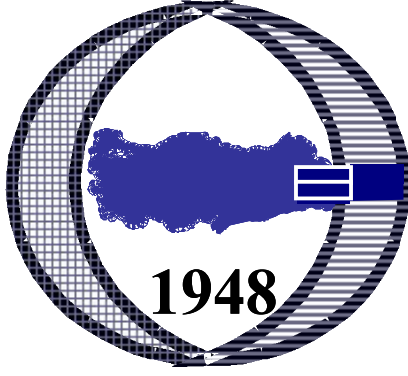




**TÜRKİYE ULUSAL JEODEZİ VE
JEOFİZİK BİRLİĞİ (TUJJB)**

**TURKISH NATIONAL UNION OF
GEODESY AND GEOPHYSICS
(TNUGG)**

**İZMİR KÖRFEZİ' NİN AKTİF FAYLARININ
ARAŞTIRILMASI AMACIYLA DERİN
(48 KANAL – SAYISAL) VE YÜKSEK AYRIMLILIKLI
SİSMİK ÇALIŞMALAR VE ÇOK KANALLI
DERİNLİK ÖLÇÜMLERİ (MULTIBEAM) VE
DEĞERLENDİRİLMESİ**

**TUJJB Ulusal Deprem Programı
National Earthquake Program of TNUGG**

**İZMİR KÖRFEZİ' NİN AKTİF FAYLARININ
ARAŞTIRILMASI AMACIYLA DERİN
(48 KANAL – SAYISAL) VE YÜKSEK AYRIMLILIKLI
SİSMİK ÇALIŞMALAR VE ÇOK KANALLI DERİNLİK
ÖLÇÜMLERİ (MULTİBEAM) VE DEĞERLENDİRİLMESİ**

PROJE NO: TUJJB-UDP-02-06

**PROF. DR. ERDENİZ ÖZEL
PROF. DR. GÜNAY ÇİFÇİ
PROF. DR. ATILLA ULUĞ
DOÇ. DR. MUHAMMED DUMAN
DOÇ. DR. HASAN SÖZBİLİR
ARAŞ. GÖR. TARIK İLHAN
JEOF. YÜK. MÜH. BADE PEKÇETİNÖZ
JEOF. YÜK. MÜH. NİLHAN KAŞER**

**KASIM 2005
İZMİR**

ÖNSÖZ

‘İzmir Körfezi’nin aktif faylarının araştırılması amacıyla derin (48 kanal – sayısal) ve yüksek ayrımlılıklı sismik çalışmalar ve çok kanallı derinlik ölçümleri (multibeam) ve değerlendirilmesi’ başlıklı projemiz Batı Anadolu aktif tektoniği içinde yer alan İzmir Körfezi ve civarında büyük depremler sonucu oluşan fayların yüzey kırıklarının tespiti ve var ise yanal süreksizliklerin belirlenmesine yönelik çalışmaları kapsamaktadır. Bu bağlamda yaklaşık 500 km’ lik hatlar üzerinde derinlik ölçümleri, yanal taramalı sonar, 3.5 kHz mühendislik sismiği çalışmaları ile 50 km 48 kanal yansıma sismiği yapılmıştır. Çok kanallı sismik çalışmalar deniz trafiği ve 500 m’lik alıcı sistemin manevra yeteneğinin olmayışı nedeniyle İzmir Körfezi’ nin içinde gerçekleştirilememiştir. Çok kanallı sismik çalışmalar son dönemde depremsel aktivite gösteren ve İzmir için önemli fayların bulunduğu Sığacık Körfezi’nde gerçekleştirilmiş ve değerlendirilmiştir.

İÇİNDEKİLER

1.GİRİŞ	1
2.BÖLGENİN JEOLJİK YAPISI	1
3.BÖLGENİN TEKTONİK YAPISI	2
4. PROJE KAPSAMINDA BÖLGEDE YAPILAN ÇALIŞMALAR	8
4.1.Konum Belirleme Çalışmaları:	10
4.1.1. Jeodezik Parametreler	10
4.1.2. Elipsoid parametreleri	10
4.1.3. Projeksiyon parametreleri	11
4.2. Sismik Çalışmalar	14
4.3.Yanal Taramalı Sonar Çalışmaları	31
4.4. Sığacık Körfezi Çok Kanallı Sismik Yansıma Çalışması	35
4.4.1. Veri İşlem Uygulanmadan Önce İlk İzler Alınarak Oluşturulmuş Sismik Kesitler	37
4.4.2. Veri İşleme Aşamasında Uygulanan Adımlar:	39
4.4.2.1. Ham Verinin Yüklenmesi	39
4.4.2.2. Geometrinin Yüklenmesi	39
4.4.2.3. Bant Geçişli Süzgeç (12-200 Hz)	40
4.4.2.4. Genlik Düzeltmesi	40
4.4.2.5. CDP Sort	41
4.4.2.6. Ön Kestirim Dekonvolüsyonu	41
4.4.2.7. Bant Geçişli Süzgeç (20-180 Hz)	42
4.4.2.8. Hız Analizi	42
4.4.2.9. NMO Düzeltmesi	43
4.4.2.10. 12 Fold Stack	43
4.4.2.11. Migrasyon	44
4.4.3.Sismik Kesitlerin Jeolojik Yorumu	44
5. SONUÇLAR	46
YARARLANILAN KAYNAKLAR	47

TABLO ve ŞEKİL LİSTESİ

Tablo-1: Atış ve Kayıt Parametreleri

Şekil 1. Türkiye'nin Aktif Tektonik Haritası (Oktay et al., 2000).

Şekil.2. Ege denizi ve çevresinin ana tektonik özellikleri ve GPS ölçümlerinden elde edilen hız vektörleri gösterilmektedir (Barka ve Reilinger, 1997, Reilinger ve diğ., 1997).

Şekil 3. (A) Çalışma alanında yer alan kara ve denizdeki aktif fay korelasyonları. (B) Çalışma alanının basitleştirilmiş aktif fay haritası. (C) Çalışma alanının aktif yapı gelişimini açıklayan makaslama modeli.

Şekil 4. Line 19'un batı bölümünü göstermektedir (İzmir Körfezi'nin girişi ve buradaki iki aktif pozitif çiçek yapıları)

Şekil 5. Karaburun Yarımadası'nın doğu bölümü, Line 28 (Aktif Karaburun Ters Fayı ve İzmir Körfezi'ndeki diğer aktif doğrultu atımlı faylar).

Şekil 6. a) Birinci Bölgede (İç Körfez) de koşulan profiller b) İkinci Bölgede (Dış Körfez) de koşulan profiller c) Gülbahçe Körfezinde koşulan profiller

Şekil 7. Hydro Navigasyon Sistemi Kullanım Şeması

Şekil 8. Derinlik ölçüm Çalışmaları:

Şekil 9. İzmir Körfezi 2 boyutlu derinlik (Batimetri) Haritası (1. ve 2. Bölge)

Şekil 10. İzmir Körfezi 3 Boyutlu Derinlik (Batimetri) Haritası (1. ve 2. bölge)

Şekil 11. Gülbahçe Körfezi iki boyutlu derinlik haritası

Şekil 12. Çalışmaya ait örnek kesitler (Ham veri)

Şekil 13. Çalışmaya ait örnek yorumlanmış kesitler

Şekil 14. Gaz yoğunluğu gözlenen bölgeler

Şekil 15. İzmir Körfezi 3 Boyutlu Stratigrafik Modeli

Şekil 16. İzmir Körfezi 3 Boyutlu Stratigrafik Modeli

Şekil 17. Sonar Profilleri

Şekil 18. Karşılaştırmalı Sismik ve Sonar Profilleri

Şekil 19. Çalışma alanı ve sismik kesitler

Şekil 20. Çok Kanallı Sismik Sistemin Şematik Gösterimi

Şekil 21. İlk izler alınarak oluşturulmuş sismik kesit(Line12)

Şekil 22. İlk izler alınarak oluşturulmuş sismik kesit(Line14)

Şekil 23. İlk izler alınarak oluşturulmuş sismik kesit(Line8)

Şekil 24. Veri işlem amacıyla programa yüklenmiş ham sismik verinin görünümü

Şekil 25. Ham sismik veriye gerçek koordinat bilgisinin yüklenmesi

Şekil 26. Ham sismik veriyi bozan yüksek ve alçak frekanslı gürültülerden kurtulmak amacıyla gerçekleştirilen bant geçişli süzgeç işlemi

Şekil 27. Sismik kesitteki genlik kaybını düzeltmek amacıyla uygulanan genlik düzeltmesi

Şekil 28. Ortak yansıma noktalarından elde edilen yansımaların gösterimi

Şekil 29. Özellikle sığ deniz tabanından kaynaklanan tekrarlı yansıma etkilerini gidermek amacıyla uygulanan ön kestirimli dekonvolüsyon işlemi

Şekil 30. Dekonvolüsyon sonrası filtre uygulaması

Şekil 31. Hız analizini gösteren şema

Şekil 32. Alıcıların kaynaktan olan uzaklığına bağlı olarak oluşan zaman gecikmesinin düzeltilmesi

Şekil 33. Ortak noktadan gelen yansıma sinyallerinin yığma(stack) işlemi sonucunda elde edilen sismik kesit

Şekil 34. Üçüncü boyuttan kaynaklanan yan etkiler ile fay ve stratigrafik yapıdan kaynaklanan saçılmalardan kurtulmak amacıyla gerçekleştirilmiş migrasyon işlemi

Şekil 35. Sismik Kesitlerin Jeolojik Yorumu

Şekil 36. İzmir Körfezi Aktif Fay Haritası

Şekil 37. Batı Anadolu'nun sismik aktivite kataloğu (1900-2002)

ÖZET

Yoğun deprem aktivitesine sahip İzmir yöresinde doğrultu atımlı ve normal faylarla temsil edilen karmaşık bir güncel deformasyon etkindir. Gediz Grabeni' nin batısında yer alan bölgede KD-GB ve KB-GD uzanımlı aktif faylar doğrultu atımlı, D-B uzanımlı olanlar ise normal fay karakterindedir.

Ege Bölgesi miyosenden beri K-G doğrultusunda genişleyen ve sismik açıdan dünyanın en aktif bölgelerinden biri konumundadır. Bölgenin sismik aktivitesi normal fay ve doğrultu atımlı fayların kontrolünde devam etmektedir. Aktif normal faylar Ege Bölgesi' nin daha çok orta ve doğu kesimlerinde baskınken, batı ve kıyı kesimlerinde doğrultu atımlı faylar daha etkin olmaktadır. Bu faylar son zamanlarda 1992 Doğanbey, 2003 Urla ve 2005 Sığacık depremlerini oluşturmuşlardır. Meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümleri, bölgedeki doğrultu atımlı faylanmaya bağlı tektonik hareketlerin varlığını ve aktivitesini desteklemektedir. Elde edilen veriler İzmir ili ve çevresinde üst kabuğun doğrultu atımlı faylar kontrolünde şekil değiştirdiğini işaret etmektedir. Bu fay sistemleri genelde kara-deniz uzantılı olup özellikle denizel bölümleri iyi bilinmemektedir. Çalışmamız özellikle iç ve orta Körfez bölümlerindeki aktif fayların ve onların deniz tabanında yaratacağı çizgisel süreksizliklerin araştırılmasına yönelik olmuştur. Bu bağlamda en önemli bulgu Güneybatı – Kuzeydoğu yönelimli (Yenikale – Çiğli) Aktif fayı olmuştur.

Anahtar Kelimeler: İzmir Körfezi, Sığ sismik, Yanal taramalı sonar, Derinlik ölçümü

ABSTRACT

The current complicated deformation represented by the strike slip and normal fault is active around Izmir which has intensive earthquake activities. Around the west of the Gediz graben, NE-SW and NW-SE faults and E-W faults have strike slip faults and normal faults characteristics, respectively.

Aegean area is expanded on the N-S direction from Miosen and seismically one of the most active regions in the world. The seismic activity of the region keeps continue under the control of the normal and strike slip faults. While the avtive normal faults dominate mostly center area and east of the Aegean area, the strike slip faults more active at the west and coastal region. Recently, these faults created Doganbey 1992, Urla 2003 and Sigacik 2005 earthquakes. The resolution of the focus mechanisms of the earthquakes supports the existence of the tectonic actions and their activities which is created by strike slip fault at the region. The data which is obtained from Izmir and its surroundings indicates that the upper section of the crust changed under the control of the strike slip fault Generally, these fault systems laid on the land-sea direction and we don't know the marine section very well. This study is carried out, especially, at the inner and middle section of the Bay to find out the active faults and their linear discontinuities on the seafloor. The most important finding is the Southwest-Northeast (Yenikale – Çiğli) active fault.

Keywords: Izmir Gulf, shallow seismic, side scan sonar, depth measurement

1.GİRİŞ

Çalışmanın amacı; İzmir Körfezi' nin aktif tektoniğinin belirlenmesi ile ilgili jeofizik (akustik) çalışmaları kapsamaktadır.

2.BÖLGENİN JEOLJİK YAPISI

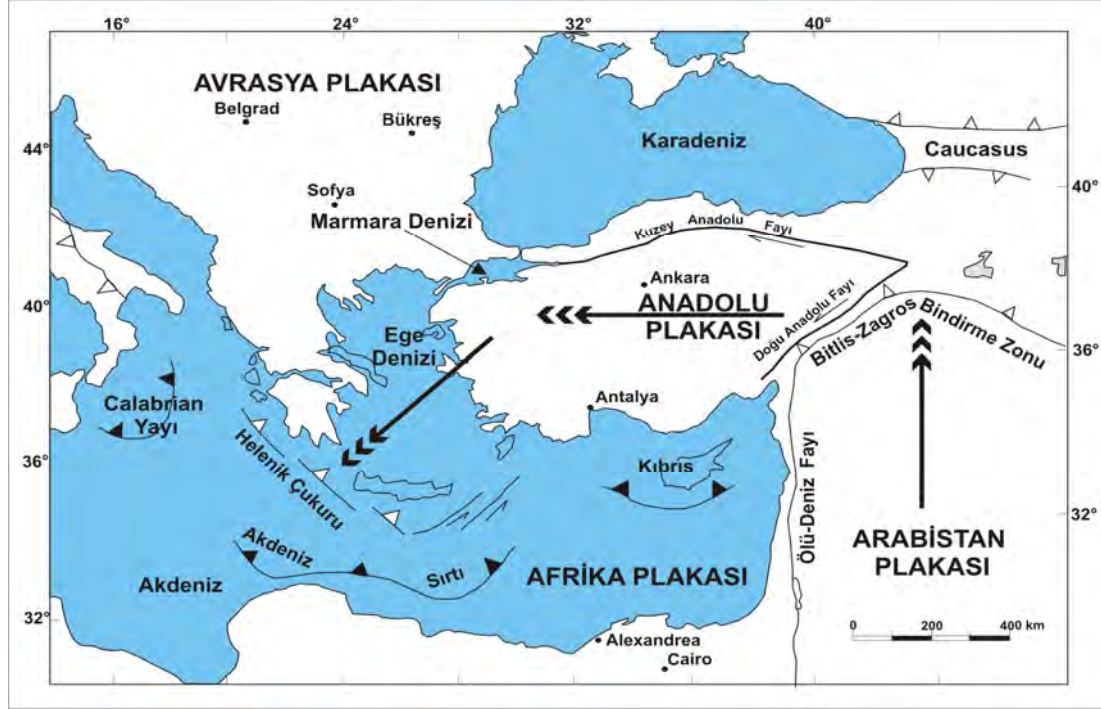
Çalışma alanı; Anatolid-torid Kıtası ile Sakarya Kıtası' nın çarpışması sonucunda oluşmuş İzmir-Ankara Kenet Kuşağı' nda yer alan İzmir ve yakın çevresini kapsar. İzmir ve çevresi, Batı Anadolu gerilmeli tektonik rejiminin en büyük ve önemli yapılarından biri olan Gediz Graben Sistemi' nin batı ucunda yer almaktadır. Çalışma alanı ve civarında yapılan jeolojik araştırmalar oldukça yoğundur: Akartuna (1962), İzmir-Seferihisar bölgesinde, İzmir-Ankara Zonunun batı bölümünün stratigrafik ve yapısal özellikleriyle ilgili incelemeler yapmıştır. Filiş türü kırıntılı kayalar ve neritik kireçtaşlarından oluşan İzmir-Ankara Zonuna ait birimlerin, Menderes metamorfiklerine ait mikaşist ve mermerlerin üzerine uyumsuz kireçtaşı mercceklerinde bulunduğu Globotruncana fosillerine göre Turoniyen-Alt Kampaniyen olduğunu, filişin üzerine de neritik kireçtaşlarından oluşan kalın bir istifin bir dokanakla geldiğini belirtmiştir. Tezcan (1962), Balçova bölgesinde yaptığı jeofizik çalışmasında Agamemnon-II Fayı' nın varlığını saptamış ve fayın doğrultusunun 30° E ve eğiminin 79° KB olduğunu belirtmiştir. Verdier (1963), Kemalpaşa ile İzmir arasındaki bölgeyi incelemiş ve filiş ile kalker sınırının uyumlu olduğunu belirtmiştir. Buna göre, jeolojik istifin altında yer yer dolomit özellik gösteren beyaz kristalin kalkerler ve bunların üzerinde ise kireçtaşlarının Türoniyenden Maastrichtiyene kadar yaş verdiğini, alpin tipteki filiş biriminin de Maastrichtiyen yaşlı kireçtaşları üzerinde geçişli bir dokanakla oturduğunu ileri sürmüştür. Oğuz (1966), Manisa çevresinde yaptığı çalışmada, stratigrafik istifin altında, Üst Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı rudist ve foraminifer fosilleri kapsayan, 10 m'yi aşkın kalınlıktaki neritik kireçtaşları bulunduğunu belirtir. Araştırmacı, neritik kireçtaşlarının üzerine kalınlığı 800 m'ye ulaşan denizel mafik volkanitlerin oturduğunu ve onlarında üzerine de 1000 m kalınlığa varan filiş biriminin geldiğini ileri sürmektedir. Brinkmann (1966, 1972, 1976), Bölgesel ölçekli bir çalışma yapmış, İzmir-Ankara Zonunun radyolaritli ve ofiyolitli kayalardan oluştuğunu ve bu zonun Orta Anadolu'da Orta Kretase sırasında açılmaya başlayan ve Geç Kretasede Batı Anadolu ve Ege' ye uzanan bir çöküntüden meydana geldiğini ileri sürmüştür. Ekingen (1969), İzmir-Urla-Seferihisar çevresinde yaklaşık 1000 km²'lik bir alanda gravite etüdü yapmış, sahanın Bouguer anomali ve ikinci türev haritalarını çıkarmıştır. Ancak Agamemnon İlcasının ikinci türev haritalarındaki durumu izlenememiştir. Filiş içindeki çekirdek yapısı ve ılıcalar bölgesindeki fay zonu, gravite anomalileri ve jeoloji ile korele edilerek tekrar gözden geçirilmiştir. Öngür (1972), İzmir-Urla dolayında yaptığı çalışmada filiş birimini ayrıntılı olarak incelemiştir. Bölgede Kretase yaşlı kalkışist, serişist, killişist, kumtaşı, çakıltası, merceksel kireçtaşı, radyolarit, spilit, diyabaz, serpantin içeren birime 'İzmir filiş formasyonu' adını vermiştir. Başoğlu (1975), İzmir İç Körfezi' nin hidrografisini ve güncel sedimantolojisini incelemiş, körfezi morfolojik ve batimetrik özelliklerine göre 'İç Körfez', 'Orta Körfez' ve 'Dış Körfez' olmak üzere üç bölüme ayırmıştır. Düzbastılar (1976), Yamanlar bölgesinin batısında araştırma yapmış, en eski kaya birimi olan filişin, dasitik ve andezitik Miyosen yaşlı volkanitler tarafından örtüldüğünü belirtmiştir. Konuk (1977), Bornova çevresinde yaptığı çalışmada stratigrafik istifin altta yaklaşık 100 m kalınlığında sığ denizel kireçtaşlarından oluştuğunu, filişin bu birim üzerine geçişli olarak geldiğini öne sürmüştür. Filişin Bornova yöresinde Üst Maastrichtiyenle başladığı, bundan sonraki seviyelerin Paleosen veya daha genç olduğu paleontolojik verilerle

kanıtlanmış ve yaşı Üst Maastrichtiyen-Paleosen olarak saptanmıştır. Yılmaz ve diğ. (1977), Balçova-Agamenon sahasında yaptıkları çalışmada filiş birimini 'İzmir filiş formasyonu' olarak isimlendirmişlerdir. Birimin; konglomera, metakumtaşı, killi, fillit, rejonel metamorfik kireçtaşı, tektonik breşleşmiş kireçtaşı, albit, kuvars, kalkış, seriş, radyolarit, diyabaz, spilit ve serpantinden oluştuğunun belirtmişlerdir. Öngür (1972) 'ün 'Karabelen gnays üyesi' olarak adlandırdığı birimi, 'Karabelen gnays üyesi' olarak tanımlamışlardır. Kaya (1979), Ortadoğu Ege Çöküntüsü' nün, Neojen öncesinde kalıtsal, başlıca KD ile K arasında gidişli yapısal yüzeyler boyunca gelişmiş düşey yer değiştirmelerin ürünü olduğunu ileri sürmüştür. Çöküntü; batıdan Karaburun-Midilli, doğudan da Menderes yapısal yükseltileriyle çevrilidir ve batıdan doğuya doğru 'Foça Çöküntüsü', 'Yamanlar Yükseltisi' ve 'Akhisar Çöküntüsü' olarak isimlendirilen yapısal-stratigrafik basamaklardan oluşmaktadır. Yağmurlu (1980), Bornova güneyinde yaptığı çalışmada Kretase sonu yaşlı Kuru dağ kireçtaşı düzeyine göre farklı stratigrafik konumda bulunan üç ayrı filiş topluluğu tanımlamıştır. Stratigrafik istifin; en altta Kurudağ kireçtaşı altlayan Kretase sonu yaşlı, Kurudağ kireçtaşı üstleyen Kretase sonu ve/veya Paleosen başı yaşlı ve en üstte ise, Kurudağ kireçtaşı ve diğer birimleri uyumsuz olarak üstleyen Paleosen ortası yaşlı üç ayrı filiş biriminden oluştuğunu ileri sürmüştür. Akdeniz ve diğ. (1982), Manisa ile İzmir arasındaki bölgede yaptıkları çalışmada, İzmir-Ankara Zonunu içeren kuşağın istifinin altta Triyastan Üst Kretaseye ve yer yer Paleosene kadar uzanan yaşta kalın platform karbonatlarından oluştuğunu belirtmişlerdir. Platformun üzerine de Üst Kretase-Paleosen yaşlı filişin geçişli olarak geldiğini ileri sürmüşlerdir. Özer ve İrtim (1982), Işıklar ile Altındağ arasında çalışmışlar ve ilk defa bu bölgenin litofasiyes haritalamasını yapmışlardır. Türoniyenden Maastrichtiyene kadar değişen sığ denizel kireçtaşlarının stratigrafik olarak altta yer aldığını belirtmişlerdir, sığ denizel kireçtaşlarının üzerine ise fosillerle kanıtlanmış Daniyen yaşlı filişin geldiğini ileri sürmüşlerdir. Eşder (1988), İzmit-Cumaovası alanında çalışma yapmış, türbidit ve olistostromal düzeylerin sık ardalanmasından oluşan İzmir filiş formasyonunun, epiklastik karakterde olup, 'tortul melanj' özelliği gösterdiğini söylemiştir. Tüm istifin, Yeşil Şist Fasiyesi koşullarında bir metamorfizmaya uğradığını ve filişin kalınlığının 760 m dolayında olduğunu belirtmiştir. Erdoğan (1990), Batı Anadolu'da İzmir-Ankara Zonunun açılımı sonucunda blok bir birim olan Bornova karmaşığının oluştuğunu belirtmiştir. Bornova karmaşığının matriksinin filiş, mafik volkanitler, kalkerli şeyller ve çakıltaşlarından, bloklarının ise Karaburun matriksinin yaşı Maestrichtiyen ile Daniyen arasında değişmektedir ve bu yaş pelajik kalkerli şeyl merceklerinden elde edilmiştir.

3.BÖLGENİN TEKTONİK YAPISI

Anadolu'nun içinde yer aldığı Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı, Afrika/Arabistan ve Hindistan Levhaları' nın kuzeye doğru hareket etmeleri ve Avrasya Levhası ile çarpışmaları sonucunda oluşmaktadır. Bu kıtasal çarpışma geniş bir deformasyon zonu oluşturmaktadır ve bu tür deformasyon son yüzyılın en çok çalışılan konularından biridir. Bu kompleks jeolojik sürecin Doğu Akdeniz bölümünde Anadolu-Ege bloğu saatin tersine rotasyonal bir hareketle Girit merkezli Helenik Yayı' na doğru kaçmaktadır (Şekil 1). Bu yanıl kaçış hareketinin kuzey sınırını Kuzey Anadolu Fayı belirlemektedir. Güney sınırını ise doğuda Doğu Anadolu Fayı, güney Anadolu'da ise Kıbrıs ve Helenik Yayları oluşturmaktadır (Şekil 1). Kıbrıs ve Helenik Yayları boyunca Afrika Kıtası' nın kuzey kenarındaki okyanusal litosfer Anadolu ve Ege'nin altına dalarak yutulmaktadır. Isparta Dirseği bu iki yayın birleştiği alanıdır ve son derece kompleks bir yapıya sahiptir (Blumenthal, 1963; Brunn ve diğ., 1971; Poisson, 1984, 1990, Macoux, 1987; Kissel ve diğ., 1993; Frizon ve diğ., 1995), (Şekil.2). Güncel GPS (Global positioning System: Global Konum Belirleme Sistemi, kısaca uydu kullanılarak

yapılan jeodezik ölçümler) bize Anadolu-Ege bloğunun rotasyonel hareketinin merkezinin yaklaşık Sinai Yarımadası' nın hemen kuzeyinde yer aldığını ve bu hareketin Kuzey Anadolu Fayı üzerinde yaklaşık 23 mm/yıl'lık bir hızı olduğunu göstermektedir (Şekil 2), (Oral, 1994, Oral ve diğ., 1995). Yine GPS ölçümleri bu rotasyonel hareketin genel olarak rijit bir hareket olduğunu bu sebeple blok içi deformasyonun az olduğunu (%20-30) doğrular niteliktedir. Bununla beraber özellikle Batı Anadolu ve Ege Denizi içinde önemli miktarlarda iç deformasyon olduğu anlaşılmaktadır.



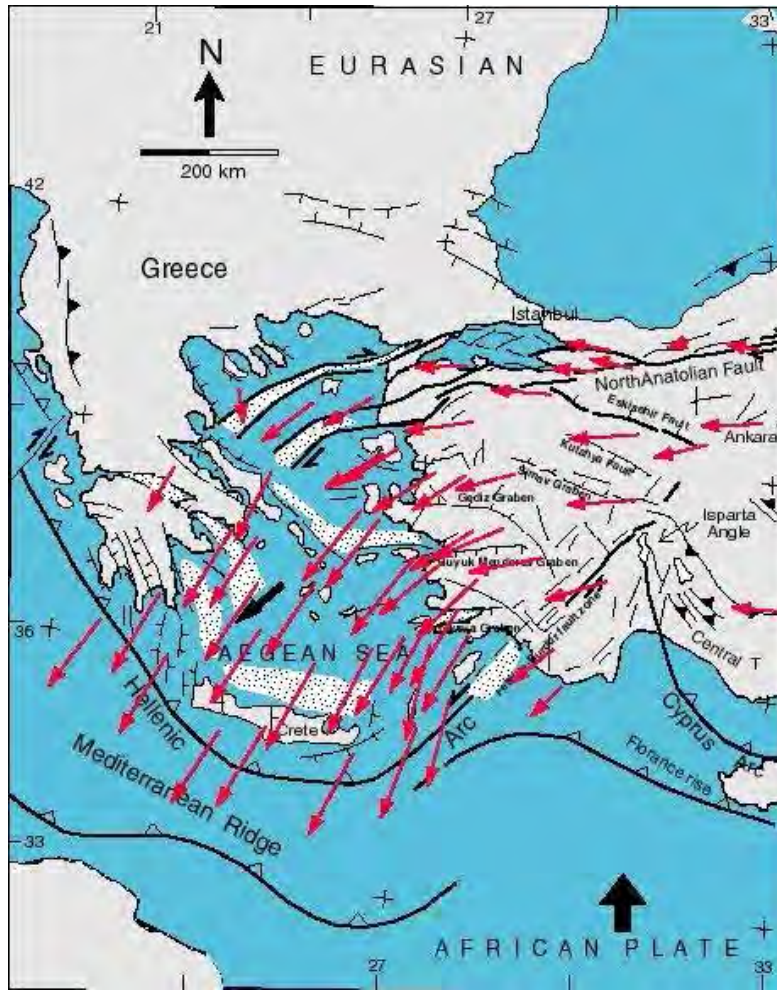
Şekil 1. Türkiye'nin Aktif Tektonik Haritası (Oktay et al., 2000).

