipwreck. *The IJNA Quarterly*, (23), 12-13.

Rathur, A.Q. (1967). Kale (Antalya sahasının) 1/25000 ölçekli Fethiye P23 b2, P23 b3, P23 c2 paftalarının genel jeoloji raporu. *MTA Rap. No: 4088, Ankara*

Reading, H. G. (1996). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Third Ed.). Oxford: Blackwell Pub., s. 689

Reilinger R.E., McClusky S.C., Oral M.B., King W., Toksoz M.N. (1997). Global Positioning, System measurements of present-day crustal movements in the Arabian–Africa-Eurasia plate collision zone, J. *Geophy. Res*. (102), 9983–9999.

Sevin, V. (2001). Lykia. *Anadolu' nun tarihi coğrafyası I* içinde (133- 149). Ankara: Türk Tarih Kurumu Yayınları.

Shackleton, N.J. (1987) Oxygen isotopes, ice volumes and sea level. *Ouaternary Science Reviews,* (6), 183-190.

Stirling, C.H., Esat, T.M., McCulloch, M.T., Lambeck, K., (1995). High- precision U- series dating of corals from Western Australia and implications fort he timing and duration of the Last Interglacial. *Earth and Planetary Science Letters,* (135), 115-130.

Strabon. (1987). *Coğrafya: Anadolu (Kitap XII-XIII-XIV)* (A. Pekman, Çev.). İstanbul: Arkeoloji ve Sanat Yayınları.

Şenel, M. (1997). 1/ 250 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, Fethiye paftası, no:2, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara*

Şenel, M. ve Bölükbaşı, A. S. (1997). 1/100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları no:5 Fethiye- M9 Paftası. *MTA Gn. Md. Jeol. Etüt. Dairesi, Ankara.*

Şengör, A.M.C. (1979). The North Anatolian transform fault: its age, ofset and tectonic significance, *Jour. Geol. Soc. London,* (136), 269-282.

Şengör, A.M.C. (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, *Türkiye jeoloji Kurumu, Konferans serisi:2,* Ankara

Şengör A.M.C., Görür N. ve Şaroğlu F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in: Biddle K.T., Christie-Blick N. (Eds.), Strike-slip Faulting and Basin Formation, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp.Pub.,* (37), 227–264.

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey:a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, (75), 81-241.

Tolun, N. (1965). 1:25000 ölçekli Antalya P24a2 ve P24a3 paftalarının jeolojik incelemesi. *M.T.A. Rap., no. 3627 (yayınlanmamış), Ankara.*

Türk S. (2008). Batı Akdeniz (Likya) Tarihi Yerleşim Merkezlerinin Su İletim Sistemlerinin Hidrolik ve Hidrolojik Açıdan İncelenmesi. *Dokuz Eylük Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.* Yüksek Lisans Tezi

Vakarelov, B.K. ve Bhattacharya, J.P., (2005). High-frequency syntectonic uplift in outcrop and subsurface: Examples from the Lower Belle Fourche member of the Frontier formation, WY. *Cordilleran GSA/Pacific AAPG Joint Meeting, Geological Society of America Abstracts with Programs, 37* (4), 87.

Van Andel, T.H. ve Lianos, N. (1984). Prehistoric and historic shorelines of the southern Argolid Peninsula: A subbottom profler study. *Int. J. Naut. Archaeol. Underwater Explor*, (12), 303-324.

Vita-Finzi, C. (1975). Chronology and implications of Holocene alluvial history of the Mediterranean basin, *Bulletin of Geology*, (19), 137–147.

Vitruvius. (2005). Limanlar, dalgakıranlar ve tersaneler. *Mimarlık üzerine on kitap.* (4. Baskı). İçinde (121-122). İstanbul: Şevki Vanlı Mimarlık Vakfı Yayınları.

Zaralıoğlu, M. (1967). Demre - Finike - Çatallar arasında kalan sahanın detay Jeolojik etüdü*: M.T.A. Raporu No. 4027 (yayımlanmamış).*

Zimmermann, M. (1992). Untersuchungen zur historischen Landeskunde Zentrallykiens (Antiqutias, Series 1-42).