

İSTANBUL BOĞAZI KARADENİZ ÇIKIŞININ İNCELENMESİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim

Dalı

Seda OKAY

Mayıs, 2008

İZMİR

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

SEDA OKAY tarafından PROF. DR. GÜNAY ÇİFÇİ yönetiminde hazırlanan “İSTANBUL BOĞAZI KARADENİZ ÇIKIŞININ İNCELENMESİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ

Yönetici

Prof. Dr. Coşkun SARI

Jüri Üyesi

(Tez İzleme Komitesi Üyesi)

Doç. Dr. Erdeniz ÖZEL

Jüri Üyesi

(Tez İzleme Komitesi Üyesi)

Prof. Dr. Tuncay TAYMAZ

Jüri Üyesi

Doç. Dr. Oya ALGAN

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Cahit HELVACI

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın ortaya çıkarılmasında önemli katkıları olan ve öğrenimim boyunca hiçbir zaman desteğini esirgemeyen tez danışmanım Prof.Dr. Günay ÇİFÇİ 'ye teşekkürü bir borç bilirim. Çalışmanın değerlendirilmesi sırasında her türlü desteği sağlayan tez izleme komitesi üyeleri Prof.Dr. Coşkun SARI'ya ve Doç.Dr. Erdeniz ÖZEL'e teşekkür ederim.

Tez çalışmasına veriyi sağlayan ve Marmara ile Karadeniz arasındaki bağlantının araştırılması konusunda deneyime sahip olan, bilgilerinden yararlandığım IFREMER (Fransa)'den Dr. Gilles LERICOLAIS'e, tezimin değişik aşamalarını kendisiyle tartışma fırsatı bulduğum İstanbul Üniversitesi'nden Doç.Dr. Oya ALGAN'a, bana çalışmanın sonuçlarını tartışma fırsatı veren Memorial Newfoundland Üniversitesi'nden (Kanada) Prof.Dr. Ali E. AKSU'ya, bölgenin Sismolojisini tartışma fırsatı bulduğum İstanbul Teknik Üniversitesinden Prof.Dr. Tuncay TAYMAZ'a, tektonik konusunda bilgisinden yararlandığım Dr. Cenk YALTIRAK'a, şekiller ve yorumlama bölümünde yardımcı olan Dokuz Eylül Üniversitesi'nden Doç.Dr. Derman DONDURUR'a çok teşekkür ederim. Her zaman desteğini esirgemeyen Dokuz Eylül Üniversitesi'nden Prof.Dr. Mustafa ERGÜN'e ve Yrd.Doç. Mustafa ÖZERLER'e teşekkürlerimi sunarım. Çalışmadan yayınlanan makalenin tartışma kısmında, İstanbul Boğazı ile Karadeniz arasındaki son bağlantı konusunda değerli fikirler veren Columbia Üniversitesi'nden sayın Prof.Dr. William B.Ryan'a, teşekkür ederim. Ayrıca makalemdeki katkıları nedeniyle İstanbul Teknik Üniversitesinden Prof.Dr. Emin DEMİRBAĞ'a ve Ankara Üniversitesinden Prof.Dr. Mustafa ERGİN'e teşekkür ederim. Çalışmanın sonuçlarını sunduğum European Geosciences Union toplantısında (Viyana), çalışma alanının batısında yaptıkları çalışma sonuçlarını benimle paylaşarak çalışmaya olan bakış açımın gelişmesine yardımcı olan SOMAS (Amerika)'dan Prof.Dr. Roger FLOOD'a teşekkürler.

Karadeniz'deki seferlere katılma olanağı bulduğum Moskova Devlet Üniversitesi (Rusya)'den Prof.Dr. Micheal IVANOV'a, Bremen Üniversitesi (Almanya)'den Prof.Dr. Gerhard BOHRMANN'a ve IFREMER'de ki çalışmalarım sırasındaki desteğinden dolayı Dr. Jean-Paul FOUCHER'e ayrıca teşekkür ederim. D.E.Ü. Deniz

Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü Sismik Laboratuvarı-SEISLAB ekibine de teŖekkürü bir borç bilirim.

Eğitim hayatım boyunca maddi ve manevi desteğini benden esirgemeyen sevgili Aileme sonsuz teŖekkürler...

Bu alıŖmanın verileri BLASON2, ASSEMBLAGE ve TTR15 projeleri tarafından sađlanmıŖtır. Ayrıca alıŖma TUBİTAK (Proje Kodu: 100Y078) ve Dokuz Eylül Üniversitesi AraŖtırma Fonu tarafından (Proje Kodu: 2005.KB.FEN.034) maddi olarak desteklenmiŖtir. Avrupa Birliği 6. ereve HERMES projesi yurt dıŖı alıŖmalarına maddi destek sađlamıŖtır. Ayrıca TUBİTAK-PIA projesi gelecekte, alıŖmada elde edilen sonuların olgunlaŖmasına ve eksik kalan alanlara veri sağlayacaktır.

İSTANBUL BOĞAZI KARADENİZ ÇIKIŞININ İNCELENMESİ

ÖZET

İstanbul Boğazı çıkışındaki GB Karadeniz şelfi ve kıtasal yamacıdan alınan yüksek ayrımlı jeofizik veriler ve şelfteki kritik noktalardan alınan karot örneklerinin analizleri, yaş tayini sonuçları ile yorumlanmıştır. Elde edilen sonuçların ışığında Karadeniz'in neotektoniğiyle ilgili olarak güncel sedimantasyonunu, son buzul döneminden itibaren. oluşan su seviyesi değişimleri, zamanı ve bunların tortul birimler üzerindeki etkileri araştırılmıştır. EM300 Çok Işınlı ekosounder sistemi kullanılarak çalışma alanının bu güne dek yapılmış en ayrıntılı batimetrik haritası oluşturulmuş, kıtasal yamaç, denizaltı kanyonları ve kaymalar gibi geniş jeomorfolojik yapılar belirlenmiştir. Yüksek ayrımlı sismik (Chirp) kesitlerden güncel sedimantasyonu etkileyen faylar, sıg gaz yapıları ve çamur volkanlarının varlığı saptanmıştır. Kıtasal yamaçta yer alan kanyonların duvarlarındaki, kaymaların, ikincil kanyon ve küçük kanal yapılarının oluşumunu ve şelfte karaya doğru ilerleyen kanyon başlarının gelişimini tetikleyen etkenler ortaya konmuştur. Bu ilerlemenin batıya keskin dönüşü Kuzey Sınır Fayı ile ilişkilendirilmiştir. Ayrıca bu bölgedeki şelf ve şelf kırığı bölgesinde ilk kez sıg gaz birikimleri gözlenmiştir. Assemblage Avrupa projesi kapsamında derin bölgeden alınan piston karot örneklemeinde karotun gaz nedeniyle deforme olduğu ve alanın KD bölgesinde yapılan gravite karot örneklemeinde ilk kez Gaz Hidratların varlığı saptanmıştır.

Boğaz çıkışında yer alan kanal sisteminin sismik stratigrafik özellikleri ortaya konmaya çalışılmıştır. Bu kanal sisteminin varlığı İstanbul Boğazı ve Karadeniz arasındaki çift yönlü akıntı sisteminin kurulmasından önce Akdeniz suyunun Karadeniz'e girişinin yüksek enerji altında meydana geldiğini ifade etmektedir. Katastrofik ve antikatastrofik görüşler ışığında, deniz seviyesi değişimleri, karot yaşlandırmaları ile ilişkilendirilerek, son buzul döneminden bu yana Karadeniz ve Marmara denizleri arasındaki bağlantının tekrar sağlanmasıyla ilgili bir senaryo oluşturulmuştur.

Anahtar Kelimeler: Akustik yöntemler, kanyon sistemi, bölgesel tektonik, deniz seviyesi değişimleri, son buzul dönemi, kanal sistemi

INVESTIGATION OF THE ISTANBUL STRAIT OUTLET

ABSTRACT

Shelf and continental slope region of southwestern Black Sea shelf in front of the Bosphorus outlet are investigated by using high resolution acoustic data. These data are correlated with analysis and dating of cores recovered from critical points on the shelf to determine recent sedimentation in relation with neotectonics, the horizons of sea level changes since Last Glacial Maximum (LGM) and to understand their effects on recent sediments. EM300 Multibeam Echosounder system provided most detailed bathymetric map of the area that ever obtained and extensive geomorphologic features such as continental slope, submarine canyons and slumps are determined. Very high resolution seismic (Chirp) system was used to determine recent sedimentation, active faulting, shallow gas accumulations and mud volcanoes.

The triggering mechanisms for the formation of slumps, secondary canyons, gullies on the canyon walls at the continental slope and shelf incising canyon heads were discussed. The westerly abrupt turn of the canyon head, which is proceeding on the shelf, is associated with the North Border Fault. Also shallow gas accumulations observed at the shelf and shelf edge region. In piston coring which is recovered in the frame of European Assemblage project, the sediments are extremely disturbed due to gas existence. For the first time, Gas Hydrates were recovered in gravity core that was taken from NW part of the study area.

The seismic stratigraphy of the channel system at the exit of Istanbul Strait was betrayed. From the existence of the channel system at the exit of Bosphorus, it is concluded that, the entrance of Mediterranean water into Black Sea was originated in a high energy system before the two-way under water current system between Istanbul Strait and Black Sea was formed. On the basis of the catastrophic and anti-catastrophic hypotheses and sea level changes since last glacial maximum (LGM) in correlation with core dating, a scenario was developed to explain the last connection between Marmara Sea and Black Sea.

Keywords: Acoustic methods, Black Sea, İstanbul strait, canyon system, local tectonics, sea level changes, LGM, channel system.

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT	vi
BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....	1
1.1.Çalışmanın Amacı.....	1
1.2 Çalışma Alanı Ve Batimetrik Özellikleri.....	2
1.3 Kullanılan Yöntem Ve Veriler.....	3
1.3.1 Çok Işınlı Batimetri Verisi.....	3
1.3.2 Yüksek Ayrımlı Sismik Veri	4
1.3.3 Jeolojik Veri.....	5
BÖLÜM İKİ - KARADENİZ'İN OLUŞUMU VE TEKTONİĞİ	7
2.1 Karadeniz'in Oluşumu	7
2.2 İstanbul Boğazı'nın Oluşumu Ve Tektonik Özellikleri	12
2.2.1 İstanbul Bölgesi'nin Oluşumu	12
2.2.2. Boğazın Açılması.....	14
2.3 Batı Karadeniz'in Güncel Kinematığı Ve Sismolojisi	18
2.4. Karadeniz'in Fiziksel Oşinografik Özellikleri.....	19
2.4.1. Karadeniz-Akdeniz Çift Yönlü Akıntı Sistemi.....	19
2.4.2. Karadeniz'deki Akıntı Döngü Sistemleri.....	20
2.4.3.Karadeniz'e Boşalan Nehirler	22
2.5 Geç Pleistosen-Holosen Döneminde Deniz Seviyesi Değişimleri.....	23
2.6 İstanbul Boğazı'nın Açılmasıyla İlgili Hipotezler	26
2.6.1 Katastrofik Görüş (Holosen'de Şelfin Ani Sualtında Kalması).....	27
2.6.2 Katastrofik Olmayan Bağlantı Ve ~11000 Yıl Gö'sinden Bu Yana Sürekli Akıntı	28

BÖLÜM ÜÇ - KITASAL YAMAÇ	32
3.1. Kanyonların Oluşumu Ve Oluşumunu Etkileyen Etmenler.....	32
3.2. Kanyon Sisteminin Morfolojisi.....	34
3.3. Kıtasal Yamaçtaki Erozyonel İşlemleri Ve Kaymaların Sismik İzleri	45
3.3.1. Kanyon Duvarlarındaki Kayma Yapıları	50
3.3.2. Erozyonel İşlemler	50
3.4 Tetikleme Mekanizması Ve Aktif Tektonik	57
BÖLÜM DÖRT - ÇAMUR VOLKANLARI VE GAZ BİRİKİMLERİ.....	60
4.1 Çamur Volkanlarının Oluşumu Ve Önemi	60
4.1.1 Çalışma Alanında Gözlenen Çamur Volkanları.....	61
4.2 Tortullardaki Gaz Birikimleri ve Önemi.....	67
4.2.1 Çalışma Alanındaki Sığ Gaz Birikimleri	70
BÖLÜM BEŞ - MARMARA VE KARADENİZ ARASINDAKİ SON BAĞLANTI; İSTANBUL BOĞAZI ÇIKIŞINDAKİ KANAL SİSTEMİ. 126	
5.1 Şelf Alanının Morfolojisi.....	126
5.2 Şelfteki Yapıların Sismik Yorumu.....	132
5.2.1 Kanal–Set Sistemi.....	132
5.2.2 Sırtlar.....	135
5.3 Kanal Sisteminin Sismik Stratigrafisi.....	135
5.4 Düşük Su Seviyesi Kaması	139
5.5 Kanal Sisteminin Yaşı.....	143
BÖLÜM ALTI - SONUÇLAR	147
KAYNAKLAR	151

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1 Çalışmanın Amacı

Son buzul döneminden sonra yükselen su seviyesiyle Karadeniz ve Akdeniz'in tekrar birleşmesinin orijini konusunda halen devam eden tartışmalar Karadeniz ve Marmara Denizi'ni bilimsel ilginin odağı yapmıştır. İstanbul Boğazı Akdeniz'in Karadeniz'e tek bağlantı noktası olması nedeniyle hem jeolojik hem de oşinografik bakımdan önemli bir rol oynamaktadır. Karadeniz hem barındırdığı ekonomik potansiyeli hem de bu ülkelerin dünya denizleriyle bağlantısını oluşturması nedeniyle önemlidir. Karadeniz bir yandan Tuna nehri vasıtası ile Avrupa ortalarına kadar uzanan, diğer yandan İstanbul ve Çanakkale boğazları ile Akdeniz'e ve oradan da okyanuslara açılan önemli bir su yoludur.

İstanbul Boğazı, Akdeniz ve Karadeniz arasındaki tek bağlantıdır. Boğazın açılması, Karadeniz'in bugünkü deniz seviyesine ulaşmasında önemli rol oynamıştır. Karadeniz'deki tortul seriler küresel buzullaşma ve erime tarafından sürülen deniz seviyesi değişimlerinden geniş çapta etkilenmiştir. Rus araştırmacıların ilk çalışmalarından bu yana Karadeniz buzul arası dönemlerde (Karadeniz'in seviyesinin İstanbul boğazı yoluyla Akdeniz'den su girişi sağlanacak kadar yükseklikte olduğu) bugünkü özelliklerine benzer özellikler gösterdiği kabul edilmektedir (Fedorov, 1988; Svitoch ve diğer., 2000). Bu çift yönlü akıntı sistemi deniz seviyesinin son düşük konumunda (lowstand) Boğaz eşiğinin altına düştüğünde mutlaka kesilmeye uğramıştır. Su seviyesindeki bu değişimlerin oluşum zamanı ve seviyeleri araştırmacılar arasında farklılık göstermektedir. Son zamanlarda tüm bu hipotezlerin özetini oluşturan ayrıntılı bir kitap da yayımlanmıştır (Yanko-Hombach ve diğer., 2007). Farklı araştırmacılar Holosen'de çeşitli regresyon ve transgresyon döngüleri öne sürmüşlerdir. Holosen'deki su seviyesinin tayin edilmesi için yapılan bu çalışmalar çoğu zaman gerçek dışı olup, bölgenin uzman olmayan araştırmacıların akıllarının karışmasına neden olmaktadır.

Son buzul döneminden günümüze kadar Karadeniz'in su seviyesi değişimleri ile ilgili öne sürülmüş farklı senaryolar yer almaktadır. Karadeniz'in oluşumu ile ilgili, Bill Ryan, Walter Pitman ve ortaklarının (1997) öne sürdüğü Akdeniz suyunun erken Holosen'de Karadeniz'e bir tufanla girmiş olması hipotezinden sonra başlamıştır. 1998'den bu yana Karadeniz'de ulusal, çokuluslu, uluslararası ve Avrupa Birliği projeleri kapsamında araştırmalar yapılmaktadır.

Aksu ve diğer. (1999) Ryan'ların görüşünün tam tersi bir hipotezi ortaya koymuşlardır. Bu teorilerin detaylı tartışmaları Aksu ve diğer. (1995a,b); Gökaşan ve diğer. (1997); Demirbağ ve diğer. (1999); Algan ve diğer. (2001, 2002); Aksu ve diğer. (2002a,b,c), Ryan ve diğer. (2003), Algan ve diğer. (2007); Hiscott ve diğer. (2007) gibi çalışmalarda bulunabilir.

Karadeniz'deki göreceli deniz suyu seviyesi değişimleri, İstanbul Boğazı geçişi temiz su girişindeki değişimler ve neotektonik etmenler gibi yersel koşullardan geniş çapta etkilendiğinden Boğaz ve Karadeniz'in birleşme noktalarının Jeolojik ve jeofizik açıdan incelenmesi, Boğazın açılmasında oldukça önemli payı olan östatik su seviyesi değişimlerinin ve bunların tortul birimler üzerindeki etkilerinin araştırılması oldukça önem taşımaktadır.

Bu çalışmanın amacı, İstanbul Boğazı-Karadeniz çıkışı şelfi ve kıtasal yamacının yapısal ve morfolojik özelliklerin Jeofizik yöntemlerle ortaya konması ve ayrıca neotektonizmle da ilgili olarak güncel tortullaşmanın ortaya konmasıdır. Bu verilerin değerlendirilmesi ile küresel deniz seviyesi değişimleri ve bunların tortul birimler üzerindeki etkilerinin anlaşılması konusunda bilgiler ortaya konulması amaçlanmıştır.

1.2 Çalışma Alanı ve Batimetrik Özellikleri

Çalışma alanı, İstanbul boğazı'nın Karadeniz çıkışın 41°35'N - 29°05' E, 41°50'N - 29°15'E, 41°45'N - 29°45'E, 41°25'N - 29°40'E enlem ve boylamları arasında kalan yaklaşık 1250 km²'lik bir alan olup şelf ve kıtasal yamacı içermektedir (Şekil 1.1). Güneybatı Karadeniz şelfi genellikle düz, kuzeye doğru düşük eğimle dalan geniş bir platformdur. Platformu Boğaz kanalı olarak adlandırılan belirgin bir kanal yaparak

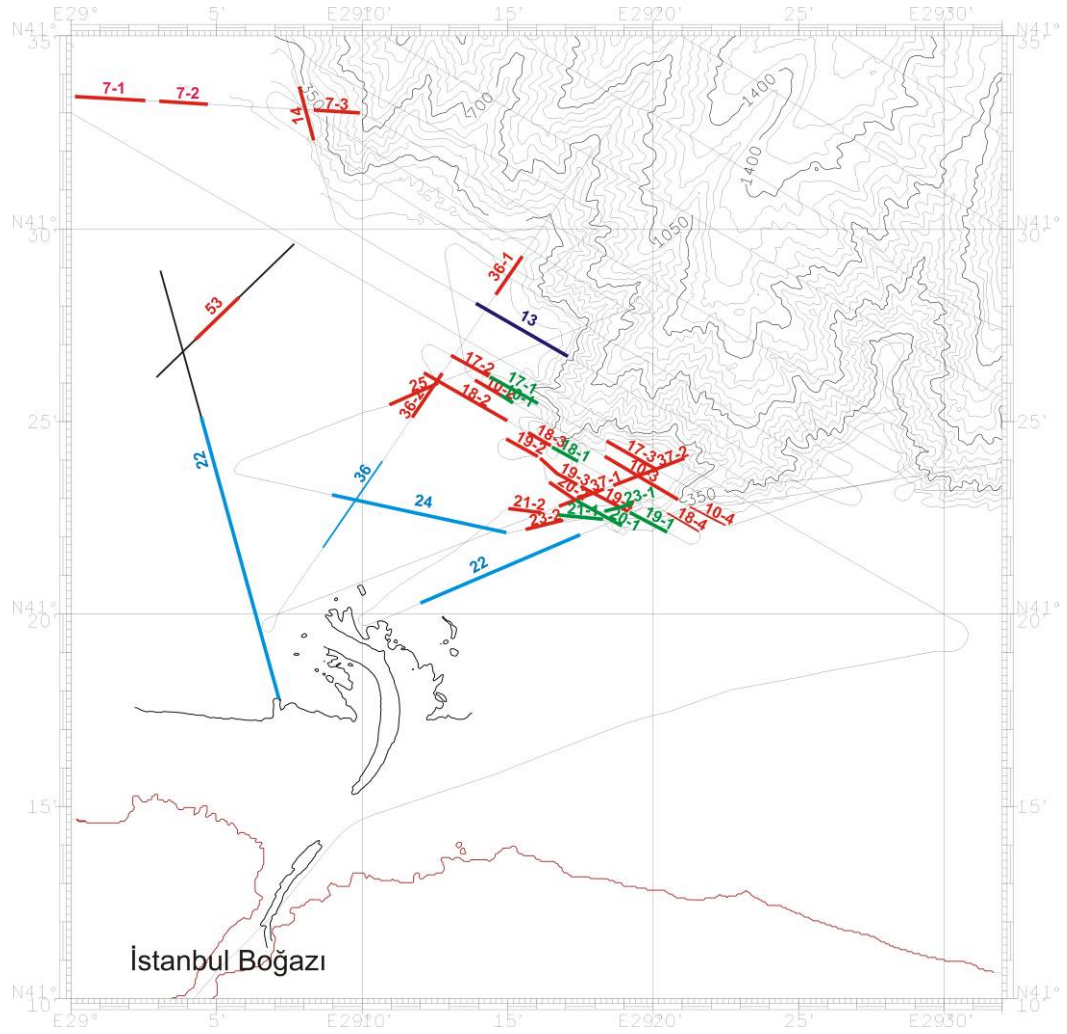
şelf ortalarına kadar ilerlemektedir. Bu kanal 200-500 m genişliğinde ve 10-25 m derinliğe sahip olup şelf bölgesini doğu kısım ve batı kısım olarak ikiye ayırır. Şelf-yamaç geçişi iki bölgede de 115-120 m su derinliklerindedir. 10-30° eğime sahip yamaç ~2200 m derinlikte Karadeniz baseni tabanına ulaşmaktadır. Şelf ucundan başlayan birçok kanyondan oluşan bir toplayıcı kanyon sistemi mevcuttur. Yamaç 110-2000 m batimetrik konturları arasına yer alır. Bu kanyonlar kuzeye doğru eğim aşağı gittikçe birleşerek daha geniş kanyonlar oluştururlar. Bu kanyon sistemiyle İstanbul boğazı vadisi arasında morfolojide gözlenen bir bağlantı bulunmamaktadır.

1.3 Kullanılan Yöntem ve Veriler

Bu çalışma, BLASON2 projesi kapsamında (Lericolais, 2002) Fransız R/V Le Suroit araştırma gemisiyle toplanan veri ve Di Iorio ve diğer. (1999) tarafından NATO SACLANT Denizaltı Araştırma projesi kapsamında hem NATO'ya ait R/V Alliance gemisi hem de askeri Türk gemisi Çubuklu ile toplanan verilerin birleşimidir. Veri çok ışınlı ekosounder ve yüksek ayrımlı sismik (chirp) verilerini içermektedir. Jeolojik veri ise ASSEMBLAGE (5. çerçeve Avrupa Birliği) projesi kapsamında 2004 yılında ve UNESCO destekli TTR15 projesi ile 2005 yılında Araştırma ile Eğitim seferlerinden toplanan verilerden oluşmaktadır. Bu veriler piston tipi ve gravite karot alma yöntemi uygulanarak alınan çamur örnekleridir. Çalışma alanında toplanan verilerin konumlarını gösteren harita şekil 1.2 a' da verilmiştir. Şekil 1.2b ise profillerin 3B batimetri haritası üzerindeki gösterimidir.