Güncel araştırmalar, Anadolu-Ege bloğunun saatin tersine rotasyonel hareketinin iki ana sebebi olduğunu göstermektedir; birincisi, Doğu Anadolu' da Arabistan ve Avrasya Levhaları' nın çarpışması ve bu sıkışma bölgesinden üçgen şeklinde kıtasal Anadolu bloğunun batıya kaçması, ve ikincisi ise Helenik Yayı' nda batan okyanus kabuğunun ağırlığı sebebiyle arkın geriye güneye doğru geri çekilmesi sonucunda Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde meydana gelen yaklaşık KKE-GGB gerilmedir (genişleme). Bu yapıların gelişimi ile ilgili ayrıntılı jeolojik araştırmaların (Arpat ve Bingöl, 1969; Koçyiğit, 1984; Hancock ve Barka, 1987; Emre, 1996; Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1996 ; Patton, 1992) yanısıra birçok tektonik ve sismo-tektonik modeller ortaya atılmış ve tartışılmıştır (McKenzie, 1972, 1978; Alptekin, 1973, 1978; Mercier, 1979; Mercier ve diğ., 1987; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1982; 1987). Batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki K-G gerilmeyi Anadolu bloğunun Kuzey Anadolu Fayı boyunca Batı Marmara' da meydana gelen sıkışma nedeniyle Batı Anadolu' da D-B sıkışma ve K-G gerilme meydana geldiğini iddia etmiştir. Buna karşılık Le Pichon and Angelier (1981) ve McKenzie (1978) gerilmenin tamamen Helenik yaddaki dalma-batma ile ilgili olduğunu savunmuşlardır. Koçyiğit (1984), Batı Anadolu' da bu yapıların KB-GD, KD-GB, K-G ve D-B yönelimli 4 ayrı genişleme yönünde eşyaşlı blok faylanma şeklinde geliştiğini ileri sürmüştür. Şengör ve diğ., (1985) ve Şengör (1987) Batı Anadolu'da yer alan bu farklı doğrultudaki yapıları "cross-graben" olarak yorumlamıştır. Bu modelde D-B ana grabenlerine yüksek açılı veya dik yapılar grabenin tavan bloğunun parçalanması ile ilgili yapılar olarak kabul edilmiştir. Taymaz ve diğ. (1991), Jackson (1994) kırık tahtalar modeli

ile Ege Denizi'ndeki deformasyonu izah etmeye çalışmışlarsa da bu modelin bu günden çok Anadolu bloğunun rotasyonal hareketi öncesi deformasyonu izah ettiği düşünülmektedir. Buna karşılık hareketlerin daha çok sınır koşulları tarafından sağlandığını ve deformasyonun belli sınırlar veya faylar boyunca meydana geldiği görüşünü ortaya koymuşlardır. Güncel GPS verileri her iki görüşün bazı alanlarda geçerli olduğunu göstermektedir. Bütün bu farklı görüşlerden anlaşılacağı gibi bu bölgedeki deformasyonla ilgili kinematik özellikler ve dinamik olaylar son derece karışıktır. Her ileri sürülen fikrin belirli doğruları olmasına rağmen problemler henüz tam anlaşılamamıştır.

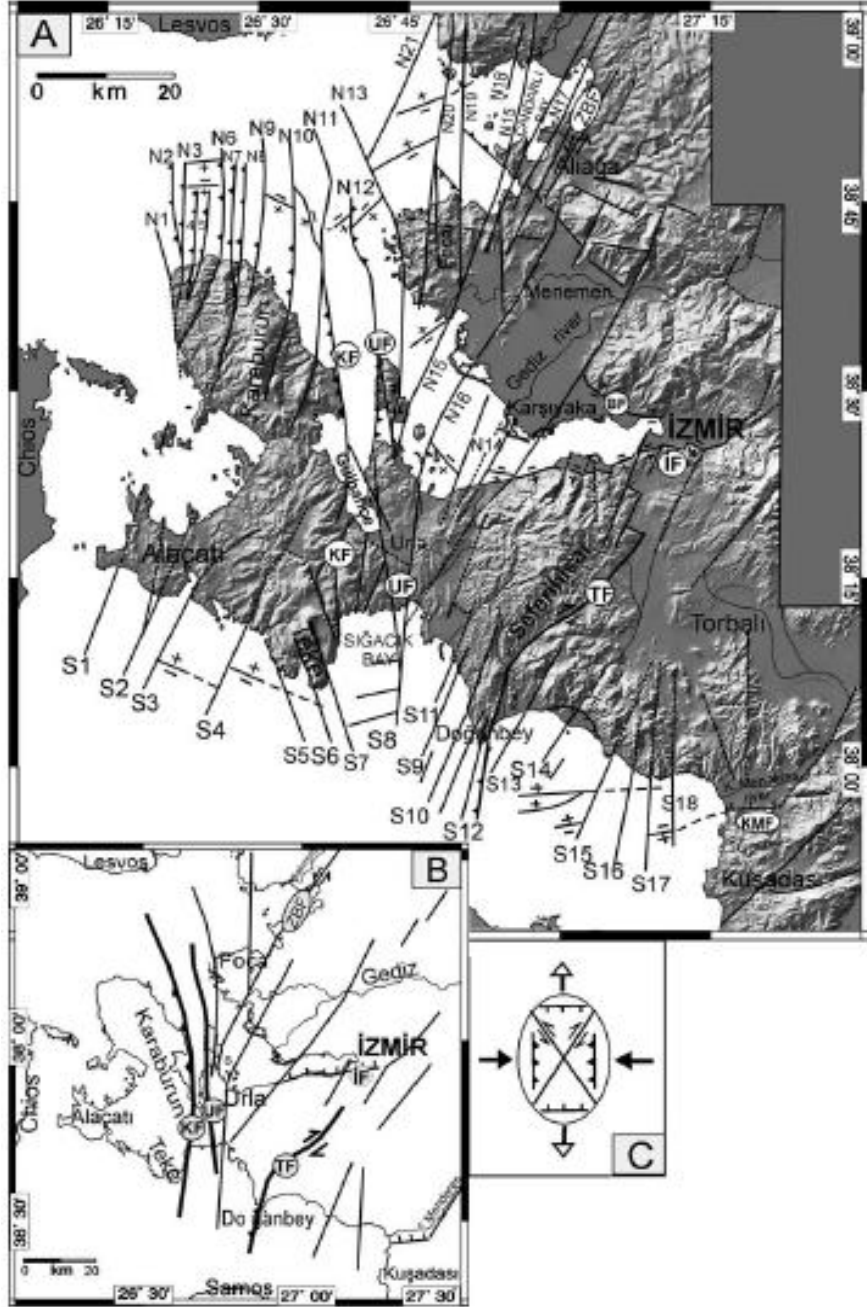
Batı Anadolu'da K-G gerilmenin yaşı da uzun zamandır tartışılan konulardan biridir. Seyitoğlu ve Scott (1991) gerilmenin yaşının Oligosen sonu Miyosen başı olduğunu belirtmişlerdir. Buna karşılık Şengör (1987) ve Yılmaz (1997) bu dönemde sıkışmanın hala devam ettiğini ve ancak bu dönemde oluşan basenlerin gerilme ile değil sıkışma rejimi içerisinde meydana geldiğini savunmuşlardır. Esas gerilme rejiminin orta Miyosen'den itibaren düşük hızda oluştuğunu ve bu hızın Pliyosende arttığını kabul etmişlerdir.

Batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki yaklaşık K-G gerilmenin hızı konusunda da farklı görüşler vardır. Jackson ve McKenzie (1984) ve Taymaz ve diğ. (1991) bu hızın 6 cm/yıl olabileceğini ileri sürmüşlerdir ve Ege Denizi'nin son birkaç milyon yılda %50 gerildiğini belirtmişlerdir. Ancak yine güncel GPS verilerine göre bu gerime miktarı 15 mm/yıl civarındadır.



Şekil 2. Ege Denizi ve Çevresinin Ana Tektonik Özellikleri ve GPS Ölçümlerinden Elde Edilen Hız Vektörleri Gösterilmektedir (Reilinger ve diğ., 1997).

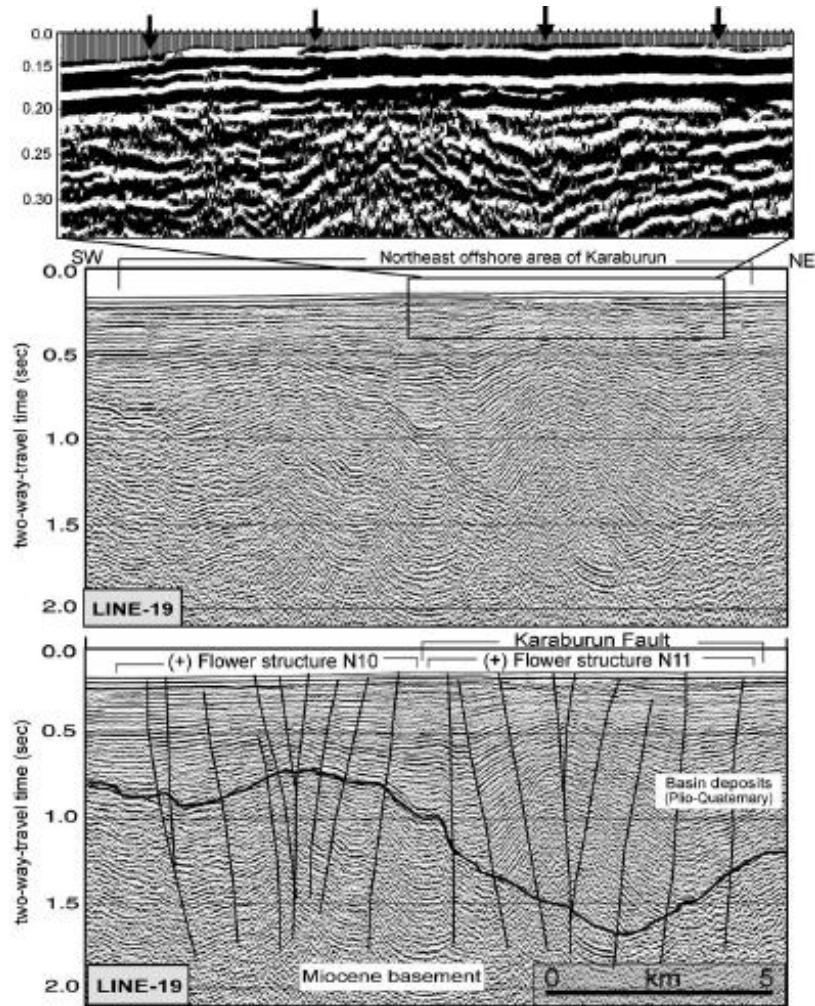
Ocakoğlu (2005)'nin bölgede yaptığı çalışma sonucunda çalışma bölgesi hakkında yorumları şu şekildedir: “İzmir ve çevresindeki bölgenin K-G den KD-GB yönlenmeli aktif transpresyonel doğrultu atımlı faylar, ters faylar ve bazı D-B normal faylar tarafından deforme olduğu görülmektedir. Normal faylar İzmir Körfezi'nin iç kesiminde, Karaburun-Foça açıklarında haritalanmıştır. Normal faylar doğrultu atımlı faylar tarafından kesilmektedir. Önemli doğrultu atımlı faylar; batıda İzmir Körfezi'ni sınırlandıran Karaburun Fayı, Doğanbey Burnu'ndan karada Seferihisar sırtına kadar yayılan KD-GB yönlenmeli doğrultu atımlı Tuzla Fayı'dır. Bu fay paterni; bölgenin D-B yönlü sıkışma, K-G yönlü açılma, KD-GB ve KB-GD doğrultu atımlı fay deformasyonlarının etkisi altında olduğuna işaret eden makaslama modeli ile açıklanabilir.



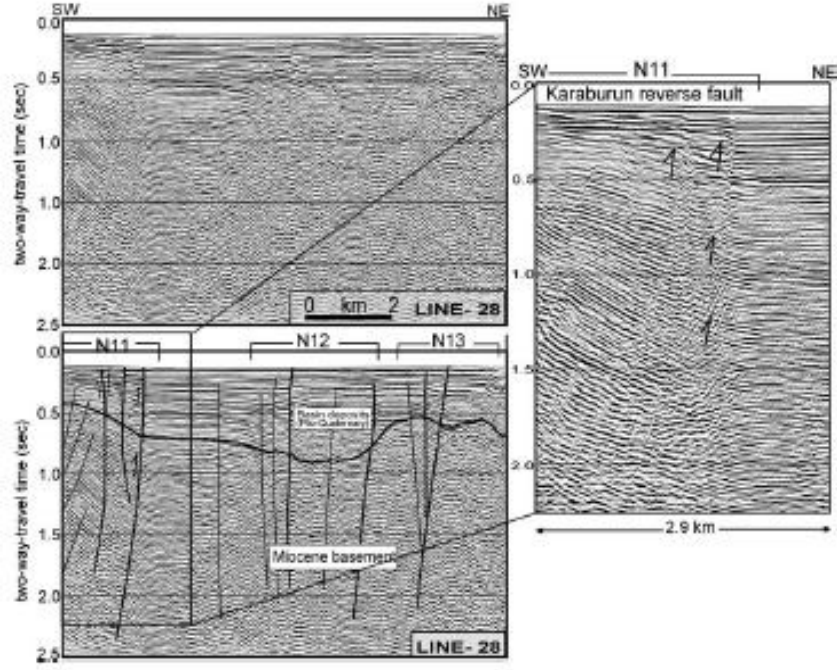
Bunun dışında Tuzla Fayı da rejyonel bir öneme sahiptir. Tuzla Fayı, çalışma alanının KD-GB yönlü yapılarını D-B yönlü Gediz ve Küçük Menderes Grabenleri'nden ayırır ve büyük olasılıkla kuzeyde İznik'e kadar devam eder.

Aynı çalışmada, çalışma sonucundaki yorumlara göre belirlenen faylar Şekil 3'te gösterilmektedir. Burada; deniz ve karadaki faylar korele edilmiş ve denizdeki fayların olası süreklilikleri yani devamları da belirtilmiştir.

Şekil 4'te görülen kesitte; İzmir Körfezi'nin girişinde iki aktif pozitif çiçek yapısı olduğu yorumu yapılmış, ayrıca deniz tabanını kesen aktif faylar kesitte oklarla gösterilmiştir. Şekil 5'te gösterilen kesitlerde ise; Karaburun Fayı ve İzmir Körfezi'ndeki diğer aktif doğrultu atımlı faylar gösterilmiş, buradaki kesitler de; Karaburun Fayı'nın aktif bir ters fay olduğu, sismik kesitlerde buradaki yansıma verilerinin yükselen seviyeler gösterdiği yorumu verilmiştir.



Şekil 4. Line 19'un Batı Bölümünü Göstermektedir (İzmir Körfezi'nin girişi ve buradaki iki aktif pozitif çiçek yapıları)



Şekil 5. Karaburun Yarımadası'nın Doğu Bölümü, Line 28 (Aktif Karaburun Ters Fayı ve İzmir Körfezi'ndeki diğer aktif doğrultu atımlı faylar).

4. PROJE KAPSAMINDA BÖLGEDE YAPILAN ÇALIŞMALAR

Çalışma bölgesi olan İzmir Körfezi 4 alt bölgeye ayrılarak araştırılmıştır. Birinci bölge; İç Körfez olarak bilinen bölge, ikincisi; Orta Körfez Bölümü, üçüncüsü; Gülbahçe Körfezi Bölümü, dördüncü bölge ise; çok kanallı (48 kanal) sismik çalışmaların yapıldığı Sığacık Körfezi Bölümü' dür. Birinci (İç Körfez) ve İkinci (Orta Körfez) Bölgelere ait çalışmada koşulan profiller Şekil 6' da yer almaktadır.

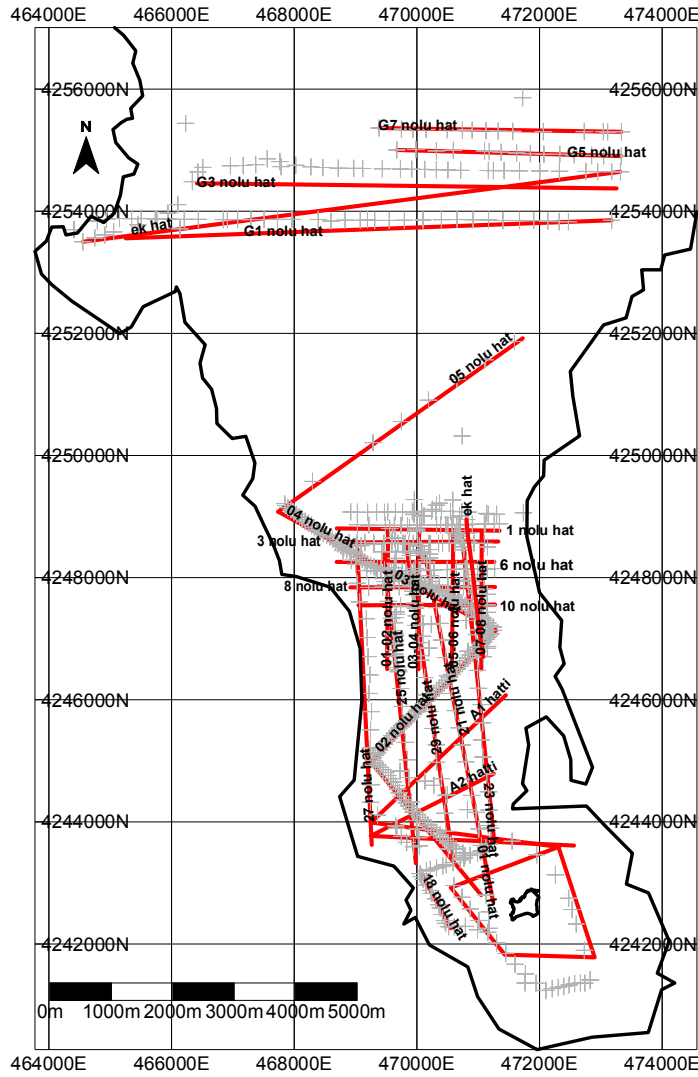
a) Birinci Bölgede (İç Körfez) de Koşulan Profiller



b) İkinci Bölgede (Dış Körfez) de Koşulan Profiller



c) Gülbahçe Körfezi'nde Koşulan Profiller



Şekil 6. a) Birinci Bölgede (İç Körfez) de Koşulan Profiller b) İkinci Bölgede (Dış Körfez) de Koşulan Profiller c) Gülbahçe Körfezi'nde Koşulan Profiller

4.1.Konum Belirleme Çalışmaları:

4.1.1. Jeodezik Parametreler

Trimble Hydropro navigasyon sisteminde derinlik (batimetri), 3.5 Khz yüksek ayrımlılıklı sismik, yanal taramalı sonar ve çok kanallı sismik çalışmalarında ölçümlerinin kayıtlanması esnasında Magellan Crescent A100 DGPS sisteminden sağlanan pozisyon verileri kullanılmıştır. Hydropro yazılımında seçilen jeodezik parametreler aşağıda verilmiştir.

4.1.2. Elipsoid parametreleri

Datum: WGS84

Elipsoid: International

Büyük yarı eksen (a): 6 378 388 m

Basıklık (1/f): 1/297

4.1.3. Projeksiyon parametreleri

Projeksiyon: Universal Transverse Mercator

Dilim: UTM

Merkez meridiyen (CM): 27° Doğu

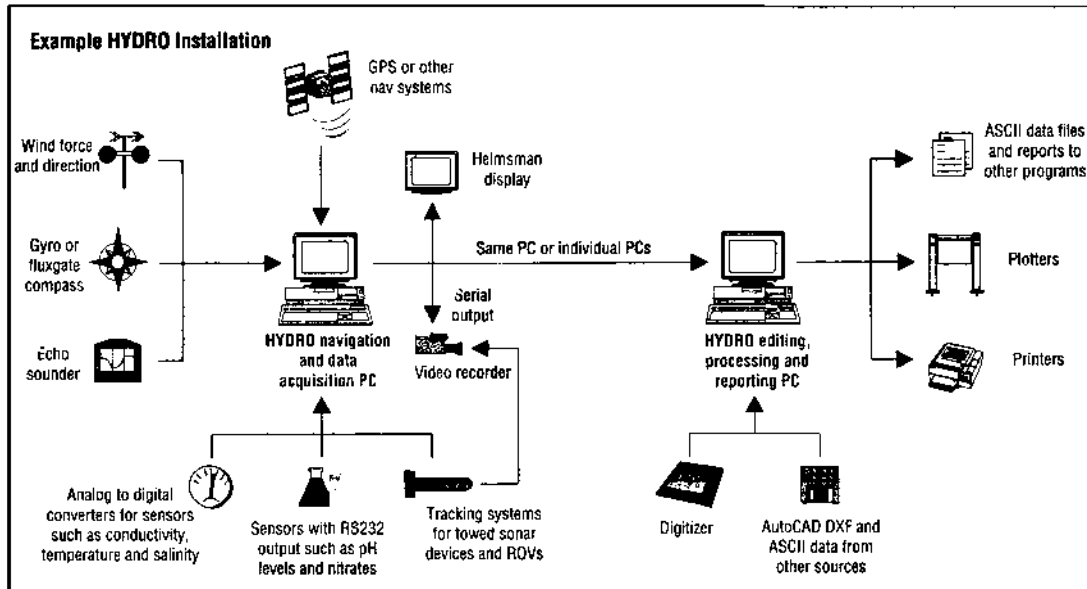
Başlangıç enlemi: 0° (Ekvator)

Sanal Doğu: 500 000 m

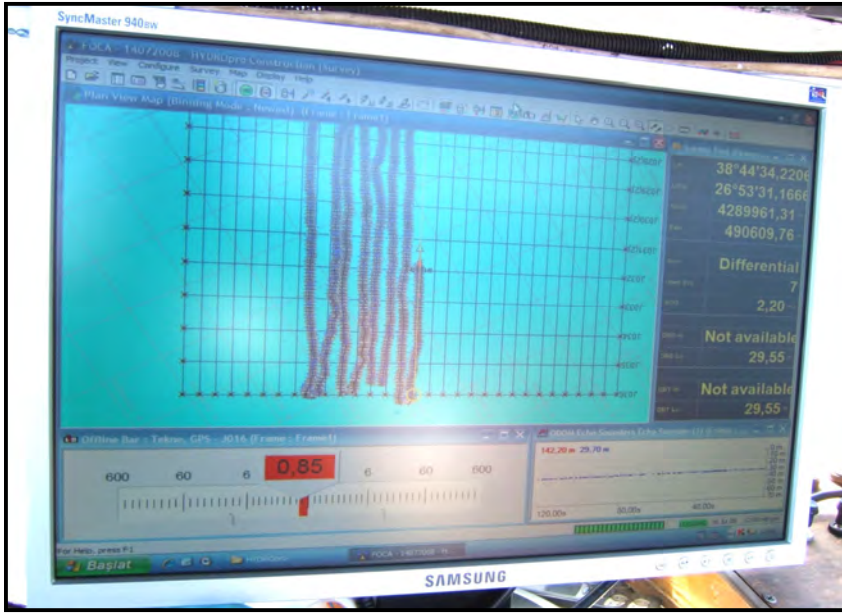
Sanal Kuzey: 0 m

Küçültme faktörü: 1.0000

HYDROpro navigasyon programı, Trimble HYDROpro sisteminin Hidrografik çalışmalar kapsamında kullanılan bir navigasyon ve veri değerlendirme yazılımıdır. HYDROpro sistemi IBM uyumlu PC ortamında çalışmakta olup denizel çalışmalarda kullanılan çok sayıda sisteme bağlanarak karşılıklı veri transferine olanak sağlar. Çalışma kapsamında yapılan batimetrik ve sismik ölçüm ve kayıtlarında kullanılan tipik cihaz konfigürasyonu Şekil 7'de şematik olarak gösterilmiştir.



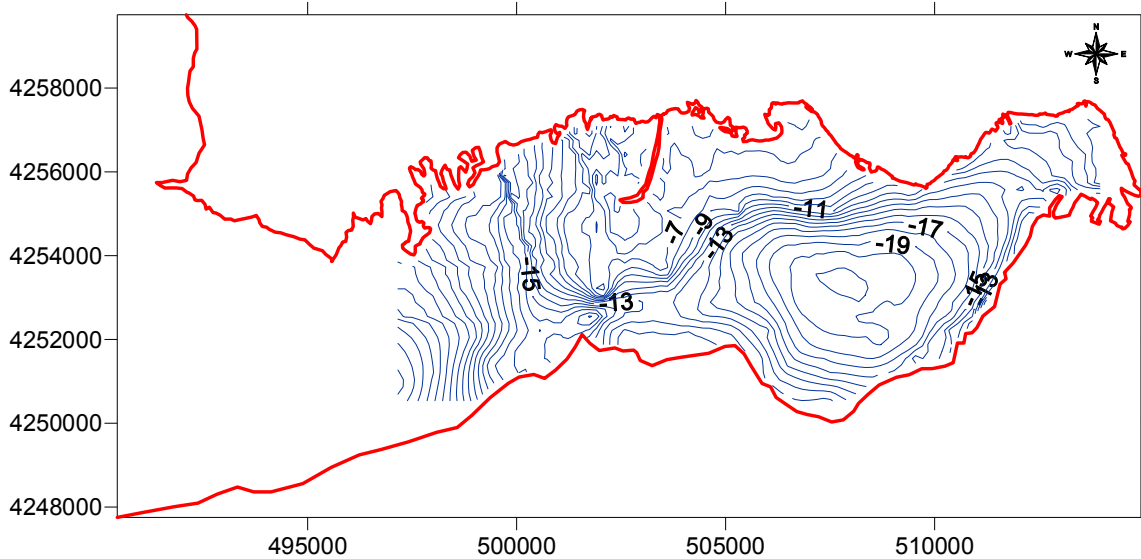
Şekil 7. Hydro Navigasyon Sistemi Kullanım Şeması



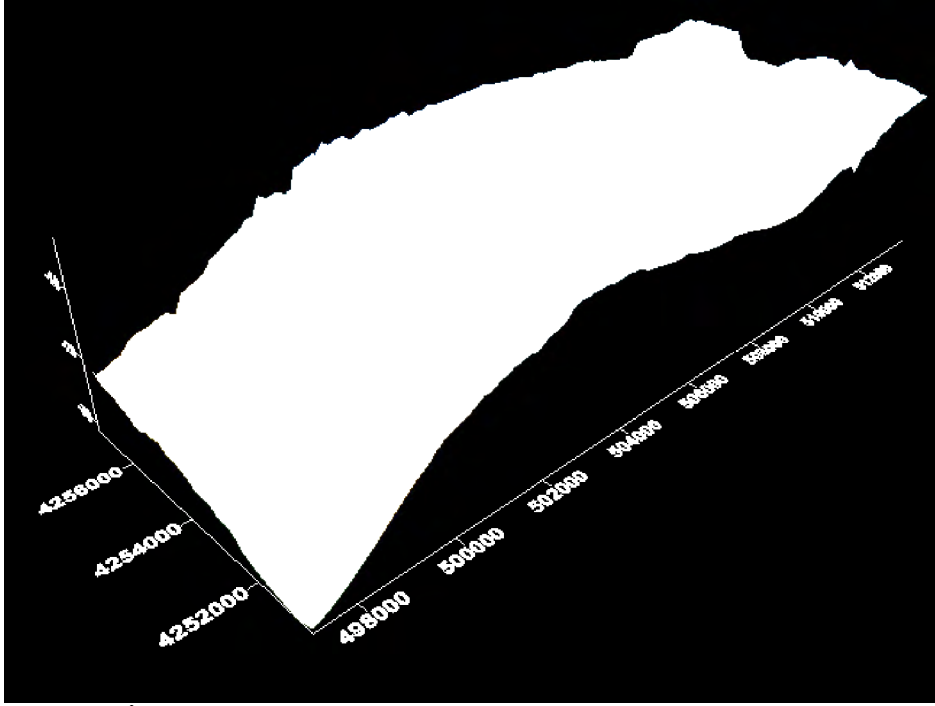
Şekil 8. Derinlik Ölçüm Çalışmaları:

Su derinlikleri gemiye konuşlandırılan ODOM ECHOTRAC ekosounder ve TSS 331 heave kompensatör kullanılarak kayıtlanmıştır. Ekosounder 35 ve 200kHz lik transducerler ile bağlantılıdır ve çift frekans ölçüm yapabilme özelliğine sahiptir.

Yapılan çalışmalardan elde edilen Körfeze ait derinlik bilgileri 2 ve 3 boyutlu derinlik (batimetri) haritalarına dönüştürülmüştür(Şekil 9 ve Şekil 10).

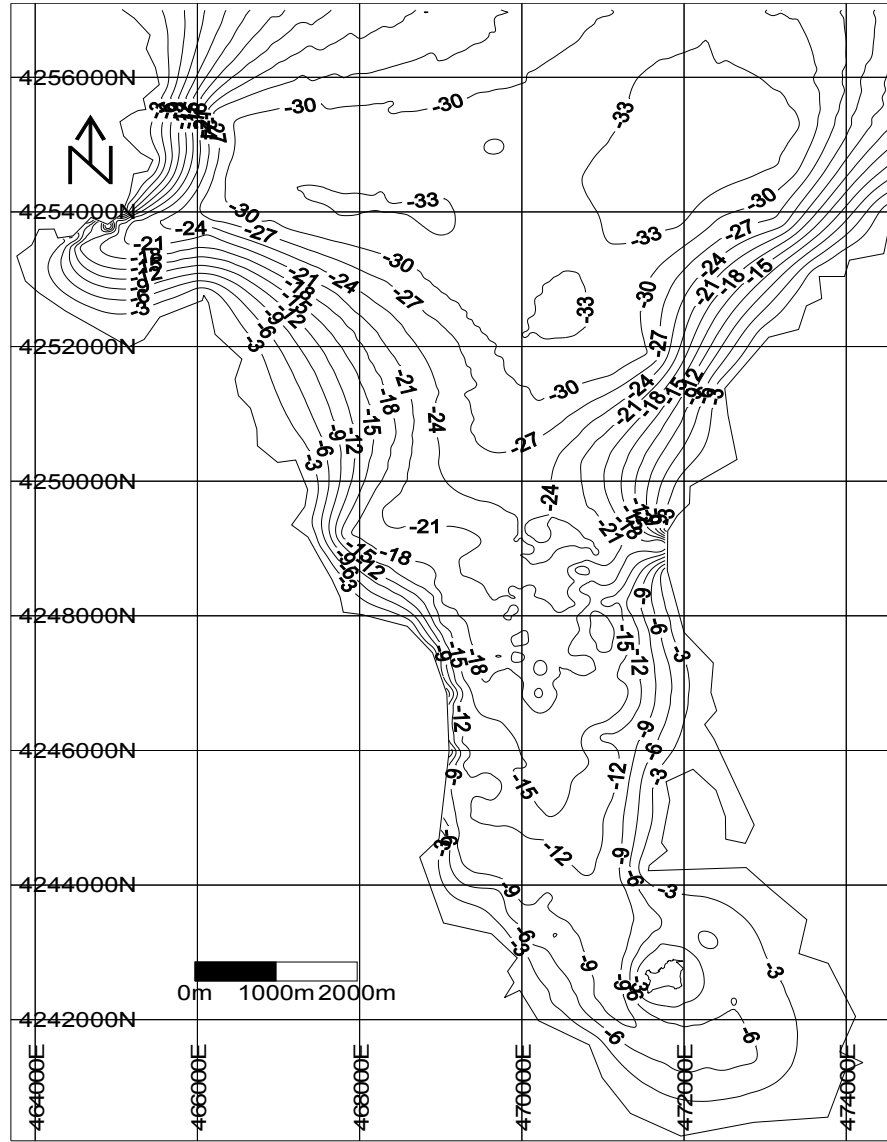


Şekil 9. İzmir Körfezi 2 boyutlu Derinlik (Batimetri) Haritası (1. ve 2. Bölge)



Şekil 10. İzmir Körfezi 3 Boyutlu Derinlik (Batimetri) Haritası (1. ve 2. bölge)

Çalışmalar iç ve orta körfezin büyük bir bölümünün sığ olduğu Yenikale – Liman arası bir koridorun yaklaşık 17-19 m su derinliğinde bir kanal oluşturduğu izlenmektedir. Gülbahçe Körfezi’ndeki maksimum derinlik 20 m civarındadır.