1.3.1 Çok Işınlı Batimetri Verisi

Kullanılan SIMRAD EM12 Çok ışınlı batimetri (echosounder) cihazı geminin tabanına monteli olup 135'den fazla ışınıyla (max. 140°) orta su derinliklerinde yüksek hassasiyete sahiptir. Transduser sistemi gemi omurgasına paralel hat boyunca sıralanmış verici grubu ve geminin geçtiği doğrultuda dizilmiş alıcı grubundan oluşmaktadır. Çalışma frekansı 12 kHz'dir. Sistem çalışma alanının batimetrik konturlarının elde edilmesinde, kıtasal yamaç, denizaltı kanyonları ve kaymalar gibi geniş jeomorfolojik yapıların belirlenmesinde kullanılmıştır. Çok ışınlı batimetri verisinin veri işlem ve görüntülenmesi IFREMER patentli CARAIBES programıyla yapılmıştır.



Şekil 1.2 a) Profillerin tez çalışmasında kullanılan bölümleri. (Farklı bölümlere ait profiller mavi, kırmızı ve yeşil çizgilerle belirtilmiş ve üzerlerine profil numaraları yazılmıştır. Yeşil ile gösterilenler bölüm 3, kırmızı ile gösterilenler bölüm 4 ve mavi renkte gösterilenler ise bölüm 5'te kesitlerin kullanılan bölümlerini ifade etmektedir. Profillerin üzerinde yazılan numaralar bölümlerin içerisinde kesitlerin alt köşelerinde de yazılmıştır.

Splines eğim süzgeçleme ve sayısal süzgeçleme yapay verilerin yok edilmesi için uygulanan modüllerdir.

1.3.2 Yüksek Ayrımlı Sismik Veri

Çok ışınlı ekosounder cihazı gibi geminin tabanına monteli olan Chirp mühendislik sismiği cihazı 1.8-5.3 kHz çalışma frekansına sahiptir. 150 ms'ye kadar yüksek ayrımlılıkta etki derinliğine sahiptir. Çalışma alanındaki güncel çökeller, yüzey fayları, sıg gaz yapıları ve çamur volkanlarının varlığı hakkında bilgi edinmek

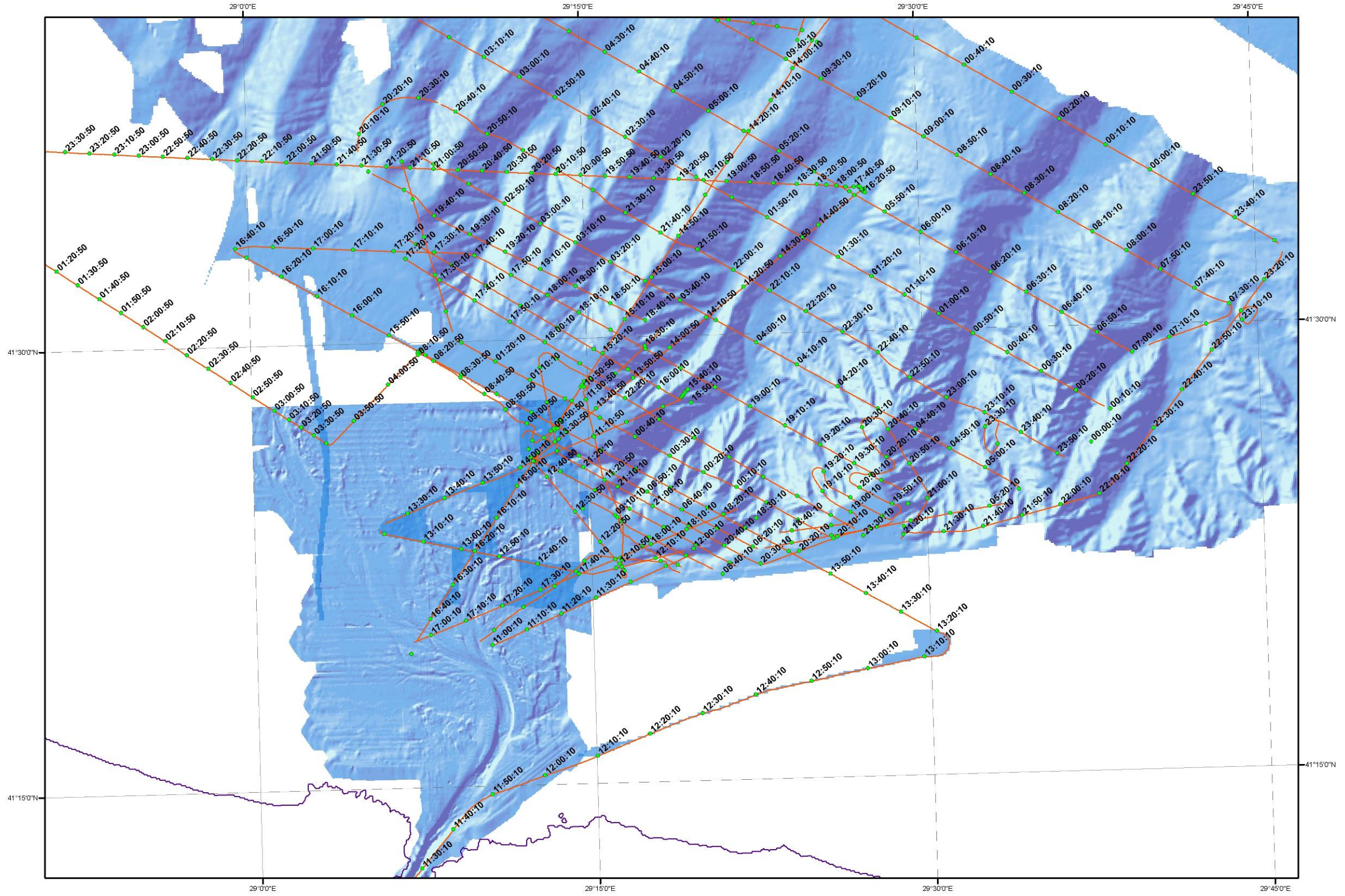
için kullanılmıştır. Sismik verinin sayısal değerlendirilmesi ve işlemleri, Triton Elics Delph Sismik yazılımı ile yapılmıştır. Dechirping, Otomatik genlik kazancı (AGC) ve zarf hesaplanması veriye uygulanan veri işlem aşamalarıdır.

1.3.3 Jeolojik Veri

Piston türü karotlar 2004 yılında, Fransa IPEV'e ait R/V Marion Dufresne ile Avrupa Birliği Projesi ASSEMBLAGE (EVK3-CT-2002-00090) kapsamında alınmıştır. Ayrıca 2005 yılında yapılan Araştırma ile Eğitim (TTR) çalışması kapsamında TTR15 seferi sırasında İstanbul boğazı çıkışının batısından gravite türü karot alınmıştır. Bu karotların lokasyonları ve parametreleri aşağıdaki tablo 1.1'de verilmiştir.

Tablo 1.1 Çalışmada kullanılan karot parametreleri.

Karot	Tür	Sefer	Enlem	Boylam	Su derinliği (m)	Alınan Tortul (m)	Çalışılan karot uzunluğu (cm)
B2 KS02	Kullenberg	BLASON2	41°29.734	29°07.550	88.8	9.07	907
MD04-27-58	Calypso II	ASSEMBLAGE	41°44.820	29°07.880	1915	4181	4321
PR-340G	Gravite	TTR15	41°55.242	28°55.495	883	318	500



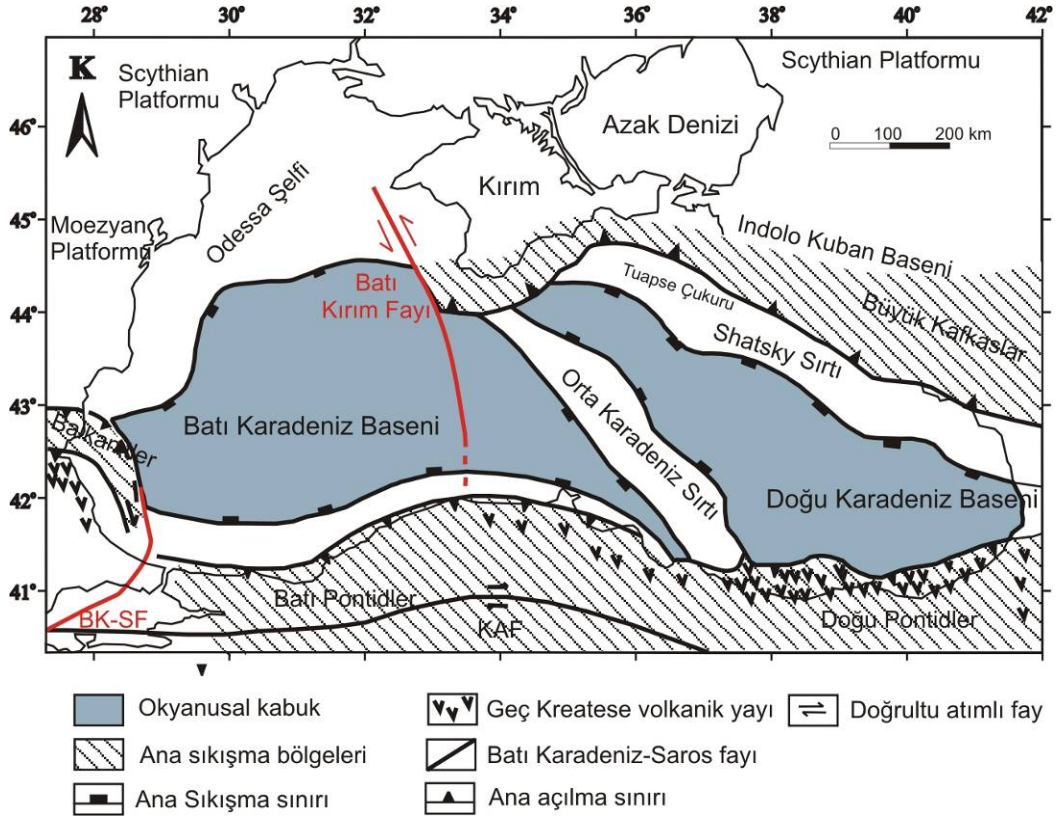
Şekil 1.2 b) Çalışma alanındaki tüm profillerin çok ışınli ekosounder batimetri haritası üzerindeki genel gösterimi. Profillerin üzerindeki rakamlar saatleri göstermektedir.

BÖLÜM İKİ

KARADENİZ'İN OLUŞUMU VE TEKTONİĞİ

2.1 Karadeniz'in Oluşumu

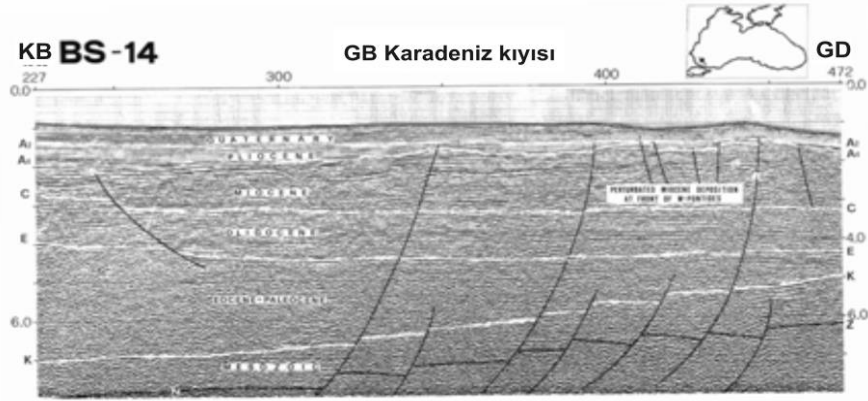
Karadeniz'in sınırlarını Ukrayna, Rusya, Gürcistan, Türkiye, Bulgaristan ve Romanya oluşturmaktadır. 423 000 km² lik yüzey alanına sahip olup maximum 2-2.2 km su derinliğine sahiptir. Alpin katlanma kuşağı içerisinde bulunur. Basen sıkışma kuşakları ile çevrili olmasına karşın açılma tektoniği gösterir (Robinson ve diğer., 1996). Bu sıkışma kuşakları, güneyde Pontidler, doğuda Kafkaslar, kuzeyde Kırım ve batıda Balkanidler'dir (Şekil 2.1).



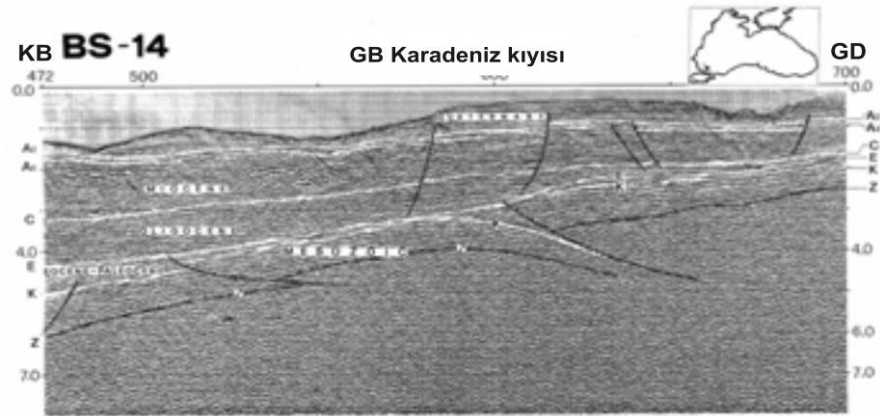
Karadeniz, günümüzde batimetrik olarak tek bir basen olmasına karşın, derin sismik veriler Doğu Karadeniz Baseni (DKB) ve Batı Karadeniz Baseni (BKB) olarak isimlendirilen iki ana açılma baseninin varlığını işaret etmektedir (Robinson ve diğer., 1995). Doğu basende tortul kalınlığı 12 km'dir. Okyanusal kabuktan oluşan bu basenlerden batı baseninde 19 km kalınlığında tortul mevcuttur. Bu iki baseni 5-6 km tortul örtüsüyle kaplı kıtasal kabuktan oluşan Andrusov ve Archengelsky sırtları ayırmaktadır (Tugolesov ve diğer., 1985; Finetti ve diğer., 1988; Belousov ve Volvovsky, 1989; Robinson, 1997).

Finetti ve diğer. (1989)'e göre, Karadeniz'in açılmasını sağlayan riftleşme Orta Kretase'de başlamış ve bu gerilme tektoniği Orta Kretase'den Paleosen sonuna kadar sürmüştür. Paleosen sonunda havzaya önemli miktarda dolgu taşınmış ve bunun oluşturduğu izostatik yükün dengelenmesi için havza çökmüştür (Şekil 2.2a). Pontidler'in Karadeniz'e bakan yamaçlarının alt kesimleri Karadeniz'in açılması ile ilgili gerilmeli yapıları hala korumaktadır (Şekil 2.2b). Üst kesimler tümüyle sıkışmalı deformasyondan etkilenmiştir (Şekil 2.2c).

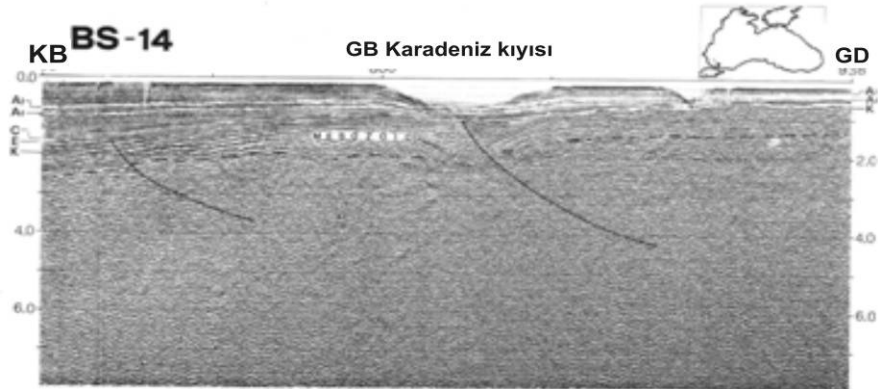
Birçok araştırmacı Karadeniz'in tektonik tarihini tartışmıştır (Tugolesov ve diğer.,1985; Görür, 1988; Finetti ve diğer., 1988; Belousov ve Volvovsky, 1989; Okay ve diğer., 1994; Robinson ve diğer., 1996; Robinson, 1997; Banks ve Robinson, 1997; Yılmaz ve diğer., 1997; Ustaömer ve Robertson, 1997; Nikishin ve diğer., 1998, 2001, 2003; Tari ve diğer., 2000; Stampfli ve diğer., 2001). Birçok araştırmacıya göre, Karadeniz, Pontid volkanik yayının arkasında, kuzeye dalan Tetis okyanusunun bir yay-arkası (back-arc) havzasıdır (Okay ve diğer., 1994; Robinson ve diğer., 1996; Letouzey ve diğer., 1977; Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Finetti ve diğer., 1988). Orta ve Batı Karadeniz, Anadolu bloğunun batıya kaçışı, Afrika plakasının kuzey doğru hareketi ve Ege'deki gerilme rejiminin toplamından etkilendiğinden daha karmaşık bir neotektoniğe sahiptir (Tari ve diğer.,2000).



Şekil 2.2 a) Karadeniz'in açılmasıyla yaşıt listrik normal faylar (Finetti v.d. 1988'den alınmıştır).



Şekil 2.2 b) Pontidlerin Eosen bindirmeleri ve üst sedimanlarda sıkışmalı deformasyon (K seviyesi Eosen karbonatının tavanı olarak yorumlanmıştır, Finetti ve diğer., 1988'den alınmıştır).



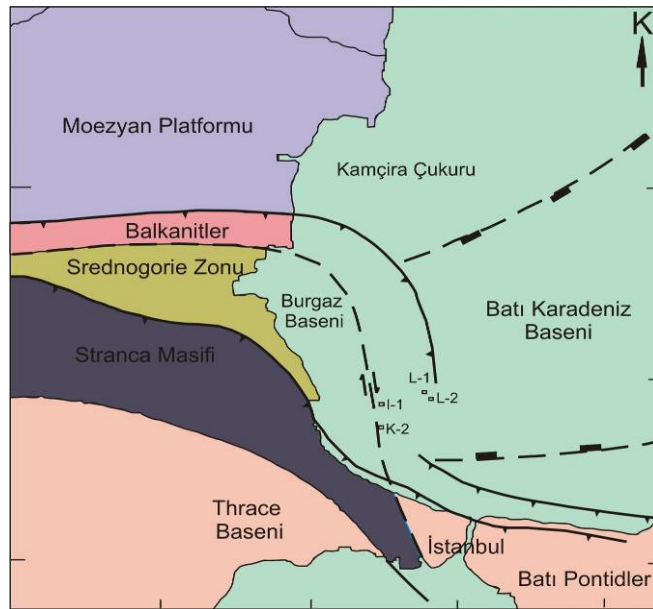
Şekil 2.2 c) Batı Pontidlerden geçen sismik kesit (Eosen bindirmeleri görülmektedir. Üst kesimlerdeki sıkışmalı deformasyon burada belirgindir. Orta Eosen'den itibaren gelişen bu sıkışmalı rejim Balkanidler'le yaşittir. Finetti ve diğ.; 1988'den alınmıştır).

Okay ve diğer. (1994)'nin öne sürdüğü Karadeniz'in açılması ile ilgili kinematik modelde Batı ve Doğu basenlerin oluşumu için farklı mekanizmalar yer almaktadır. Albian-Senomanyen'de İstanbul Zonu adı verilen kıtasal parçanın Odessa şelfinden ayrılarak iki ana transform fayı boyunca güneye sürüklenmesi sonucu kuzeyde okyanusal batı basenin açıldığını ve güneyde de Tetis okyanusunun kapandığını öne sürmüşlerdir. Batı basenin açılması erken Eosen'de İstanbul zonu, güneyde Sakarya zonu ile çarpışarak hareketin açılmadan sıkışmaya dönüşmesine neden olmuştur (Okay ve diğer. 1994). Ayrıca Robinson ve diğer., (1995, 1996) ve Spadini ve diğer., (1996) de BKB'nin batı ve orta Pontidler'i içeren bir parçanın Moesian platformundan ayrılarak iki ana transform fay boyunca güneye sürüklenmesi sonucu açılmış olma görüşünü savunmuşlardır.

Okay ve diğer. (1994)'ün öne sürdüğü Batı ve Doğu Karadeniz basenlerinin açılma mekanizması birçok araştırmacı tarafından kabul edilse de (Robinson ve diğer., 1996; Banks ve Robinson, 1992; Yılmaz, 1997) Karadeniz'in açılma zamanı ile ilgili ve bazı fayların yerleri konusunda önemli fikir ayrılıkları bulunmaktadır. İstanbul Zonunu bugünkü konumuna getiren faylardan biri olan sağ yanal Batı Karadeniz Fayı (BKF)'nin konumu konusunda fikir birliği mevcuttur. BKF İstanbul'un batısında karaya kadar uzanarak tektonik ve stratigrafik olarak birbirinden çok farklı iki bölge (doğuda İstanbul Zonu ve batıda Istranca Zonu) arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Buna karşın Okay ve diğer. (1994)'nin öne sürdüğü Batı Kırım Fayı'nın konumu konusunda karşıt görüşler mevcuttur. Robinson ve diğer. (1996) ve Banks ve Robinson (1997) bu sol yanal transform fayın yerini Batı Karadeniz Baseni (BKB)'nin batı sınırı boyunca koymuşlar ve BKB'nin açılmasını ortogonal riftleşme ile açıklamışlardır. BKB'nin doğu tarafı muhtemelen aynı dönemde saatin tersi yönünde dönmesiyle meydana gelmiştir. Finetti ve diğer. (1989)'nin yaptığı çalışmada BKF elde edilen sismik kesitlerde haritalanmıştır. Ancak fayın güney yarısı ne sismik kesitlerde ne de gravite ve manyetik haritalarda gözlenememiştir.

BKB Aptiyen-Senomaniyen kısa zaman aralığında Odessa şelfinden kıtasal bir parçanın rifleşmesiyle açıldığı ortaya konmuştur. Bu ortogonal rifleşme Pontid mağmatik yayının gelişmesine neden olmuştur. Buna karşın DKB, büyük kıtasal bir

bloğun saatin tersi yönünde Maastrichtiyen-Paleosen boyunca dönmesiyle oluşmuştur. Batı ve doğu basenlerin açılma zamanı direk olarak basenlerdeki tortulların yaşlarıyla bağlantılıdır. Orta Karadeniz sırtının saatin ters yönünde dönmesi sonucu, BKB ve DKB'nin eş zamanlı olarak geç Kreatese'de açıldığı birçok araştırmacı tarafından kabul görmektedir (Finetti ve diğer.,1988; Kazmin, 1997; Okay ve diğer., 1994). Okay ve diğer., (1994), DKB'nin, BKB ile eşzamanlı olarak OKS ve Shatsky Sırtı'nın riftleşmesi sonucu açıldığını ileri sürmüşlerdir. DKB'nin Andrussov Sırtı'nın saat yönünde dönmesiyle açılması modeli, her iki basenin eşzamanlı açıldığını ve Pontidlerin güneye sürüklendiğini vurgulamaktadır. Model, günümüz rift yapıları ile benzerlikler gösterdiği için çekici görünmektedir. Görür (1988)'e göre, DKB ve BKB'nin açılması eşzamanlıdır ve açılma Albiyan-Aptiyan'da başlamış, ana açılma Senomaniyen'de olmuştur. Ancak, batı ve orta Pontidler'den farklı olarak, doğu Pontidler, riftleşme birikimleri olarak bilinen Albiyan-Apsiyen sığ-deniz klastik kayaçlarından yoksundurlar, ayrıca doğu Pontidler'deki Senomanyen-Kampanyan yaşlı ofiyolit birimleri, riftleşmeyle ilişkili bir kanıt göstermemektedir (Okay ve Şahintürk, 1997). Şekil (Şekil 2.3) Batı Karadeniz'in tektonik elemanlarını göstermektedir.