Şekil 11. Gülbahçe Körfezi İki Boyutlu Derinlik Haritası

Gülbahçe Körfezi, Kuzey-Güney yönelimli bir körfez olup güney kesimi oldukça sığ durumdadır. Bu kesimde su derinliği 0-13 m arasında değişmekte olup orta kesinde bir ada bulunmaktadır. Körfez kuzeye yani açığa doğru derinleşmektedir.

4.2. Sismik Çalışmalar:

Yüksek ayrımlılıklı sığ sismik çalışması 50 m su derinliğine kadar Seabed - Strata Box tipi subbottom profiler Transceiver kullanılarak yapılmıştır. Veri toplama sistemi sayısal olarak kaydedilmiştir. Çalışmada aşağıda belirtilen parametreler kullanılmıştır.

Sistem Frekansı: 3.5 - 10 kHz

Pulse uzunluğu: 0.5ms

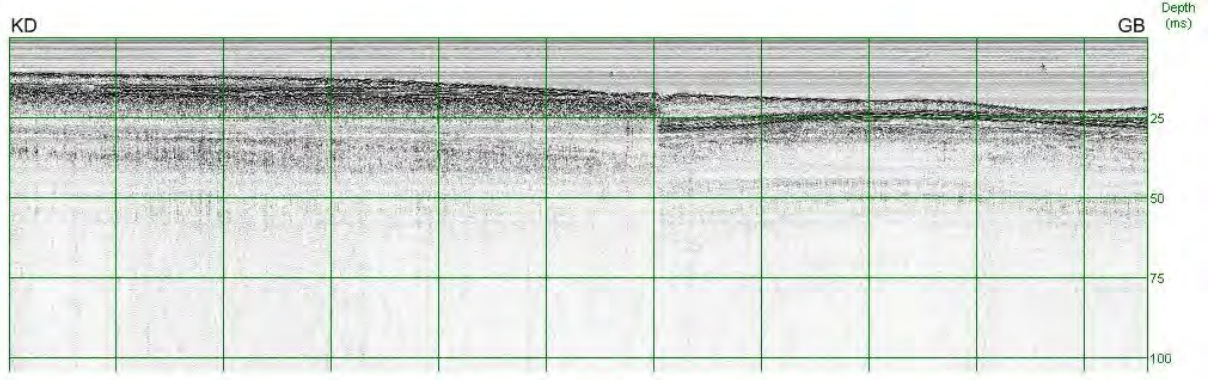
Güç: %75 ve %100

Bant genişliği: 2 kHz (dar)

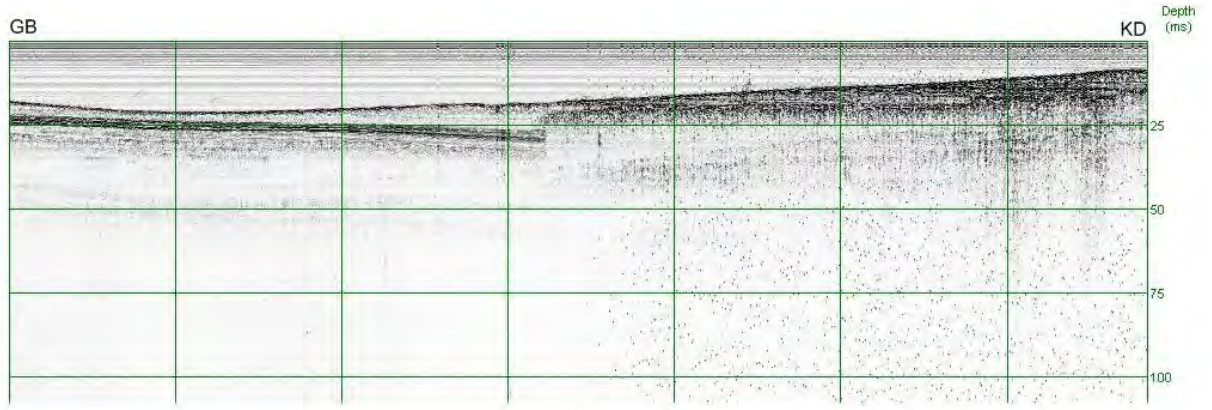
Sweep: 1/4s

Yaklaşık 500 km'lik survey çalışması ile elde edilen veriler profiller halinde sayısal veri olarak kayıt edilmiştir. Kesitlerdeki ayrımlılık 10 cm'den daha az ve nüfus etme derinliği (penetrasyon) olarak da 50 m civarındadır.

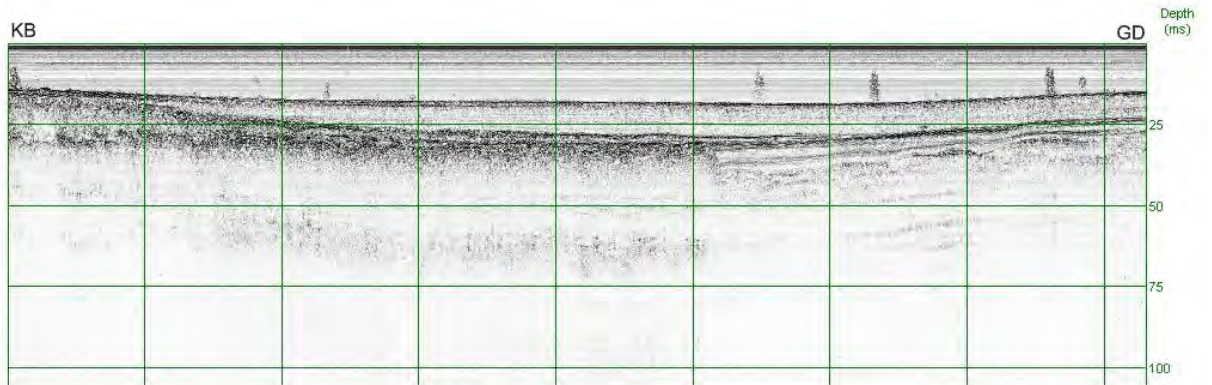
Körfezde yapılan yüksek ayrımlılıklı sismik çalışmalar profiller halinde gerçekleştirilmiştir. Bu profillerden bazıları ham ve işlenmiş olarak Şekil 12 ve Şekil 13' de sunulmuştur.



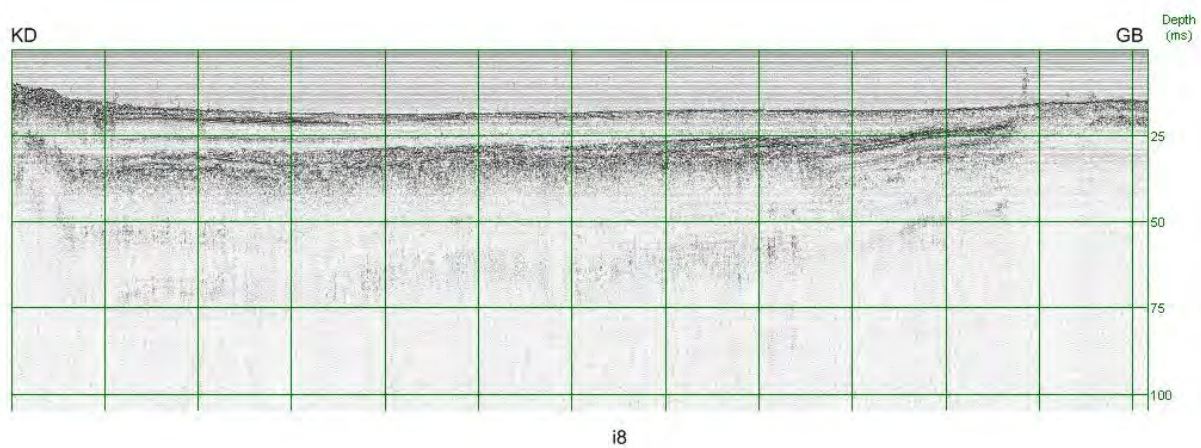
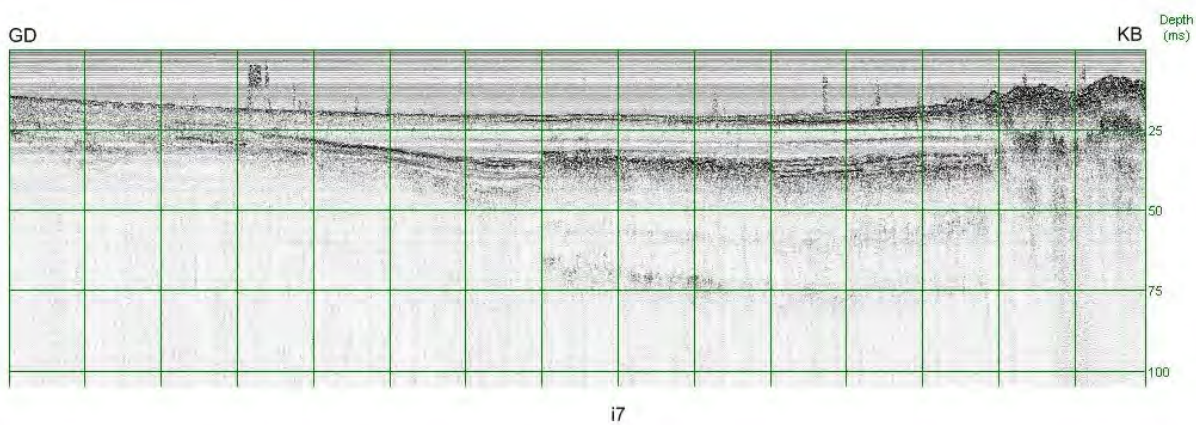
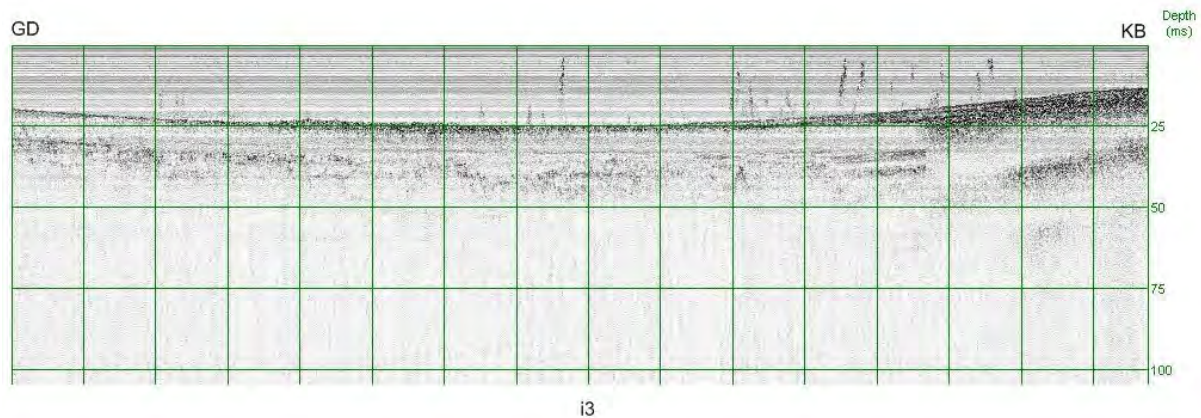
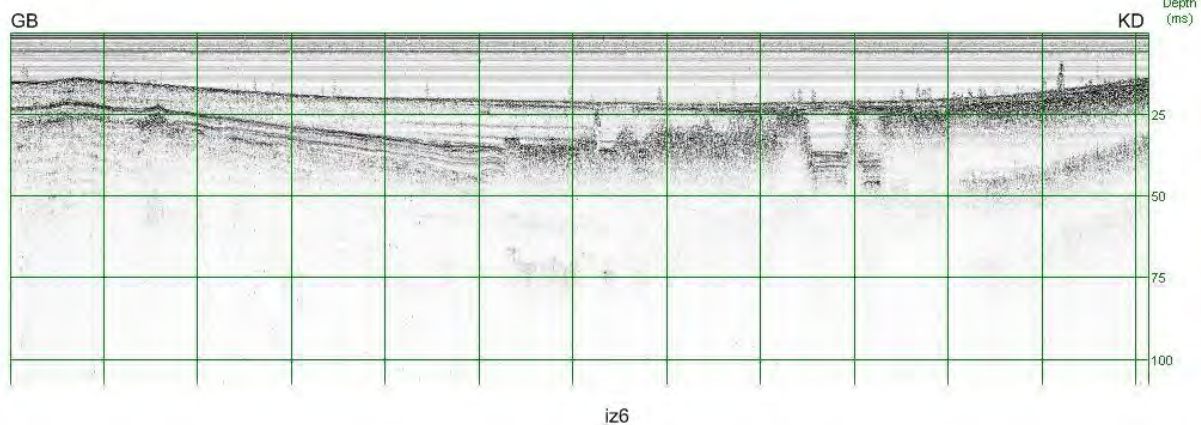
i16

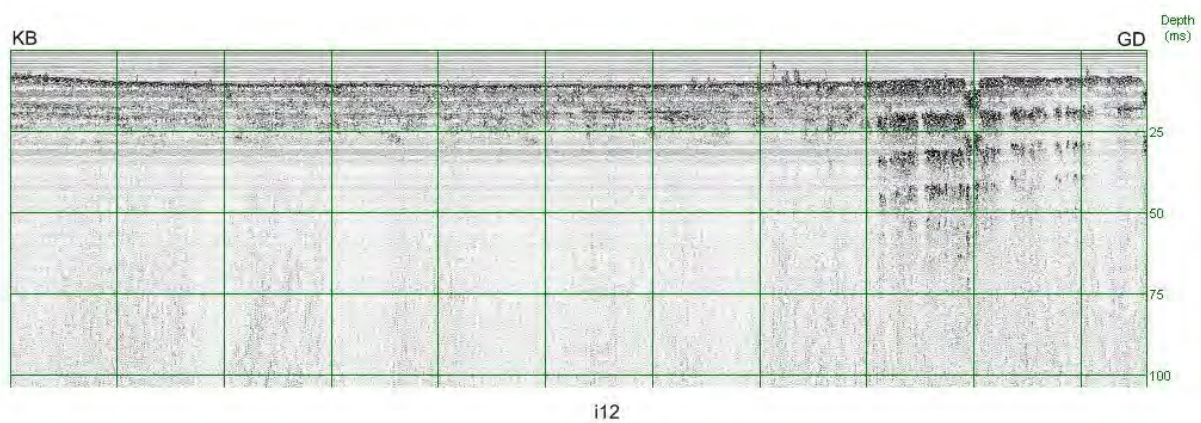
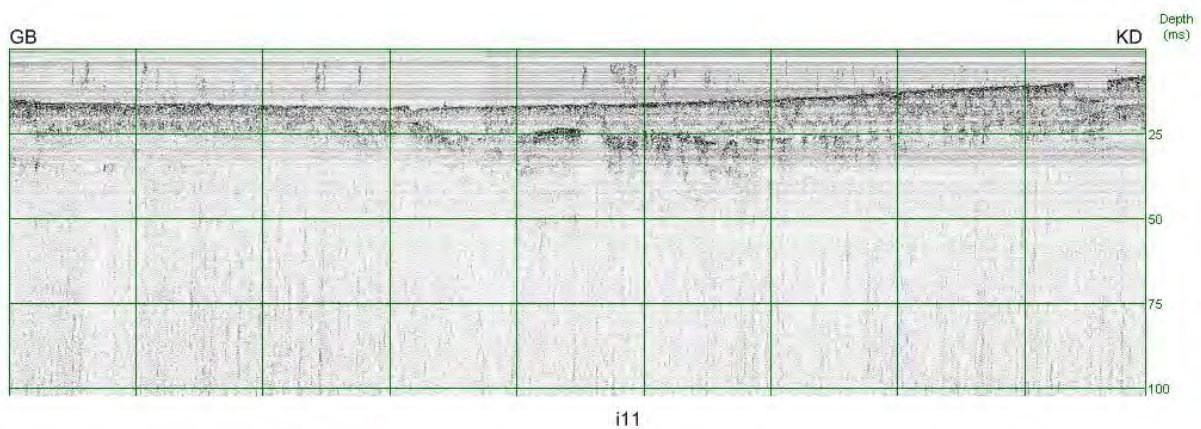
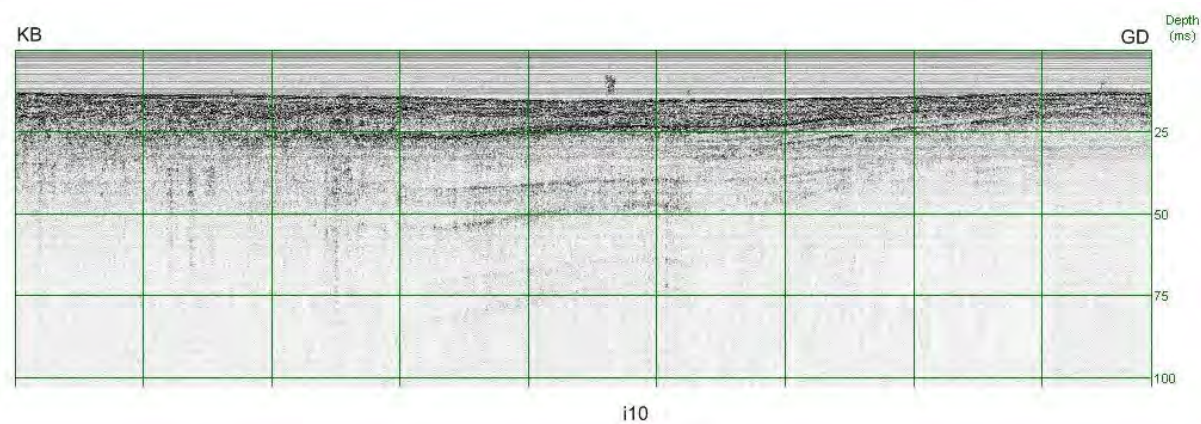
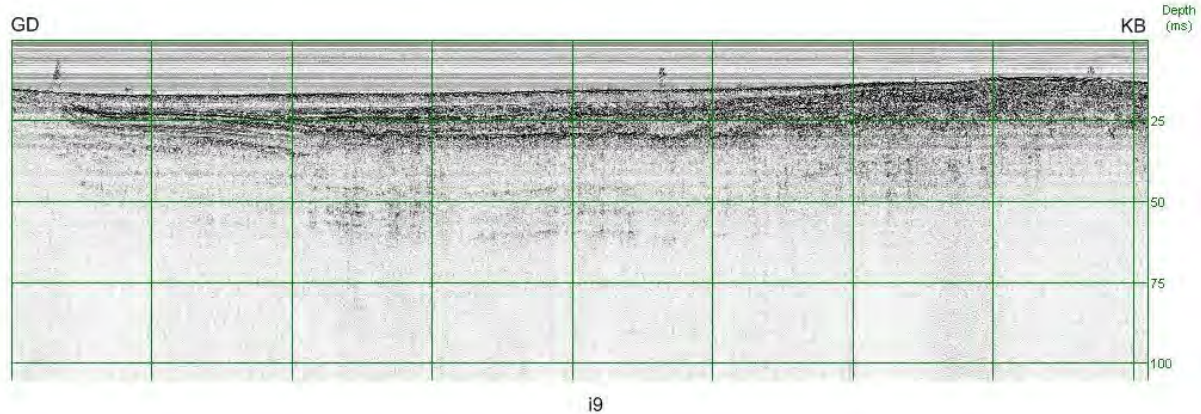


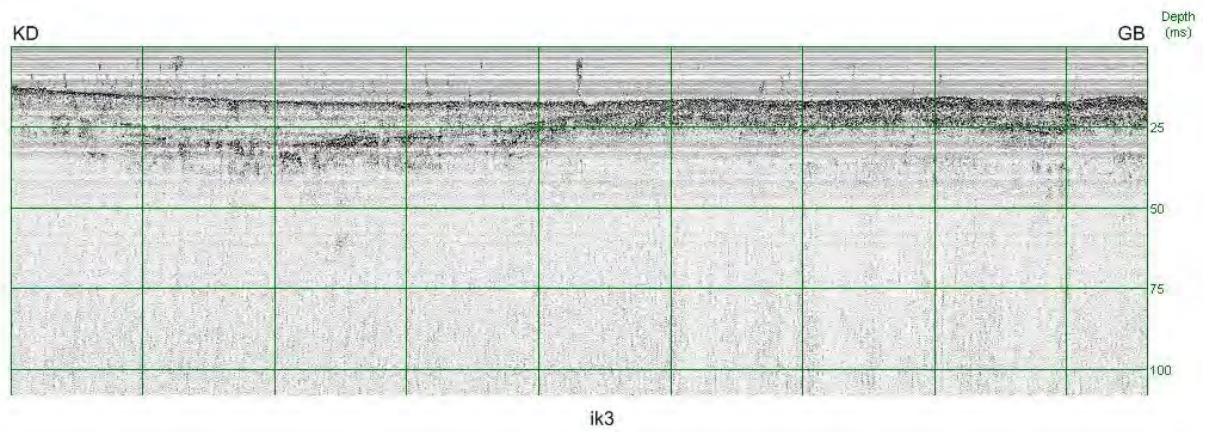
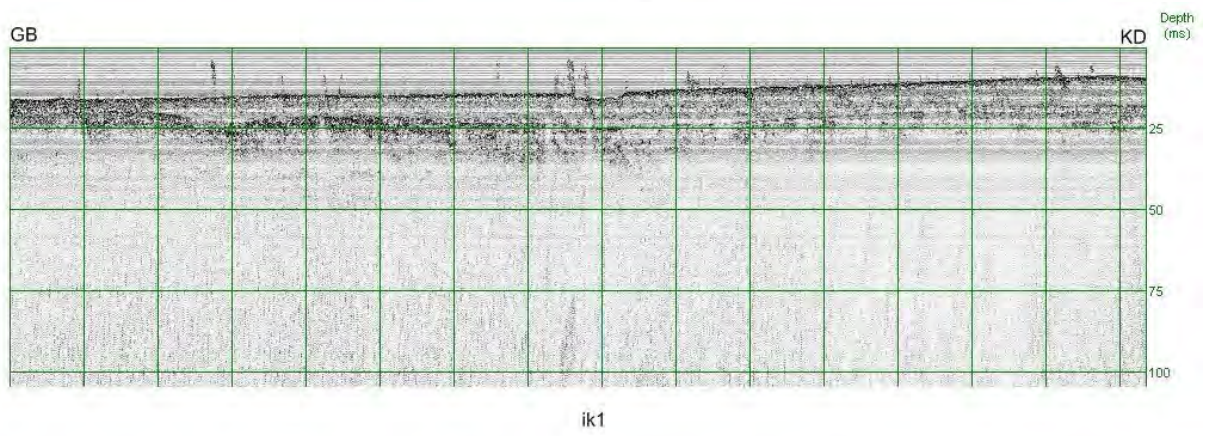
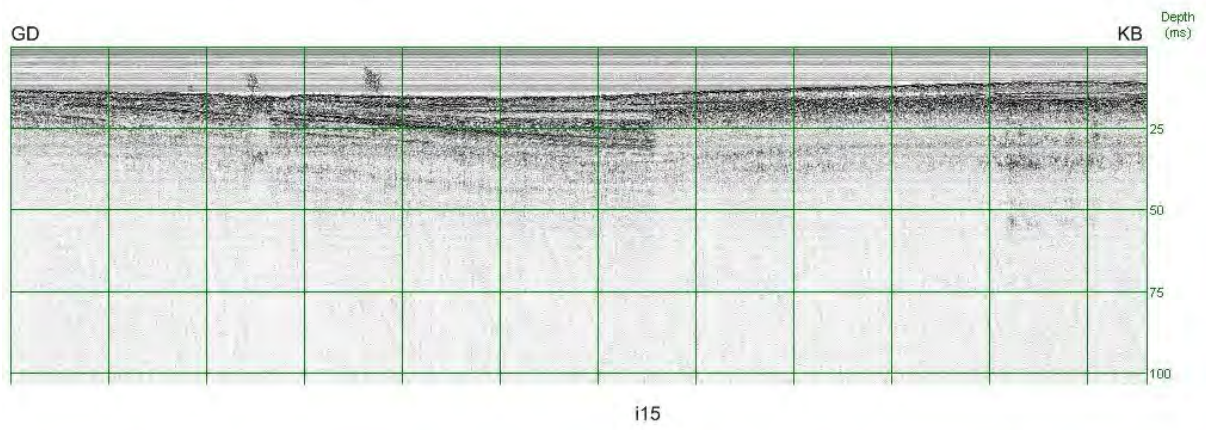
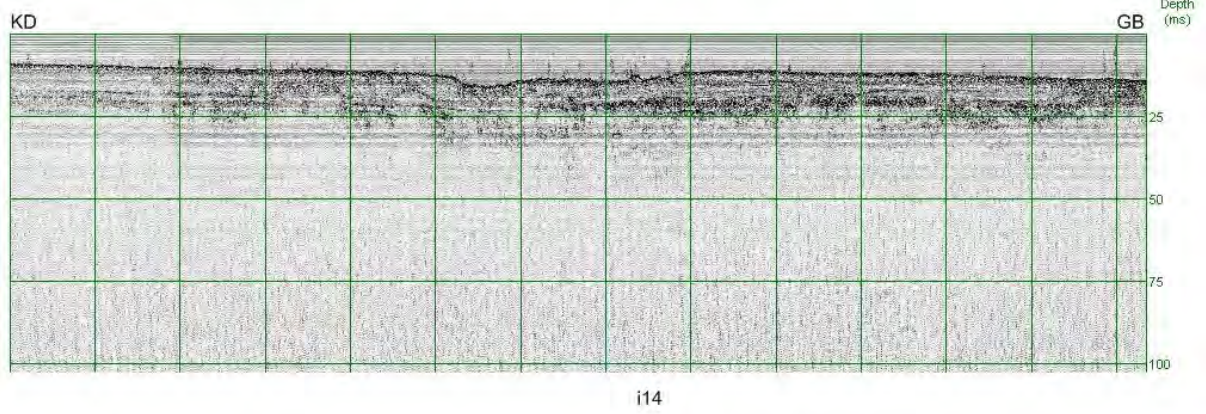
iz0