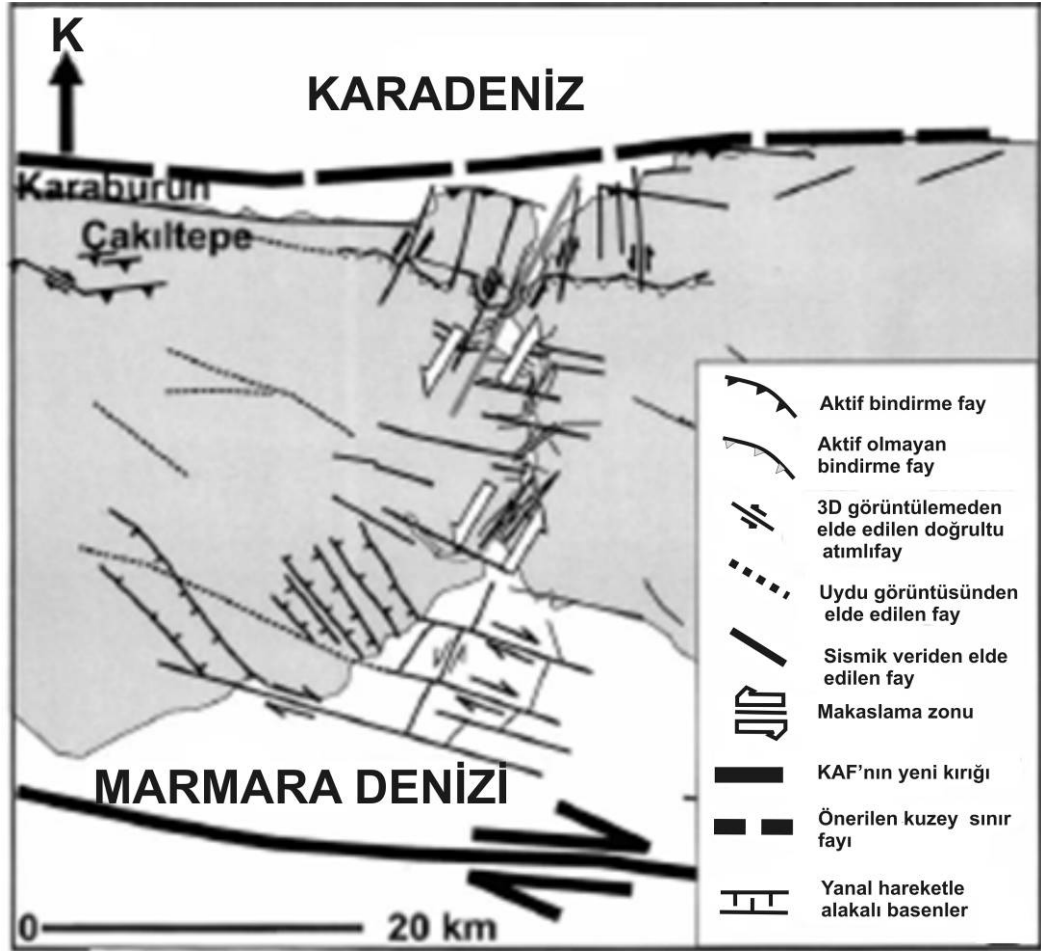
Şekil 2.3 Batı Karadeniz'in tektonik elemanları. I:İğneada kuyusu; L_{1,2}:Limanköy kuyuları; K:Karadeniz kuyusu (Western Black Sea Concession 3678-A joint Venture Opportunity, 6 Haziran 2002, <http://www.tpao.gov.tr>).

Finetti ve diğer., (1988)'e göre bu basenler farklı yaşlara sahip olup riftleşme sonrası safhada birleşmişlerdir. Batı Karadeniz Kretase'de açılmış (üst Barremiyen'dan Kretase'ye) ve tabanın okyanusal kabuk olduğu düşünülmektedir. Geç Kretase'den beri basene kalın tortul örtüsü çökelmekte olup basenin orta kısmında 13 km'ye ulaşmaktadır (Finetti ve diğer., 1988; Robinson ve diğer., 1996). Miyosen'e kadar basenin sınırlarında sıkışma etkisi sürmüştür. Kuzeybatıda ise sıkışma etkisi çok azdır (Robinson ve diğer., 1995). Basenin morfolojisi de bu evrimi yansıtmaktadır. Sıkışma kuşakları boyunca olan kıtasal şelf dar (20-40 km), kuzeybatı Karadeniz'de ise geniştir (170 km'ye kadar). Tuna, Dinyeper, Dinyester gibi büyük nehirlerin sağladığı büyük miktarlardaki tortul girdisi kuzeybatı Karadeniz'in sınırlarının şeklini almasına katkıda bulunmuştur. Bu nehir girdileri organikçe zengin maddeleri basene taşımıştır. Özel periyodik deniz tabanı anoksisi ve Karadeniz'in özel tarihi, organik madde ve gaz oluşumu için gerekli koşulları sağlamıştır (Popescu, 2007).

2.2 İstanbul Boğazı'nın Oluşumu Ve Tektonik Özellikleri

2.2.1 İstanbul Bölgesi'nin Oluşumu

Pontidler batıya doğru morfolojik varlıklarını yavaş yavaş kaybederler ve Marmara bölgesinde tamamen ortadan kaybolurlar. Bu bölge, doğu Anadolu'yu etkileyen K-G sıkışma kuvvetlerinin K-G açılma ile yer değiştirdiği bir alandır. Tektonik rejimdeki bu önemli değişiklikler her iki bölgenin morfolojisine de yansımıştır. Batıdaki bu açılma tektoniği, bir dizi horst ve grabenlerle ifade edilmektedir (Şekil 2.4a). İstanbul bölgesi, güneyde bir fay zonu ile sınırlı bir horst bloğu üzerinde bulunmaktadır. Bu fay zonu, Marmara denizi derin baseninin dik kuzey yamacını oluşturmakta ve KAF'ın batı uzantısı olarak dikkate alınmaktadır (Demirbağ ve diğer., 1999). Bununla birlikte, ilksel olarak Erken Pliyosen'de Marmara'nın açılması sırasında normal fay olarak oluşmuş, daha sonra olasılıkla Geç Pliyosen-Pleistosen döneminde KAF tarafından yakalanmıştır (Yılmaz, 1997; Emre ve diğer., 1998; Yalıtırak, 2002; Gazioğlu ve diğer., 2002; Gökaşan ve diğer., 2003).



Şekil 2.4 a) İstanbul boğazı ve çevresinin fay haritası (Oktay ve diğer., 2002 tarafından Oktay ve Sakınç, 1993; Gökaşan, 1998; Demirbağ ve diğer., 1999; Alpar ve Yaltrak 2000'den geliştirilerek uyarlanmıştır).

İstanbul horstu, kendisini Karadeniz 'den ayıran bir kuzey kenara sahiptir. Bu kenar, Kuzey Sınır Fayı (KSF) olarak bilinen ve kabaca şelf kırığında bulunan, dik eğime sahip oblik bir fay zonudur. Boğaz, İstanbul horstu üzerinde yer almaktadır ve 0.7-3.5 km genişliğinde, zig-zag çizen, ortalama derinliği 50 m, max. derinliği ise 110 m olan bir kanaldır. Kanal boyunca, kanalın kabaca her iki ucuna yakın bulunan iki temel eşik bulunmaktadır. Boğazın kuzey girişine yakın olan eşik -60 m derinliktedir ve Karadeniz 'e uzanan eski bir denizaltı vadisinin içerisinde bulunmaktadır (Oğuz ve diğer., 1990; Diorio ve Yüce, 1999). Güney eşiği -32 m derinliktedir ve Marmara denizine doğru derinleşen bir orta kanal boyunca uzanmaktadır (Alavi ve diğer., 1989). Her iki eşiğin Üst Kuvaterner sedimentlerini

içerdiği düşünülmektedir (Gökaşan ve diğer., 1997), ancak tüm boğaz boyunca sediment dolgusu yersel olarak 130 m kalınlıklara ulaşmaktadır.

Boğazdan alınan sismik profillerde, boğazın ortasında gömülü bir kanalın varlığı gözlenmiş ve tabanı günümüz su seviyesinin 50 m altında uzanan bir kalıntı-nehir vadisi olarak yorumlanmıştır. Bu durum, boğazın bulunduğu yerde daha önceden bir nehir vadisinin var olduğunu işaret etmektedir. Boğazın oluşumunun kesin tarihi bilinmemektedir, ancak sedimentolojik verilerden yola çıkılarak boğazın oluşumunun Pliyosen sonrası olduğu söylenebilir. Boğazın orta kısmında nehirseltortulların sismik verilerde gözlenmesi de, Pliyosen sonrası oluştuğu görüşünü desteklemektedir (Gökaşan ve diğer., 1997).

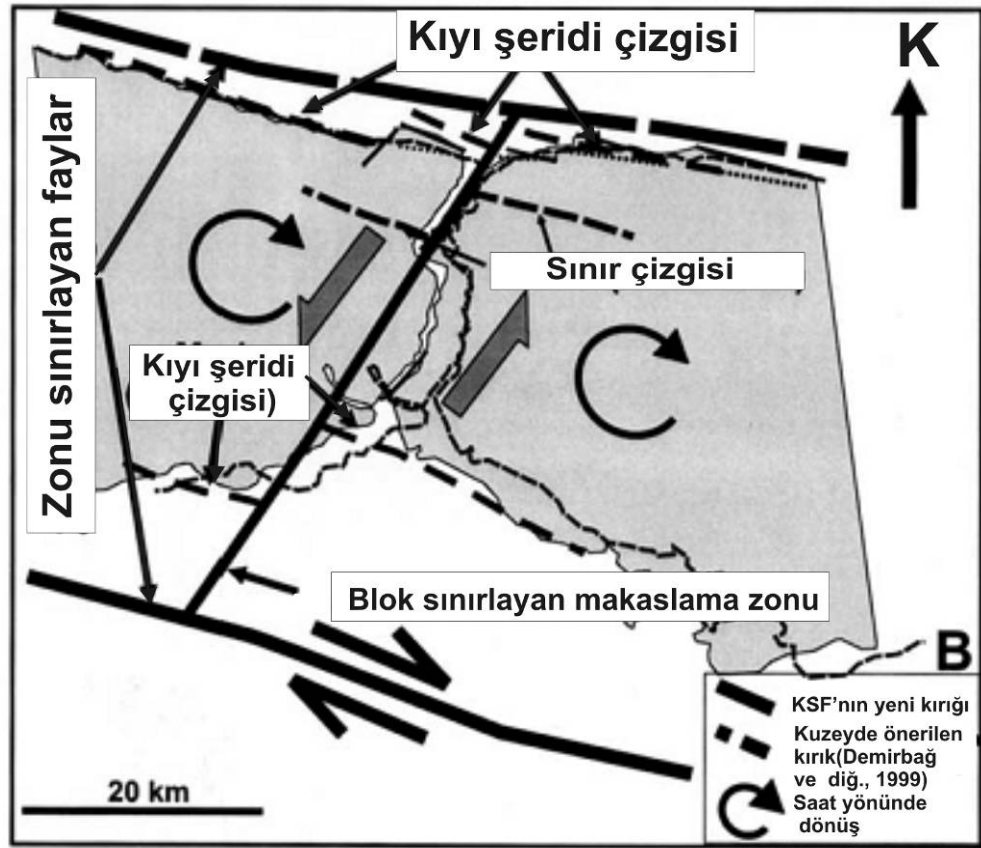
2.2.2 Boğazın Açılması

Boğazın açılması 19 yy'ın başlarında Von Hoff (1882), Hochstatter (1870), Philipson (1898) ve Andrussov (1900) gibi araştırmacılar tarafından ele alınmaya başlanmıştır. Pamir (1938) sorunu geniş çaplı olarak ele almış, ardından Erinç (1940), Yalçınlar (1947), Scholten (1974), Stanley ve Blanpied (1980), Yılmaz ve Sakınç (1990), Oktay ve Sakınç (1993) gibi araştırmacılar bunu takip etmiştir, ancak bu çalışmaların büyük kısmı sınırlı arazi ve sismik veriye dayanmaktadır. Boğazın açılmasıyla ilgili esas iki ana görüş aşağıdaki gibidir;

1) İstanbul boğazının oluşumu ile ilgili önerilen modele göre, burada alan sınır fayları olarak dikkate alınan kuzey ve güney sınır fayları arasında Kocaeli ve İstanbul blokları saat yönünde dönmüştür (Şekil 2.4b). KAFZ 'nın yeni kırığı (Gökaşan ve diğer., 2001) güney sınır fayı olarak dikkate alınmış ve boğazın güney girişinin mevcut oluşumunu kontrol eden sağ yanal faylar ise, bu güney sınır fayının sintetik fayları olarak dikkate alınabilir. Diğer taraftan, İstanbul yarımadasının kuzeydoğu köşesi 30 m yükselmiş bir uçurumdan oluşmuştur. Demirbağ ve diğer. (1999) tarafından ters fay olarak yorumlanan bu uçurum kuzey sınır fayının bir parçası olabilir (Oktay ve diğer., 2002). KAFZ 'nın Marmara denizinde oluşturduğu yeni kırıkla birlikte, yeni bir tektonik oluşum başlamıştır. Bu aşama sırasında, İstanbul ve Kocaeli yarımadaı bağımsız olarak, sol yanal fayların aktivitesi sonucu İstanbul Boğazı eksenini boyunca dönmüştür. Saat yönündeki bu dönme, İstanbul

bloğunun GD kıyısı ve Kocaeli bloğunun KB kıyısı boyunca yerel sıkışma yapıları meydana getirmiştir (Oktay ve diğer., 2002). Sıkışma rejimi İstanbul boğazında ters faylanma ve kuzeyde bindirme meydana getirmiştir (Oktay ve Sakıncı, 1993; Demirbağ ve diğer., 1999). Kocaeli ve İstanbul bloklarının saat yönünde dönmeye başlamasıyla, İstanbul boğazı, bu iki blok arasındaki bir kayma zonu olarak açılmaya başlamıştır. Bu tektonik rejimin devamında İstanbul boğazı Holosen'de açılmış ve Akdeniz-Karadeniz su bağlantısı meydana gelmiştir (Göksu ve diğer., 1990; Meriç ve Sakıncı, 1990; Ryan ve diğer., 1997). Sismik kesitlerde, boğaz kanalı içerisindeki sedimentlerde hemen hemen hiç erozyonel etki gözlenmemiştir (Gökaşan ve diğer., 1997). Bu durum açıkça göstermektedir ki, Marmara ve Karadeniz arasındaki su bağlantısının kurulması sırasında, bağlantıyı sadece su seviyesindeki değişimler kontrol etmemektedir (Oktay ve diğer., 2002). Deniz seviyesi yükselimi ve yerel tektonizmanın birlikte çalışması sonucu, kuzeyde ve güneyde iki körfez oluşmuştur. Boğaz kanalının kuzey eşiği (-70 m; Gökaşan ve diğer., 1997; Gökaşan., 1998), güney eşiğinden (-35 m; Gökaşan ve diğer., 1997; Gökaşan, 1998) önce oluşmuş ve Karadeniz suları zamanla güneye ilerlemiştir. Diğer bir deyişle, bağlantı sırasında bir taraftan diğerine bir şelale oluşumu söz konusu değildir (Oktay ve diğer., 2002).

2) Geç Miyosen döneminde İstanbul bölgesinde bir peneplen meydana gelmiştir (Emre ve diğer., 1998; Le Pichon ve diğer., 2001; Oktay ve diğer., 2002; Yalıtırak, 2002). Pliyosen-Pleistosen döneminde KAF'ın Marmara bölgesine girişine kadar, Geç Miyosen - Erken Pliyosen döneminde İstanbul horstu K-G açılma rejimiyle



Şekil 2.4 b) İstanbul ve Kocaeli yarımadalarının tektonik evrimi. Kesikli çizgi kıyı şeridinin hipotetik başlangıç konumunu göstermektedir (Oktay ve diğer., 2002).

yükselmiştir (Göktaşan ve diğer., 2003). Bu yeni tektonik rejimle, KAF ve Karadeniz kıyısı boyunca uzanan KSF(NBF) (Demirbağ ve diğer., 1999; Oktay ve diğer., 2002) arasında bulunan horst, dekstral kayma gerilmesi altında deforme olmaya başlamıştır. Boğaz boyunca uzanan denizaltı nehir vadisi, KSF boyunca sağ yanıl yer değiştirmeyi desteklemektedir, çünkü bu vadi batıya dönmekte ve derin basenin önünde dik bir uçurumla sona ermektedir. Bu denizaltı kalıntı nehir vadisinin karşısında uzanan bir kanyon mevcut değildir. Ancak birkaç km doğuda, nehir vadisinin ters yönüne dönen bir denizaltı kanyonu vardır. Benzer şekilde kanyon başının dik duvarları, kanyon eksenini boyunca yatay yer değiştirmeye ve kanyon başında tıraşlamaya neden olan fay zonlarıyla ilişkili olabilir (Yılmaz.,2002). Kanyon sistemi tüm sismik birimleri ve erozyonel yüzeyleri kesmekte, bu durum, kanyonun oluşumunun henüz tamamlanmadığını göstermektedir, şelf tarafındaki erozyonu henüz başlangıç aşamasındadır (Demirbağ ve diğer., 1999). İstanbul

horstunun dextral kayma gerilmesi rejimini etkileyen ana sürücü kuvvet, 2 cm/yıl (Reilinger ve diğer., 1997) atım oranına sahip KAF ile ilgilidir. KAF 'ın bu atım oranı son milyon yıl boyunca neredeyse sabit kalmıştır. Sağ yanal ve eğim atımı bileşenlerine sahip olarak oblik yer değiştirme sergilemesine karşın (Demirbağ ve diğer., 1999) KSF, İstanbul horstunun KAF'a nazaran sabit veya daha az etkin kısmıdır. Dekstral kayma altında ilksel olarak fayların eşlenik çiftleri meydana gelmiştir. İzleyen aşamalarda horst saat yönünde dönmeye zorlandığında, faylarla sınırlı olan bloklar birbirlerinden uzaklaşmaya başlamışlardır. Saat yönündeki dönmeye eş zamanlı olarak İstanbul horstu yükselmeye başlamıştır (Demirbağ ve diğer., 1999). Bu yükselimin açık belirtileri, boğazın her iki yakasındaki yükselmiş nehir vadileri ve teraslarıdır. Şile yakınlarında Karadeniz kıyısı boyunca bulunan teraslar da bu yükselmeyi desteklemektedir (Erinç, 1953; Erol, 1979; Erinç, 1982; Ertek, 1995).

İstanbul horstunu sınırlayan fayların yer değiştirmesi (Demirbağ ve diğer., 1999; Oktay ve diğer., 2002) ve Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner sedimentlerinin mevcut yüksekliklerinden (Oktay ve diğer., 2002), İstanbul'dan Trakya'ya olan alandaki yükselme oranı (Yaltırak, 2002) 0.3-0.5 mm/yıl olarak kestirilmiştir. İstanbul horstunun yukarı hareketi, bugün boğazı oluşturan yeri işgal eden iki ana nehir boyunca olan erozyonu hızlandırmıştır. Erozyon oldukça etkili hale gelmiş ve sonunda iki vadi birleşerek tek bir sürekli vadi haline gelmiştir (Yılmaz., 2002). Bu vadi içerisindeki su döngüsü boğaz açılır açılmaz başlamamıştır. İlk aşamalarda vadinin tabanı Karadeniz ve Marmara'nın su seviyelerinden daha yüksekte bulunmaktaydı. Vadilerin ağızlarında küçük körfezler ve koylar meydana geldi (Gökaşan ve diğer., 1997).

Oktay ve diğer. (2002)'nin önerdiği yukarıda anlatılan bu model ile Yılmaz (2002) çalışmasında önerilen model arasındaki ana fark, bölgede gelişen dekstral kayma gerilmesine, saatin tersi yönündeki bir dönmenin daha uygun olduğudur. Oktay ve diğer. (2002) boğazın her iki kanadının bağımsız döndüğünü önermekte, Yılmaz (2002) ise her iki yandaki ters dönmenin aynı deformasyonu ürettiği önerilmektedir. Dahası, Oktay ve diğer. (2002) erozyonal işlemlerin önemsiz

olduğunu öne sürmüşlerdir. Ancak Yılmaz (2002) tektonik ile birlikte erozyonal işlemlerin de boğazın oluşumuna katkıda bulunduğunu düşünmektedir.

2.3 Batı Karadeniz'in Güncel Kinematığı ve Sismolojisi

İki basen de Arap plakasının kuzeye doğru hareketi ve Anadolu bloğunun batıya doğru kaçışının yarattığı aktif deformasyona maruz kalmaktadır (Barka ve Reilinger, 1997; Rangin ve diğer., 2002). Jeolojik ve jeofizik veriler (Finetti ve diğer.,1988), kıyı ötesi morfoloji (Meisner ve diğer., 1995), kıyı jeoloji ve morfolojisi (Okay ve Şahintürk, 1997) ve güncel sismik aktivite (Barka ve Reilinger, 1997) Doğu Karadeniz bölgesinde hala sıkışma rejiminin hakim olduğunu göstermektedir. Buna ek olarak 1959-1978 yılları arasında meydana gelen depremlerin fay düzlemi çözümleri açık bir şekilde sıkışma tektoniği rejimini ortaya koymaktadır (Tari ve diğer., 2000). Pontid katlanma kuşağının kuzeye doğru hareketi, Büyük Kafkas katlanma kuşağının güneye doğru bindirmesi ve Kuzey Anadolu Fayı'nın yanal hareketi bu sıkışmanın ifadesidir (Barka ve Reilinger, 1997).

Modern yapısal veri (Pontidler ve Kırım'dan), deprem verileri (Barka ve Reilinger, 1997; Reilinger ve diğer., 1997), Kırım ve Kafkaslar'daki gerilim dağılımı ölçümleri(Rastsvetaev, 1987) ve GPS verileri (Barka ve Reilinger, 1997; Reilinger ve diğer., 1997) baskın bir sıkışmanın varlığını göstermektedir. Sıkışmanın ana kaynağı Avrupa ve Arap plakalarının arasındaki çarpışmadır. Fakat Karadeniz'in iç bölgelerine ait gerilim dağılımı verisi bulunmamaktadır (Nikishin ve diğer., 2003). Karadeniz'in GB bölümü, sıkışma ya da gerilme rejiminin aktif olduğunun belirlenebilmesi için gerekli sismik aktiviteye sahip değildir (Tari ve diğer., 2000).