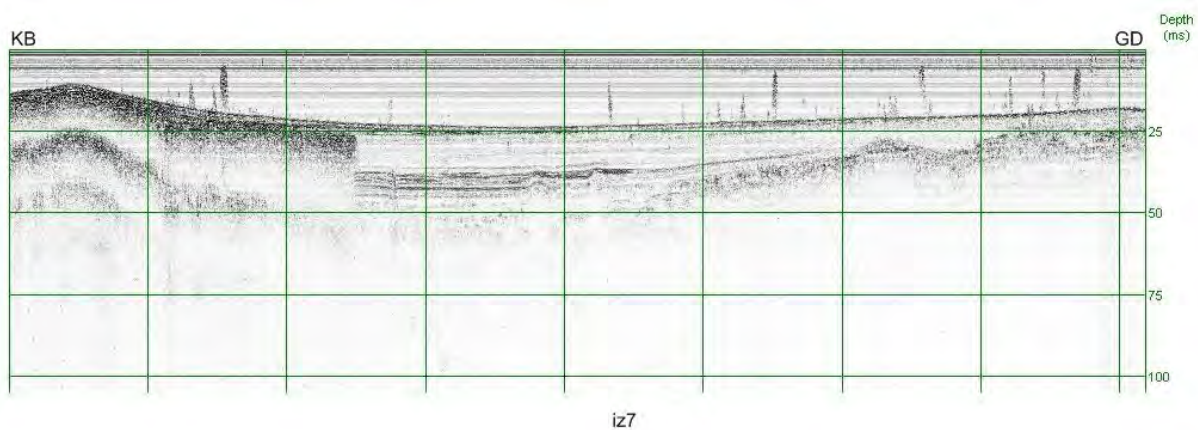
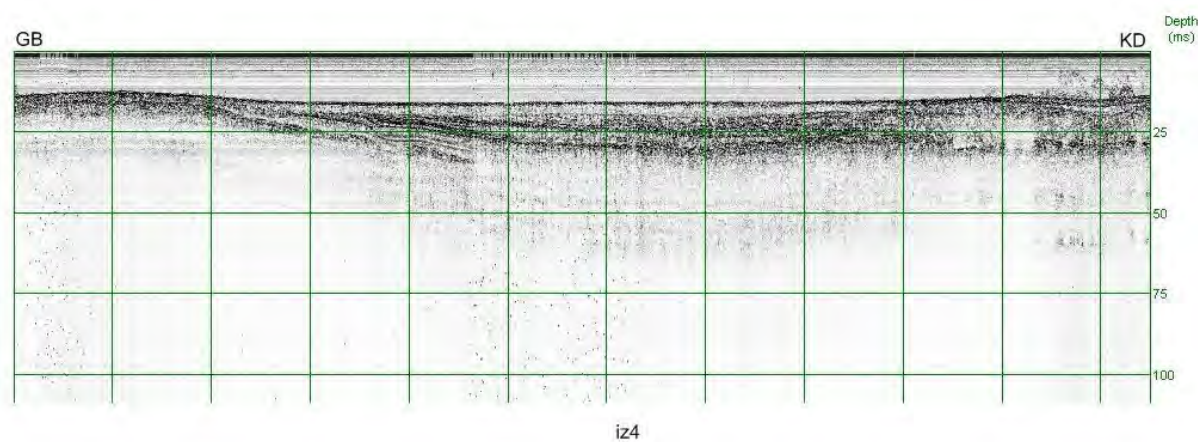
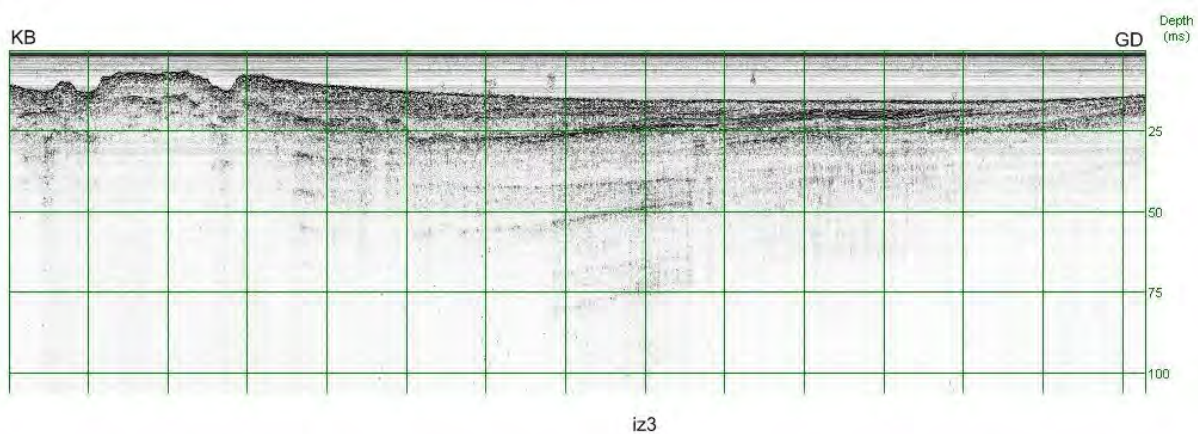
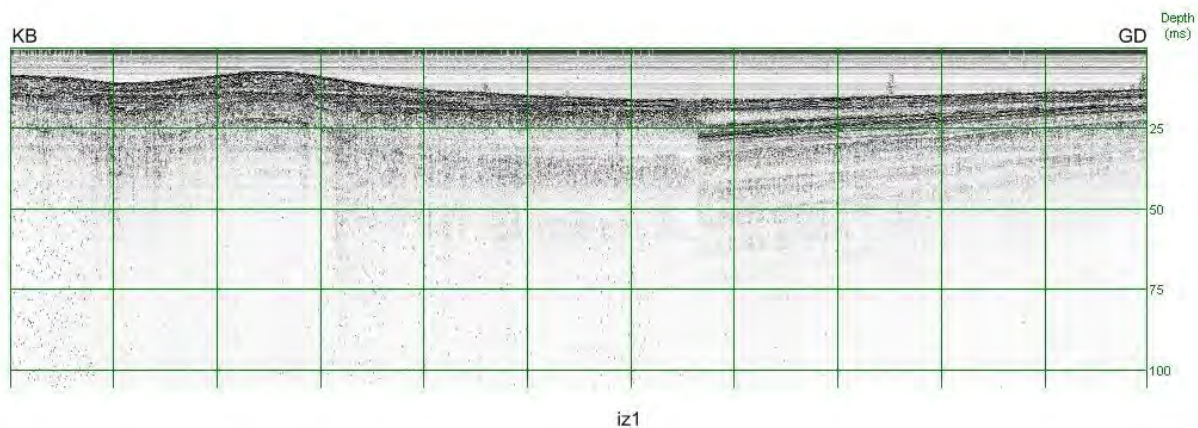


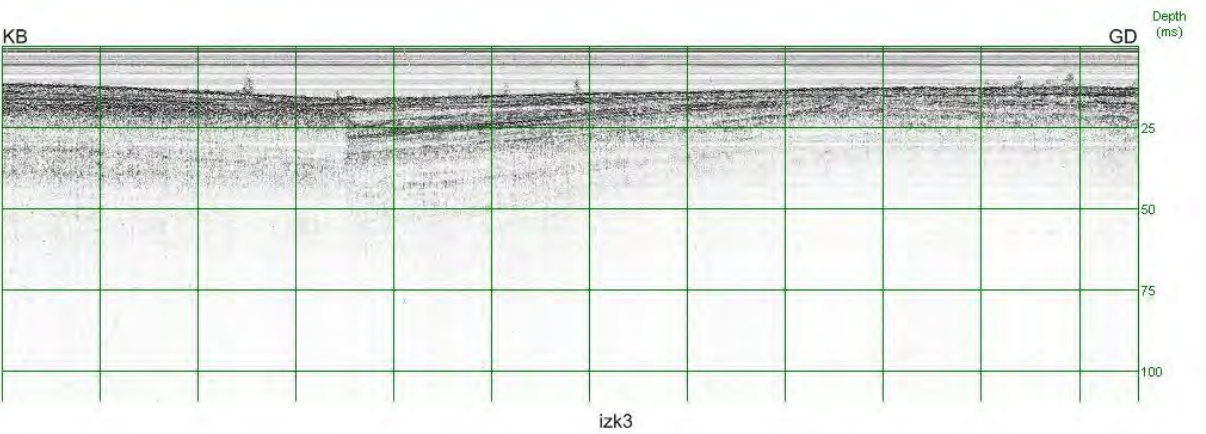
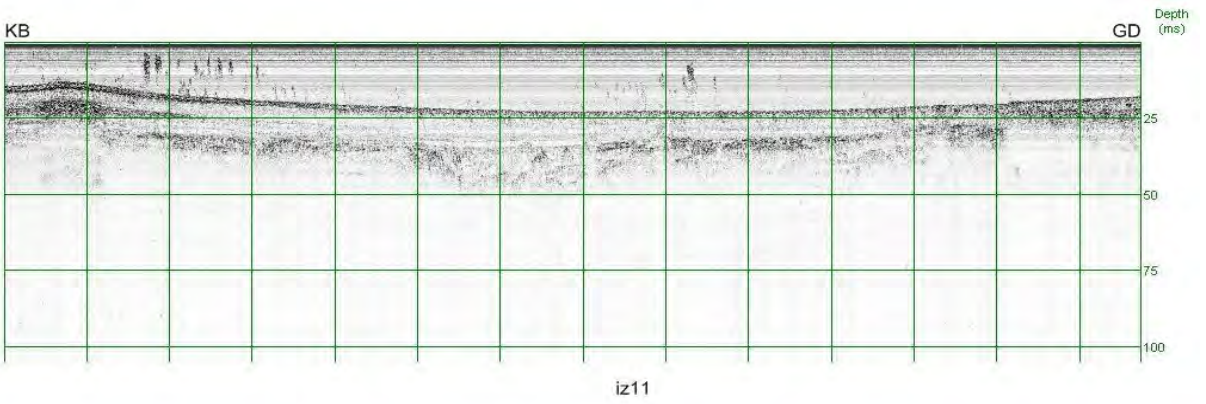
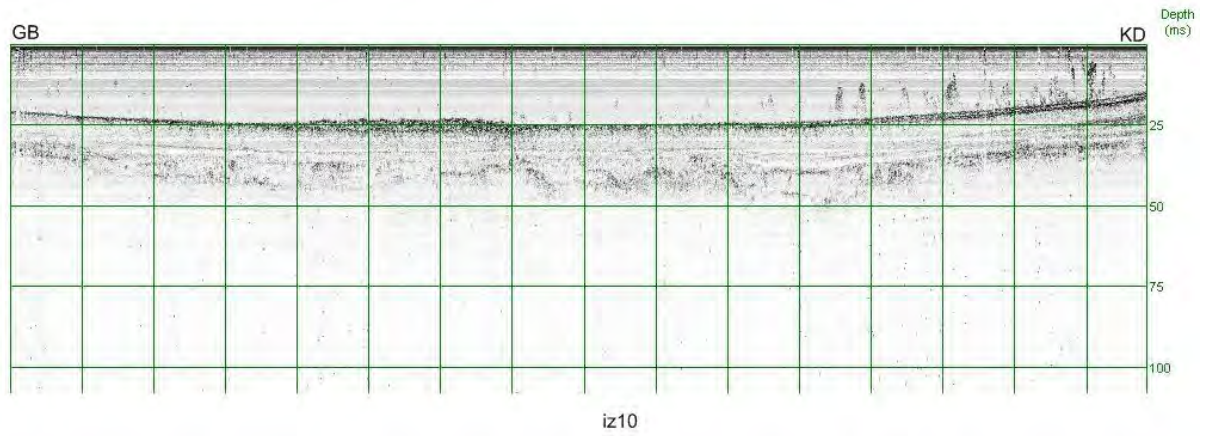
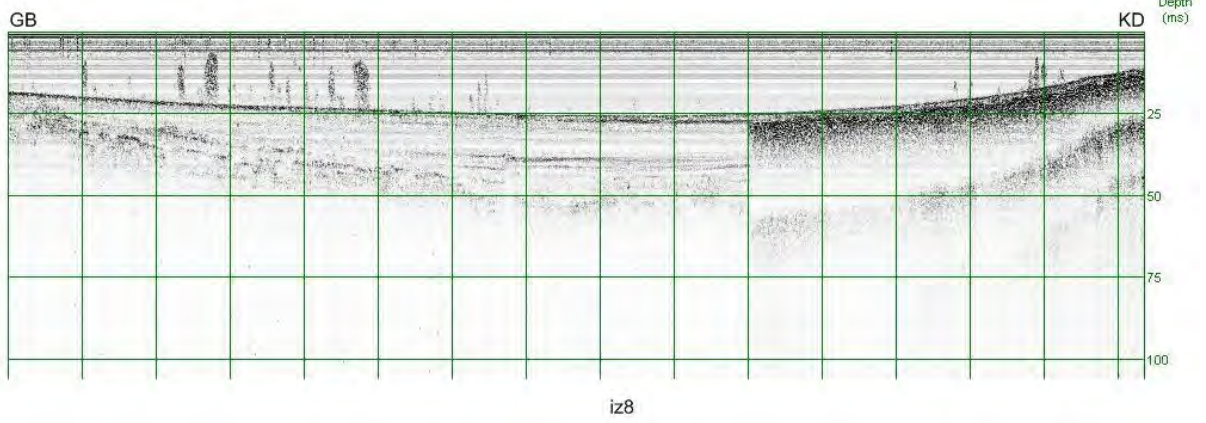
iz5

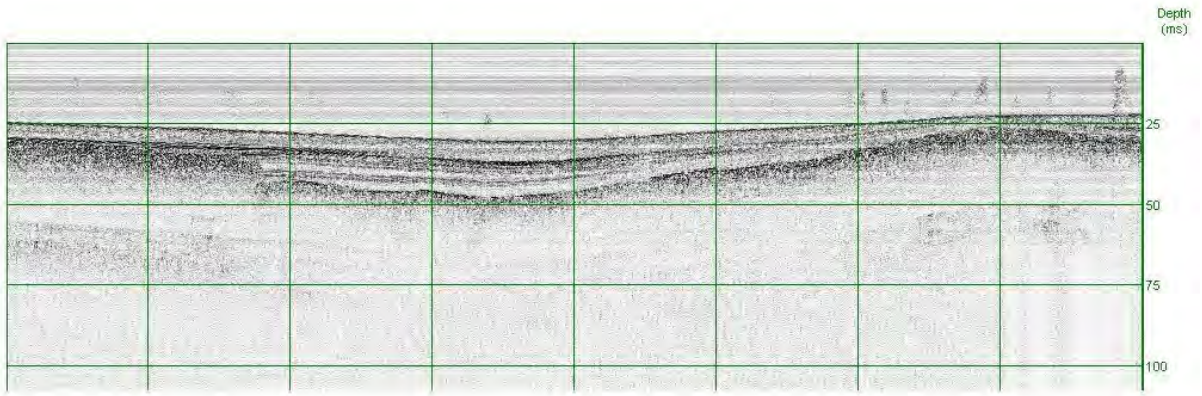




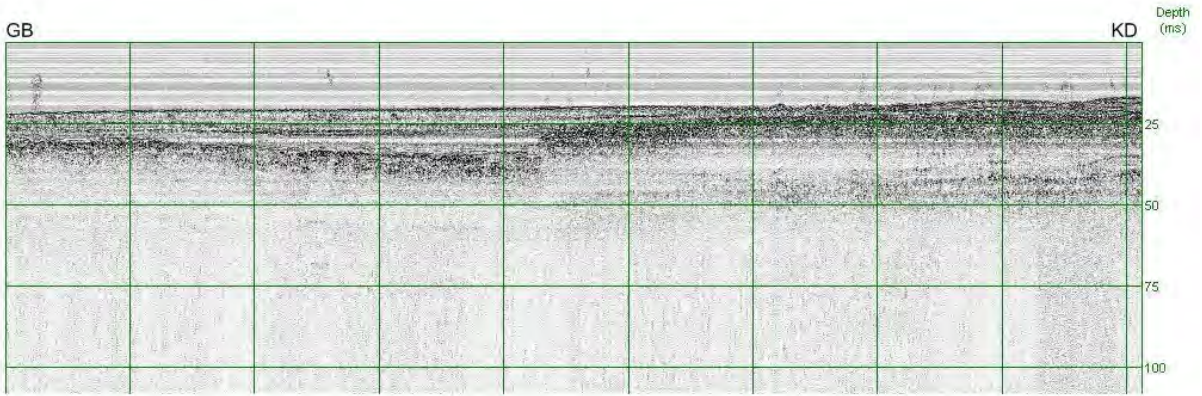




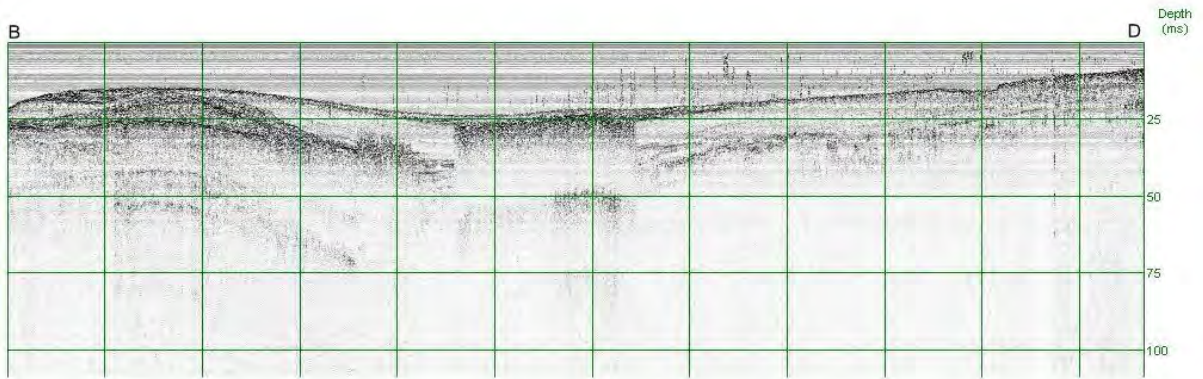




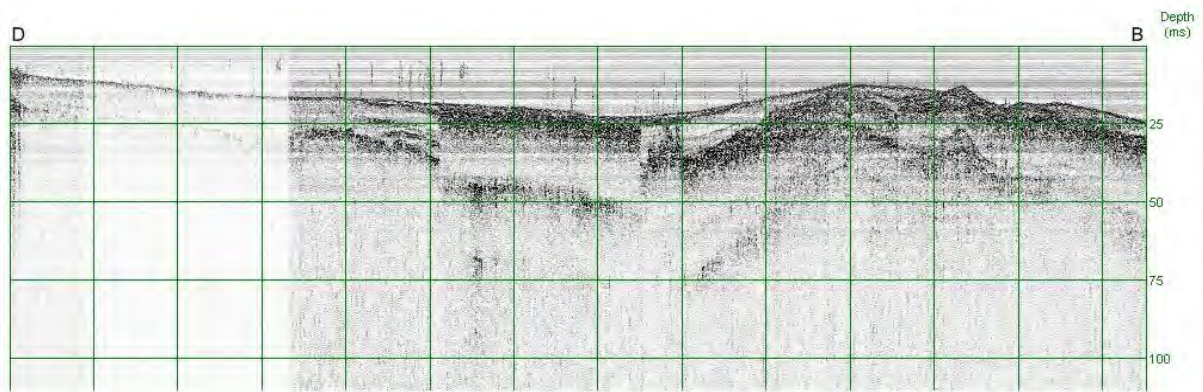
izm ek1



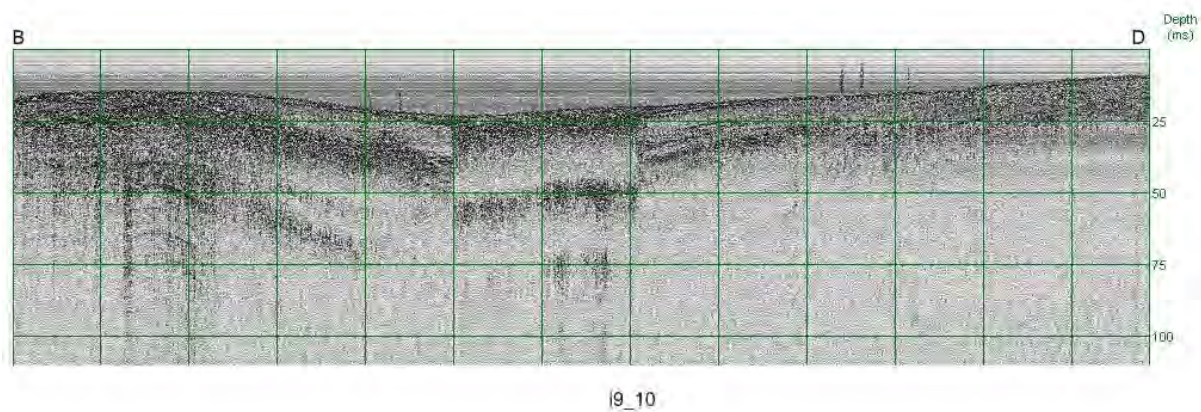
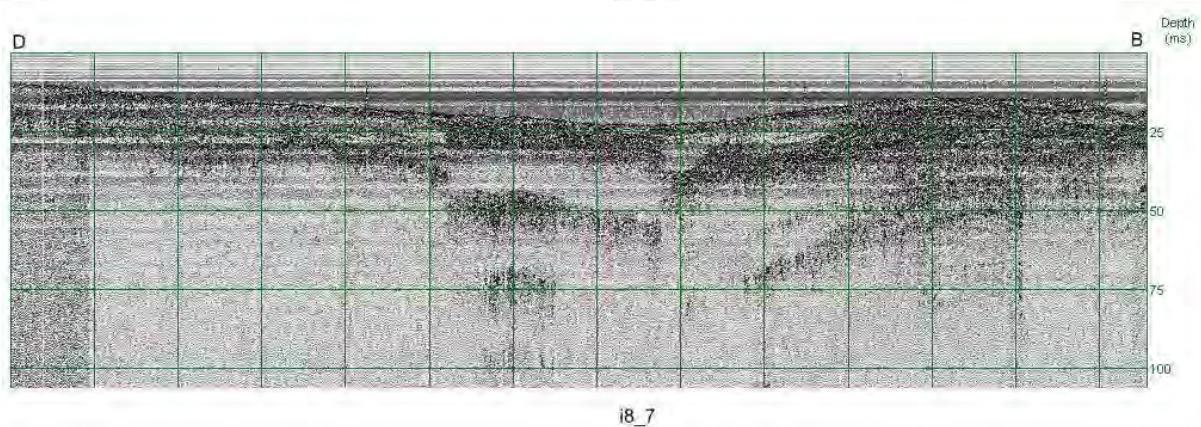
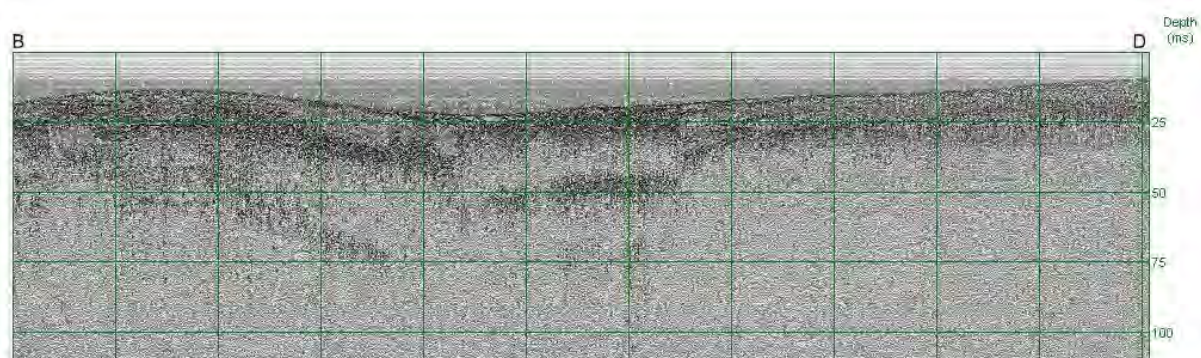
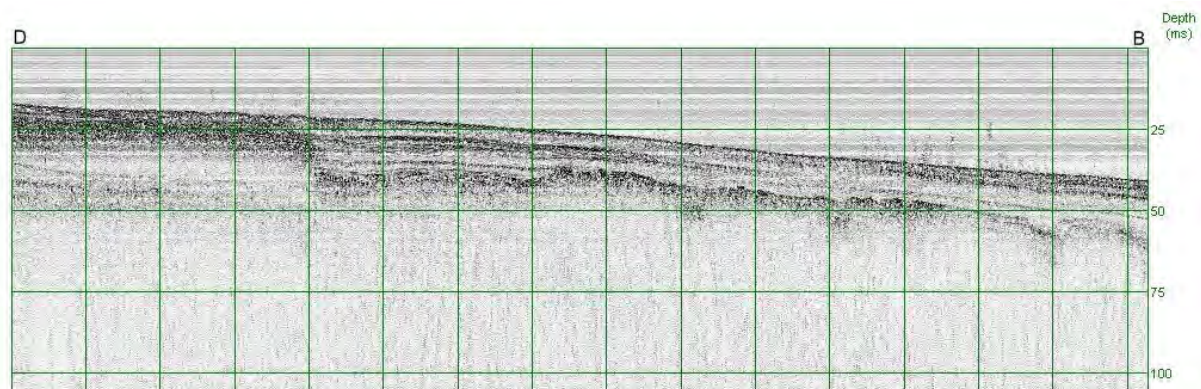
izm5 ek2

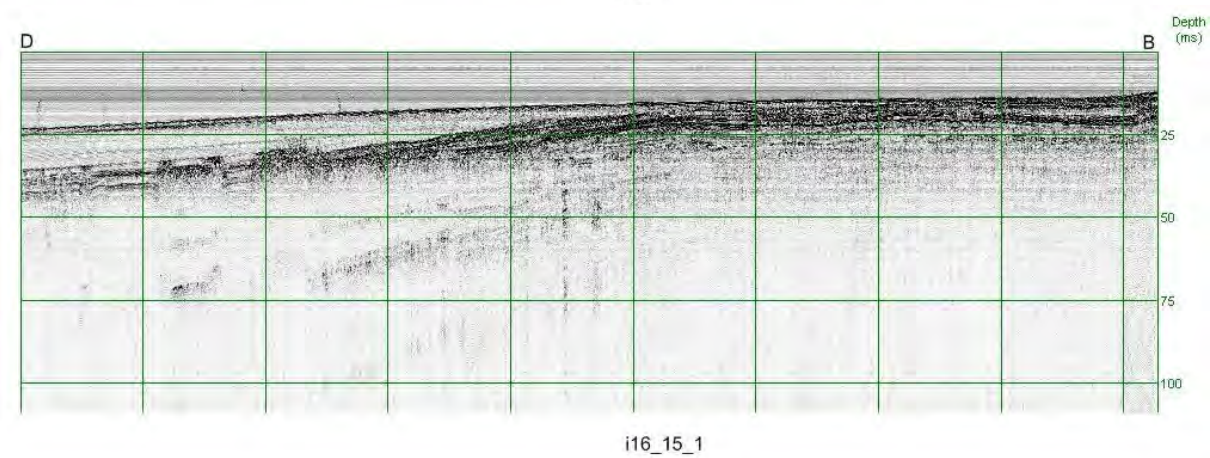
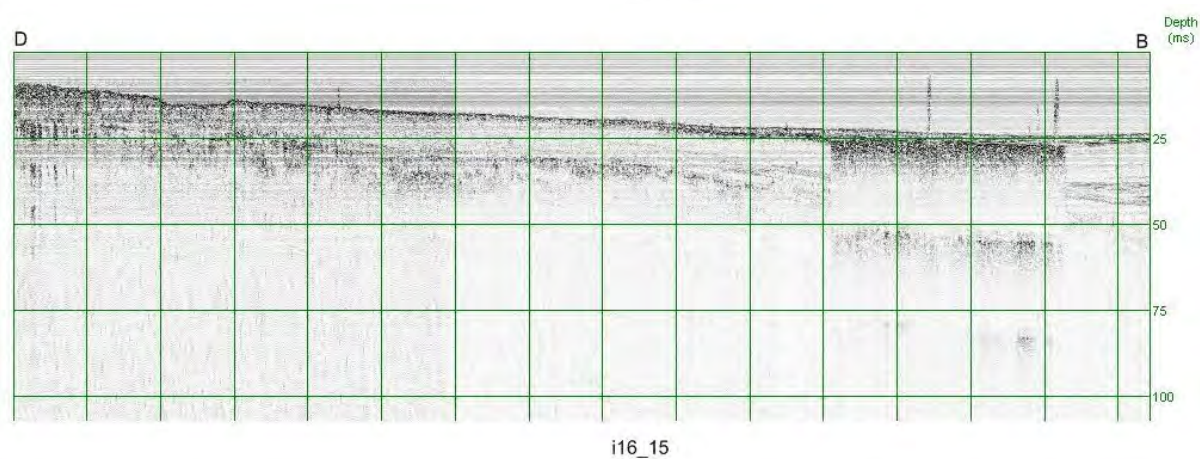
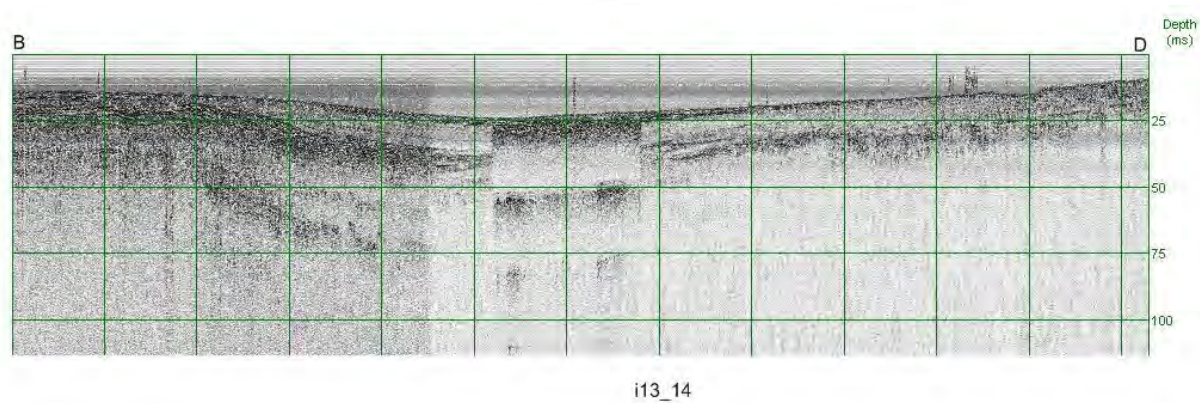
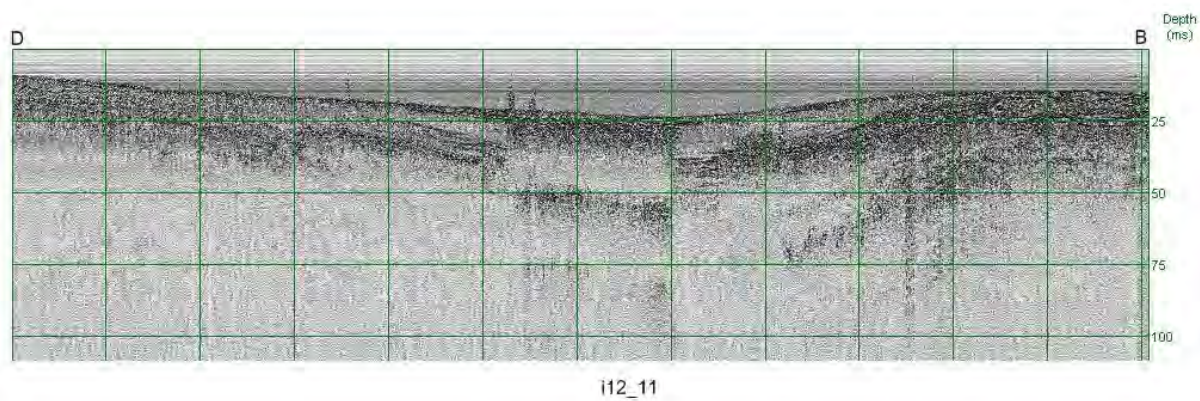