Türkiye ve yakın çevresinin depremselliği ve tektonik yapısı birçok araştırmacı tarafından Afrika, Arabistan, Avrasya ve Anadolu levhalarının birbirlerine göre hareketleri ile açıklanmaktadır. Karadeniz'de pek yoğun olmayan bir sismik etkinlik vardır. Orta kısımlarında sismik etkinliğin ihmal edilebilecek kadar az, kenarlarında zaman zaman orta şiddette depremler gözlenmektedir. Çevresinde iki önemli sismik kuşak yer alır. Bunlar güneyindeki Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile doğusundaki Kafkaslar bölgesidir. Her ikisi de günümüzde aktif olan bu kuşaklardan KAF yaklaşık doğu-batı uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay, Kafkaslar ise

kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı bir kıvrım-bindirme kuşağıdır. Avrasya ve Anadolu levhalarının sınırını oluşturan KAF boyunca tarihsel dönemlerde ve günümüzde, diğer bölgelere nazaran oldukça yoğun sismik etkinlik gözlenmektedir. Şengör ve diğer.'leri (1985) tarafından Kuzey Türkiye Bölgesi olarak tanımlanan Karadeniz'in Türkiye kıyı şeridinde sığ odaklı depremlerden oluşan ve Türkiye'nin diğer bölgeleriyle karşılaştırıldığında çok belirgin olmayan bir sismik etkinlik olduğu görülmektedir.

2.4 Karadeniz'in Fiziksel Oşinografik Özellikleri

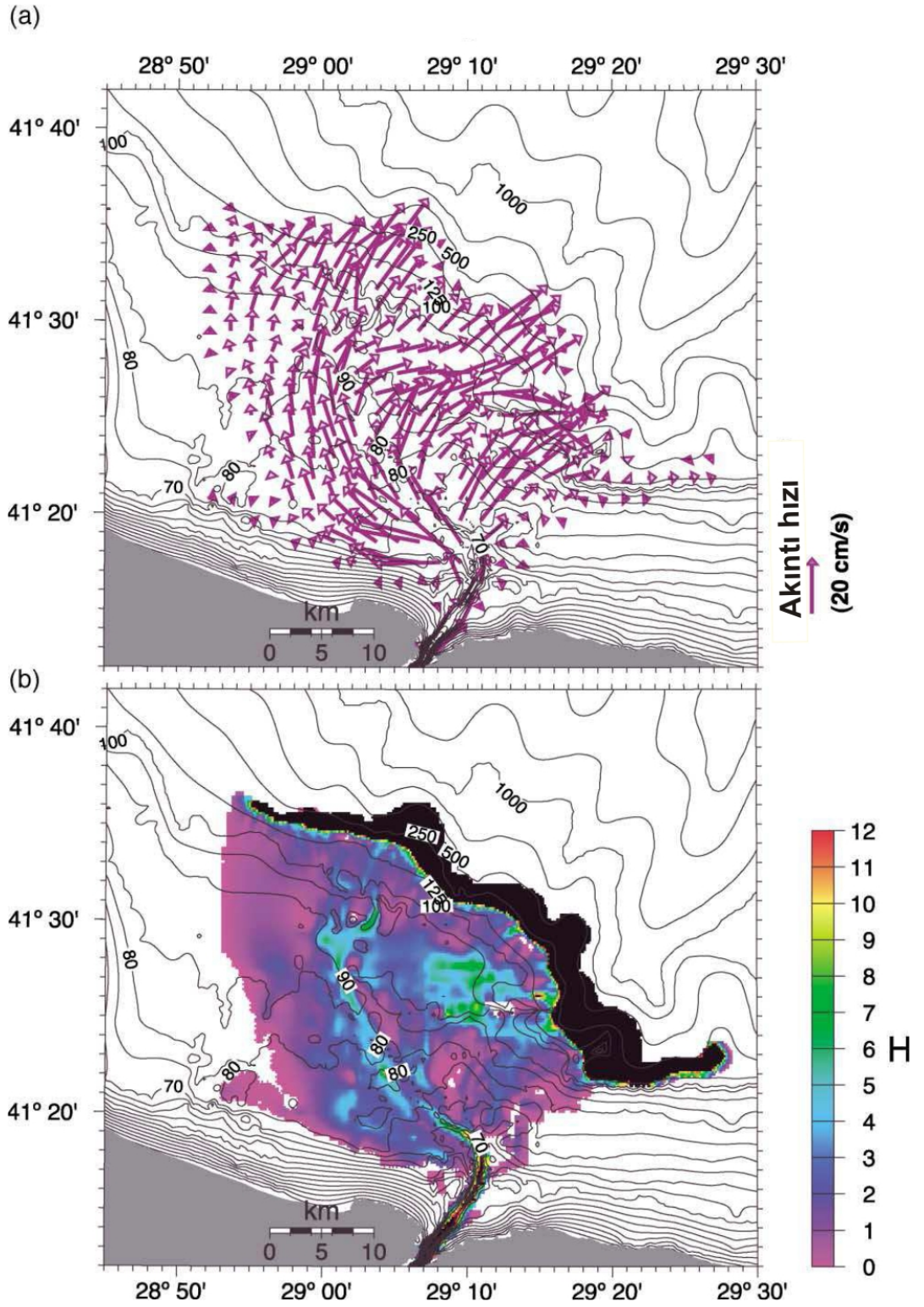
2.4.1 Karadeniz-Akdeniz çift yönlü akıntı sistemi

Günümüzde Karadeniz ve Akdeniz arasındaki su giriş çıkışı İstanbul ve Çanakkale Boğazları ile arada kalan Marmara Denizi yoluyla iki yönlü akış şeklinde gerçekleşmektedir. Daha soğuk (5-15°C) ve daha az tuzlu (% 17-20) Karadeniz'e ait olan su tabakası güneyden güneybatı yönüne doğru 10-30 cm^{s-1} hızla akarak İstanbul ve Çanakkale boğazlarından geçmektedir. Bu su kütlesi Karadeniz'de, Marmara ve Ege Denizinin kuzeydoğusunda 25-100 m kalınlığında bir yüzey örtüsü oluşturmaktadır. Daha ılık (15-20°C) ve daha tuzlu (% 38-39) Akdeniz suyu Ege Denizi boyunca kuzeye doğru akmaktadır. Akdeniz'e ait su kütlesi kuzeydoğu Ege Denizi'nde düşük tuzlu yüzey tabakasının altına dalarak Çanakkale boğazından geçerek kuzey doğuya doğru 5-25 cm^{s-1} hızla akmaktadır (Özsoy ve diğer.,1995; Polat ve Tuğrul, 1996). Akdeniz suyu, 20-30 m kalınlığındaki düşük tuzluluklu yüzey tabakasının altındaki tüm Marmara basenini kaplamaktadır. Akdeniz suyunun bu akışı daha kuzeydoğuya doğru devam etme ve İstanbul Boğazı'nı 5-15 cm/s hızla geçerek Karadeniz'e ulaşmaktadır. 100-200 m su derinliklerine kadar taban suyunu teşkil etmektedir. Günümüzde Karadeniz'den Ege denizi'ne yılda 300 km³'lük su transferi mevcuttur (Özsoy ve diğer., 1995). Bu transfer, Karadeniz'deki fazla yağışlardan (yılda ≈300 km³) ve nehirlerden olan büyük miktarlardaki tatlı su (yılda ≈350 km³) girişi buharlaşma oranı (yılda ≈350 km³) ile kıyaslandığı zaman ortaya çıkmaktadır. Eğer Karadeniz'deki su İstanbul Boğazı yoluyla bir çıkış sağlayamasaydı, sabit bir yüzey alanı varsayılarak hesaplandığında yıllık pozitif su bütçesi 94 cm (93.7 m/100y) olacaktı. Tuna, Dinyester, Dinyeper, Güney Bug ve

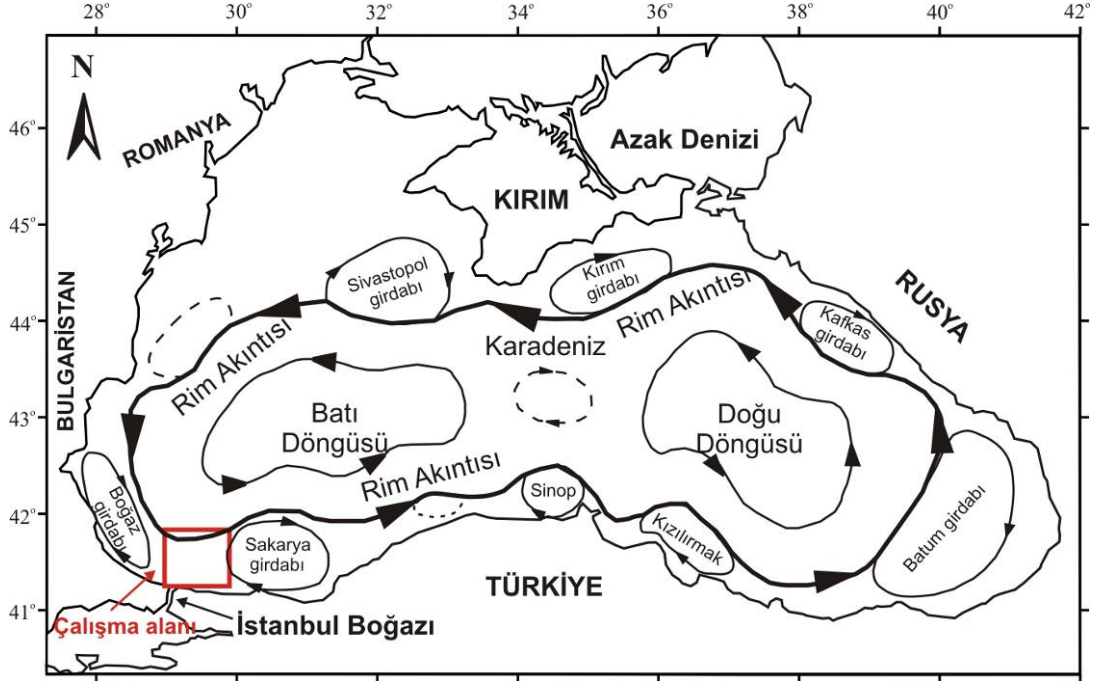
Don nehirleri Karadeniz'e akan ana tatlı su kaynaklarıdır (UNESCO, 1969, 1993). Karadeniz'e tatlı su girişleri büyük mevsimsel değişimler göstermektedir ve nehir boşalımının en fazla olduğu Nisan ve Mayıs aylarında maksimum seviyeye ulaşır. İstanbul Boğazı'nın dar yapısı, basene olan mevsim ve yıl arası boşaltım değişiklikleriyle eş zamanlı olarak Karadeniz'in su seviyesinin ≈ 50 cm değişmesine neden olur. Ayrıca barometrik basınç değişiklikleri de su seviyesinde küçük ölçekli oynamalar yaratmaktadır (Özsoy ve diğer., 1996). Uydu yükseklik ölçümleri Karadeniz'in su yüzeyinin Marmara Denizi'ninkinden ortalama 40 cm daha yukarıda olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte Marmara Denizi su yüzeyi, kuzey Ege Denizi su yüzeyinden yaklaşık 30 cm yukarıdadır (Bogdanova, 1969). Daha önce yapılan çalışmalarda İstanbul boğazı çıkışında hesaplanan akıntı hızı ve tuzluluk değerlerinden elde edilen model Şekil 2.6' da verilmiştir (Özsoy ve diğer 2001).

2.4.2 Karadeniz'deki Akıntı Döngü Sistemleri

Karadeniz'deki yüzey suyu sirkulasyonuna iki büyük merkez dairesel döngü (gyre) sistemi mevcuttur. Bunlar doğu ve batı döngüleri ile daha küçük anticyclonickıyusal akımlardır (eddies) (Oğuz ve diğer., 1993). Döngüleri gösteren harita Şekil 2.6'da verilmiştir. 75 km genişliğinde, dar, saat yönünde çember şeklinde dönen "Rim akıntısı (current)" siklonik basen döngülerini antisiklonik(karşı döngü) kıyısal girdaplardan ayırmaktadır. Bu akıntı Anadolu kıyısı boyunca doğuya doğru $\approx 20\text{cm s}^{-1}$ hızla akarak dar kıta şelfleri boyunca yüzey sirkulasyonunu yönetmektedir (Oğuz ve diğer., 1993). Boğaz'ın batı ve doğusu yer alan daha zayıf Boğaz ve Sakarya antisiklonik girdapları kıyı bölgelerinde sınırlıdır. 8cm den küçük bahar gelgit oranına sahip günde iki kez olan (semidirunal) gelgitlerin Karadeniz'in hidrodinamik rejimine çok az etkisi vardır. Güneybatı Karadeniz'de yıllık ortalama dalga yükseklikleri 3.3 - 4.2m arasında değişmektedir. Bu da 77 - 100m arasında dalga boyları ve 7 - 8 s periyotlarına karşılık gelmektedir (DBTE veri tabanı). Uzun dönemli gözlemler göstermektedir ki, güneybatı Karadeniz boyunca olan 100 yıldaki fırtınalar 80 ile 95 m arasında değişmektedir (esas dalga boyunun yarısı). Bu da nehirlerin döküldüğü nehir ağzı bölgeleri hariç 95m konturu üzerindeki bölgelerde dalgaların hâkim olduğunu ifade etmektedir(Aksu ve diğer., 2002c).



Şekil 2.6 İstanbul boğazı çıkışında hesaplanan akıntı hızı ve tuzluluk değerlerinden elde edilen model (Özsoy ve diğer., 2001).



Şekil 2.7 Karadeniz'deki akıntı döngüleri (Aksu ve diğer., 2002c).

2.4.3 Karadeniz'e boşalan nehirler

Karadeniz'in güneybatı bölgesine birçok küçük nehir boşalmaktadır; Bulanık, Pabuç, Kazan, Çilingos ve Kuzulu nehirleri İstanbul Boğazının batısına akarken Riva, Göksu ve Sakarya nehirleri doğusuna akmaktadır. Bulanık, Pabuç, Kazan, Çilingos ve Kuzulu toplam olarak 506 km^2 lik boşaltım alanına, ortalama yıllık $5.1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ boşaltım miktarına, 0.95 kg s^{-1} süspansiyonda tortul miktarına sahip olup $\approx 29930 \text{ t}$ tortul girişi sağlamaktadırlar. Riva ve Göksu nehirleri ise toplam 674 km^2 lik boşaltım alanına, $7.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ yıllık ortalama boşaltım miktarına, 1.92 kg s^{-1} süspansiyondaki tortul miktarına sahip olup yılda $\approx 60\ 600 \text{ t}$ tortul girişi sağlamaktadırlar. Bu nehirlerin ağızlarındaki günümüz kıyı şeridinde, kıyıya paralel seriler halinde kum sırtları (sand ridges) ve kumulları (dunes) içeren küçük deltalar, kıyı şeridinin arkasında ise korunmuş küçük göller ve lagünler yer almaktadır. Bunlar batı Karadeniz kıyısının dalgaların hâkim olduğu hidrolojik rejimini ortaya koymaktadır (Aksu ve diğer., 2002a).

2.5 Geç Pleyistosen-Holosen Döneminde Deniz Seviyesi Değişimleri

Karadeniz 'deki Pleyistosen dönemi, akış-türü (flow-type) ve yarı kapalı (semiclosed) su kütlesi arasında değişimlerle karakterize edilir. Genel düşünceye göre, buzul arası dönemlerde (interglacials) denizel transgresyon oluşmuş, buzul dönemlerinde ise basen, akış sonucu oluşan az tuzlu (brackish) su kütlesi haline gelmiştir (Fedorov, 1988; Svitoch ve diğer., 2000). Bununla birlikte, maksimum lowstand İstanbul boğazı eşiğinin altına düştüğünde bu tür akıntı oluşumları kesintiye uğramış olmalıdır. Hazar denizi seviyesinin Karadeniz 'den yukarda olduğu zamanlarda, Manich-Kuma bölgesi üzerinden akan bir akış sistemi meydana gelmiş ve bu iki basen arasındaki yükseklik farkını azaltmıştır. Sadece, Erken Holosen döneminde Akdeniz suyunun İstanbul boğazı eşiğini aşmasıyla, Akdeniz ve Karadeniz arasında durağan bir bağlantı kurulmuştur. Karadeniz 'in deniz seviyesi değişimleri, geniş çapta Manych çöküntüsü, Çanakkale ve İstanbul boğazı eşik derinliklerince kontrol edilen Akdeniz veya Hazar 'daki deniz seviyesi değişimleriyle eşzamanlı değildir (Pirazzoli ve Pluet, 1991). Farklı araştırmacılar, bu değişimlerin büyüklüğü ve yaşı üzerinde farklı kestirimlerde bulunmaktadır (Algan ve diğer., 2007).

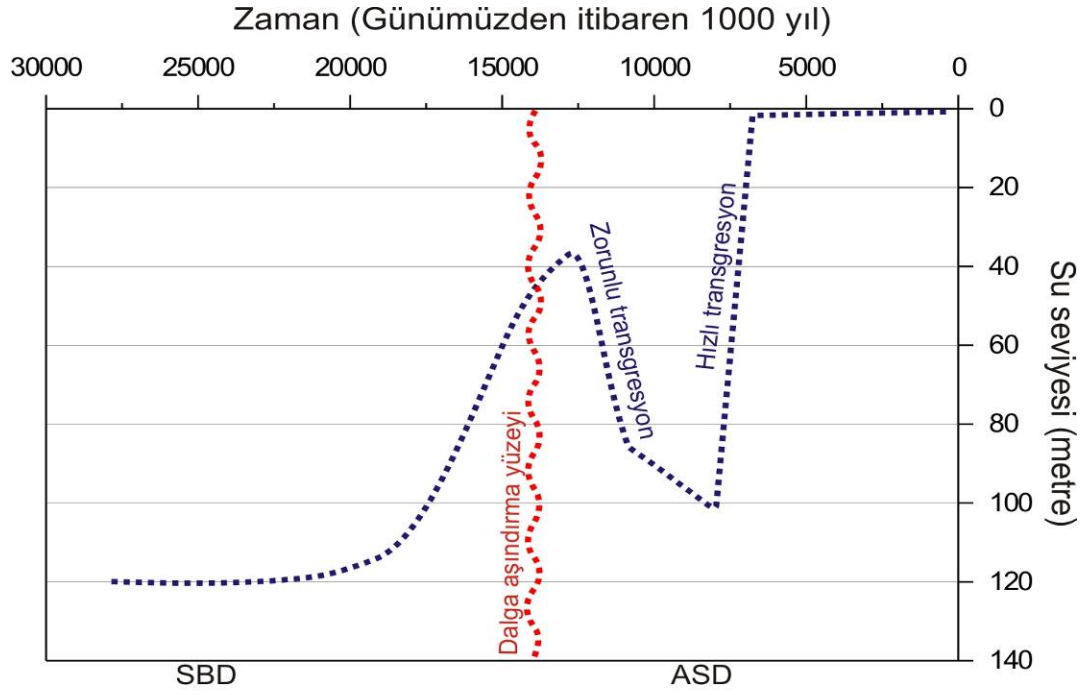
Fedorov (1988), buzullaşmanın sona ermesiyle Karadeniz' de iki aşamalı transgresyon (Neoeuxinian ve Holosen) ayırt etmiştir. İlk aşama artan nehir akıntıları sonucu oluşmuş ve İstanbul Boğazı üzerinden boşalan az tuzlu bir akış sistemi meydana getirmiştir. Bu akış sistemi 9000-10000 yıl GÖ sona ermiş ve tuzlu Akdeniz suyu girişi durmuştur. Bazı araştırmacıların (Neveeskaya, 1965; Kvasov, 1975; Fedorov, 1978; Shcherbakov ve diğer., 1978), Neoeuxinian basenin her zaman akış sistemi karakterinde olduğunu öne sürmelerine karşın; akış sistemin oluşana kadar, Neoeuxinian sırasında, Hazar suyu ile beslenen kapalı bir göl sistemine ait kanıtlar izotop analizlerinden elde edilmiştir (Svitoch ve diğer., 2000).

Transgresyonun ikinci aşaması denizeldir. Bu, az tuzlu Neoeuxinian depozitleri ile, bunların üzerinde uzanan ve genellikle Akdeniz kabukları içeren Holosen transgresyon sedimentlerinden oluşan Eski Karadeniz depozitleri arasındaki ara yüzeyden ortaya çıkmaktadır. Bu depozitlerdeki fauna göstermektedir ki; az tuzlu

akış sistemi baseni, hızla ve kısa süre içerisinde önce ‰ 10'u aşmayan hafif tuzlu bir basene (9000-8000 yıl GÖ; Svitoch ve diğer., 2000), daha sonra da ‰ 19 veya 20'ye ulaşan tuzlu bir basene dönüşmüştür (Fedorov, 1988). Transgresyon maksimumu, günümüz deniz seviyesinden 1.5-2 m daha yukardadır. İstanbul Boğazı üzerinden Akdeniz suyu girişi ile tetiklenen bu Holosen transgresyonu, yaklaşık 8000-7000 yıl GÖ'dir (Kvasov, 1975; Fedorov, 1978; Shcherbakov, 1982).

Farklı araştırmacılar, Holosen döneminde farklı sayılarda transgresif ve regresif döngüler öne sürmüşlerdir. Fedorov (1988) iki Holosen transgresyon aşaması öne sürmüş, Arslanov ve diğer., (1983), Baladin ve Trashcuk (1982) ise, arkeolojik malzemeden yola çıkarak beş transgresif-regresif aşama bulmuşlardır. Yanko (1990), foraminifera 'nın biyostratigrafik, paleoekolojik ve paleocoğrafik analizinden yola çıkarak, Holosen'de altı transgresif-regresif döngü önermiştir. Yanko-Hombach ve diğer., (2002) 'ye göre, Holosen transgresyonunun başlangıcında, 9400-8000 yıl GÖ, Karadeniz -65 m 'den -35 m 'ye yükselmiştir. 8000-5000 yıl GÖ, bunu izleyen transgresyon- regresyon döngüleri sırasında, deniz seviyesi -55 m ile -15 m arasında salınımlar yapmış, 5000 yıl GÖ de, günümüz su seviyesinden birkaç metre daha yükseğe ulaşmıştır (Nevessky, 1967; Svitoch ve diğer., 2000; Yanko-Hombach ve diğer., 2002). Bununla birlikte, Geç Holosen'de sadece küçük çaplı deniz seviyesi değişimleri meydana gelmiştir: 3000-2000 yıl GÖ Phanagorian regresyonu sırasında 6-8 m'lik bir düşüş ve ardından 2000-1000 yıl GÖ Nymphaean transgresyonu sırasında 2-3 m'lik bir yükselme oluşmuştur (Algan ve diğer., 2007).

Hidrolik modelleme Boğaz eşiği aşıldıktan sonra Karadeniz'e saniyede 60 000 m³'lük su girişi olduğunu ve Marmara Denizi ve Karadeniz'deki su seviyelerini eşitlemek için 33 000 yıla ihtiyaç olduğunu ortaya koymuştur. Kuzeybatı Karadeniz şelfinde yapılan çalışmalardan elde edilen sonuçlara göre hazırlanan Karadeniz'deki son buzul döneminden bu yana olan deniz seviyesi değişimleri eğrisi Şekil 2.8'de verilmiştir (Lericolais ve diğer., 2006).