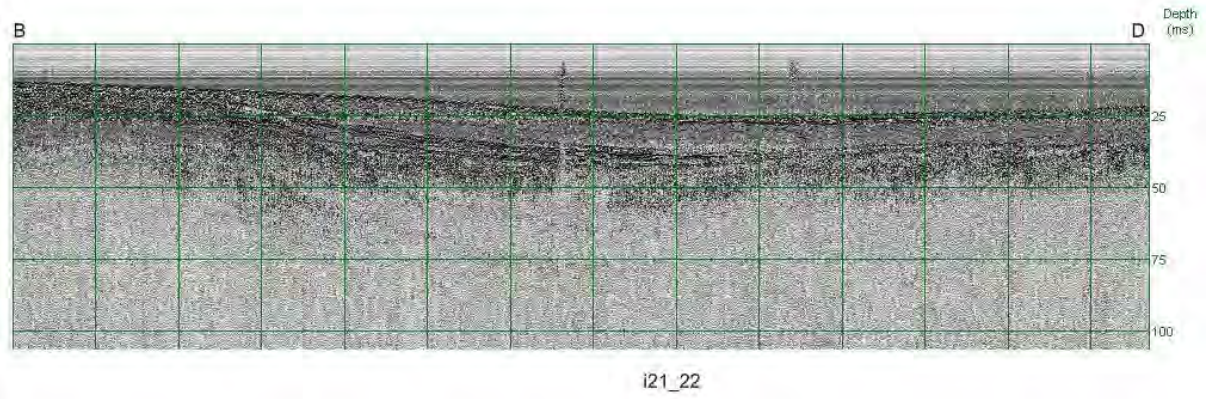
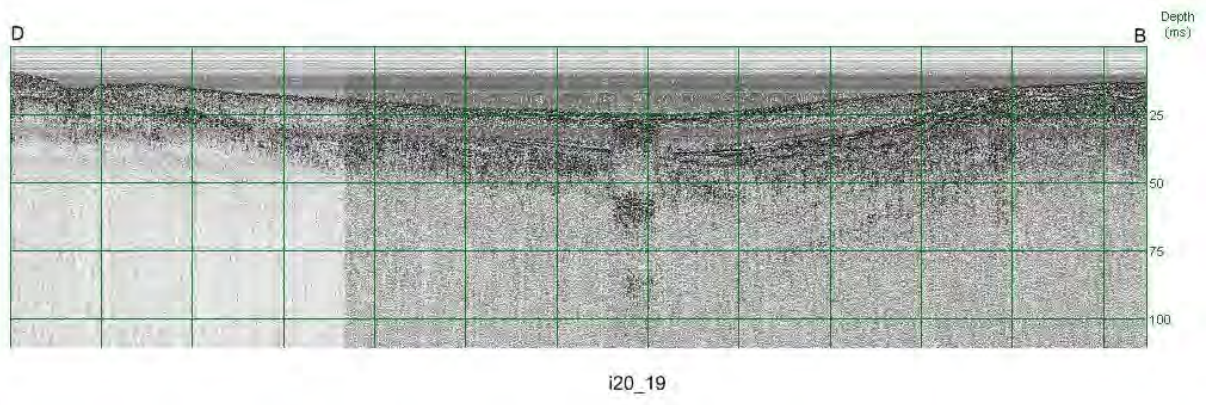
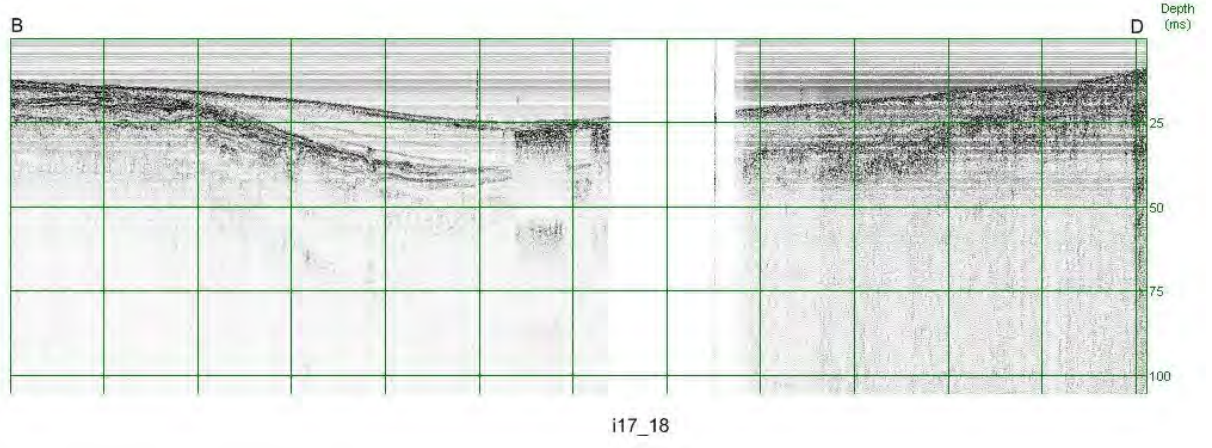
izm3



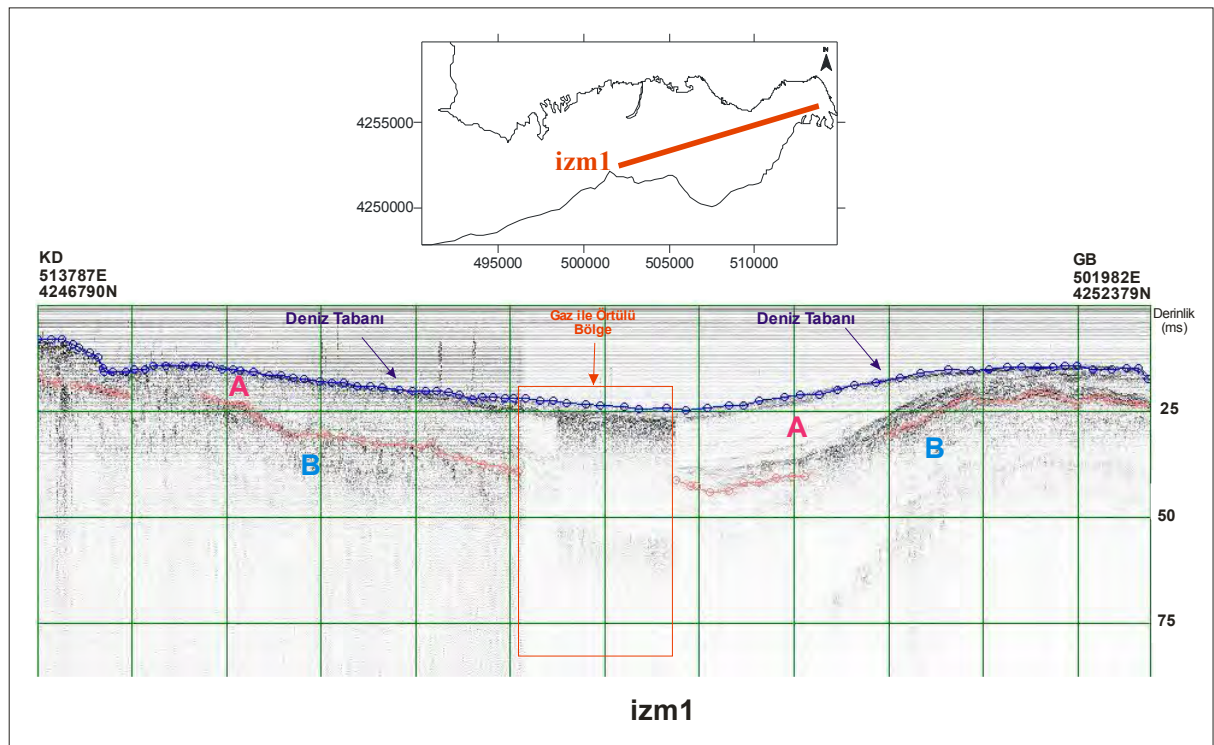
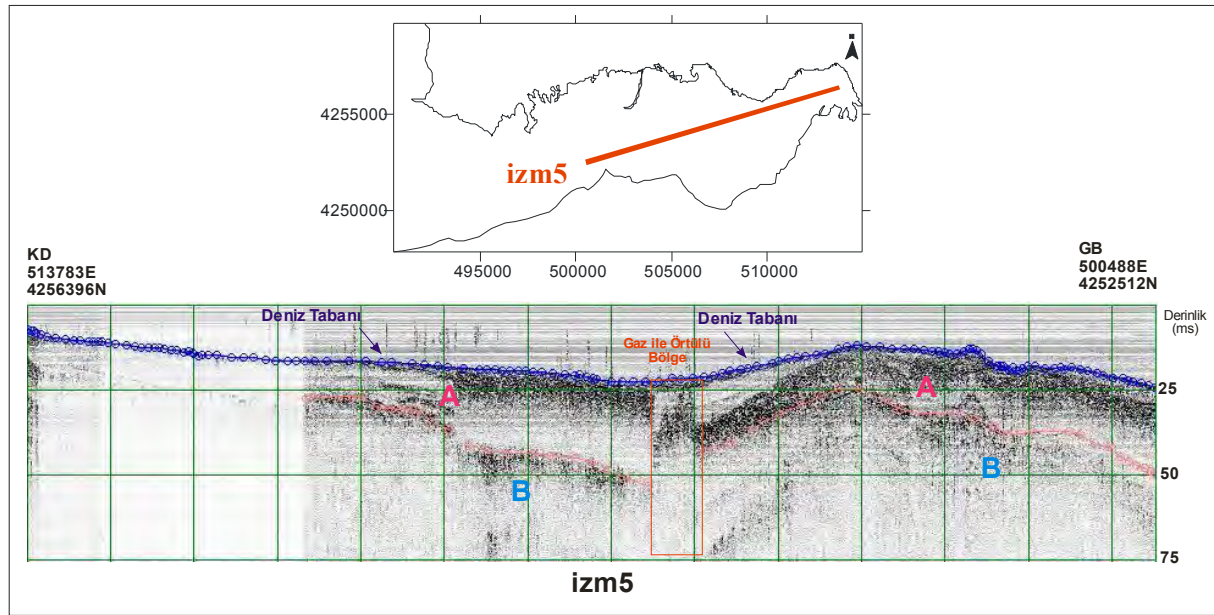
izm5

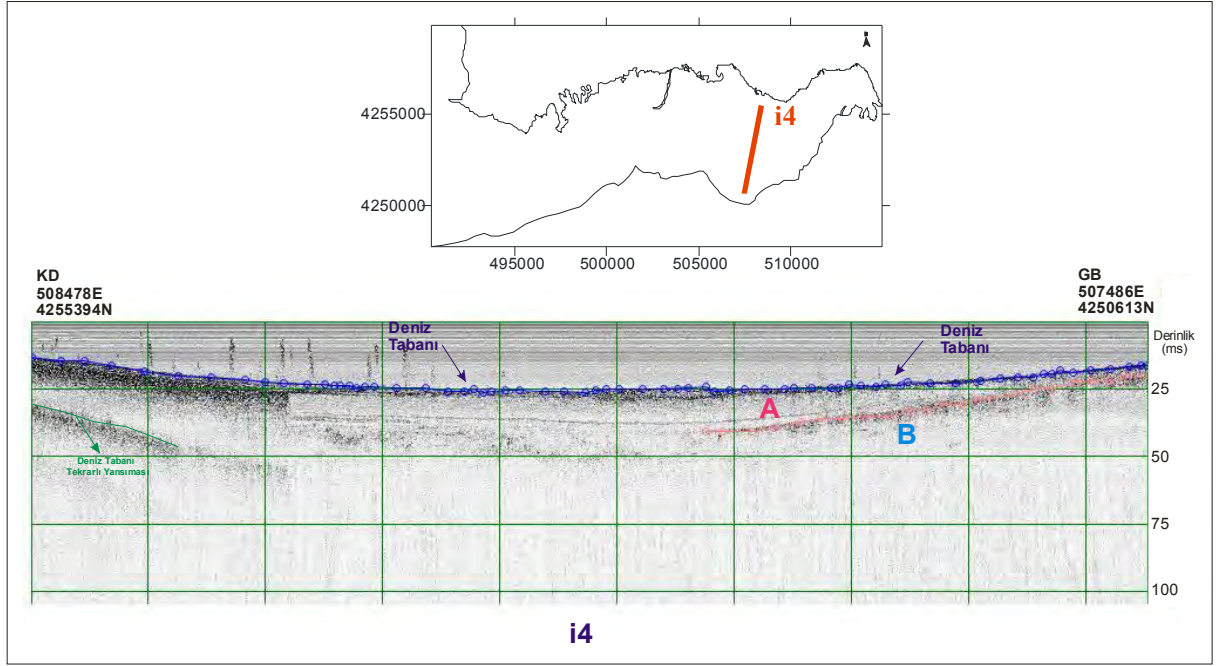
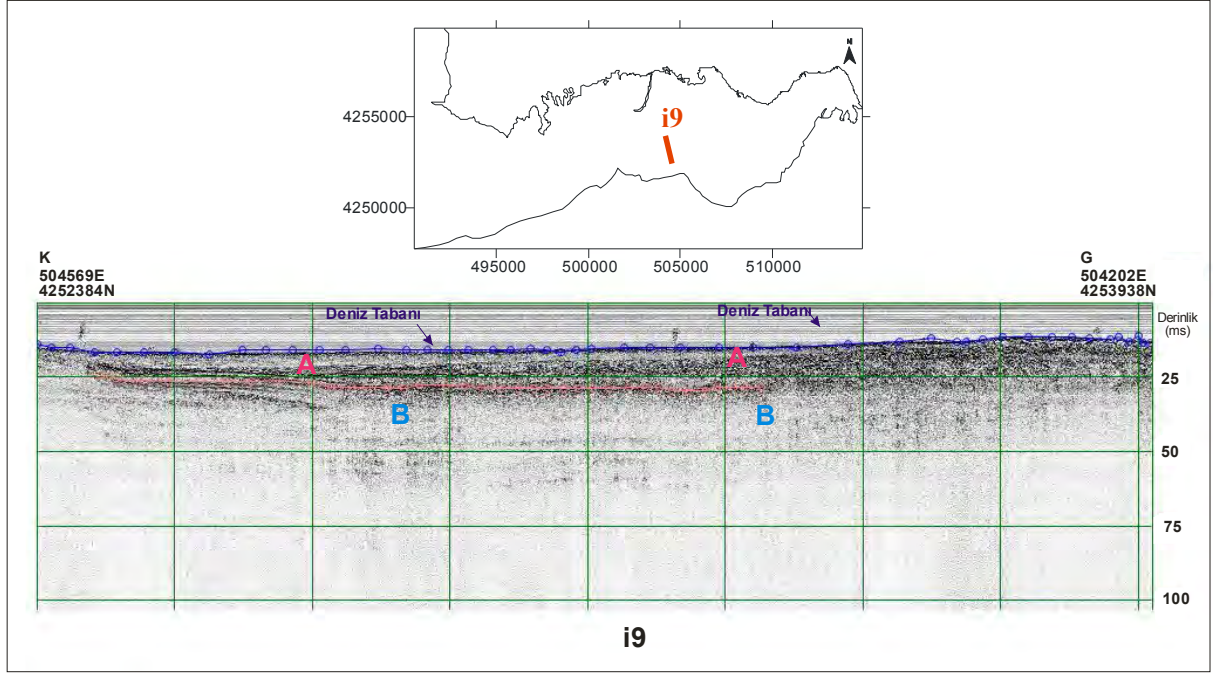


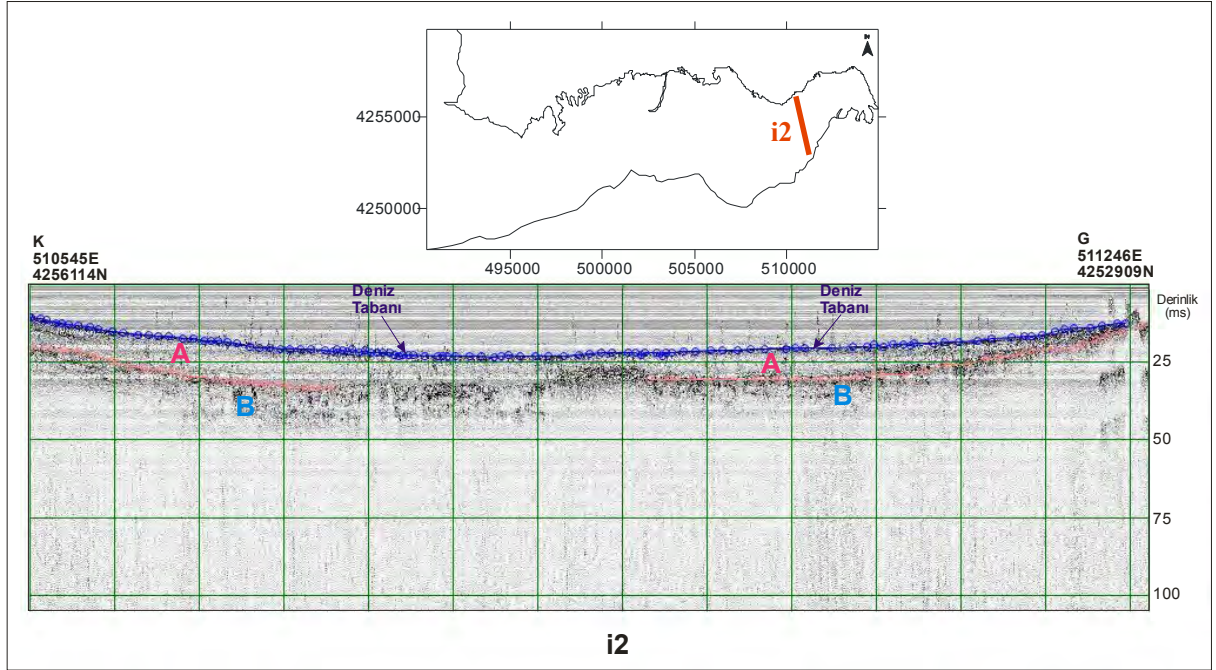
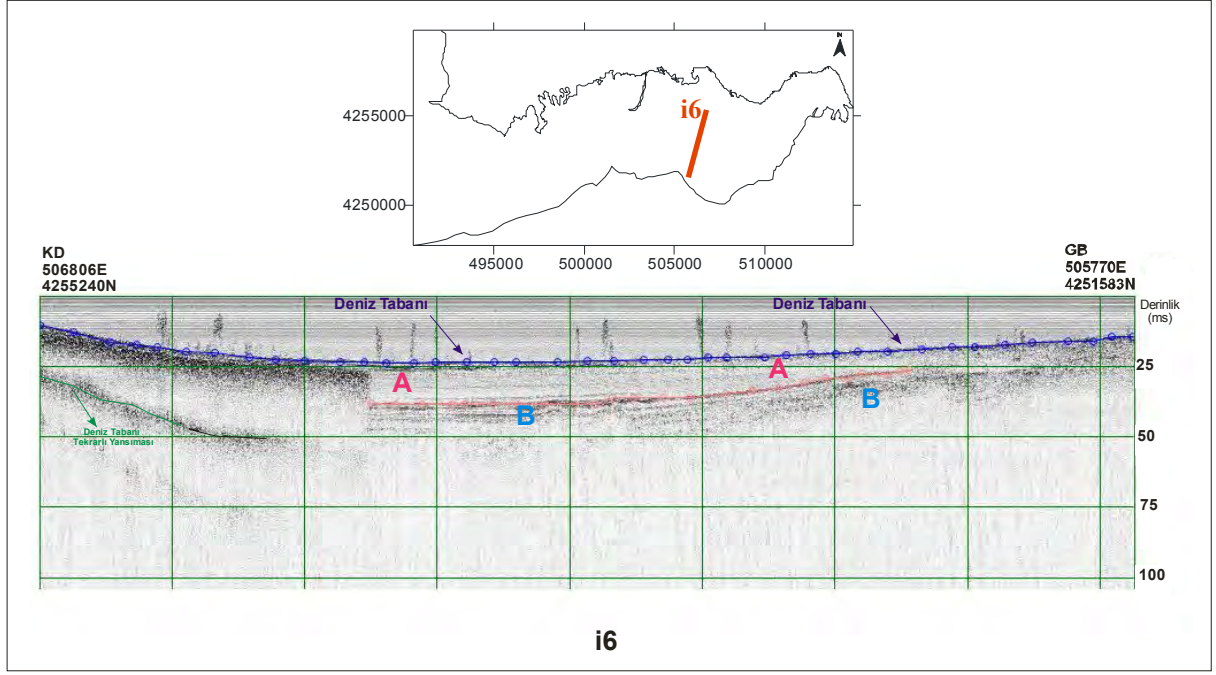




Şekil 12. Çalışmaya Ait Örnek Kesitler (Ham veri)

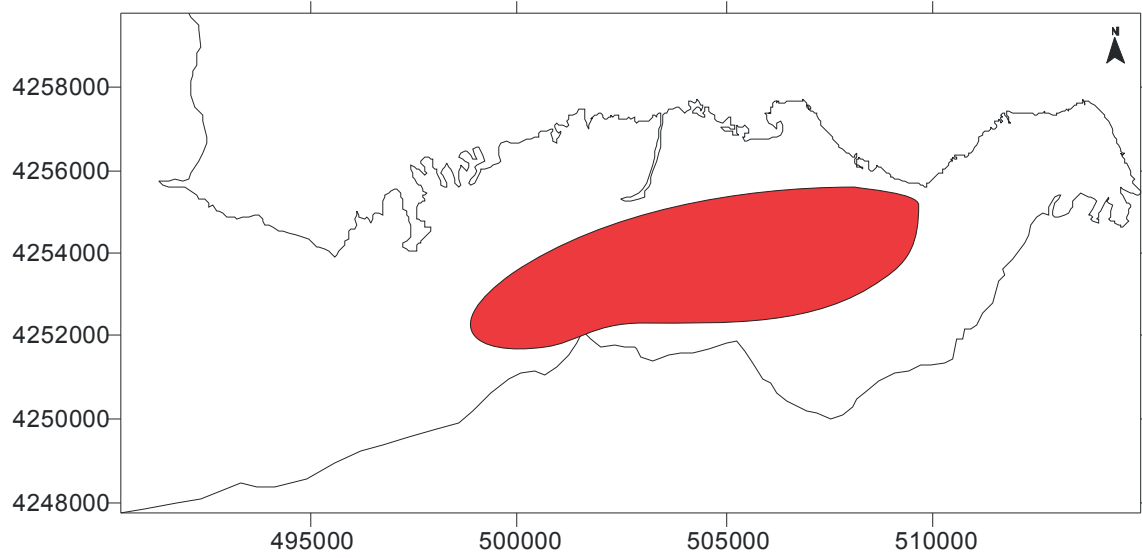






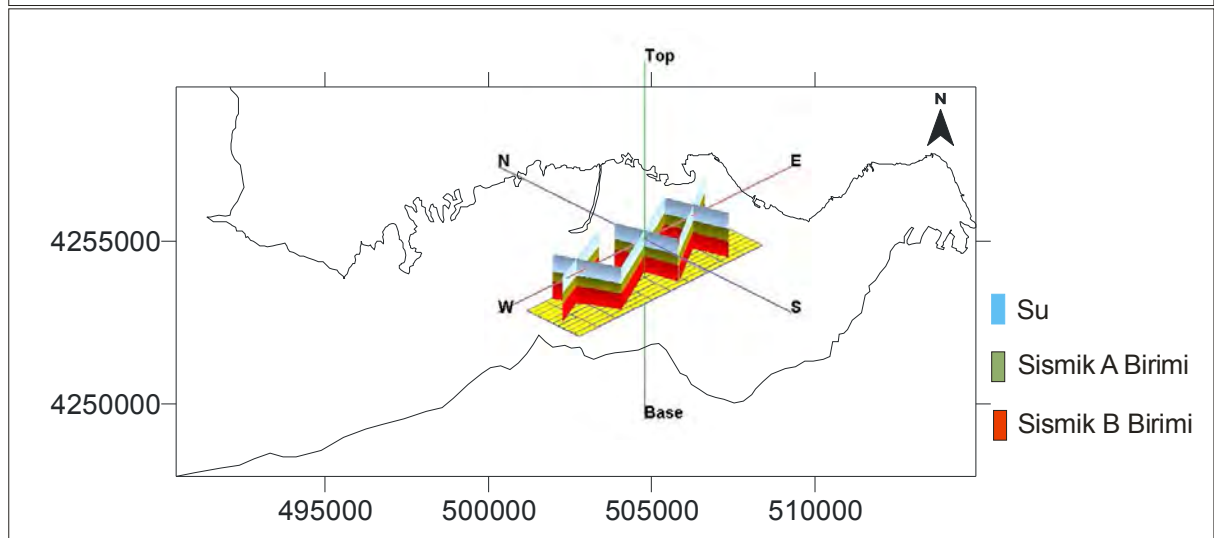
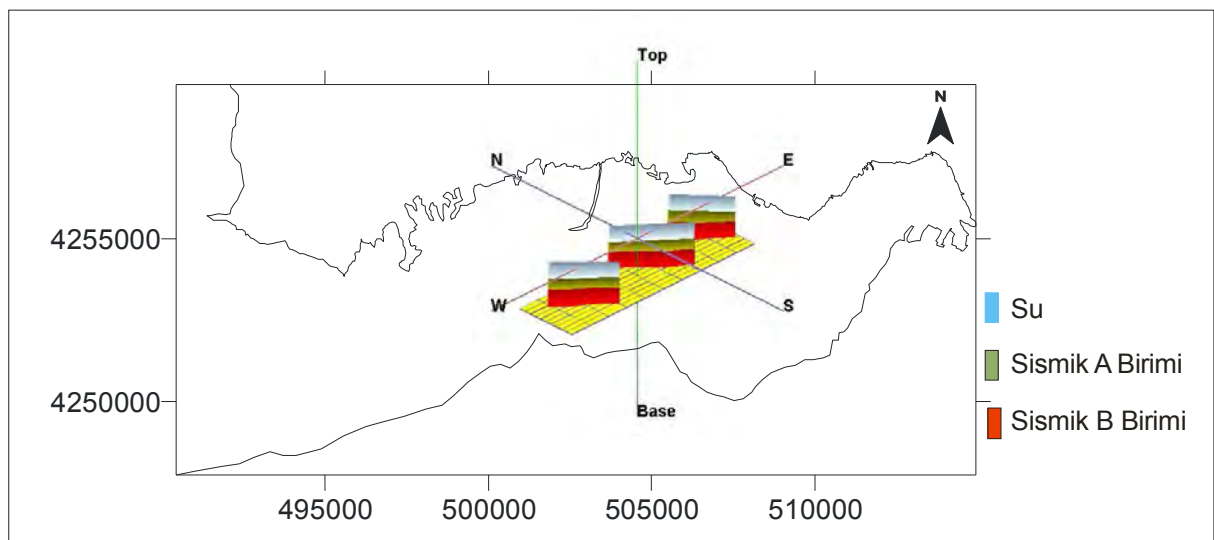
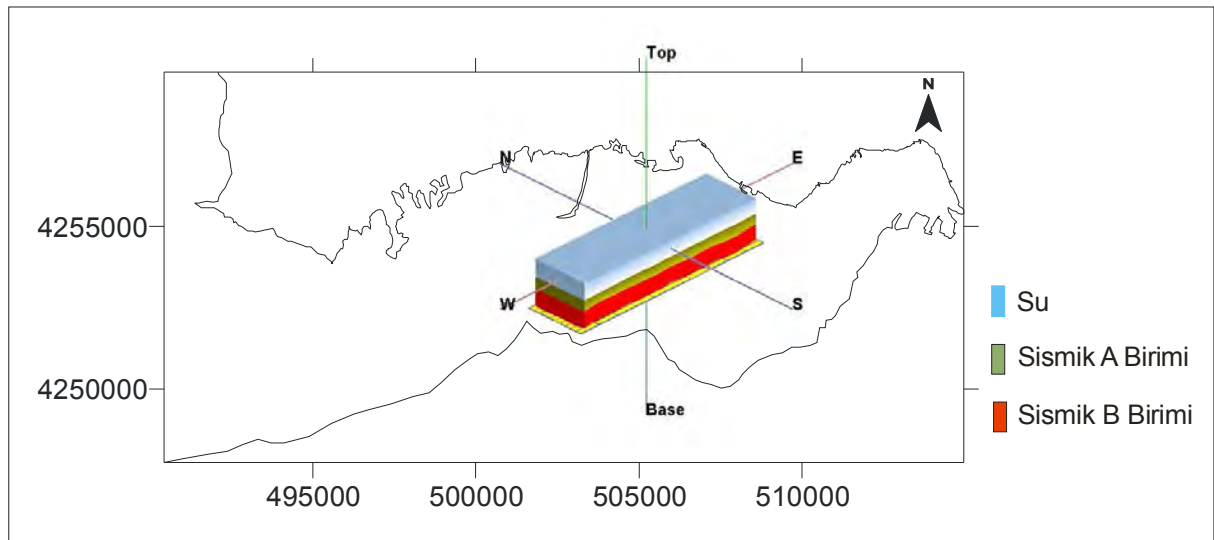
Şekil 13. Çalışmaya Ait Örnek Yorumlanmış Kesitler

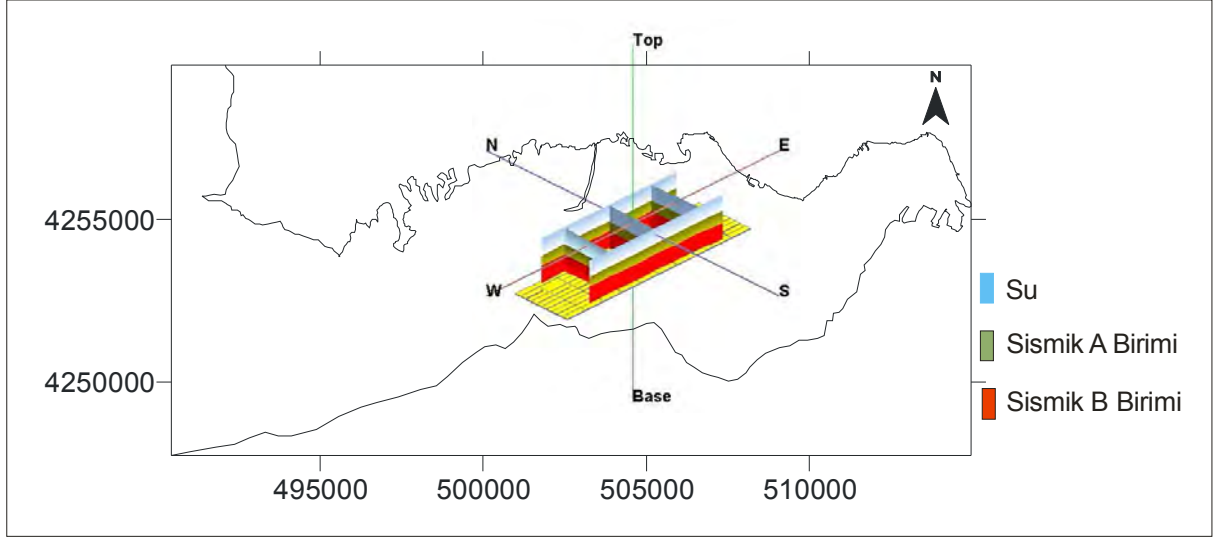
Çalışmaya ait sismik veriler incelendiğinde genel olarak deniz tabanının altında akustik olarak iki katman gözlemlenmiştir. Bu katmanlar sismik kesitlerde A ve B birimleri olarak adlandırılmışlardır. Bu iki katman da akustik olarak pekişmemiş sediment özelliği göstermesine rağmen alttaki birimin akustik empedansı farklı özellik göstermektedir. Körfezde birçok kesimde yoğun gaz çıkışları görülmekte ve gaz yoğunlaşması tabaka yansımalarını örterek penetrasyonu engellemektedir. Bu yoğun gaz etkisinde kalan bölge Şekil 14’te işaretlenerek belirtilmiştir.



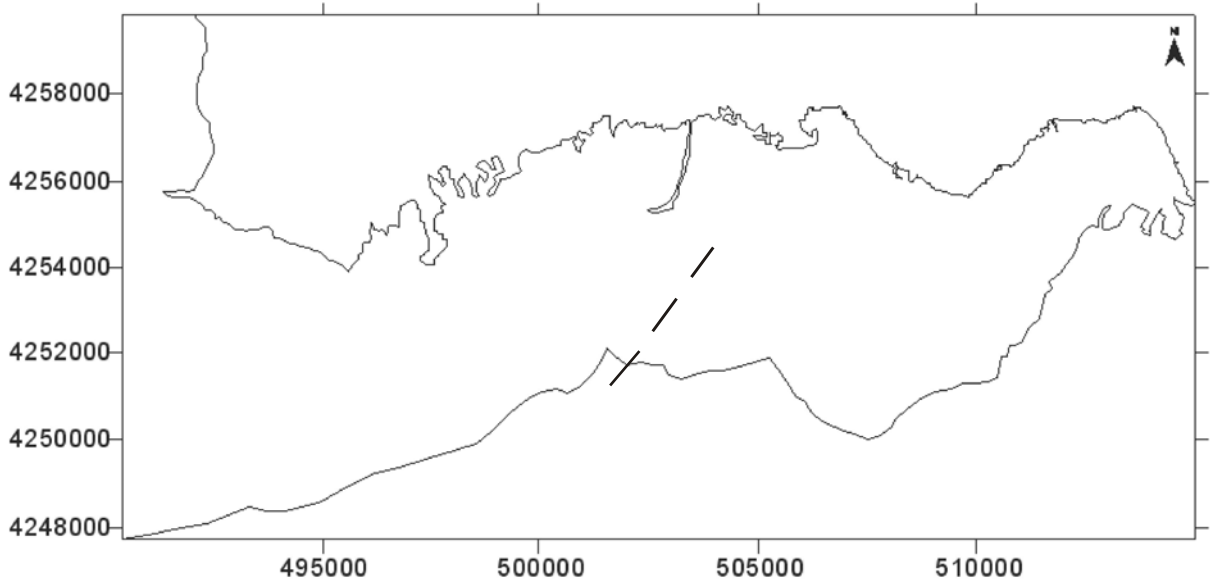
Şekil 14. Gaz Yoğunluğu Gözlenen Bölgeler

Sismik kesitlerin yorumu Körfez’in tabanının oldukça ince materyale sahip olduğunu göstermektedir. Bu yumuşak materyaller olası tektonik yüzey kırıklarını örtecek niteliktedir. Şekil 15 ‘te sismik kesitlerden yararlanılarak üç boyutlu sedimanter yapı gösterilmeye çalışılmıştır. Bu değerlendirmelerden yumuşak sedimanter yapıya rağmen izlenebilen bir yüzey kırığı tespit edilmiştir (Şekil 16). Bu kırığın güneybatı- kuzeydoğu (Yenikale – Çiğli) doğrultulu olduğu gözlemlenmektedir. Bu ise karada da bir bölümü izlenebilen olası Agememnon II Fayı’dır.





Şekil 15. İzmir Körfezi 3 Boyutlu Stratigrafik Modeli

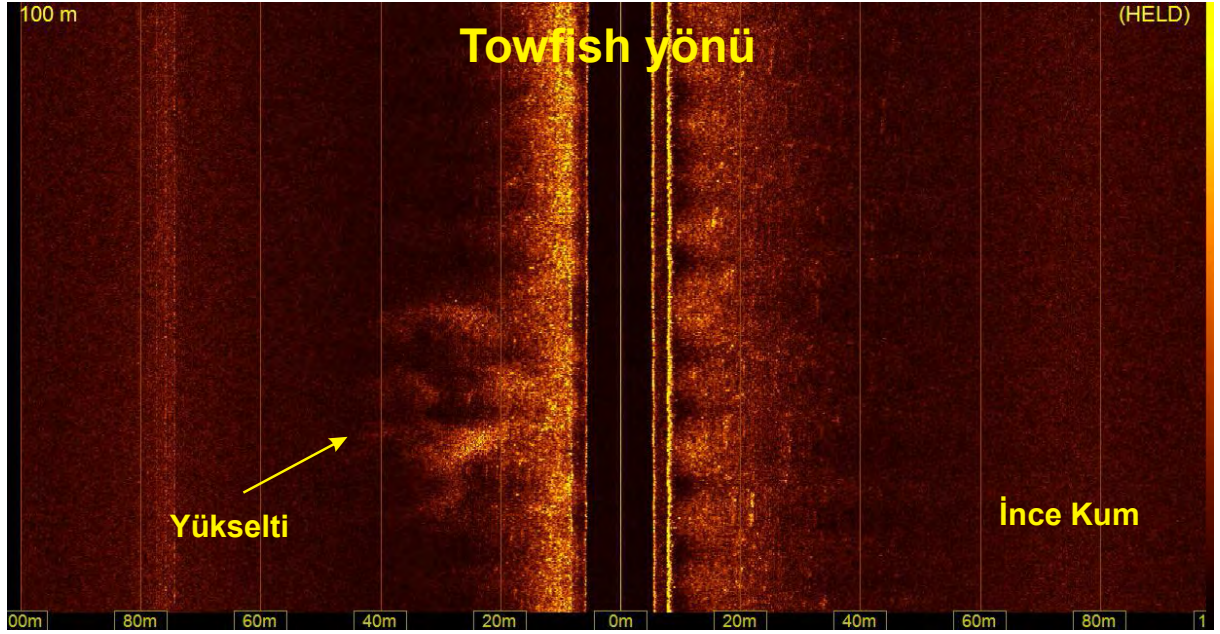
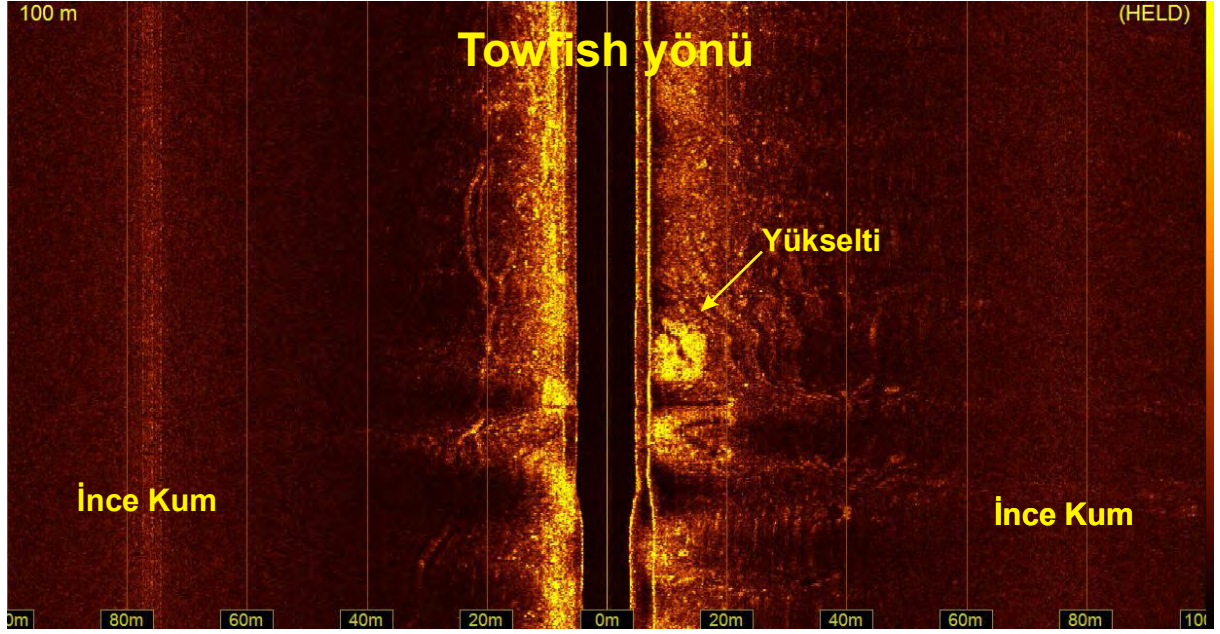


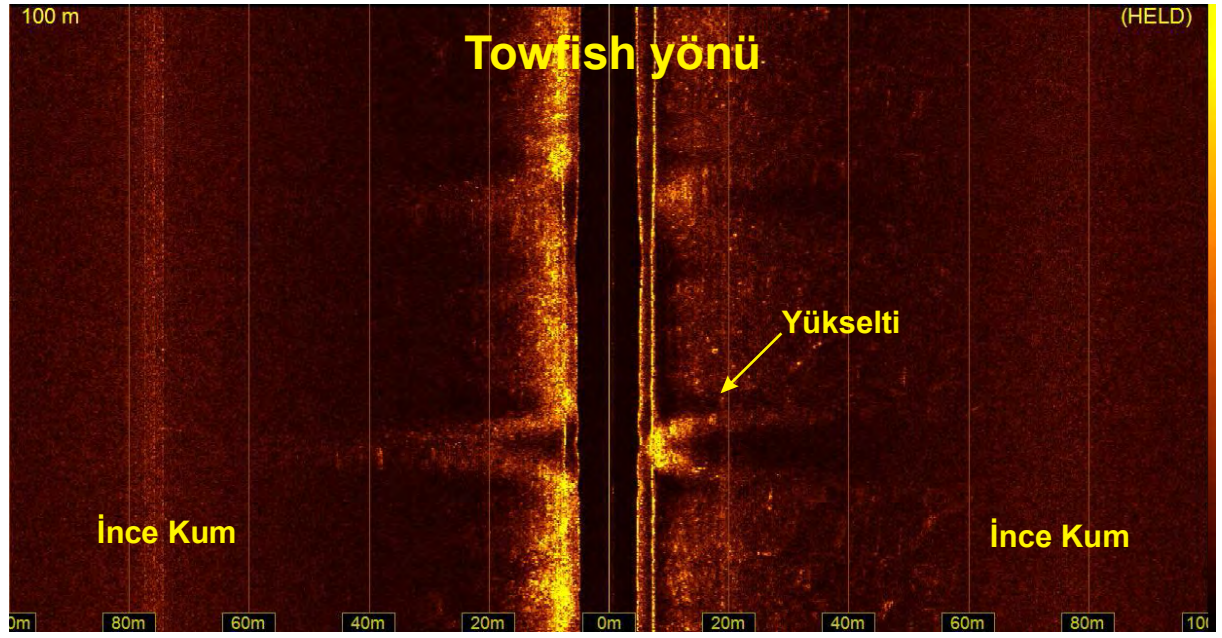
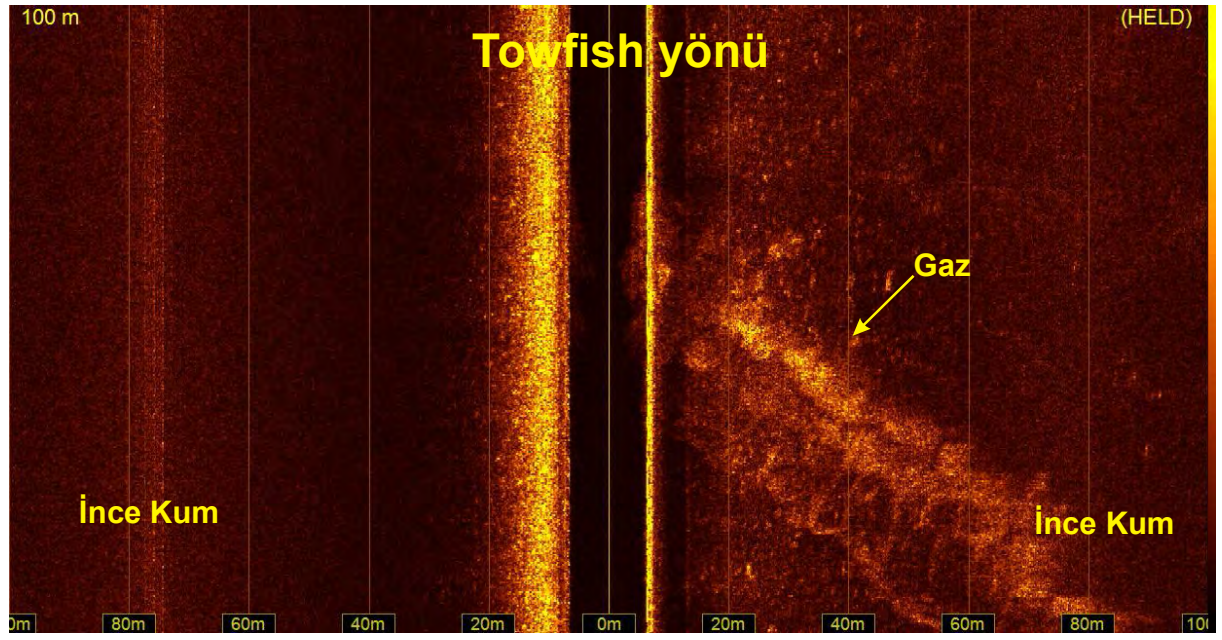
Şekil 16. Olası Agememnon II Fay .Kırığı

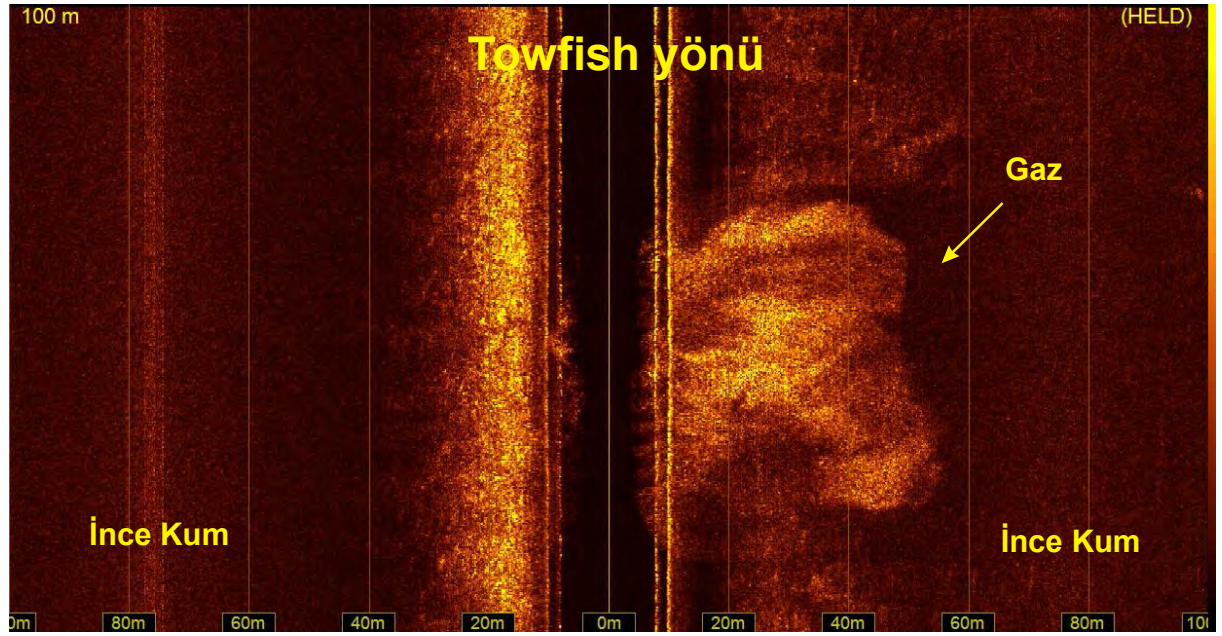
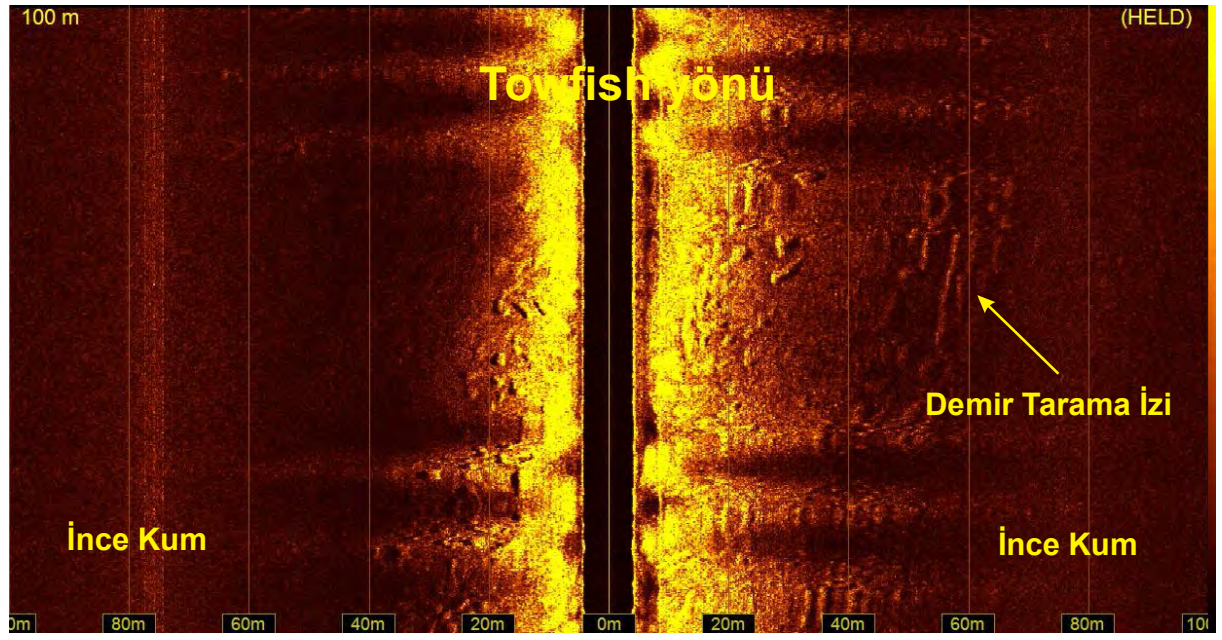
4.3. Yanal Taramalı Sonar Çalışmaları

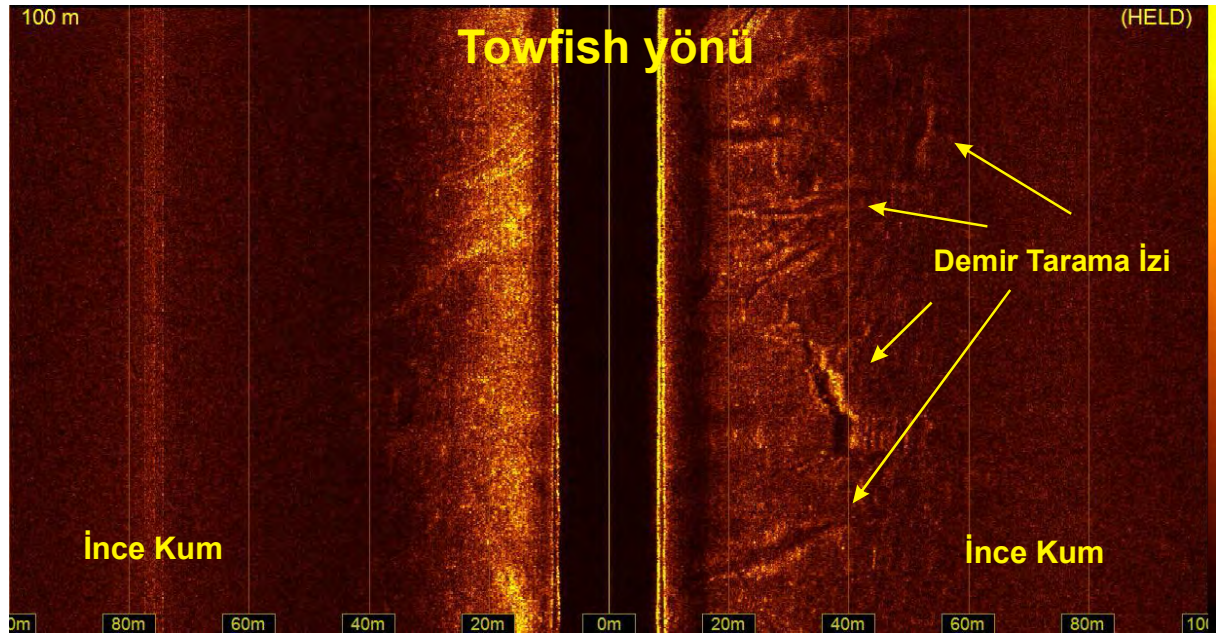
Yanal taramalı sonar kesitleri incelendiğinde; Kesitlerin tarama alanı; 100 m sancak, 100 m iskele yönünde olmak üzere toplam 200 m'dir. Veriler çalışma alanının genel olarak ince kum gibi yumuşak malzemeden oluştuğu için sinyali soğurmakta ve kesitte koyu renkli görünmesine neden olmaktadır. Kesitlerde gazın örttüğü bölgeler de belirgin bir şekilde izlenmektedir. Bu bölgeler Şekil 18 'de görüldüğü gibi sismik kesitlerle karşılaştırıldığında gaz içeren sediman ve çıkışlarla uyum göstermektedir. Kesitlerde dikkat çekici diğer noktalar;

büyüküğü 1 m'yi geçmeyen materyallerden oluşan döküntülü bölgeler, demir tarama izleri ve yükselti bölgeleridir. Gönderilen sinyalin yansımından dolayı yükseltiiler açık renklidir. Çukur bölgeler ise koyu renklidir.



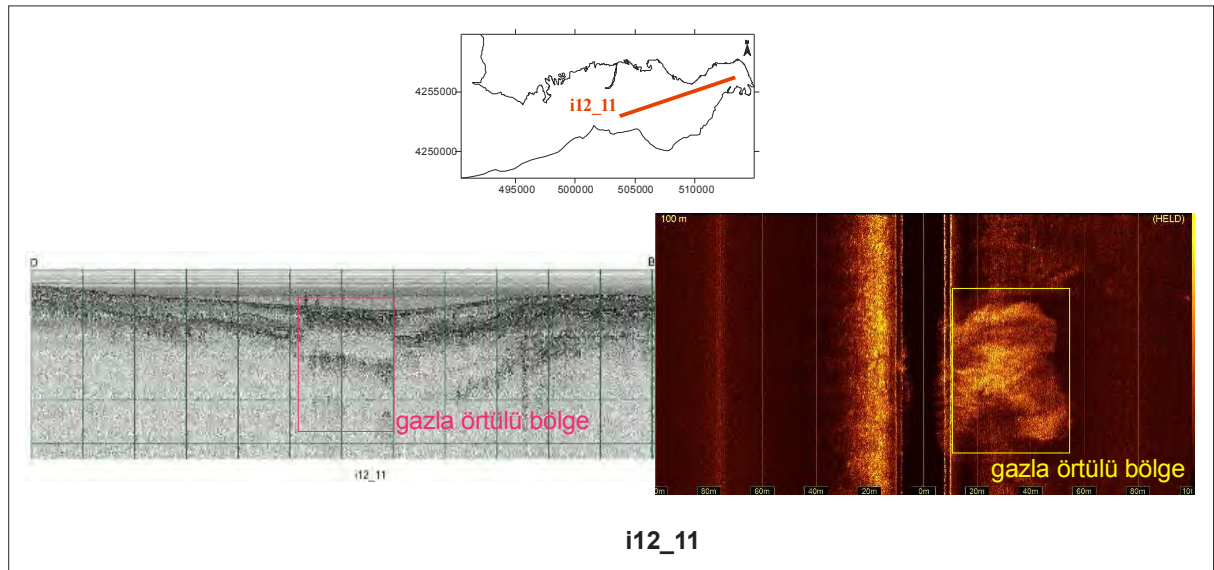


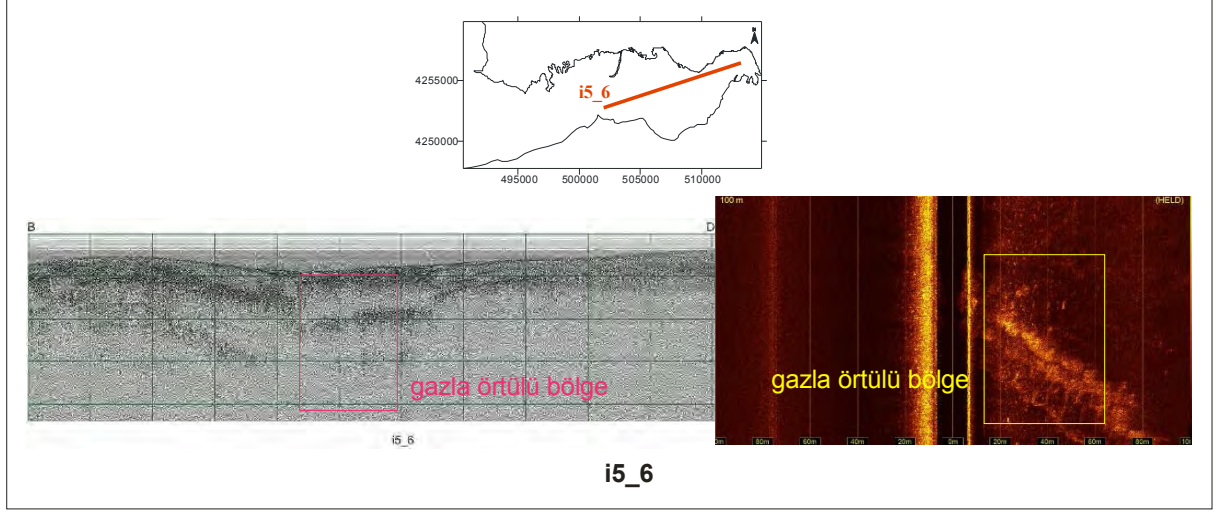
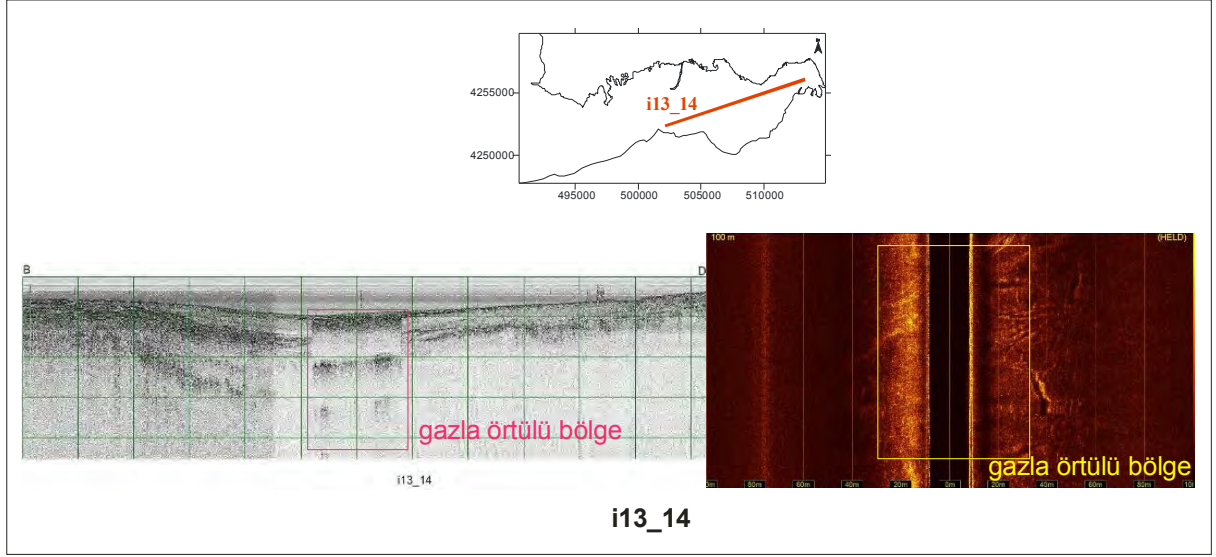




Şekil 17. Sonar Profilleri

Körfezde alınan sismik profiller ile aynı hatta ait sonar profilleri karşılaştırmalı olarak değerlendirilmiştir. Buradan elde edilen sonuçlar örnek şekillerden de izlenebileceği gibi (Şekil 17 ve Şekil 18) uyum göstermektedir.