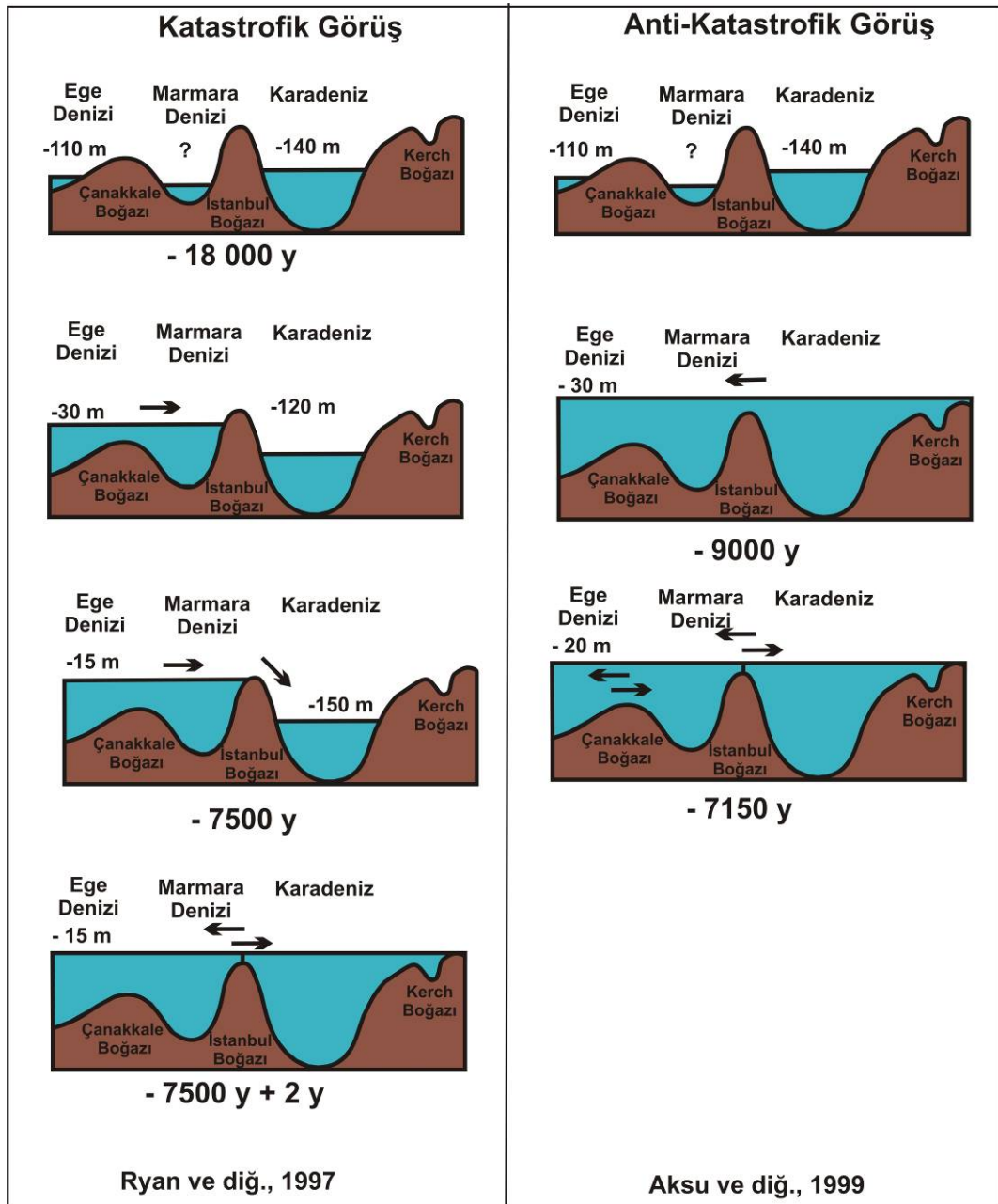


SBD: Son buzul dönemi (LGM)
 ASD: Ani soğuma dönemi (Younger Dryas)

Şekil 2.8 Karadeniz'deki son buzul döneminden bu yana olan deniz seviyesi değişimleri eğrisi (Lericolais ve diğer., 2006).

2.6 İstanbul Boğazı Yoluyla Karadeniz-Akdeniz Bağlantısının Kuruluşu.

Buzul ve buzul arası dönemlerdeki global su seviyesi değişimlerine bağlı olarak boğazın açılmasıyla ilgili hipotezler ve son yıllarda yapılan çalışmalar doğrultusunda İstanbul boğazı'nın açılmasıyla ilgili 3 farklı görüş mevcuttur. Bunlar Katastrofik, Klasik ve Anti-Katastrofik görüşlerdir. 2 ana başlık altında toplanabilir (Şekil 2.9).



Şekil 2.9 Katastrofik ve Anti-Katastrofik görüşlerin şematik gösterimi (Lericolais 2002).

2.6.1 Katastrofik Görüş (Holosen 'de Şelfin Ani Sualtında Kılması)

Ryan ve diğer. (1997), kara halinde bulunan Karadeniz şelfinin 7150 yıl GÖ, Akdeniz'in ani su baskını sonucu katastrofik olarak sualtında kaldığını ileri sürmüş, daha sonra bu tarihi 8400 yıl GÖ şeklinde değiştirmiştir (Şekil 2.9). Mollusclara dayanarak 7500 yıl GÖ tatlı su koşullarından deniz koşullarına ani bir geçiş olduğu varsayılmaktadır. Bu olayın yorumu Nuh Tufanı hikayesinin temelini oluşturmaktadır. Karadeniz ve Hazar'ın iklimsel ve hidrografik özelliklerine dayanarak, ayrıca kalsiyum karbonat içeriği, oksijen ve karbon izotopları (Major ve diğer., 2002), karasal kumullardan (dunes) ve erozyonal yüzeylerden elde ettikleri kanıtlarla birlikte, Ryan ve diğer., (2003), 11000 yıl GÖ Karadeniz 'in (Neoöksinik havza) kapalı bir göl olduğunu, evaporasyon ve azalan nehir girdisi nedeniyle bu göl yüzeyinin, şelf kenarının altına -105 m 'lik bir lowstand seviyesine çekilmiş olduğunu ileri sürmüştür. Soğuk Younger Dryas döneminde (11000-10000 yıl GÖ), Karadeniz ve Hazar 'ın su seviyesindeki dengelenmeler, su seviyesinin -30 m konturuna yükselmesine neden olmuş, bu noktada Karadeniz 'in suyu İstanbul Boğazı üzerinden Marmara' ya akmıştır. Bununla birlikte, iklim ısındıkça, Karadeniz 'in kıyı çizgisi dış şelfe doğru yaklaşmış, kuraklık nedeniyle bazen şelf kenarı hattının da altına gerilemiştir; derin deniz karotlarından yapılan polen spektrumları son derece kuru koşulların varlığını işaret etmektedir (Ryan ve diğer., 2003). 8400 yıl GÖ, Akdeniz suları ikinci bir transgresyon meydana getirmiş, sular boğaz eşiğine kadar ulaşmış ve onu da aşarak gölü aniden tekrar doldurmuştur. Bu şekilde, -95 m 'ye düşmüş olan basen katastrofik olarak sular altında kalmış, su seviyesi bir kez daha -30 m 'ye yükselerek şelfi kaplamıştır (Ryan ve diğer., 2003). Bu düşük seviyeli göl senaryosuna ek destek olarak, Ballard ve diğer. (2000) güney Karadeniz şelfi üzerinde Sinop burnu açıklarında -155 m derinliklerde bir kalıntı kıyı çizgisi (paleoshoreline) bulmuştur. Kalıntı kıyı çizgisi, bir plaj sırtı, düşük gelgit terası ve bir sahil boyuca olan kum barları ile tipik bir plaj görüntüsü çizmektedir. Bu kalıntı kıyı çizgisinden alınan mollusk'lar, belirgin tatlı su ve denizel toplulukları işaret etmektedir. En yaşlı ve en genç tatlı su mollusclar (mollusks) örnekleri, sırasıyla 15500 ve 7400 yıl GÖ'sine tarihlenen radyokarbon yaşları vermiş, en yaşlı denizel kabuklar (mollusc) ise 6820 yıl GÖ'sine tarihlenmiştir. Yüksek ayrımlı sismik çalışmalar, bir erozyonal yüzeyin üzerine hızlı bir transgresyon kanıtları

sunmaktadır. Bu yüzey, İstanbul Boğazı ve boğazın Karadeniz şelfi çıkışında (Demirbağ ve diğer., 1999) ve Sakarya delta alanında (Algan ve diğer., 2002) -105 m su derinliklerinde bulunmaktadır. Winguth ve diğer. (2000), Romanya şelfi üzerinde son buzul dönemine (last glacial maximum) tarihlenen son düşük deniz seviyesini -151 m olarak vermiştir. Gökaşan ve diğer. (1997), Karadeniz'deki su seviyesi yükselmesinin sebebini İstanbul boğazının faylanmayla açılmasına bağlamışlardır. Gökaşan ve diğer. (1997), Ryan ve diğer. (1997) ve Demirbağ ve diğer. (1999) çalışmalarının sonuçları arasında güçlü bir benzerlik söz konusudur (Algan ve diğer., 2007).

Kıtasal nem değişiklikleri ile okyanus ve göllerin su seviyelerini karşılaştırılmış ve Karadeniz 'deki deniz seviyesi değişimleri ile ilgili olarak Ryan ve diğer. (2003) ile uyumlu sonuçlar ortaya konmuştur. Würm buzul döneminde, Azak-Karadeniz baseni pozitif dengede olduğu için, Karadeniz 'den Akdeniz 'e tek yönlü bir akış olduğunu öne sürmüşlerdir. Bununla birlikte, buzul sonrası ısınma döneminde, kapalı göl ve denizler için geçerli olan genel kurala göre Karadeniz 'in seviyesi düşmüş, daha sonra İstanbul Boğazı üzerinden Akdeniz suyu girişi ile dengelenene kadar da düşük kalmıştır (Ivanov ve Shmuratko, 1983).

2.6.2 Katastrofik Olmayan Bağlantı ve ~11000 Yıl GÖ'sinden Bu Yana Sürekli Akıntı

Kuvaterner buzul dönemlerinde, Ege denizi ve Karadeniz'deki su seviyeleri İstanbul ve Çanakkale boğazları eşik seviyesinden daha aşağıdaydı. Dolayısıyla Marmara ve Karadeniz tamamen karayla çevrilmiş basenler haline gelmişti. Son buzul döneminden Halosen'e geçiş sırasında, doğu Avrupa ve batı Sibiryaya buz tabakaları çözülmeye başlamış, ancak eriyen suyun çoğu Baltık ve Kuzey Denize akmıştır.

Son buzul çağında (LGM) Avrupa'nın iklimi bugünkünden fark edilir derecede daha kuruydu. Bu durum Karadeniz'in su seviyesinin boğaz eşiğine erişmesine engel teşkil etmekteydi ta ki iklim daha nemli hale dönüşüp Tuna, Dinyeper, Dinyester, Bug ve Don gibi büyük nehirlerin Doğu Avrupa'ya akmaya başlamasına kadar sürmüştür (Peyron ve diğer., 1998; Ramrath ve diğer., 1999).

Karadeniz' in derin basen tortullarından alınan çok disiplinli verilere ve dolaylı olarak da küresel deniz seviyesi değişim eğrisine dayanarak, buzul dönemi sonrası Akdeniz suyunun İstanbul Boğazı üzerinden (~9000-7000 yıl GÖ) zaman zaman Karadeniz 'e akışının başladığı ileri sürülmektedir (Degens, 1971; Deuser, 1974; Maynard, 1974; Scholten, 1974; Ross ve Degens, 1974).

Stanley ve Blanpied (1980), son 12000 yıl boyunca boğazlardan iki yönlü su kütlesi akışının gelişimini modellemiştir. Bu model, 12000-9500 yıl GÖ Karadeniz 'den aşırı tatlı su akışı meydana geldiği sırada, Marmara denizinde hüküm süren anaerobik göl koşullarının, kademeli şekilde kısmi anoksik koşullara doğru kaymış olduğunu varsaymaktadır. Bu dönemde Karadeniz, ana nehirler üzerinden büyük miktarlarda erime suyu almaktadır. Akdeniz ve Karadeniz akıntılarının birlikte akmaya başlaması sonucu, 9500-7000 yıl GÖ, Marmara denizindeki iki yönlü akış sistemi meydana gelmiştir. Günümüzdeki oşinografik koşullar, Karadeniz 'deki aşırı tatlı su kaybının azalmasıyla, yaklaşık 3000 yıl GÖ oluşmaya başlamıştır.

Son buzul-Holosen döneminde Karadeniz 'den sürekli bir akışla ilgili olarak, Ege ve Marmara denizi ile Karadeniz 'in güney şelfindeki bazı çalışmalardan da bazı kanıtlar elde edilmiştir. Daha tatlı olan Karadeniz suyunun akışının, Akdeniz' deki en genç sapropel oluşumunda çok önemli bir etken olduğu düşünülmektedir (Ryan, 1972; Stanley, 1978; Thunell ve Lohman, 1979). Ege denizindeki en genç sapropel S1, 9600-6400 yıl GÖ, Karadeniz 'den kaynaklanan düşük tuzluluğa sahip yüzey suyu ile ilintili olarak depolanmıştır. Ege Denizi'ne birden bire olan su taşkını üstte bir düşük tuzluluk yüzeyi oluşturmuş ve bu da düşey karışımı ve havalanmayı engellemiştir. Bu yüzey suyu, düşey karışımı ve derin deniz döngüsünü önlemiştir (Aksu ve diğer., 1995a,b). Yüksek ayrımlı sismik veri kullanarak, Aksu ve diğer., (1999), 9500-7000 yıl GÖ Karadeniz 'den gelen güçlü akıntının, batı Marmara denizinde batı yönlü taban bükülmeleri (bedforms) meydana getirdiğini, bunun ayrıca, küresel deniz seviyesi eğrisi ve İstanbul-Çanakkale boğazlarının eşik derinlikleri ile uyumlu olduğunu öne sürmüşlerdir. Ayrıca Akdeniz sapropellerinin büyük kısmının oluşumunun, Geç Kuvaterner' deki Karadeniz 'den gelen akış dönemleriyle ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır.

Çağatay ve diğer., (2000), 10600-6400 yıl GÖ, Marmara denizindeki sapropel tabakalarının oluşumu için, güçlü, besinlerce zengin Karadeniz tatlı suyunun önemini vurgulamıştır. Buna ek olarak, Marine Geology özel sayısındaki (vol. 190, 2002) birçok çalışma, sismik, jeokimyasal, izotopik ve mikropaleontolojik verilere dayanarak, Karadeniz 'den Akdeniz' e 11 000-9 000 yıl GÖ güçlü ve sürekli bir akışın varlığını savunmaktadır.

Aksu ve diğer., (2002a) göstermiştir ki; bir düşük su seviyesi serisi (LST), bir transgresif seri (TST) ve bir yüksek su seviyesi serisi(HST)'den oluşan güneybatı Karadeniz şelfindeki güncel birim, son buzul düşük su seviyesi sırasında ve Holosen 'de depolanmıştır. Karotlardan elde edilen yaşlandırmaya göre, transgresyon yaklaşık 11000-10500 yıl GÖ başlamıştır (Aksu ve diğer., 2002a). Marmara denizinde M1 ve M2 ile gösterilen iki sapropel tabakası, 29500-23500 ve 10500-6000 yıl GÖ depolanmıştır (Aksu ve diğer., 2002b). Yaş hesaplaması yapılan karotların çok amaçlı paleoenvironmental verileri, bunların oluşumunun Karadeniz 'in mevcut akıntı iletimi ile yakından ilişkili olduğunu göstermiştir (Aksu ve diğer., 2002b; Abrajano ve diğer., 2002). Marmara denizin sedimetlerindeki bentik foraminiferler, az tuzlu Karadeniz suyunun güçlü akıntısı nedeniyle, tuzlu Akdeniz suyunun 9100 yıl GÖsine kadar Karadeniz 'e giremediğini işaret etmektedir (Kaminski ve diğer., 2002). İstanbul Boğazının güney çıkışındaki sualtı deltası, yaklaşık 10000 yıl GÖ, güçlü ve sürekli bir Karadeniz akıntısı tarafından oluşturulmuştur (Aksu ve diğer., 2002c; Hiscott ve diğer., 2002). Mikropaleontolojik veri "göl safhası" sırasında hem Marmara hem de Karadeniz'in yüzey sularının belirgin şekilde acı suya dönüştüğünü ve "geçiş safhaları" sırasında ise yüzeyde düşük tuzluluğa sahip yüzey tabakası ve altta ise normal deniz suyunun yer aldığını göstermiştir. Mikropaleontolojik veri ve kararlı izotop verileri sapropel tabakalarının çökmesi sırasında yüzey suyu tuzluluğunun fark edilir derecede düştüğünü göstermiştir. Ayrıca planktonik foraminifer transfer fonksiyon hesaplamaları da bu dönemlerde deniz suyu yüzeyi sıcaklığında da fark edilir düşüş gözlemlendiğini göstermiştir. Sapropel tabakalarında Karadeniz'inkine benzer fauna ve floranın varlığı ve Akdeniz fauna ve florasının bulunmaması o dönemlerde Karadeniz'le Akdeniz arasında ilişkinin olduğunu kuvvetli bir şekilde savunmaktadır (Hiscott ve Aksu, 2002).

Mudie ve diğ er., 2001'deki ç alışmalarında Marmara Denizi geçidi Pleyistosen-Halosen tortullarında mükemmel korunum ve orta veya ç ok ç eşitlilik gösteren organik duvarlı dinoflagellate kistlerini kullanarak bu hipotezi irdelemişlerdir. Tuzluluk değişimlerinin Ege ve Marmara Deniz'lerinin ~11 000 yıl GÖ Marmara Denizi'nin acı ya da düşük tuzluluğa (~12-17) sahip olduğu dönemde birleştiklerini ve Karadeniz'in Marmara Denizi'ne en azından 10.2-9.5 bin yıldır aktığını gösterdiğini ö ne sürmüşlerdir. Ayrıca ne Karadeniz'in erken Holosen'de çiftçiliğe uygun büyük bir tatlı su gölü olduğu fikrine, ne de 7.5 bin yıl GÖ Akdeniz'in 100 m yükseklikten bir şelale gibi Karadeniz'e dökülerek ani (<500 yıl) su baskını oluşturduğu fikrini destekleyecek bir kanıt bulunmadığını ö ne sürmüşlerdir.

Klasik görüş, Katastrofik görüş gibi Marmara Denizi ile Karadeniz arasındaki son bağlantının kurulmasının Akdeniz suyunun Marmara Denizinden Karadeniz'e geç işi 9000yıl GÖ gerç ekleştiğini varsaymaktadır. Bu geç iç olurken Marmara Denizi ile Karadeniz'in su seviyeleri günümüze göre -30 m deyen eş itlendiği ve Akdeniz suyunun Karadeniz'e girdiği savunulmaktadır (Chepalyga 1985, Ross ve diğ er., 1970).

BÖLÜM ÜÇ

KITASAL YAMAÇ

3.1 Kanyonların Oluşumunu Etkileyen Etmenler

Kanyonlar tortul erozyonuyla tanımlanan kıtasal yamaç yapılarıdır. Oluşumları nehir kazılmaları, kardaki yüzey erozyonu, türbidite akıntıları erozyonu, faylanma ve denizel bentik faunanın aktivitesiyle ilişkilendirilmiştir (Shepard ve Dill, 1966; Shepard 1981; Belderson ve Kenyon, 1976; Twichell ve Roberts, 1982). Kanyonların oluşumunun başlangıcında, değişiminde ve korunmasında birkaç faktörün rol oynadığını vurgulamışlardır. Bu faktörler; uzun süreli devam eden tektonik, östatik ve tortul işlemlerdir. Son yıllardaki çalışmalar deniz altı kanyonlarının karmaşık orijinli olduğunu ortaya koymuştur.

Deniz altı kanyonları hem yakınsak hem de uzaklaşan kıta sınırlarında gözlenmiş olup kayma, heyelan, moloz akıntıları ve türbidite akıntıları aracılığıyla sığ sulardan derin sulara tortul taşınımını sağlamaktadırlar (Laursen ve Normark, 2002; Antrobreh ve Krastel, 2006). Bazı araştırmacılar kanyonların oluşumunda, yoğunluk akıntıları, tortul erozyonu gibi faktörler de etkin olmakla birlikte, kanyonların kazılmasında en önemli etkenin kütle hareketleri olduğunu vurgulamışlardır (Laursen ve Normark, 2002; Casas ve diğer., 2003).

Yapılan çalışmalar denizaltı kanyonlarının karadan derin okyanusa tortul taşınımını sağlayan başlıca yapılar olduğunu ortaya koymuştur (Berner, 1982; Van Weering ve diğer., 2002; Canals ve diğer., 2006). Nehirler aracılığıyla veya şelf boyunca olan taşınım kaynaklarından kanyon başlarına ulaşan tortullar, zamanla üst kısımlarda tortul istifleri şeklinde yığılarak geçici bir tortul birikimi meydana getirirler (Mastbergen ve Vanden Berg, 2003). Kanyon başlarında fırtınalar ve tufanlar sırasında meydana gelen yüksek tortul girdisi ve/veya hızlı fasiyes ilerlemesi (progradation) ve yüksek enerjili taban akıntılarının yarattığı yoğun süspansiyon bu tortulların bozulmaya uğramasına neden olabilir (Mulder ve Alexander, 2001, Puig ve diğer., 2004a). Ayrıca kanyonların üst kısımlarında meydana gelen bozulmalar, dik yamaçlardaki yüksek eğimin yarattığı dengesizlik (Mullenbach ve diğer., 2004; Puig

ve diğer., 2004a), yada deprem tetiklemesinin meydana getirdiği deformasyonlarla ve tortullardaki sıvılaşma nedeniyle gerçekleşebilmektedir (Jones ve Omoto, 2000). Bozulmaya uğrayan tortulların taşınımı genellikle düşük frekanslı, gravite akımlarıyla gerçekleşir (Normark ve Piper, 1991; Puig ve diğer., 2004a; Canals ve diğer., 2006).

Hareket, gerilmenin yamaç aşağı bileşeninin, tortul dayanım gücünü aştığı bölgelerde, sismik veride iyi tanımlanabilen bir veya birkaç konkav kayma düzlemi üzerinde oluşur ve heyelan malzemesinin hemen arkasında tipik olarak eğimli bir uçurum yapısı meydana getirir (Dondurur, 2005). Birçok araştırmacı, bu tür kütle hareketlerinde sismik etkiyi, heyelanların ana tetikleme mekanizması olarak dikkate almaktadır (Casas ve diğer., 2003; Boe ve diğer., 2000; Evans ve diğer., 1996; Lee ve Baraza, 1999; Baraza, ve diğ., 1999; Von Huene ve diğer., 2004).

Yamaç bozulmaları iki ana faktöre bağlanabilir (Canals ve diğer., 2004; Masson ve diğer., 2006): başlangıç etmenleri; düşük tortul direnci, permeabilite ve jeolojik zayıflıklar, (Pinger ve diğer., 1996; Terrinha ve diğer., 2003; Puig ve diğer., 2004a), tetikleyen etmenler; depremlerden kaynaklanan dinamik yük (Jones ve Omoto, 2000), hızlı çökmeden kaynaklanan aşırı tortul basıncı, aşırı yamaç yüksek eğimi ve iklimsel dalgalanmalardan (değişimlerden) kaynaklanan daha uzun süreli etkileri olan deniz seviyesi değişimleridir (Weaver ve Kuijpers, 1983).

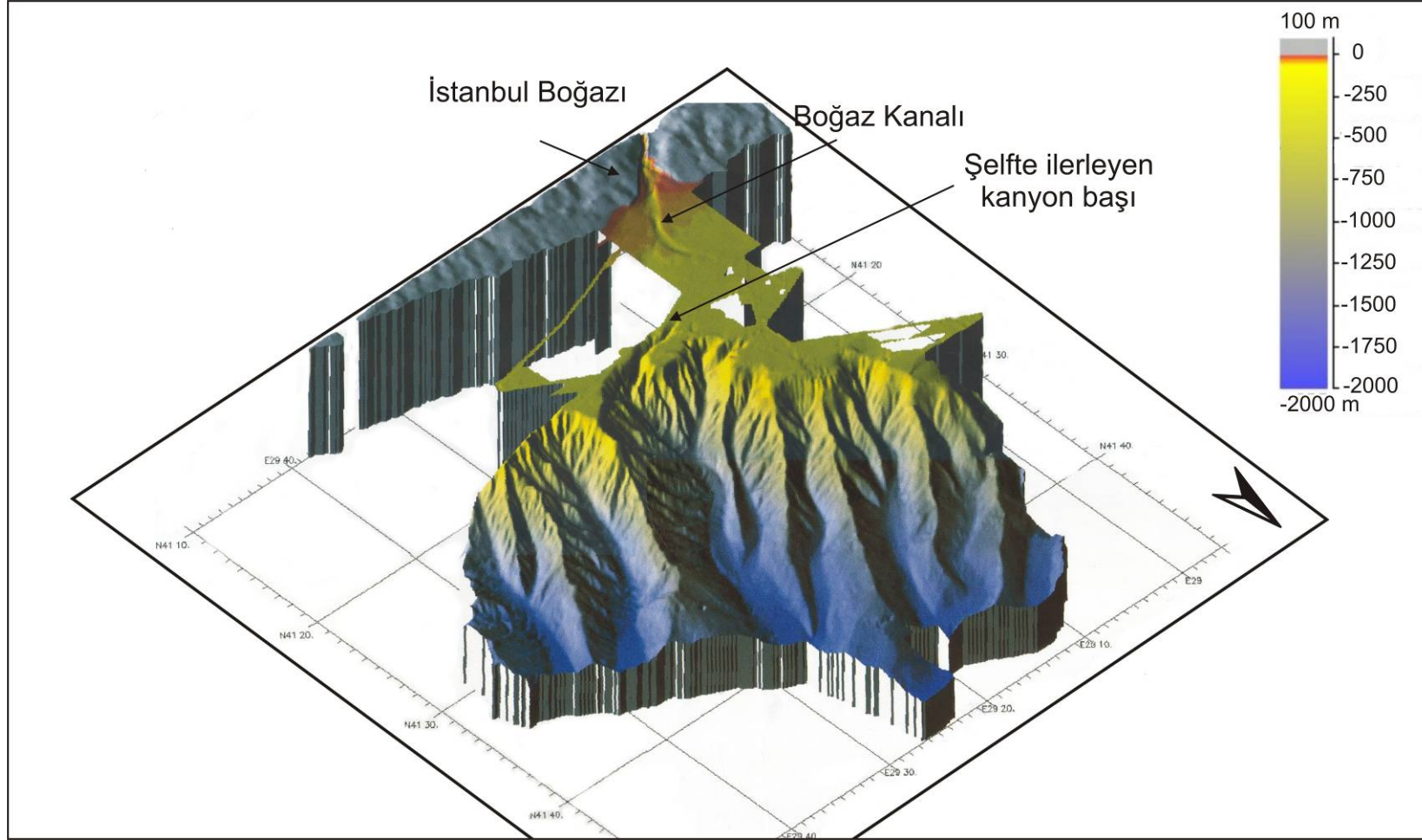
Tortul taşınımını sağlayan bu kanyon sistemleri büyüklük, morfoloji ve deniz tabanı tortulları bakımından aşırı farklılıklar gösterirler. Kanyon başlarını besleyen ve kanyon eksenleri boyunca tortul taşınımı sağlayan işlemler kanyona ulaşan tortul miktarına ve kanyonun bulunduğu bölgeyi etkileyen okyanusal rejime bağlı olarak çeşitlilik gösterirler (Normark, 1970; Farre ve diğer., 1983; Normark ve Piper, 1991). Eğer kanyon başı sığ iç şelf bölgesinde yer alıyorsa tortullar nehir deltalarından ya da kıyı boyunca sürüklenmelerinden sağlanır. Buna karşın kanyon başı şelf kırığına yakın bir konumda yer alıyorsa tortullar şelf akıntıları ve/veya kanyon duvarlarının duraysızlığıyla tetiklenen epizodik yoğunluk akıntıları tarafından sağlanmaktadır. Birçok araştırmacı kanyonların oluşumunun başlangıcını ve aktivitelerini düşük su seviyesi dönemleri sırasındaki deniz seviyesi düşmelerine bağlamıştır. Düşük su

seviyesi dönemleri sırasında şelf daraldığından nehirlerden gelen tortullar direk olarak şelf kırığına yakın yer alan kanyon başlarına ulaşırlar (Twichell ve Roberts, 1982; Carlson ve Karl, 1988). Bu koşullar altında büyük ölçekli kaymalar ve türbidite akıntıları meydana gelebilmektedir. Buna rağmen dünya çapındaki kanyonlarda yapılan araştırmalar deniz seviyesi düşmeleri ve düşük su seviyesi dönemleri kanyon aktivitesi için gerekli olan bir koşul olmadığını ortaya koymuştur. Bunun yanında yükselen su seviyesi ve yüksek su seviyesi dönemleri sırasında bazı kanyonların aktif olduğu saptanmıştır (Kolla ve Perlmutter, 1993; Trincardi ve diğer., 1995).

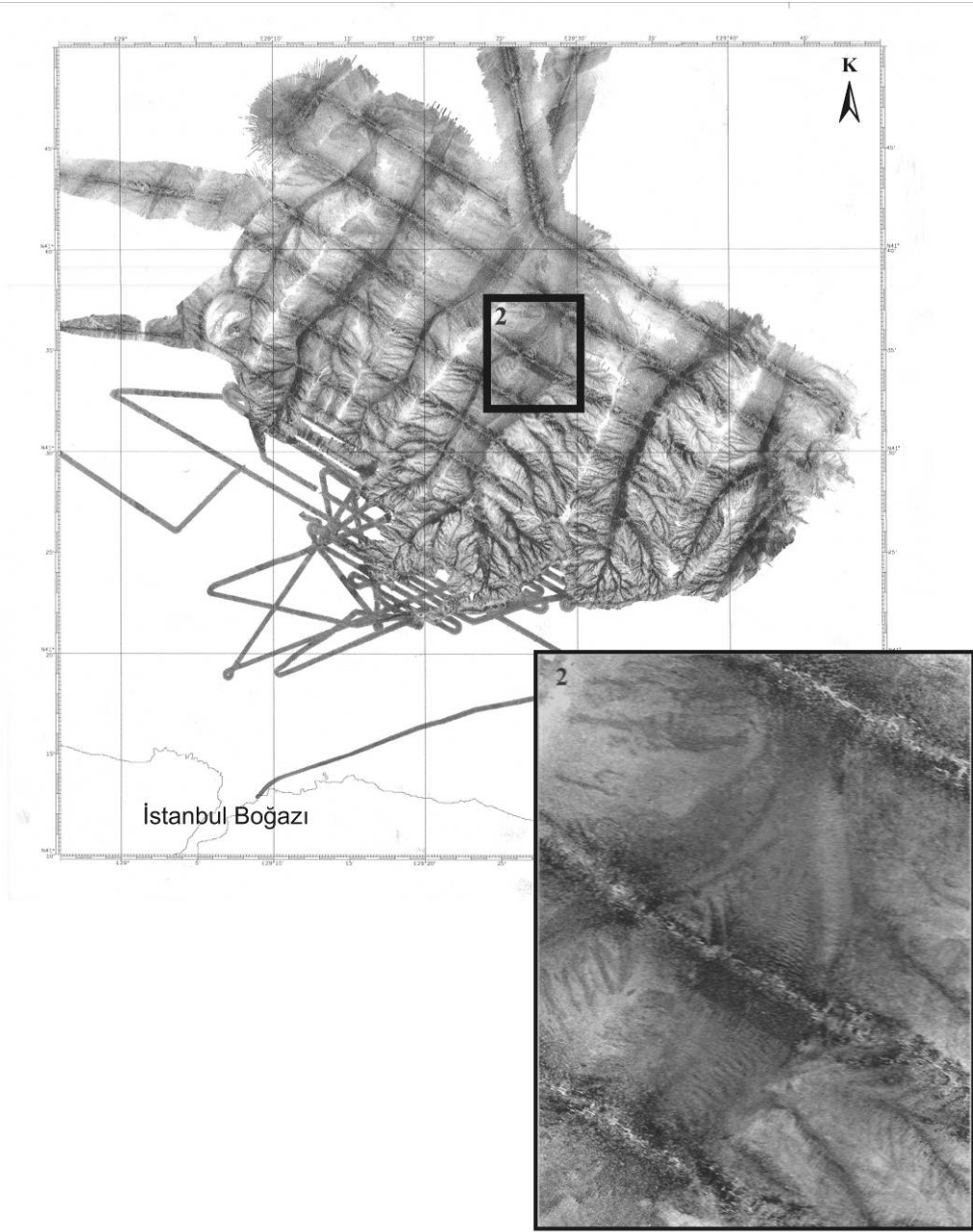
Geniş kanyon sistemlerinin kanal bankı kısımlarında, daha küçük çaplı kanal yapıları (gully) gözlenmekte (Kottke ve diğer., 2003; Laursen ve Normark, 2002), bunların esas olarak küçük ölçekli deniz tabanı kaymaları veya tortul hareketleri sonucu oluştuğu düşünülmektedir (Casas ve diğer., 2003). Birçok kolun birleşerek oluşturduğu kanal sistemleri toplayıcı (tributive) kanallar olarak adlandırılmaktadır (Stow ve Mayall, 2000).

3.2 Çalışma Alanındaki Kanyon Sisteminin Morfolojisi

Kıtasal yamaç üzerindeki kanyon sistemleri ile yamaç üzerindeki tortul hareketleri ve kanyon başlarındaki erozyonel yapılar çalışmada ayrı ayrı incelenmiştir. Bu amaçla, çalışma alanındaki kanyon sistemlerinin incelenmesi için, çok-ışınlı ekosounder sistemi kullanılarak, İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışı ile şelf ve kıtasal yamacının günümüze dek yapılan en ayrıntılı batimetri haritası oluşturulmuştur. Ayrıca bu verilerden reflektivite haritası da elde edilmiştir. Kıtasal yamacın üç boyutlu batimetri ve reflektivite haritası Şekil 3.1a ve b'de verilmiştir. Çalışma alanı kıtasal yamacı, şelf ile apron arasında, 100-2000 m batimetrik konturları arasında kalan ve maksimum 10-30° batimetrik eğime sahip bölgedir.

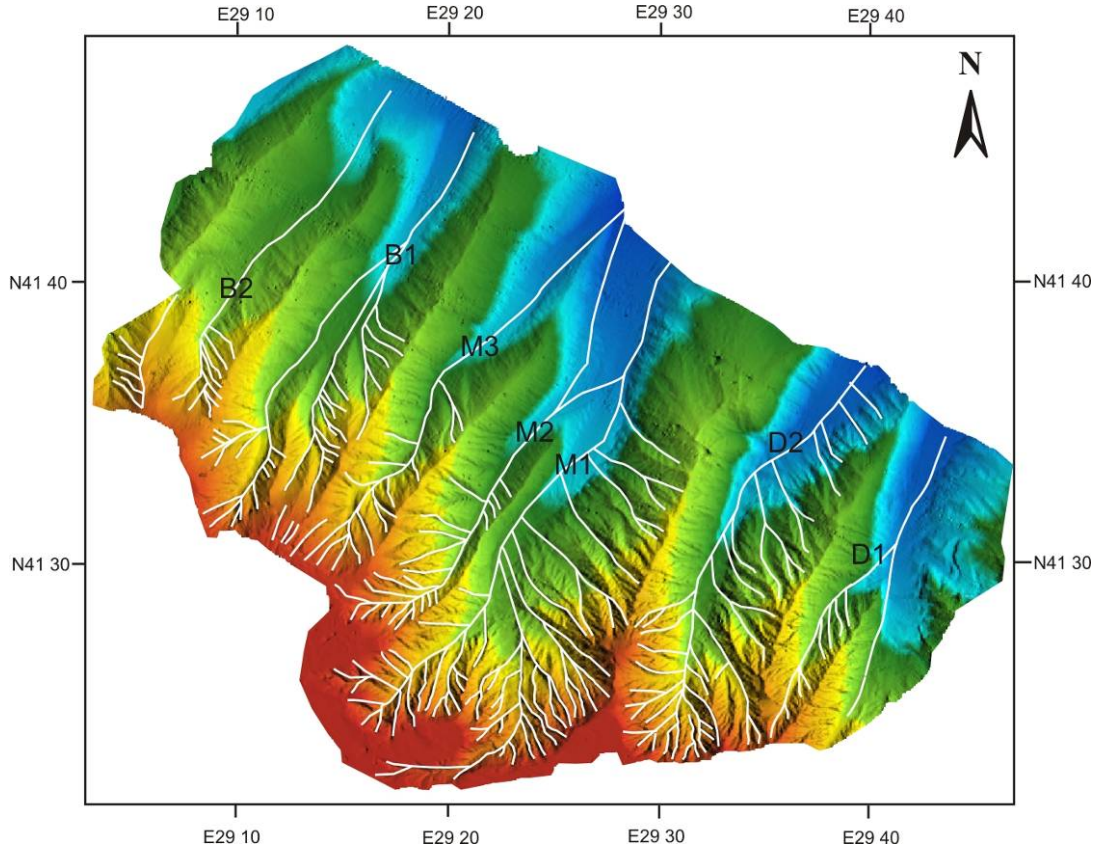


Şekil 3.1a) Kıtasal yamacın batimetrisini gösteren EM12 çok ışınlı ekosounder verisinin üç boyutlu görünümü.



Şekil 3.1 b) Kıtasaal yamaçtaki kanyon sisteminin 12 kHz çok ışınlı ekosounder 2D reflektivite haritası ve kanyon tabanında gözlenen büyük ripılların yakınlaştırılmış görüntüsü.

Reflektivite haritasında (Şekil 3.1b) kanyon eksenleri yüksek geri saçınım veren doğrusal yapılar olarak görülmektedir. Ayrıca kanyonlara birleşerek toplayıcı kanyon sistemini oluşturan ikincil kanyonlar ve küçük kanal yapıları (gully) yüksek geri saçınımlı hatlar olarak gözlenmektedir.

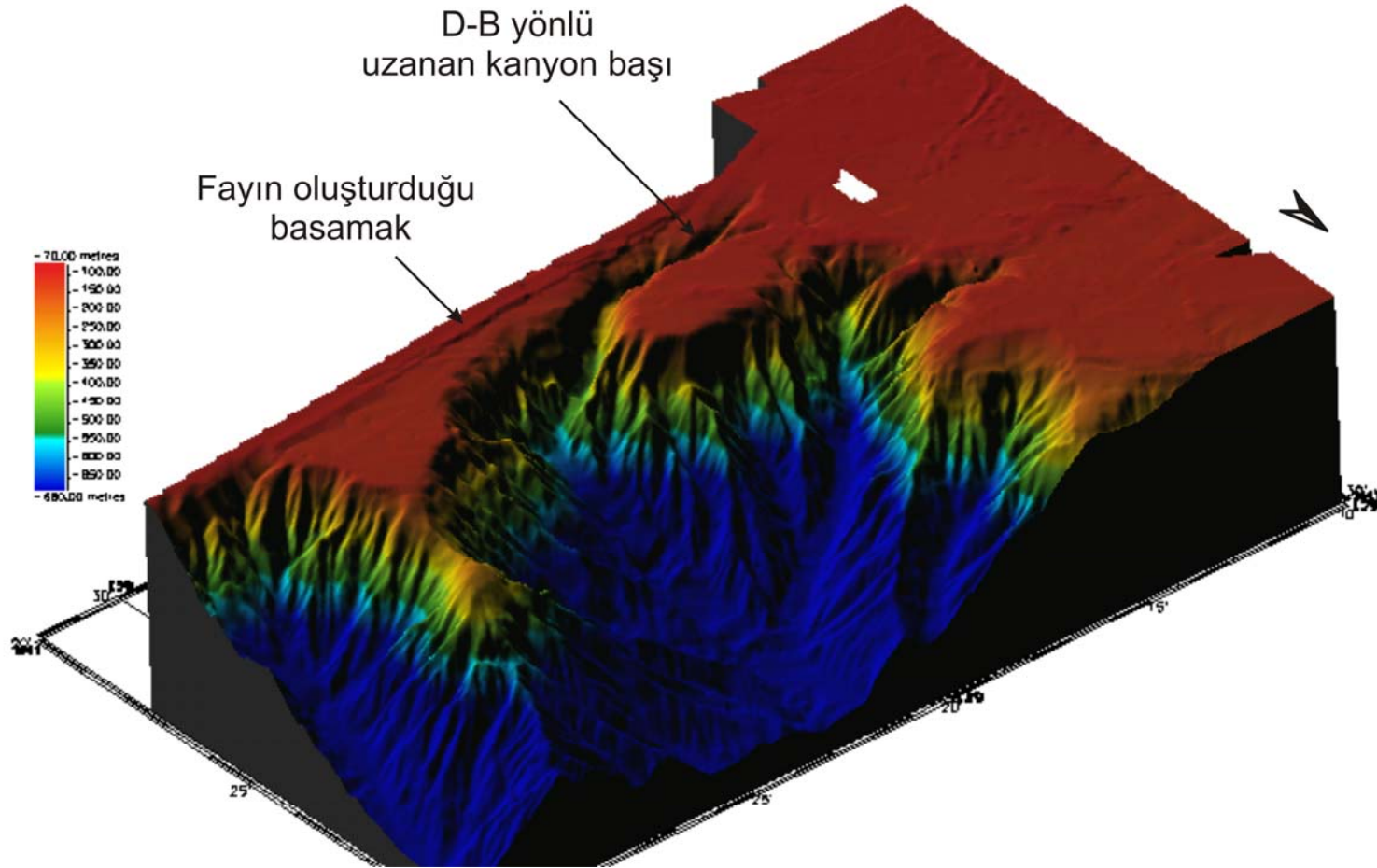


Şekil 3.2 12 kHz çok ışınlı ekosounder 2B batimetri haritası üzerinde kanyon eksenleri beyaz çizgilerle belirtilmiştir. B: Batı kanyonlar, M: Orta kanyonları ve D: Doğu kanyonları simgelemektedir. M1 ve M2 kanyon başlarının şelfte karaya doğru ilerlemesi belirgindir.

Yamacın şelfi kesen birçok kanyondan oluştuğu gözlenmektedir. Gözlenen kanyonların kanyon eksenleri Şekil 3.2’de beyaz çizgilerle işaretlenmiştir. Bu kanyon sistemi ana kanyonlar ve daha küçük ikincil kanyonlardan meydana gelmiştir. İkincil kanyonlar ana kanyonlara bağlanarak, birçok kolun birleşerek oluşturduğu ve toplayıcı (tributive) kanyon sistemleri olarak adlandırılan sistemi oluşturmaktadır. Kıtasal yamacın üst kısmında kanyon başlarının 100 m su derinlikleri civarında yer aldığı gözlenmektedir (Şekil 3.2). Şelf ucundan başlayan V şekilli bu kanyonlar kuzeye doğru birleşerek daha geniş U şekilli vadilere dönüşmektedirler. Şekil 3.1a ve 3.2’de görüldüğü gibi kanyon sistemi D (doğu), M (orta) ve B (batı) olarak isimlendirilen 3 alt kanyon sisteminden oluşmuş olarak yorumlanmıştır. B₁ ve B₂ batı kanyonlarının 1700 m su derinliği civarında birleştiği gözlenmektedir. Ayrıca M1, M2 ve M3 kanyonları da 1600 m su derinliklerinde birleşerek U şekilli tek bir kanyon olarak devam etmektedir. Orta kanyon başı üst sınırları doğu ve batı kanyonlara göre şelfte boğaz yönünde daha çok ilerlemiştir.

Genel olarak tüm kanyon başlarının doğu duvarlarındaki ikincil kanyon sayısı batı duvarlarına göre daha fazla sayıdadır. Bunun sebebinin Karadeniz akıntı döngüsüyle (Şekil 2.7) bağlantılı olduğu yorumu getirilmiştir. Bu akıntının dönüş yönü saat yönünün tersinde olduğundan doğu kanyon duvarlarındaki kazılma miktarının daha fazla olduğu düşünülmektedir. Kazılma miktarı daha fazla olduğundan ikincil kanyon ve küçük kanal sayısı da artmaktadır. Buna ek olarak M ve D kanyonlarının doğu duvarlarında ikincil kanyon sayısı belirgin olarak daha fazladır. Bu durum bölgesel tektonizma ile bağlantılı olarak yorumlanmıştır. Dolayısıyla kaymaların oluşumunu tetikleyen tektonik hareketin bu bölgede daha fazla olduğu düşünülmektedir. M1 kanyonu şelften yamaca doğru batıya doğru dönüş yaparak uzanmaktadır.