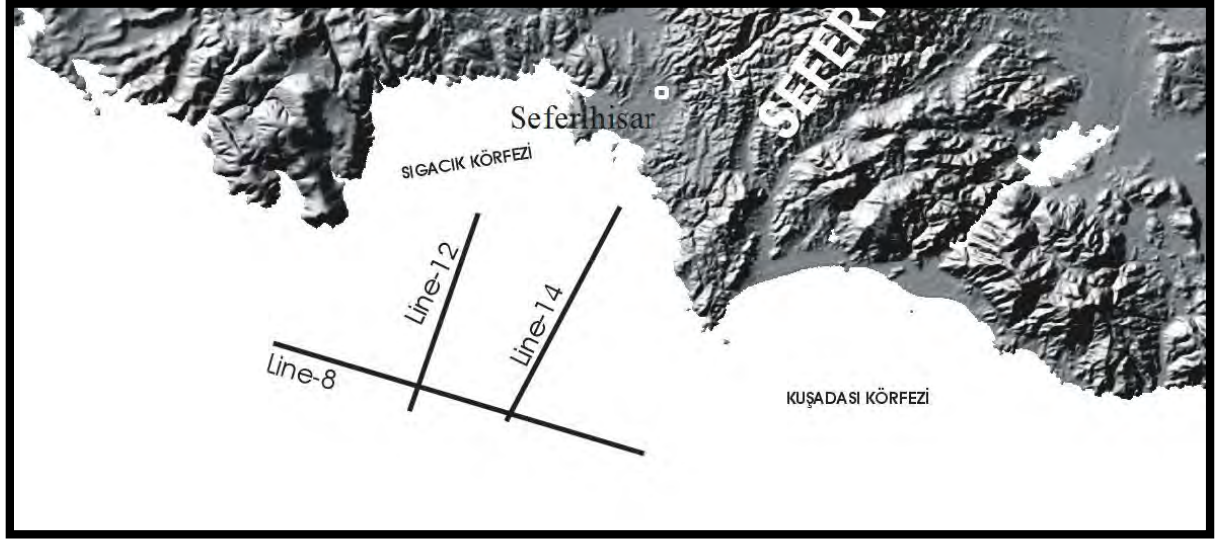




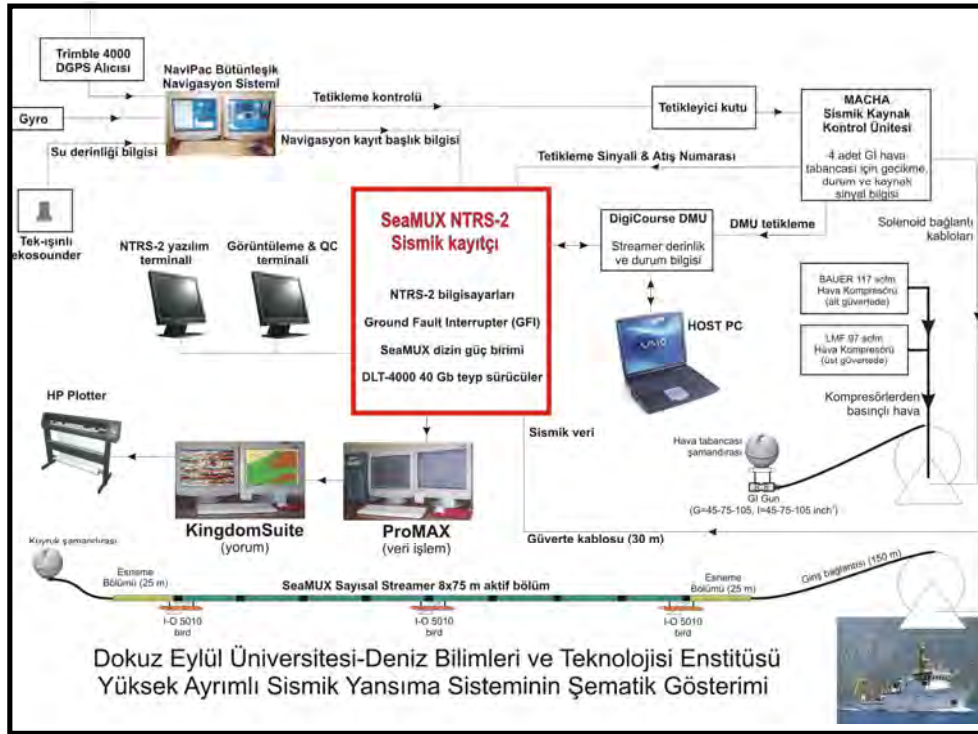
Şekil 18. Karşılaştırmalı Sismik ve Sonar Profilleri

4.4. Sığacık Körfezi Çok Kanallı Sismik Yansıma Çalışması

Sığacık Körfezi ve çevresinde gerçekleştirilen çok kanallı sismik yansıma çalışması, Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknoloji Enstitüsü' nde Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ koordinatörlüğünde kurulan Sismik Laboratuvarı (SeisLab) sistemleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir.



Şekil 19. Çalışma Alanı Ve Sismik Kesitler



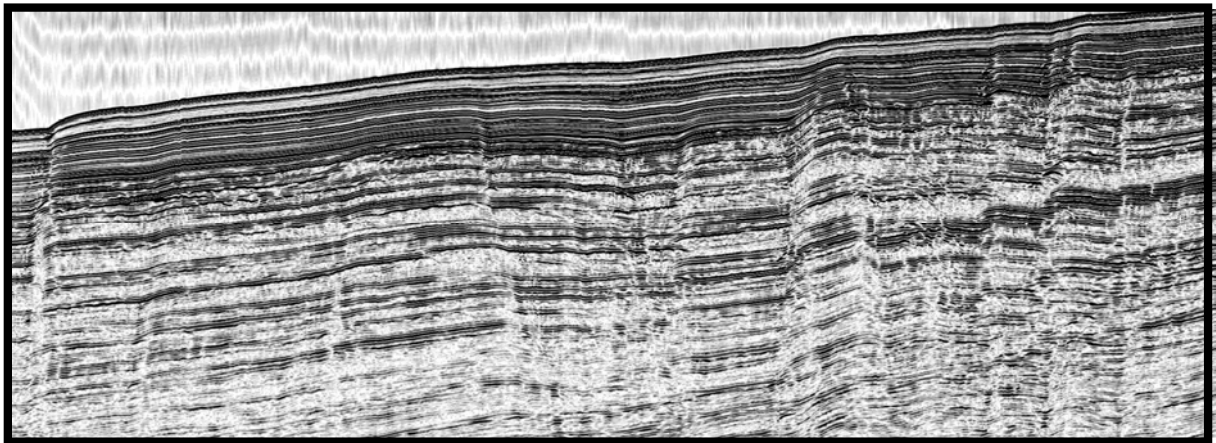
Şekil 20. Çok Kanallı Sismik Sistemin Şematik Gösterimi

Tablo-1: Atış ve Kayıt Parametreleri

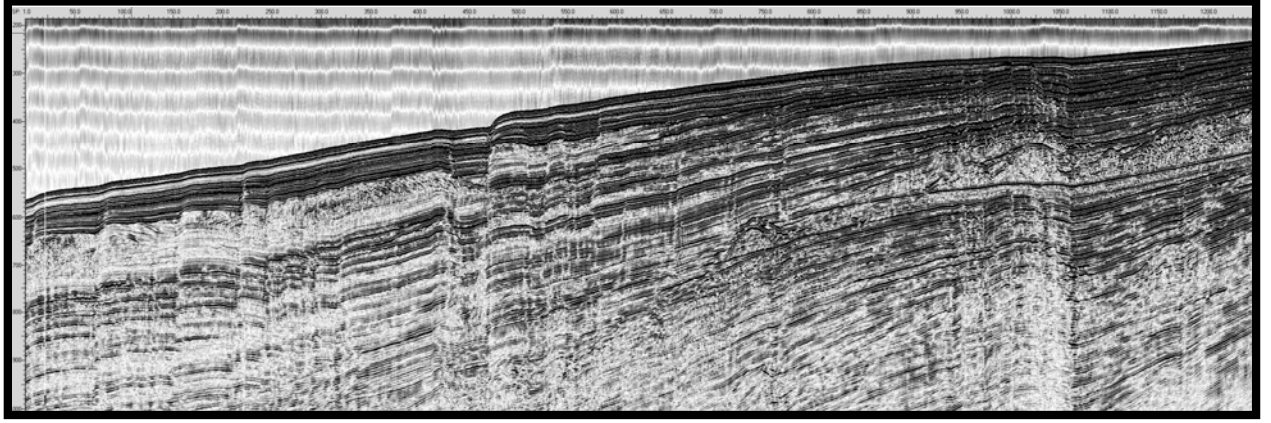
GI: Generator-İnjector Hava Tabancası

Parametreler	Çok Kanallı Sismik Yansım
Kanal Sayısı	48
Streamer Uzunluğu(m)	300
Yakın Ofset(m)	100
Uzak Ofset(m)	400
Atış Aralığı(m)	12.5
Grup Aralığı(m)	6.25
Örnekleme Aralığı(msn)	1
Toplam Kayıt Süresi(sn)	2
Katlanma Sayısı	12
Kaynak	1 adet GI Gun($105\text{in}^3 + 105\text{in}^3$)

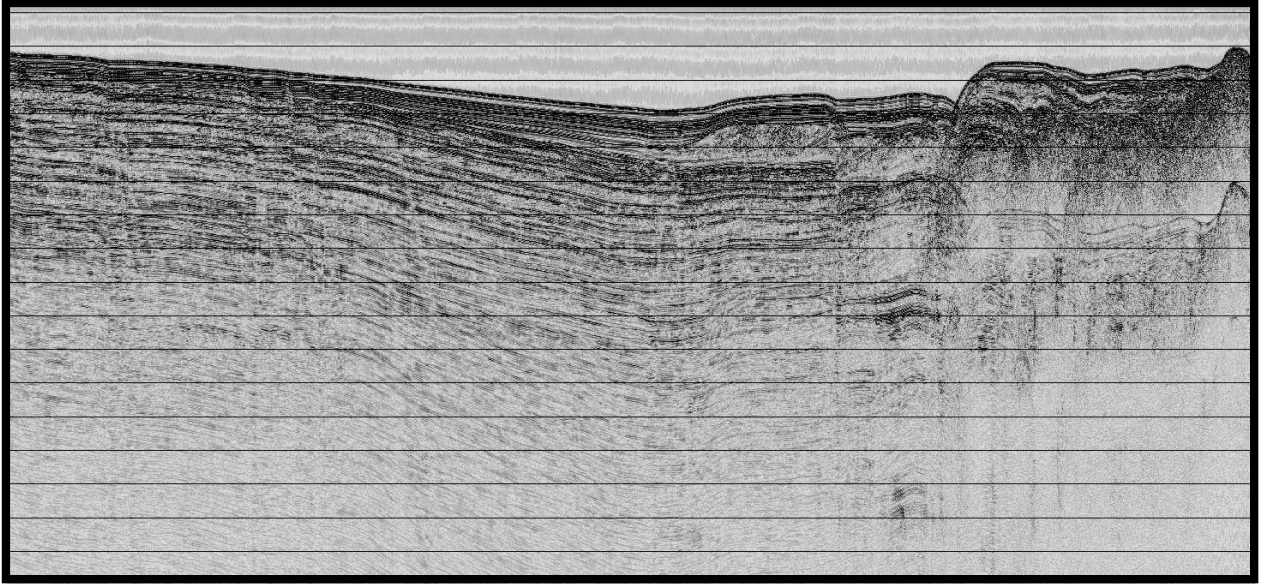
4.4.1. Veri İşlem Uygulanmadan Önce İlk İzler Alınarak Oluşturulmuş Sismik Kesitler



Şekil 21. İlk İzler Alınarak Oluşturulmuş Sismik Kesit (Line12)



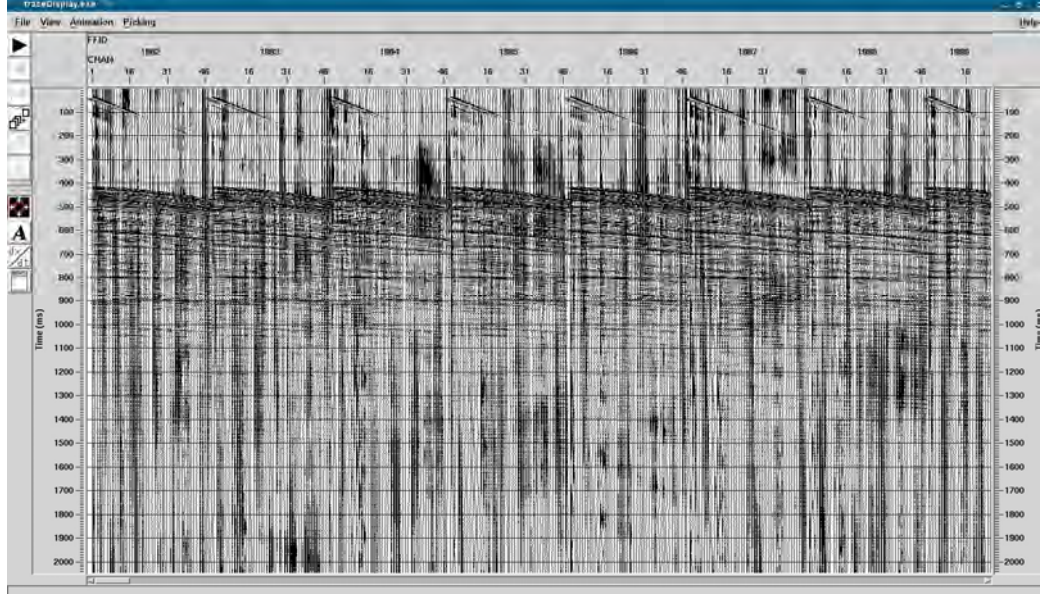
Şekil 22. İlk İzler Alınarak Oluşturulmuş Sismik Kesit (Line14)



Şekil 23. İlk İzler Alınarak Oluşturulmuş Sismik Kesit (Line8)

4.4.2. Veri İşleme Aşamasında Uygulanan Adımlar:

4.4.2.1. Ham Verinin Yüklenmesi



Şekil 24. Veri İşlem Amacıyla Programa Yüklenmiş Ham Sismik Verinin Görünümü

4.4.2.2. Geometrinin Yüklenmesi

Geometry Setup

Assign Midpoints Method (Required)

Existing Index number mappings in the TBC

Matching pattern number in the SZK and PAT spreadsheets

Matching Line and station numbers in the SZK and PAT spreadsheets

Station Intervals (Generally Required; Please see Doc.)

Nominal Receiver Station Interval: 0.2500

Nominal Source Station Interval: 2.0000

Nominal Crossing Separation: 0.0000

Nominal Sali Line Azimuth: 220.0000

Nominal Source Depth: 2.0000

Nominal Receiver Depth: 0.0000

Units (Required)

Meters Feet

Co-ordinate origin (Optional)

X0: Subtract this value from all X coordinates: 0.0000

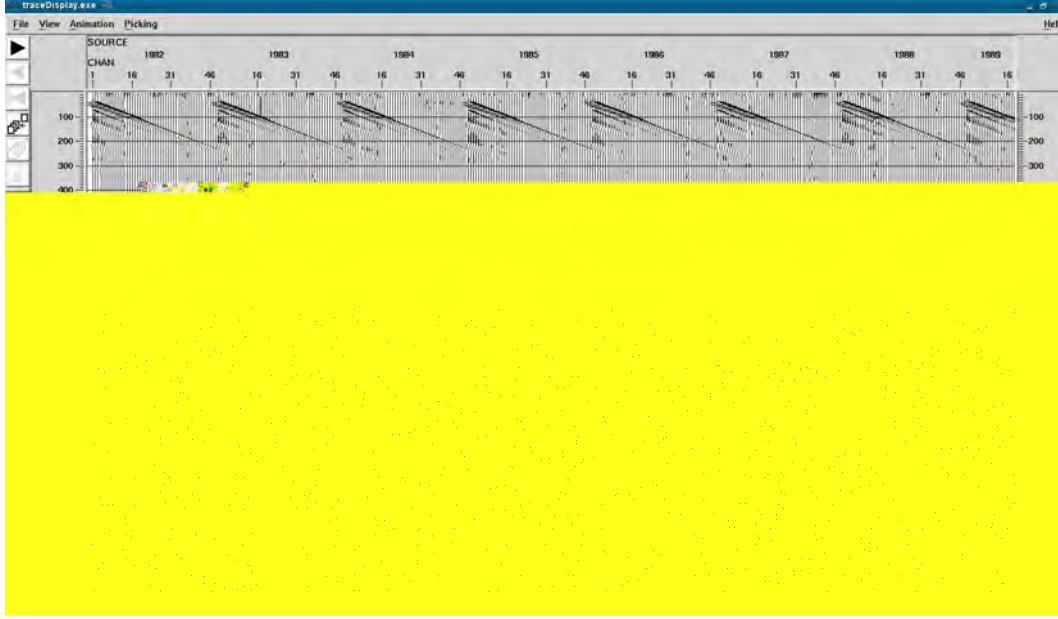
Y0: Subtract this value from all Y coordinates: 0.0000

Font Assignment

OK Cancel

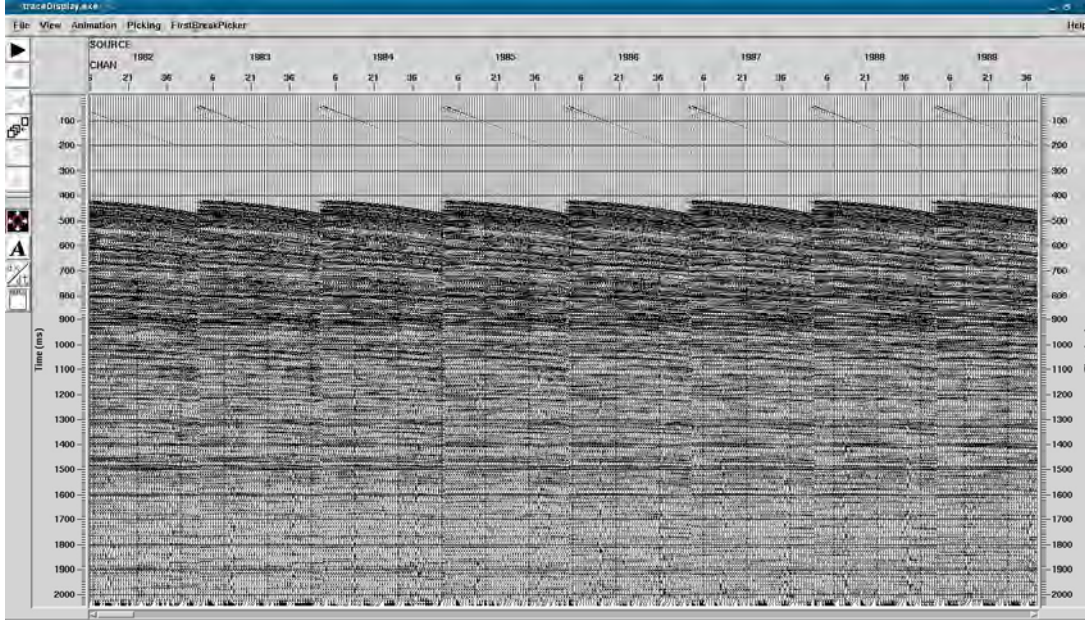
Şekil 25. Ham Sismik Veriye Gerçek Koordinat Bilgisinin Yüklenmesi

4.4.2.3. Bant Geçişli Süzgeç (12-200 Hz)



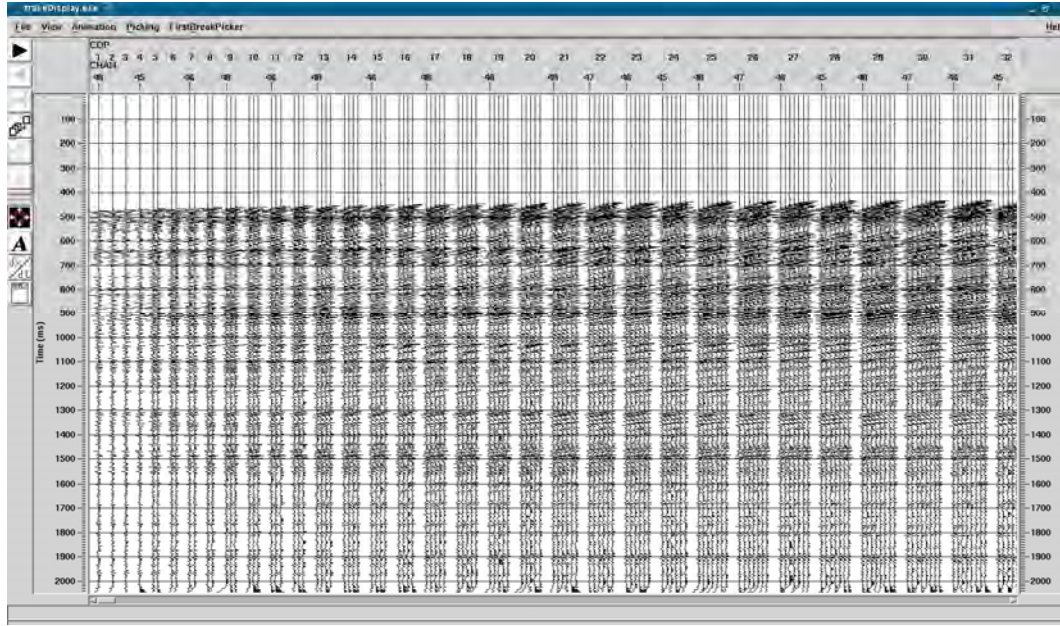
Şekil 26. Ham Sismik Veriyi Bozan Yüksek Ve Alçak Frekanslı Gürültülerden Kurtulmak Amacıyla Gerçekleştirilen Bant Geçişli Süzgeç İşlemi

4.4.2.4. Genlik Düzeltmesi



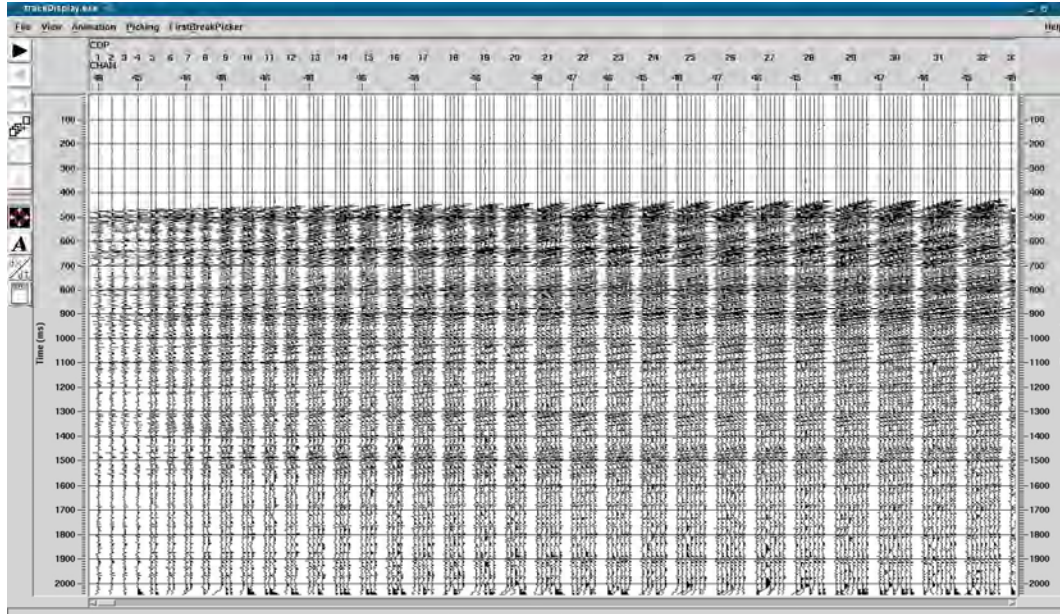
Şekil 27. Sismik Kesitteki Genlik Kaybını Düzeltmek Amacıyla Uygulanan Genlik Düzeltmesi

4.4.2.5. CDP Sort



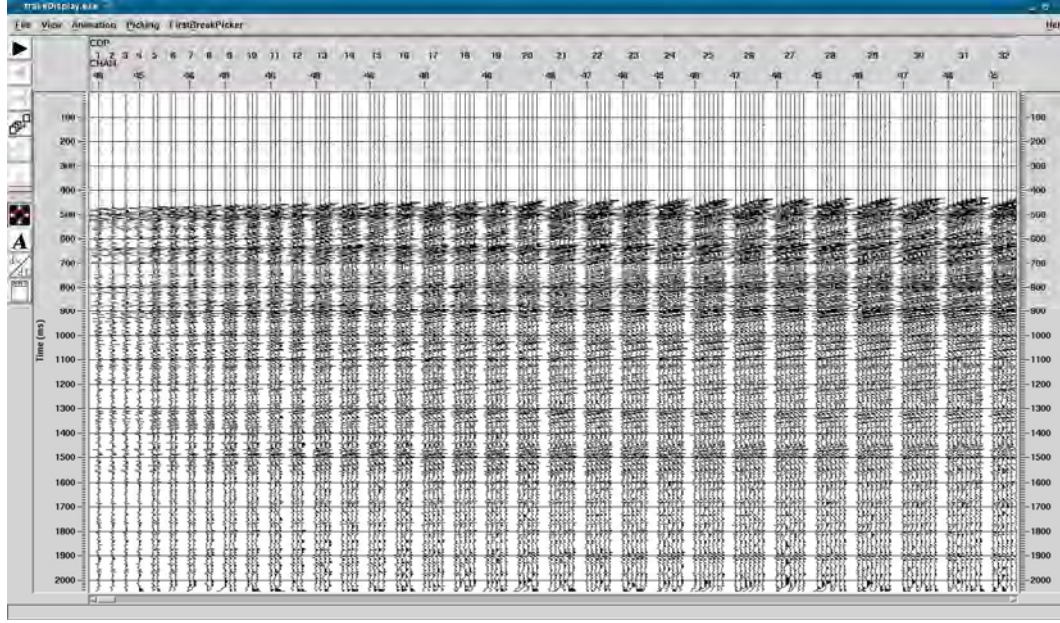
Şekil 28. Ortak Yansıma Noktalarından Elde Edilen Yansımaların Gösterimi

4.4.2.6. Ön Kestirim Dekonvolüsyonu



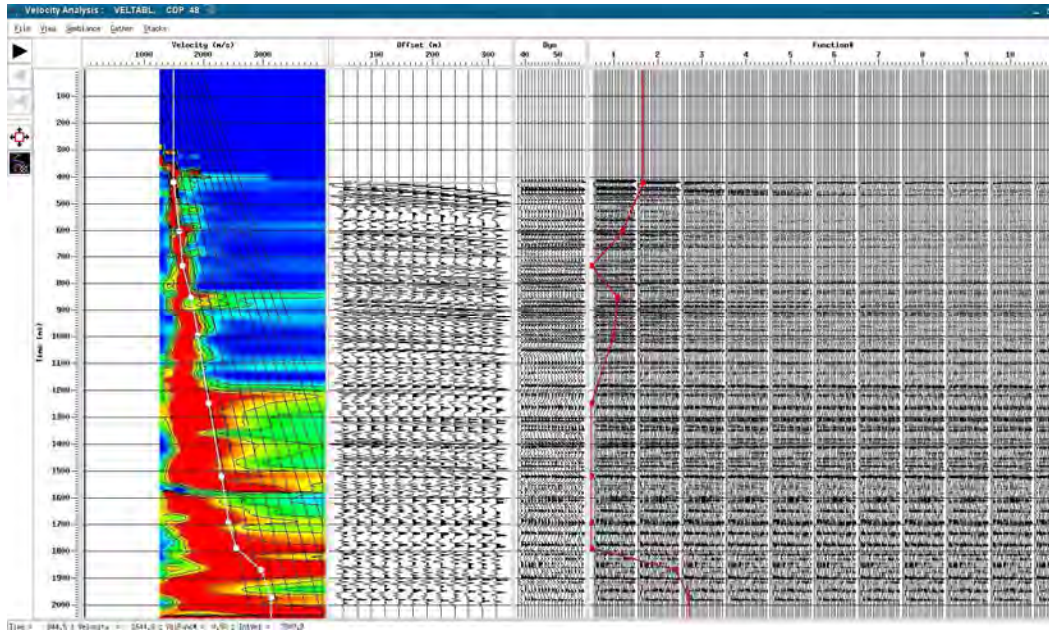
Şekil 29. Özellikle Sığ Deniz Tabanından Kaynaklanan Tekrarlı Yansıma Etkilerini Gidermek Amacıyla Uygulanan Ön Kestirimli Dekonvolüsyon İşlemi

4.4.2.7. Bant Geçişli Süzgeç (20-180 Hz)



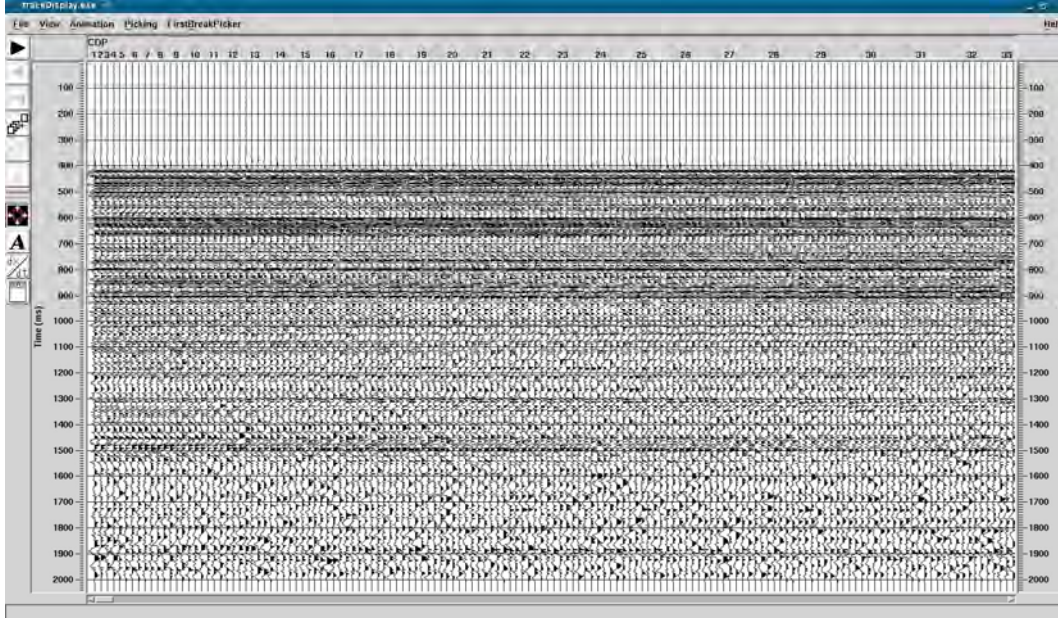
Şekil 30. Dekonvolüsyon Sonrası Filtre Uygulaması