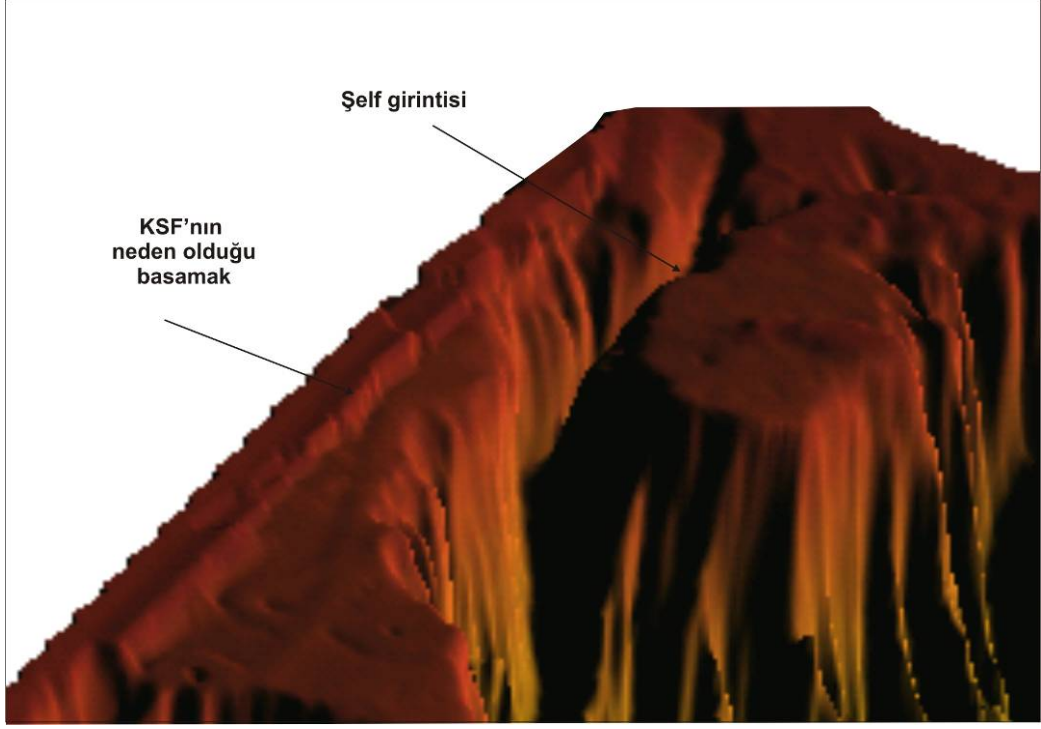
Şekil 3.1a'daki üç boyutlu batimetri haritasında, Boğaz kanalının kuzey kısmının Karadeniz şelfine ulaştığı bölgede ilk olarak boğaz geçidine paralel KD-GB yönünde doğrusallık gösterdiği ve aniden KB yönüne doğru yöneldiği görülür. Yamaçtan şelfe doğru ilerleyen belirgin kanyon başının varlığı daha önce boğazla birleşik olduğu izlenimini yaratmaktadır. Buna karşın, çok ışınli batimetrik haritada bu kanyonla boğaz kanalı arasında hiçbir bağlantı gözlenmemektedir. Bu çalışmada, bu bölgeden geçen çok fazla yüksek ayrımlı sismik profil bulunmamaktadır. Bu konuda daha doğru yorum yapabilmek için daha detaylı mühendislik sismiği (sub-bottom profiler) verisine gereksinim duyulmaktadır. Ayrıca okla işaretlenmiş bölgedeki kanyonun (Şekil 3.3) İstanbul boğazı kanyonuyla morfolojide gözlenen bir bağlantısı yoktur. Bu kanyon şelfte Boğaz yönüne doğru ilerleyen bir belirgin kanyon başı olarak devam etmekte, GB yönüne ani bir dönüş yaparak şelfte ilerlemektedir. Bu ani dönüşünün sebebi yerel tektonizma olarak yorumlanmıştır. Bu tektonik hareketin sebebinin Yılmaz (2006)'ın çalışmasında bahsedilen (Bölüm 1) sağ yanal atımlı oblik Kuzey Sınır Fayı (KSF) olarak yorumlanmıştır. Yılmaz (2006)'ın çalışmasında bu fayın şelf kırığında olduğu belirtilmiş fakat tam bir lokasyon verilmemiştir.



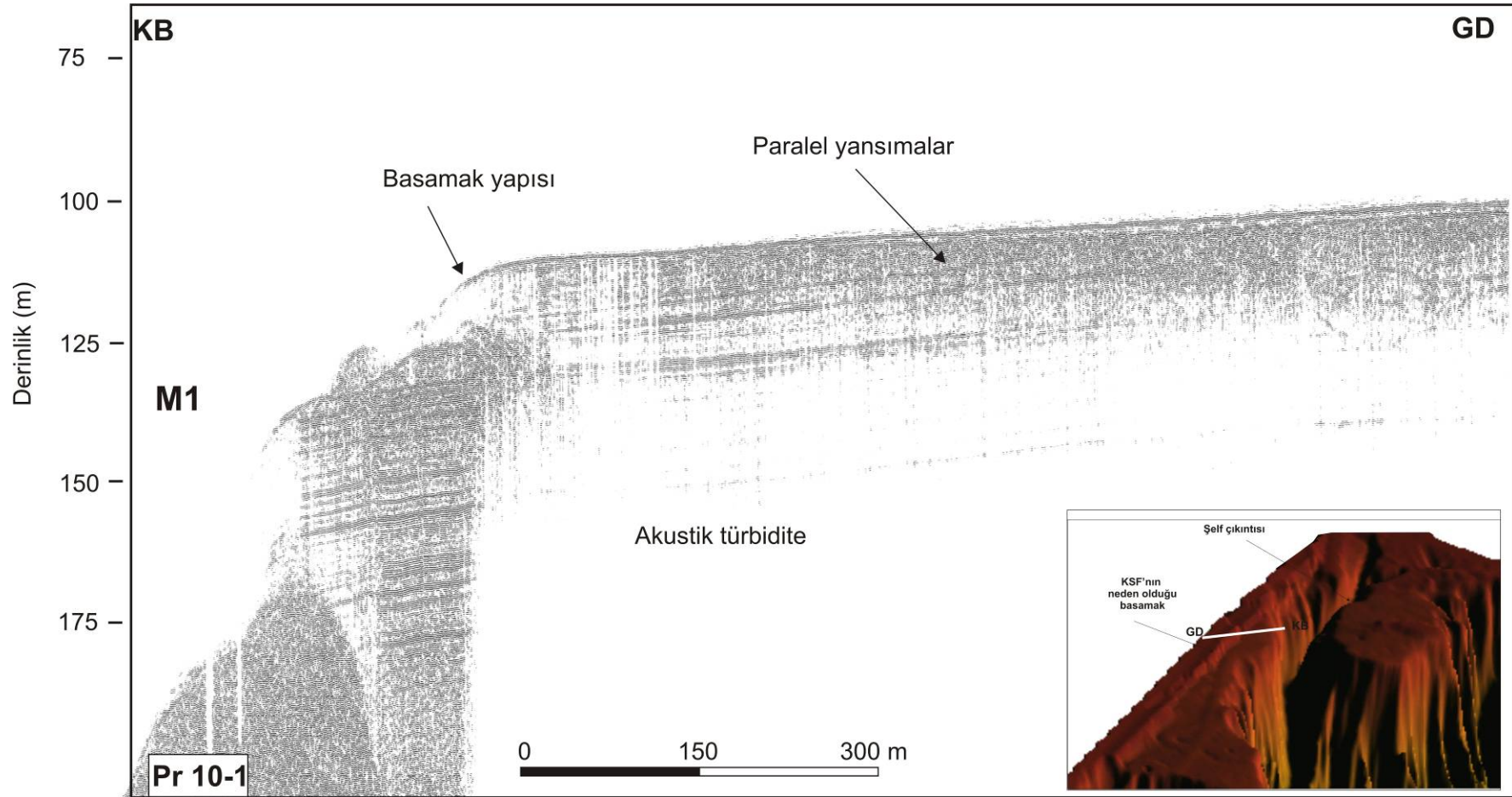
Şekil 3.3 D-B yönlü basamak yapısının sınırladığı ve batıya doğru ani dönüş yaparak şelfte karaya doğru ilerleyen kanyon başı.

Şelfte ilerleyen kanyon başını yaklaşık D-B yönünde sınırlayan bu fayın izi PR-10, PR-21 ve PR-23 (Şekil 3.5, Şekil 3.6 ve Şekil 3.7) profillerinin güney batı kısımlarında gözlenmektedir. Şekil 3.4'te bu fay düzlemine ait olan basamak yapısının çok ışınlı ekosounder batimetri haritasındaki yarılaştırılmış görüntüsünü göstermektedir. Bu profilin şelfte ilerleyen kanyon başı ve bu yapıyı kesen bölümü gösterilmiştir. Yaklaşık D-B uzanımlı bu fayın M1 kanyonun şelfte ilerleyen kanyon başının güney sınırı boyunca uzandığı gözlenmektedir. Su derinliği 100-125 m arasında değişmektedir. Basamak yapısı yaklaşık 100-125 m su derinliklerinde şelf kırığında yer almakta ve su derinliği artıkça şelften uzakta yer almaktadır. Bu fayı kesen Profil 10 Şekil 3.5'te verilmiştir. Fay'ın düşey atımı yaklaşık olarak 25 m olarak hesaplanmıştır. Hattın GD ucunda penetrasyon derinliği azalmaktadır.

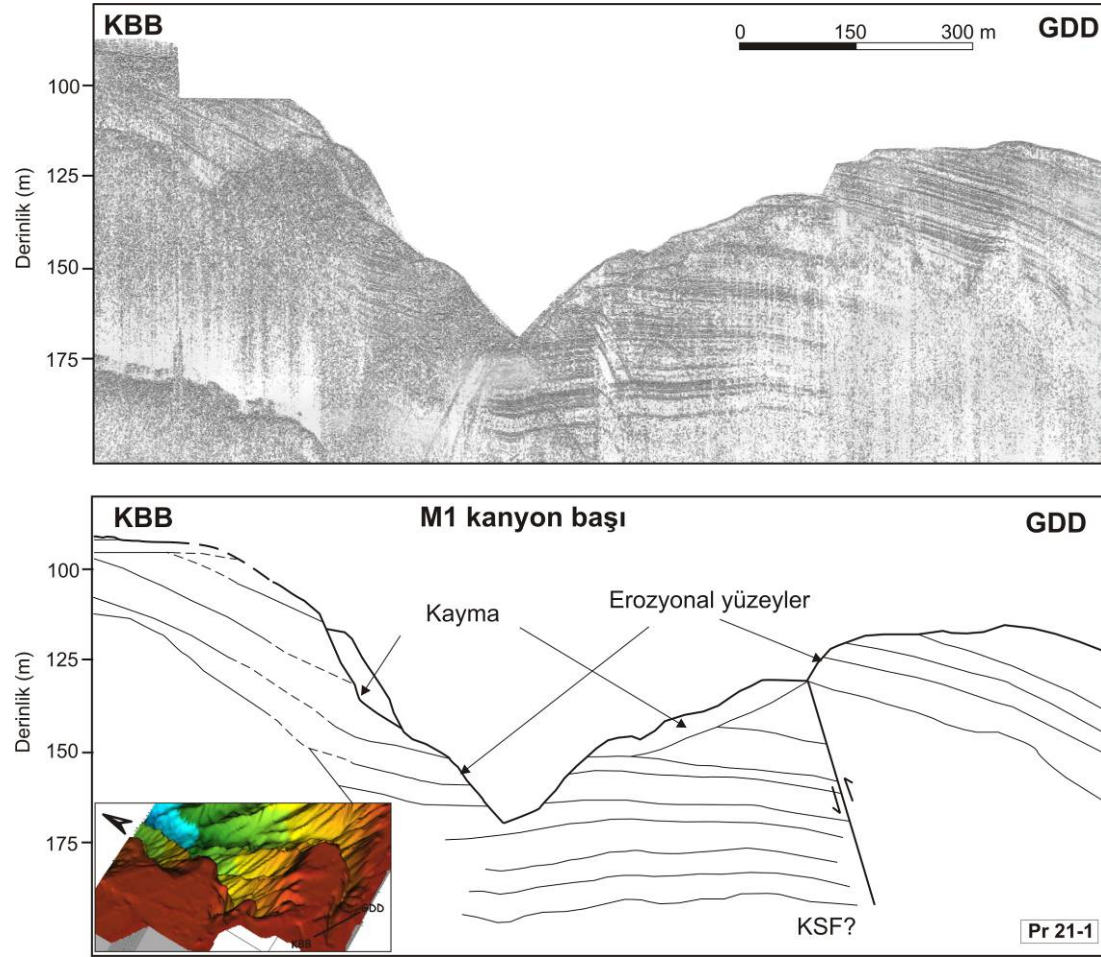
Şekil 3.6 bu hatta paralel olarak uzanan Profil 21'in KD'sunu göstermektedir. Kanyon başının doğu yamacında tortullar düzgün paralel tabakalanma gösterirken fayın atımı nedeniyle kanyon tepesine doğru tortullardaki paralellik bozulmamakta fakat deniz tabanına toplam yapacak şekilde eğimlenmektedir. Ayrıca kanyon tepesinde küçük kanal yapısı gözlenmektedir. Tabakaların yukarıya doğru ötelenmiş olması ve asimetrik kıvrımlar oluşturması bazı yerlerde bu doğrultu atımlı fayın sıkışma bileşenine sahip olması veya ters fay niteliği kazanmış olabileceğini göstermektedir. PR-23 profili aynı kanyon başını KBB-GDD olarak kestiğinden fayın atımından dolayı bindirme bileşenine sahip olduğu izlenimi vermektedir (Şekil 3.7). Ayrıca kanyon duvarında gözlenen kaotik yapıdaki kayma yapısı yamaçtaki yatay tabakalanma gösteren hemipelajik tortullardan belirgin şekilde ayırt edilebilmektedir. Kayma yapılarından izleyen kısımda bahsedilecektir.



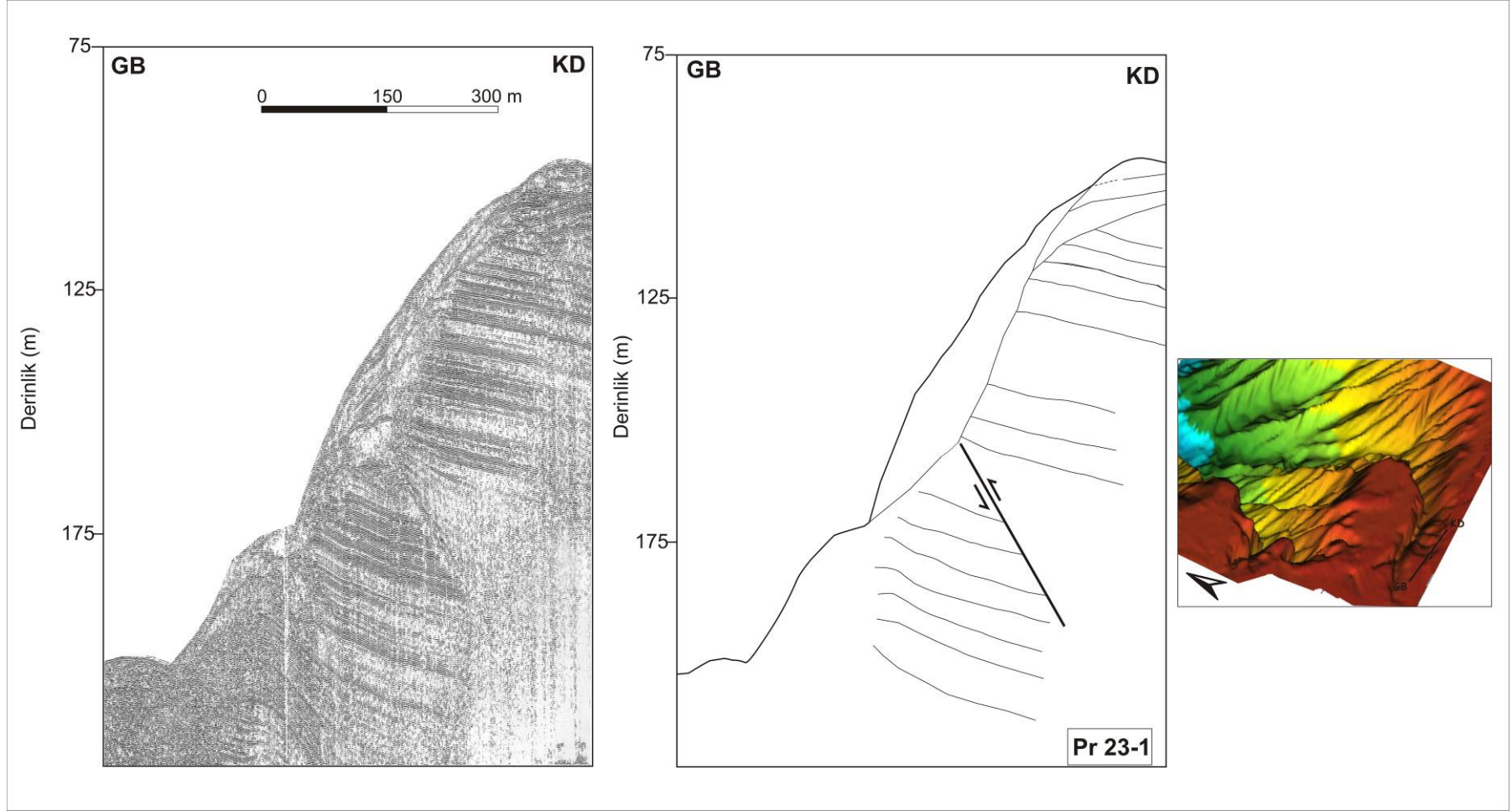
Şekil 3.4 Kuzey Sınur Fayı'nın üç boyutlu çok ışınlı eksouder haritasında yakınlaştırılmış görüntüsü.



Şekil 3.5 Profil 10-1'un şelf kırığını gösteren GD ucunda morfolojide basamak şeklinde gözlenen KSF olarak yorumlanan fay düzleminin sismik kesiti.



Şekil 3.6 Profil 21-1 öngörülen KSF'nin şelfte ilerleyen kanyon başının doğu yamacındaki izi



Şekil 3.7 Profil PR-23-1, tortulların paralelliğini deforme eden fayın PR-23 sismik kesitindeki izi ve kanyon duvarında traşlanmış tortulları göstermektedir.

3.3 Kıtasal Yamaçtaki Erozyonal İşlemler Ve Kaymaların Sismik İzleri

Kıtasal yamaçlar tortul kayma ve/veya akmaları başta olmak üzere, erozyonal işlemlerin ve yamaç aşağı tortul işlemlerinin oldukça geniş çapta meydana gelebildiği, göreceli olarak yüksek eğime sahip olan potansiyel duraysız alanlardır. Kanyon başlarında oluşan erozyonal işlemler özellikle önemli olup üst yamaçtaki tortul erozyonunun kanyonları şelf platformuna yaklaştırdığını söylemek mümkündür. Buna ek olarak yersel taban akıntı sistemleri üst yamaçta taban kaymalarına neden olmaktadır. Deniz tabanı erozyonu türbidite akıntıları gibi yüksek enerjili taban akıntılarının varlığını işaret etmektedir. Türbidite akıntıları, deniz tabanında kanal veya kanyon gibi yapıların kazılmasında önemli rol oynadıklarından, deniz tabanı kanyonlarının oluşumu, genellikle bu akıntılar ile ilişkilendirilmektedir (Dondurur, 2005).

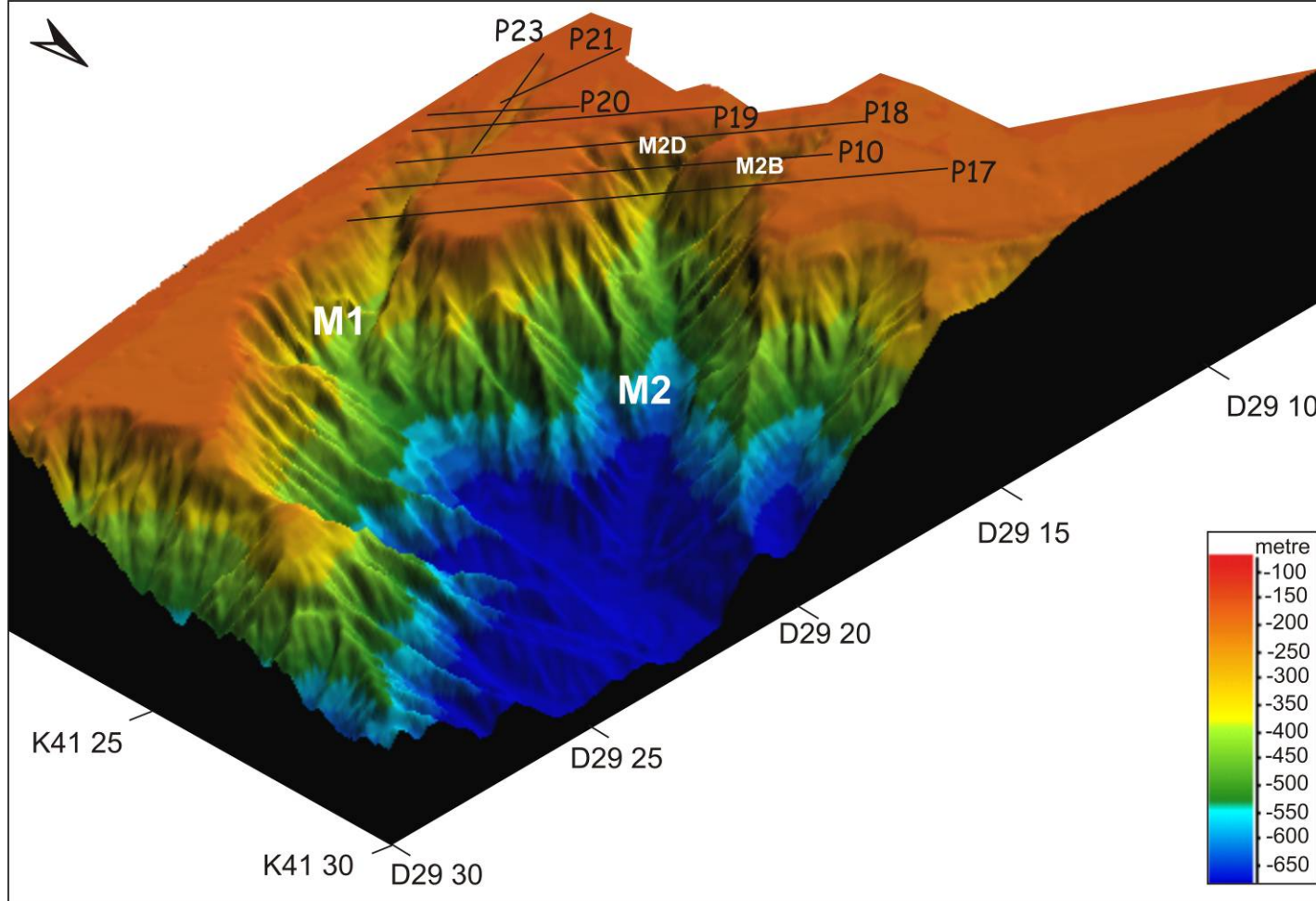
Çalışma alanında da, kanyon başlarında oluşan geniş çaplı erozyonun etkisi nedeniyle, gerek kanyonların üst yamaca doğru kazılmasında ve gerekse kanyon içerisindeki tortul hareketlerinde ana mekanizmanın bu tür taban akıntılarının güçlü erozyonal etkilerinin büyük öneme sahip olduğu düşünülmektedir. Kanyon başları ve kanyon duvarlarının bulunduğu bölgelerde erozyonal işlemlerin ve özellikle kayma yapılarının, yamacın üst kısımlarında meydana geldiği görülmektedir.

Çalışma alanı yamacını tanımlayan en belirgin yapı kanyon sistemidir. Sismik profillere bakıldığında zaman üç nokta önemlidir: 1) Kanyon duvarlarındaki tıraşlanmış tortul birimleri, 2) Bazı erozyonel yüzeylere sahip ikincil kanyonların varlığı ve duvarlarına onlap yapan üst üste binmiş kaotik çökellerle dolduğu, 3) Kanyon başlarında ve duvarlarında küçük kanalların (gully) varlığı erozyonel işlemlerin varlığını kanıtlamaktadır.