4.4.2.8. Hız Analizi



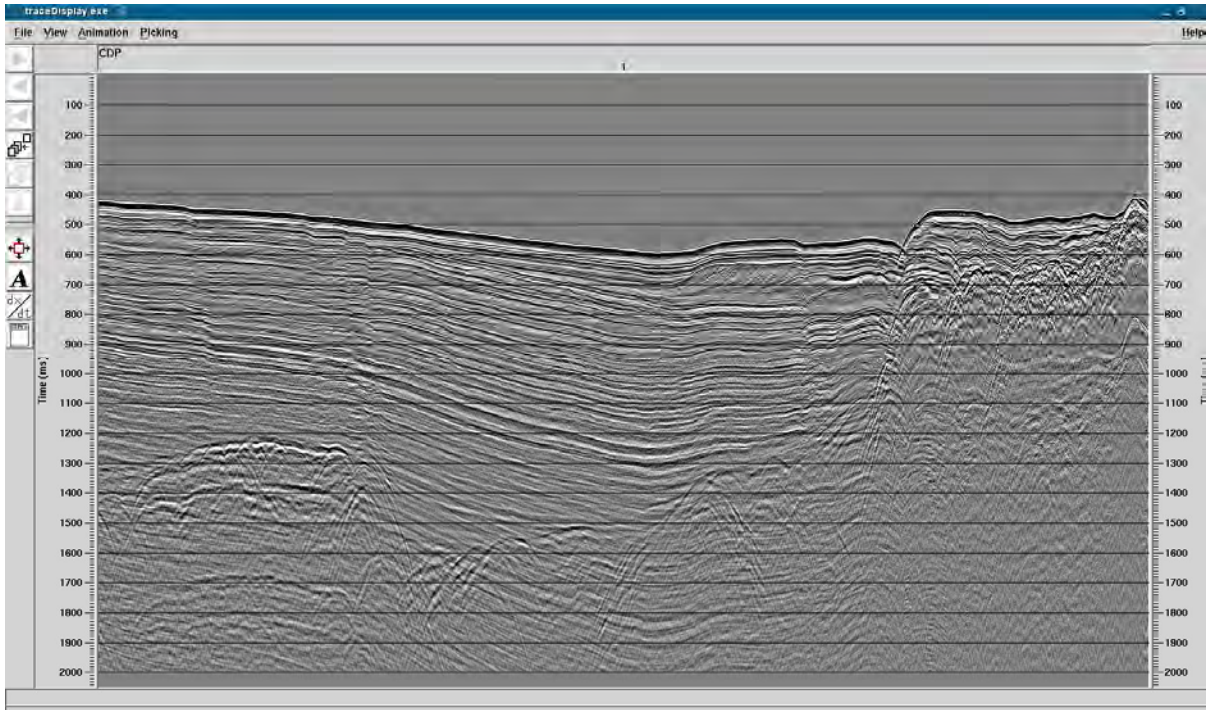
Şekil 31. Hız Analizini Gösteren Şema

4.4.2.9. NMO Düzeltmesi



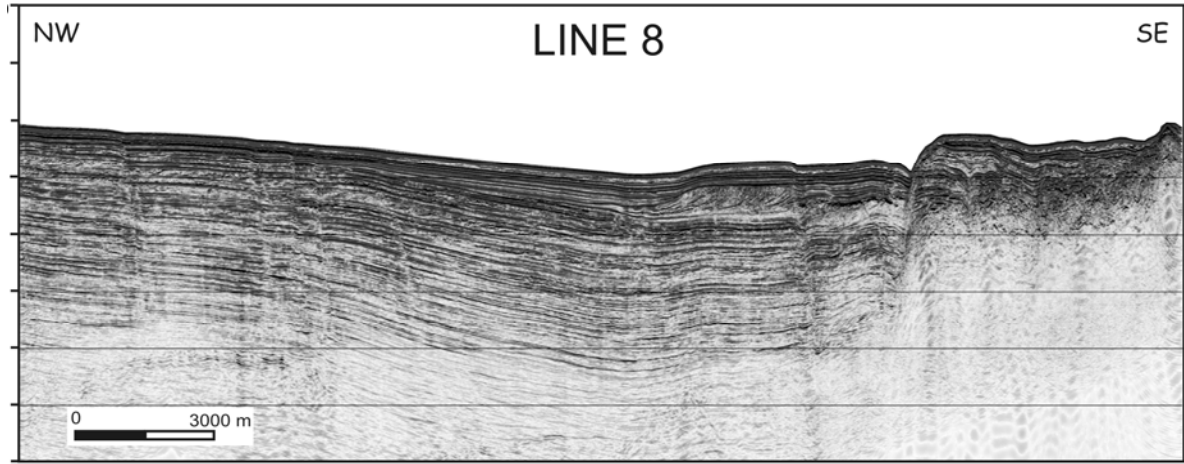
Şekil 32. Alıcıların Kaynaktan Olan Uzaklığına Bağlı Olarak Oluşan Zaman Gecikmesinin Düzeltilmesi

4.4.2.10. 12 Fold Stack



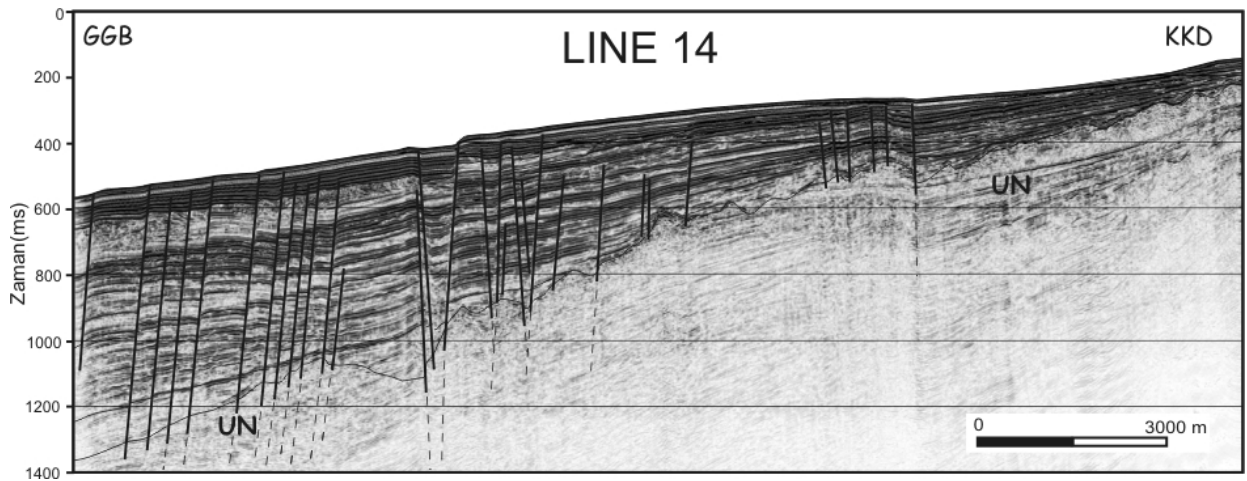
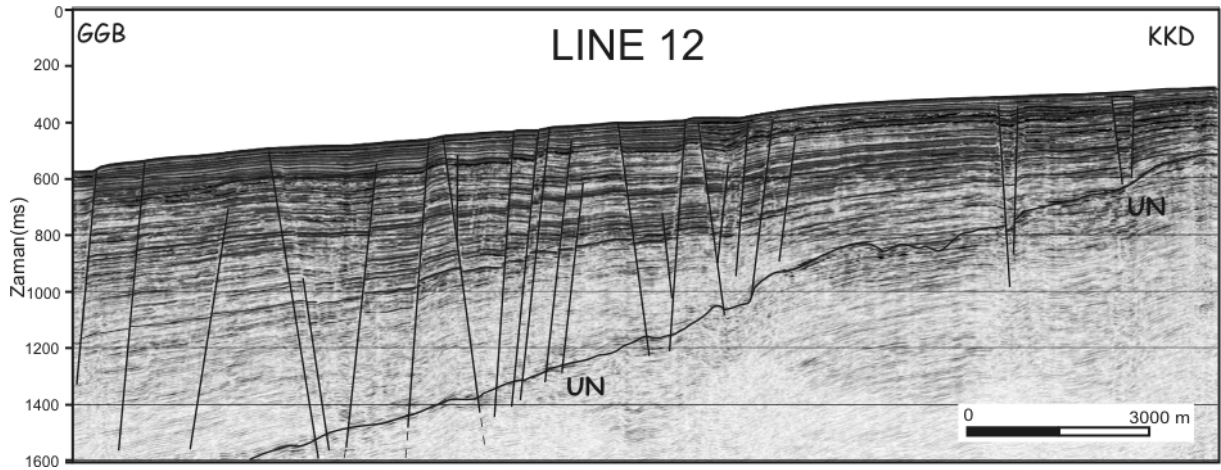
Şekil 33. Ortak Noktadan Gelen Yansıma Sinyallerinin Yığılma(Stack) İşlemi Sonucunda Elde Edilen Sismik Kesit

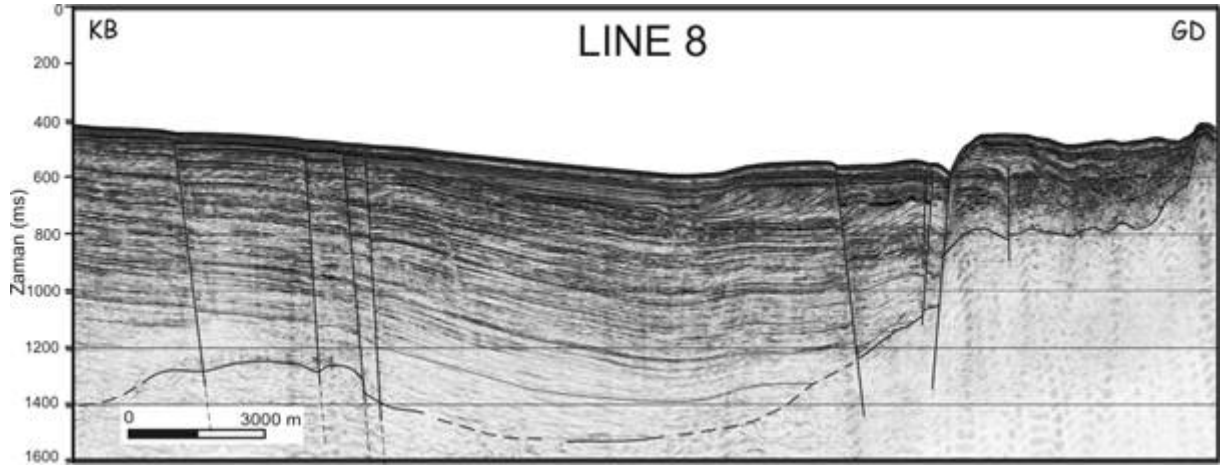
4.4.2.11. Migrasyon



Şekil 34. Üçüncü Boyuttan Kaynaklanan Yan Etkiler İle Fay Ve Stratigrafik Yapıdan Kaynaklanan Saçılmalardan Kurtulmak Amacıyla Gerçekleştirilmiş Migrasyon İşlemi

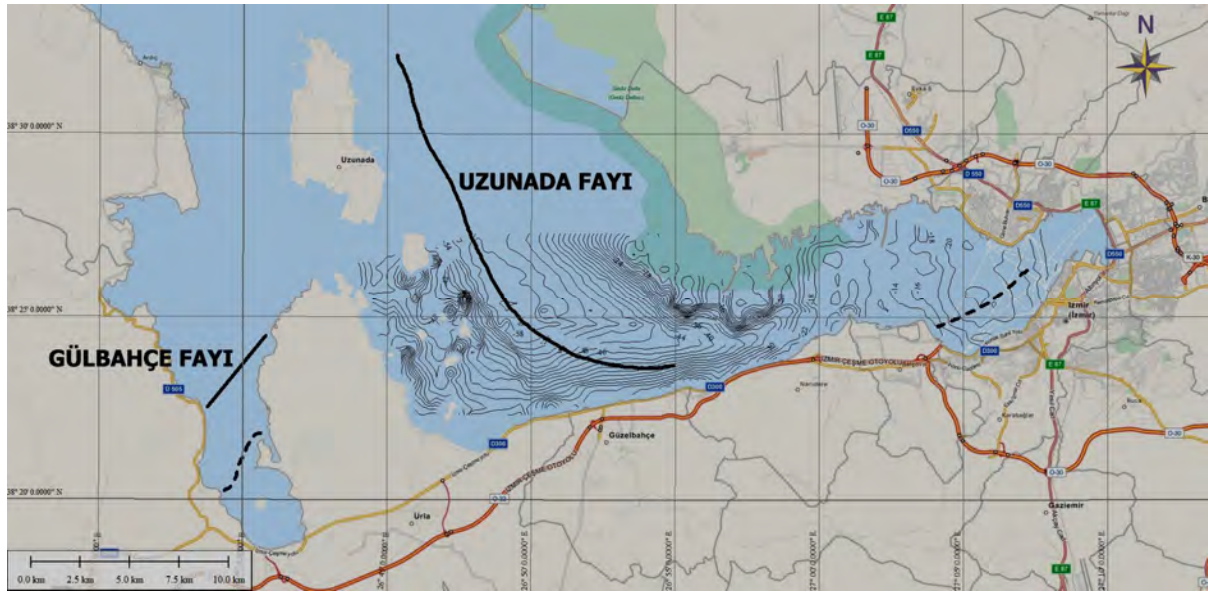
4.4.3.Sismik Kesitlerin Jeolojik Yorumu





Şekil 35. Sismik Kesitlerin Jeolojik Yorumu

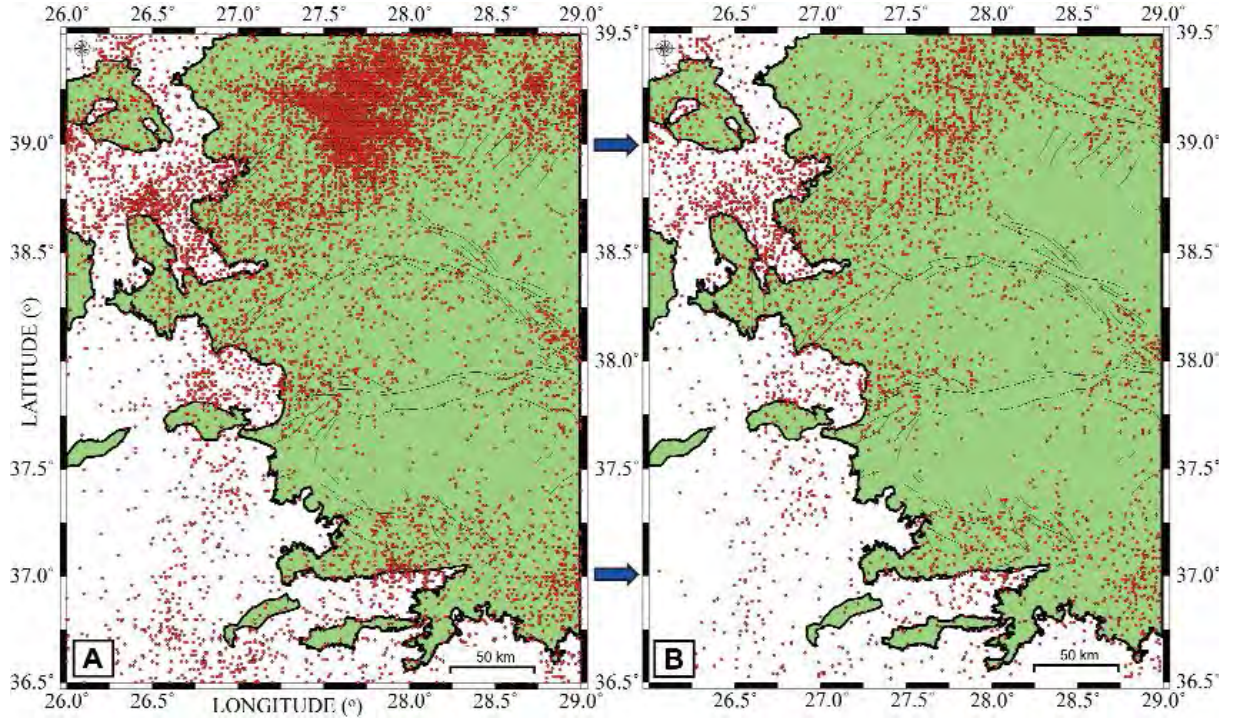
Sismik kesitlerden akustik temel üzerinde düzgün tabakalanma gösteren yaklaşık 500-600m kalınlığında sedimanter yapı izlenmektedir ve bu yapılar normal atımı fazla olmayan yüzeye kadar ulaşan aktif faylarla kesilmektedir. Belki daha derindeki çiçek yapı karakterli tek bir fayın yüzeyleyen kolları olabilir.



Şekil 36. İzmir Körfezi Aktif Fay Haritası

İzmir ve çevresinde son 17 yılda meydana gelen orta büyüklükteki üç deprem (1992-Doğanbey, 2003-Urla ve 2005-Demircili) bölgenin baskın olarak doğrultu atımlı fayların kontrolünde şekil değiştirdiğini göstermektedir. Bu şekil değişikliği bölgesel ölçekte İzmir (Gümüldür) ve Balıkesir (Bigadiç) arasındaki kuşak boyunca uzanım sunan kabuksal ölçekteki transfer zonunun varlığıyla açıklanmaktadır (Sözbilir ve diğ.). İzmir Körfezi içinde ve Sığacık Körfezi'nde tespit edebildiğimiz bu fay sistemleri bu zonun etkisi ile oluşmuş olabilir. Türkiye'nin deprem kataloğu incelendiğinde (Şekil 37) 1688 depreminin Yenikale

fayının üzerinde olduğu ve 7 büyüklüğünde bir deprem oluşturduğu, Uzunada' nın batısındaki fay üzerinde ise 5 büyüklüğünde depremler meydana geldiği izlenebilir.



Şekil 37. Batı Anadolu'nun sismik aktivite kataloğu (1900-2002)

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

İzmir Körfezi jeomorfolojik ve batimetrik olarak üç bölümde incelenebilir. İzmir Limanı'ndan Yenikale geçidine kadar olan kesim İç Körfez olarak adlandırılabilir. Bu kesim batimetrik olarak en derin yeri 20-25 m kadar olup kuzey kesimleri oldukça sığdır. Yaklaşık olarak kuzey – güney eksenini 4-5 km olsa da bunun 2.5 – 3 km lik bölümü 0 – 10m derinliktedir. Jeolojik olarak sismik kesit ve sonar görüntülerinde yumuşak sediment özelliği gösterdiği, yüksek miktarda gaz içeriği ve gaz çıkışına sahip olduğu izlenmektedir. Orta Körfez Yenikale geçidinden Çiçek adalarına kadar olan bölge olup derinliği 50 m'ye ulaşır. Dış Körfez ise doğu – batıdan kuzey – güney yönelimine dönerek Foça – Karaburun hattına ulaşır. Batimetrik olarak 50 m su derinliğinin üzerine çıkar. Taban topoğrafyası sismik ve sonar kayıtlarında kumlu, sert bir yapı göstermektedir. Uzunada'nın doğusundaki fay civarında gaz çıkışları ve pockmarklar izlenmektedir (yani gazların derin kökenli olduklarını göstermektedir).

İzmir Körfezi genel anlamda tektonik açıdan Miosen öncesi sıkışma tektoniğinin ve halihazırda devam eden Neotektonik açılmanın etkilerinin birlikte oluşturduğu bir sistemin oluşturduğu tektonizma göstermektedir. Sıkışma tektoniği döneminde Körfeze hakim olan Karaburun Yükseltisi, Foça çukuru, Yamanlar yükseltisi olarak adlandırdığımız Horst–Graben sistemi Neotektonik kuzey–güney açılma döneminde makaslama fayları oluşturmaktadır. İç Körfez çalışmalarımızda tespit edebildiğimiz agememnon II fayı, Gülbahçe fayı örnek oluşturabilir. Bu aktif fayların düşey bileşenlerinin az oluşu ve sismik karakteristiği doğrultu atımlı faylar olarak açıklanabilir.

Körfezi etkileyen en önemli faylardan biride Uzunada'nın doğusunda kuzey–güney doğrultulu faydır ve yaklaşık 15 km yüzey kırığı veren bu aktif fay sismik kesitlerde yoğun gaz çıkışı ile izlenmektedir. Sismolojik veriler bu fayın 5 ve üzeri büyüklükte deprem oluşturduğunu göstermektedir.

Tektonik açıdan Batı Anadolu' nun en önemli aktif yapılarından biri olan Gediz Grabeni, tarihsel dönemlerden bu yana Ege Bölgesi ile İç Anadolu Bölgesi arasındaki en önemli geçiş güzergahlarından biridir. Bunun sonucu olarak graben boyunca hem tarihsel devirlerde hem de günümüzde önemli yerleşim yerleri kurulmuştur. İzmir Körfezi'ni sınırlayan ve kesen faylar üzerinde tarihsel dönemlerde ve yakın geçmişte büyük depremler meydana gelmiştir. Bu depremler sırasında gelişen yüzey kırıkları, graben boyunca yer alan tarihsel yapılarda ve doğal yapılarda izler bırakmış ve ötelenmelere neden olmuştur. Araştırmamızda önemli bir bulgu güneybatı kuzeydoğu uzanımlı Agememnon II Fayı'nın yüzey kırığının kısmen de olsa izlenmesidir. Ayrıca Sığacık Körfezi'nde de aktif kırıkların yoğun olarak varlığı izlenmiştir.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Alptekin, Ö. (1973). Focal mechanism of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications, PhD Thesis New Mexico Inst. Of Mining and Tech., Socorro, New Mexico, 189 p.
- Alptekin, Ö., (1978). Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri 2. Odak mekanizmaları ve plaka tektoniği modeli, Jeofizik, C. 7, s. 3, 35-57 sAkartuna, M., İzmir-Torbalı-Seferihisar-Urta bölgesinin jeolojisi hakkında. *MTA Enstitüsü Dergisi.*, 59, 1-18.
- Arpat, E ve Bingöl E., (1969). The rift system of the western Turkey, thoughts on its development, Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turk., 73, 1-9.
- Barka, A., (1988). Kadinsky-Cade, K., Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics* 7, 663-684.
- Barka, A., (1992). The North Anatolian Fault Zone. *Ann. Tecton.*, 194-195 (Suppl. To VI).
- Barka , A., (1996). Batı Anadolu'da yer alan aktif faylar ve kireçtaşı fay şevlerinin paleosismik yöntemlerle incelenmesi. Tübitak Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı, YDABÇAĞ-434/G.
- Blumenthal, M. M., (1963). Le systeme structural du Taurus sud Anatolien. *Paul Fellot*, 2, Soc. Geol. France, 611-662.
- Boray, A., Akat, U., Akdeniz, N., Akçaören, Z., Çağlayan, A., Günay, E., Korkmazer, B., Öztürk, E. M.&Sav, H. (1973). Menderes Masifinin Güney Kenarı Boyunca Bazı Önemli Sorunlar ve Bunların Muhtemel Çözümleri. Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, Ankara, M.T.A. yayl., 11-20.
- Brinkmann, R., (1966). Geotektonische Gliederung von Westernatolien: *Neus Jahrb. Geol. Palaontol., Monatsh*, 10, 603-608.
- Brinkmann, R., (1972). Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia: *Geol. Sc. America Bull.*, 83, 819-826.
- Brinkmann, R., (1976). *Geology of Turkey*: enke, Stuttgart. 158 p.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., De Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J. Poisson, A. (1971). Outline of the geology of the Western Taurides. In *Geology and History of Turkey* (ed A.S. Campwell), Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 225-257.
- Dewey, J. F. and Şengör. A.M.C., (1979.). Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. America Bull. Part 1.* 90., 84-92 p.
- Emre, T., (1996). Gediz Grabeninin jeolojisi ve tektoniği, *Turkish Journ. of Earth Sciences*, v.5, 171-186 s.

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

Güney, B. A., Yılmaz, Y., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B., Arzuman, S., Kuşçu, İ., (2001). Reflection seismic study across the continental shelf of Baba Burnu promontory of Biga Peninsula, Northwest Turkey. Mar. Geol. 176, 75-85.

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

Huguen, C., Mascle, J., Chaumillon, E., Woodside, J. M., Benkhelil, J., Kopf, A., Volkonskaia, A., (2001). Deformational styles of the eastern Mediterranean ridge and surroundings from combined swath mapping and seismic reflection profiling. Tectonophysics 343, 21-27.

Jackson, J.A. McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 77, 185-264.

Jackson, J. (1994). Active tectonics of the Aegean region. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 239-271.

Kahle, H.-G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K., Cross, P., (1998). The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. Tectonophysics 294, 237-252.

Kissel, C., Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Monod, O. & Allerton, S., (1993). First Paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of western Taurides thrust belt east of the Isparta re-entrant (southwestern Turkey). Earth Planet. Sci. Lett., 117, 1-14.

Koçyiğit, A., (1984). Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik Gelişim, TJK Bült., 24/1, 1-16.

Kurt, H., Demirbağ, E., Kuşçu, İ., (1999). Investigation of the submarine tectonism in the Gulf of Gökova, southwest Anatolia-southeast Aegean Sea, by multi-channel seismic reflection data. Tectonophysics 305, 477-496.

Le Pichon, X., Angelier, J., (1979). The Hellenic Arc and trench system: a key to the tectonic evolution of the eastern Mediterranean area. Tectonophysics 60, 1-42.

Le Pichon, X and Angelier, J., (1981). The Aegean Sea, Phil. Trans. R. Soc. London, Ser., A 300, 357-372 p.

Mascle, J., Martin, L., (1990). Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: a synthesis based on continuous reflection profiles. Mar. Geol. 94, 271-299.

Marcoux, J., (1987). Histoire et topologie de la Neo-Tethys. These de Doctorat Detat. L'Universite Pierre et Marie Curie, Paris, 569 p.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., (2000). Global Positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.* 105, 5695-5719.

McKenzie, D.P., (1972). Active tectonics of the Mediterranean regions, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-185 p.

McKenzie, D.P., (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean sea and its surrounding regions, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217-254.

Mercier, J.L., (1979). Signification n otectonique de l'arc orog enique, Une revue des id es, *Revue de geologie dynamique et de geographie physique*, (Serie 2) 21, No. 1, January-March, 5-15.

Mercier, J.L., Sorel, D., Simeakis, K., (1987). Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone the Aegean Arc from the Pliocene to the Present, *Anales Tectonicae*, 1/1, 20-39.

M ller, S., Kahle, H. G. ve Barka, A., (1997). Plate tectonic situation in the Anatolian-Aegean Region. In: Pfister, M. (Eds). *Active tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara poly-project*. VDF, Hoschschulverlag AG an der ETZ, Z rich, 13-28.

Ocako lu, N., Demirba , E., Ku  u,  ., (2005). Neotectonic structures in Izmir Gulf and surrounding regions (western Turkey): Evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime.

Ocako lu, N., Demirba , E., Ku  u,  ., (2004). Neotectonic structures in the area offshore of Ala at , Do anbey and Ku adas  (western Turkey): evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province.

O uz, M., (1966). Manisa Da ının kuzey ve g neybatısının jeolojisi Ege  niversitesi Fen Fak ltesi,  lmi Raporlar Serisi, 33, 6-7.

Oral, B. M. (1994). Global Positioning System(GPS) measurements in Turkey (1988-1992): Kinematics of Africa-Arabia-Eurasia collision Zone. PhD Thesis. Massachusetts Institute of Technology, 344pp.

Oral, B., Reilenger, R. Toks z, N. M., King, R., Barka, A., K m k, I. and Lenk, O. (1995). Coherent plate motion in the eastern Mediterranean continental collision zone. *EOS*.January, 1-3.

 ng r, T., (1972).  zmir-Urla jeotermal ara tırma sahasına ilişkin jeoloji raporu. *MTA Rap. Jt/201*,  zmir.

Patton, S., (1992). Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey, *Journal of the Geological Soc. of Lond n*, 149, 1031-1044.

Piper, D. J. W., Perissotaris, C., (2003).Quaternary neotectonics of the South Aegean arc. *Mar. Geol.* 198, 259-288.

Poisson, A. (1984). The extension of the Ionian trough into SW Turkey. In: J. F. Dixon & A. H. Robertson Eds., The geologic evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec. Pub. 17, 241-249.

Poisson, A., (1990). Neogene thrust belt in western Taurides. The imbricate systems of thrust sheets along a NNW-SSE transect. IESCA-1990, 224-235.

Reilinger, R., Mc Clusky, S., Oral, B., King, R., Toksöz, M., Barka, A., Kınık, İ., Lenk, O. ve Şanlı, F., (1997). GPS Measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *C. Jeophys. Res.* 102, 9983-9999.

Seyitoğlu, G and Scott, B.C., (1991). Late Cenozoic crustal extension basin formation in west Turkey, Geological Magazine, 128, 155-166.

Seyitoğlu, G. and Scott, B.C., (1996). The age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications, Geological Journal, 31, 1-11.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., (1983). Türkiye ile Tetisin Evrimi: Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım. T.J.K., Yerbilimleri Özel Dizisi, 1, 75s.

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 Strike-slip Faulting and Basin Formation, edited by Biddke, K.T. and Christie-Blick, N. , Society of Econ. Paleont. Min. Sp. Publ. 227-264.

Şengör, A.M.C., (1987). Cross faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in: Coward M.P., Dewey J.F. and Hancock P.L. eds. Continental extensional tectonics, Geological Society Special Publication, 28, 575-589 p.

Woodside, J., Mascle, J., Huguen, C., Volkonskaia, A., (2000). The Rhodes Basin, a post-Miocene tectonic trough. Mar. Geol. 165, 1-12.

Verdier, J., (1963). Kemalğaya Dağı Etüdü (İzmir İli). *MTA Derg.*, 61, 23-40.

Yılmaz, Y., (2000). Ege Bölgesinin Aktif Tektoniği. *Batı Anadolunun Depremselliği Sempozyumu, Bildiri Özleri*, 3-14.

Yılmaz, Y., (1993). New evidence and model on the evolution of the South East Anatolian Orogen. *Geol. Soc. America Bull.* 105, 251-271.

Yılmaz, Y. (1997). Geology of Western Anatolia. In "Active tectonics of NW Anatolia -The Marmara poly -project, eds Schindler and Pfister. VDF, ETH Zurich, 31-54.

Yılmaz, Y., Genç, Ş., Gürer, F., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Bozcu, M., Yılmaz, K. ve Elmas, A., (1998). Ege Denizi ve Ege Bölgesinin Jeolojisi ve Evrimi Türkiye Denizlerinin Çevre Alanlarının Jeolojisi, *Tübitak Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Prog.*, 211-236.