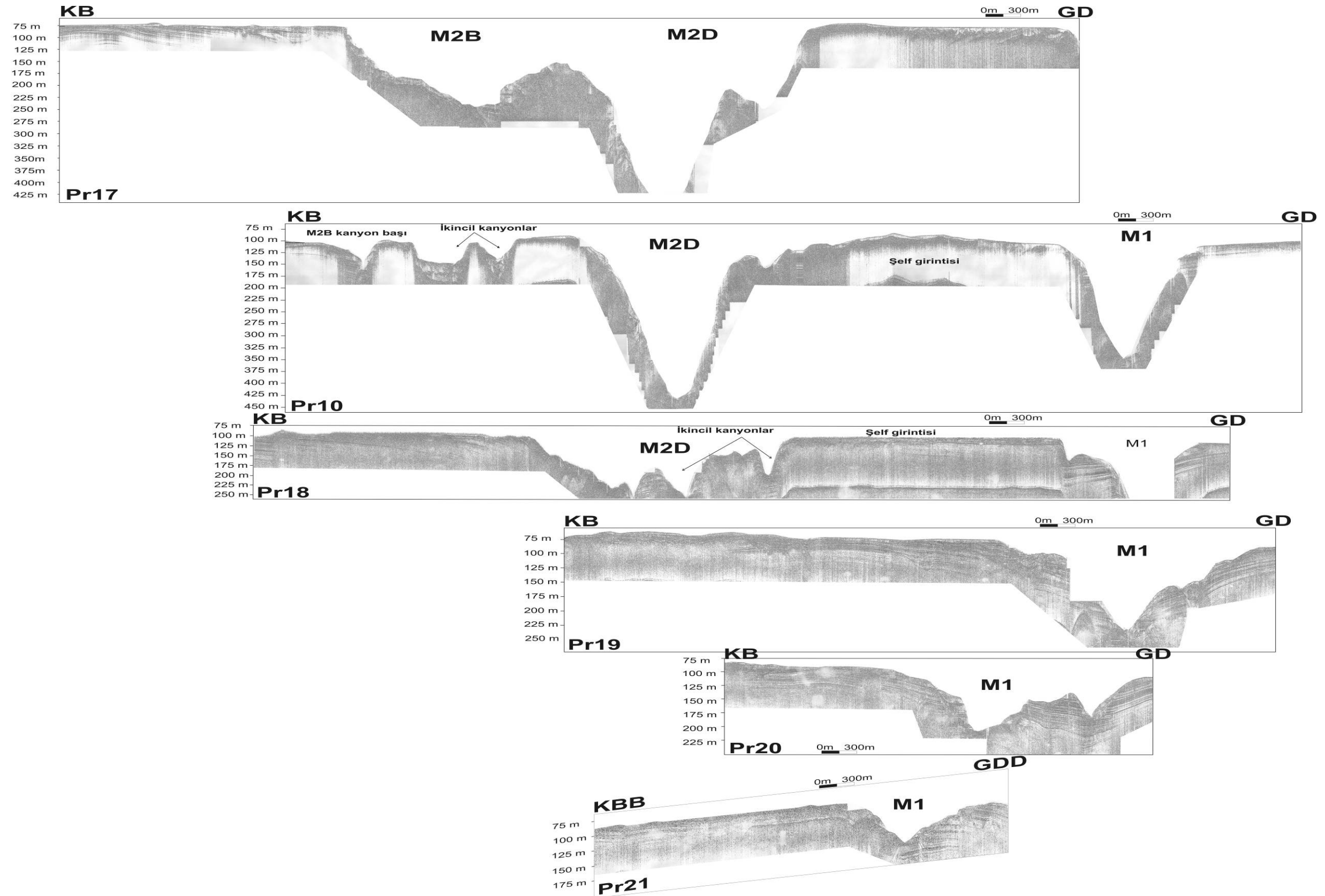
Şekil 3.8 bu bölümde incelenecek olan kanyon başlarından geçen profillerin konumlarını göstermektedir. Bu yüksek ayrımlı birbirine paralel sismik profiller göreceli konumlarına göre Şekil 3.9a ve Şekil 3.9b'de hem ham veri hem de yorumlanmış olarak gösterilmiştir. Sismik profillere KB'dan GD yönüne doğru genel olarak bakıldığında zaman; PR-17 profili öncelikle M2_B kanyon başını, daha sonra M2_B ve M2_D kanyon başları arasında erozyon sonucu küçük bir uzanım şeklinde kalan şelf

çıkıntısını keserek M2_D kanyonunu kestiği görülmektedir. PR-10 profilinin KB'sında gözlenen küçük kanyon yapıları M2_B kanyon başının şelf kırığındaki ikincil kanyonlardır. Hatta gözlenen ilk büyük kanyon M2_D kanyon başı ve GD'daki ise M1 kanyon başıdır. İki kanyonun arasında düzlük olarak görülen yapı da M2 ve M1 (şelfte batıya doğru ani dönüş yaparak ilerleyen kanyon başı) kanyonları arasında yarımada şeklinde kalan şelf çıkıntısının kesitidir. PR-18 profilinin KB'da öncelikle şelfte ilerleyerek daha sonra şelf kırığındaki M2_E kanyon başını ve doğu duvarındaki ikincil kanyonları kestiği gözlenmektedir. Hattın devamına bakıldığı zaman yine M2 ve M1 kanyonları arasındaki yarımada şeklindeki şelf çıkıntısı ve GD'sunda ise M1 kanyonu gözlenmektedir. Şelfte uzanan son üç profilde gözlenen ana kanyon M1 kanyon başıdır. PR-20 profili GD'sunda M1 kanyon başını ve doğu duvarındaki ikincil kanyon ve küçük kanal yapısını kesmektedir. Şelfte batıya doğru ani dönüş yaparak ilerleyen kanyon başının trendi sismik veride de belirgindir.

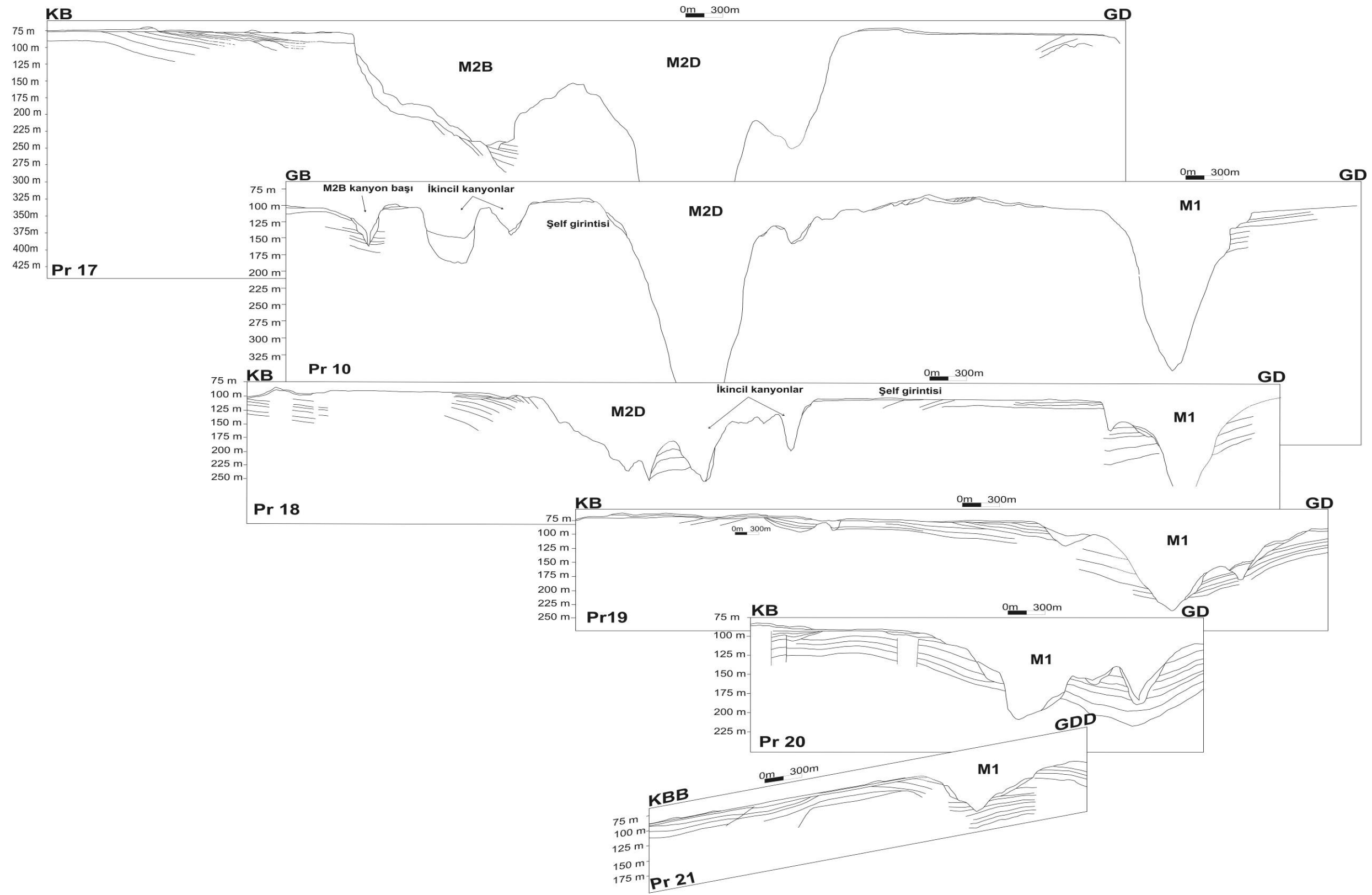
Bu kanyon başının şelf içine kadar ilerlemiş olması, bu bölgede özellikle kanyon başlarının bulunduğu üst yamaç bölgesinde erozyonal işlemlerin yamacın doğu ve batı kanyonlarına göre daha etkin olduğu şeklinde yorumlanmıştır.



Şekil 3.8 Kanyon başlarını gösteren üç boyutlu çok ışınli ekosounder haritası üzerinde birbirine paralel sismik profillerin konumu. M2D: M2 kanyonunun doğudaki kanyon başı; M2B: M2 kanyonunun batıdaki kanyon başı.



Şekil 3.9 a) Kanyon başlarını genellikle KB-GD yönünde kesen, birbirine paralel yüksek ayrımlı sismik profiller.



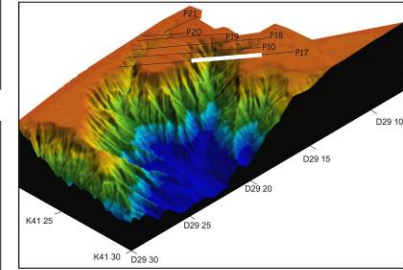
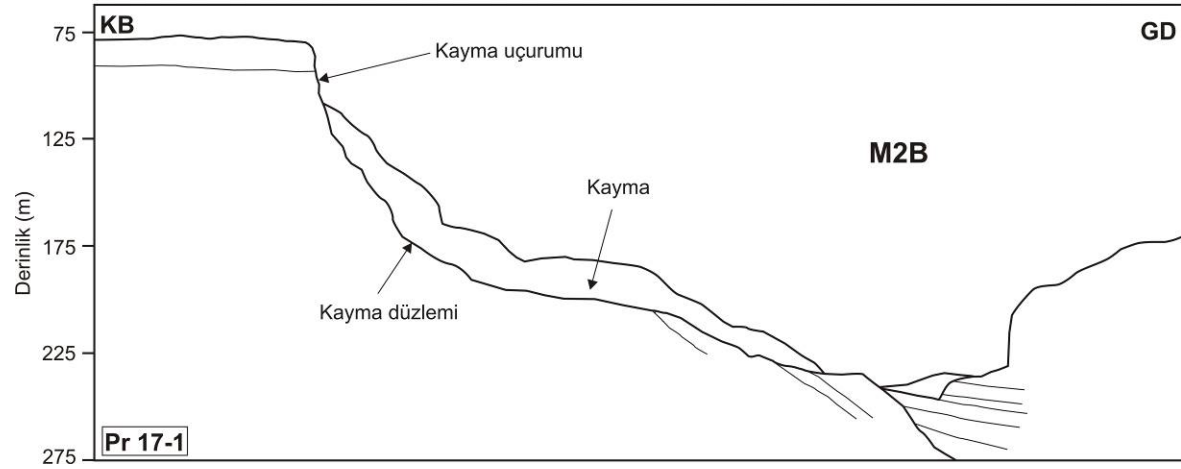
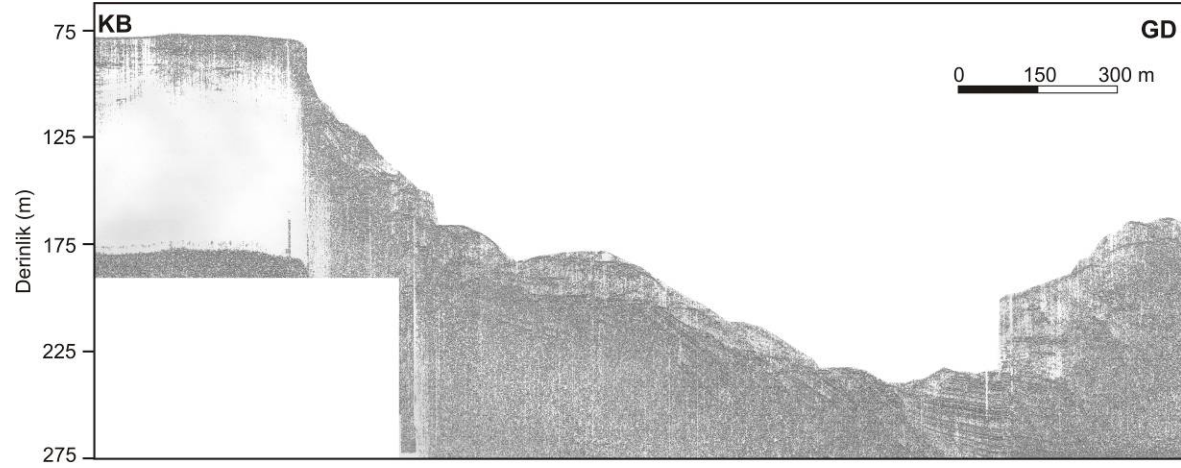
Şekil 3.9 b) Kanyon başlarını KB-GD yönünde kesen, birbirine paralel yüksek ayrımlı sismik profillerin yorumu.

3.3.1 Kanyon Duvarlarındaki Kayma Yapıları

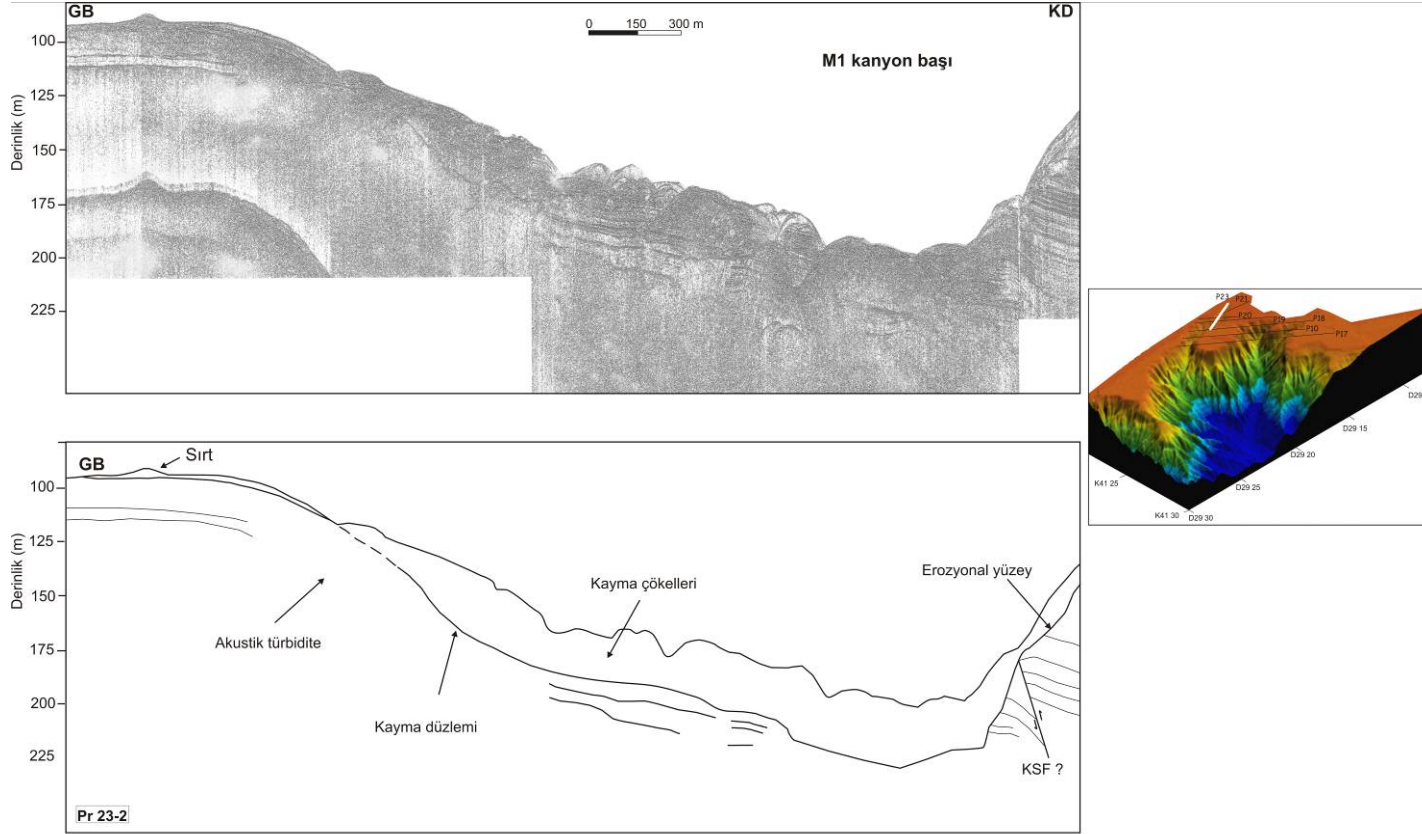
Kayma yapıları kaotik içsel yapıya sahip olup yamaçtaki hemipelajik örtüden belirgin bir şekilde ayrılmaktadır. Kanyon duvarlarındaki kayma yapılarının olduğu yamacın üst kısımlarında keskin kayma düzlemleriyle tanımlanan uçurumların varlığı kaymaların (slump) ifadesidir. Kayma yapılarının çoğu, bunlara özgü olarak tanımlanan uçurumların yanında gözlenmektedir (Şekil 3.10). Şekildeki kanyona bakıldığı zaman, düzgün paralel tabakalanmış tortulların erozyonla yok olduğunu ve bu kanyonun açılmış olduğu belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Bu kanyonun derinliği yaklaşık 250 m'dir. Üzerinde kaymanın olduğu kayma düzlemi bu profilde belirgin olmamakla birlikte kaymaların hemen arkasında yamacın üst kısımlarında gözlenen uçurum yapısı bu profilde belirgindir. Kaymanın gözlemlendiği yamaç şelf ucundaki M_{2B} kanyon başının batı duvarıdır. Bu profilde kaymanın olduğu kayma düzlemi alttaki tortullardan belirgin olarak ayırt edilebilmektedir. Kayma düzleminin üzerinde gözlenen kaotik malzemenin uçurum yapısının olduğu yerden düzlem boyunca kaymakta olduğu yorumu getirilmiştir.

3.3.2 Erozyonel İşlemler

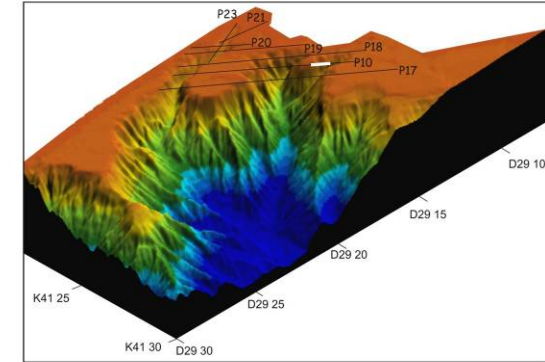
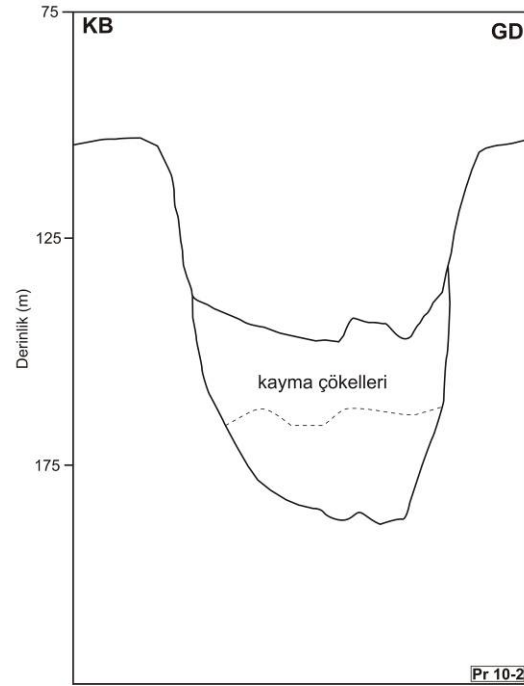
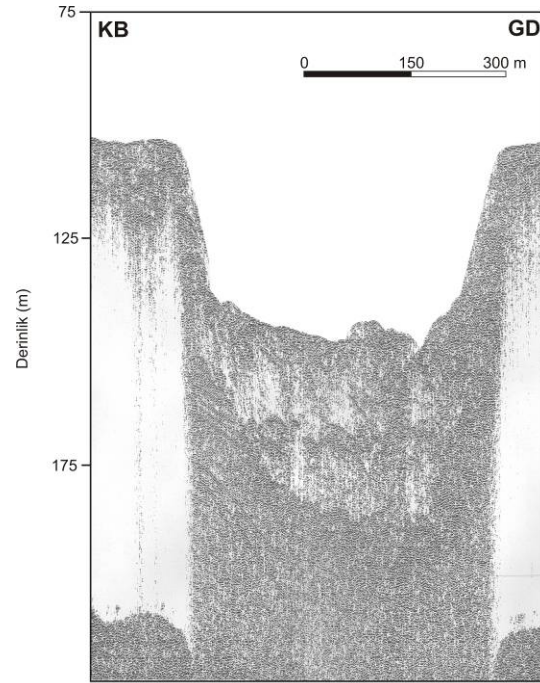
Şekil 3.11'in KD'sunun büyütülmüş kesitini gösteren Şekil 3.7'de kanyon duvarında erozyonel tıraşlanmaya uğramış tortullar görülmektedir. Şelfe yakın olan bu profilde kanyon duvarındaki paralel bozulmamış farklı genliklerde içsel yansımalara sahip güncel tortul birimlerin erozyonel tıraşlanmaya maruz kaldığı gözlenmektedir. Kanyon eksenine yakın olan tortullar yatay paralel tabakalanmış olup kanyon duvarının tepesine doğru bu tortullar fay düzlemi nedeniyle eğik paralel tabakalanma göstermektedir. Kanyonların üst kısımlarında, 200-300 m su derinliklerinde özellikle M kanyonların başlarında kanyon duvarlarında ikincil kanyonların ve küçük kanalların fazlalığı dikkat çekmektedir. Bu küçük kanalların ortalama genişliği 150-350 m ve yükseklikleri ise 10-30 m arasında değişmektedir (Şekil 3.13). Bu ikincil kanyonların erozyonel işlemlerin yoğun olduğu bölgelerde daha yoğun oldukları gözlenmiştir.



Şekil 3.10 Profil PR-17, M_{2B} kanyon başının batı duvarındaki kayma uçurumu ve konkav kayma düzlemi ve gözlenen kaymalar.



Şekil 3.11 Profil 23-2'ün KB'sındaki bölümünde gözlenen kayma düzlemi, kayma çökelleri olarak yorumlanan hiperboller şeklindeki kaotik yapıda olarak gözlenmektedir

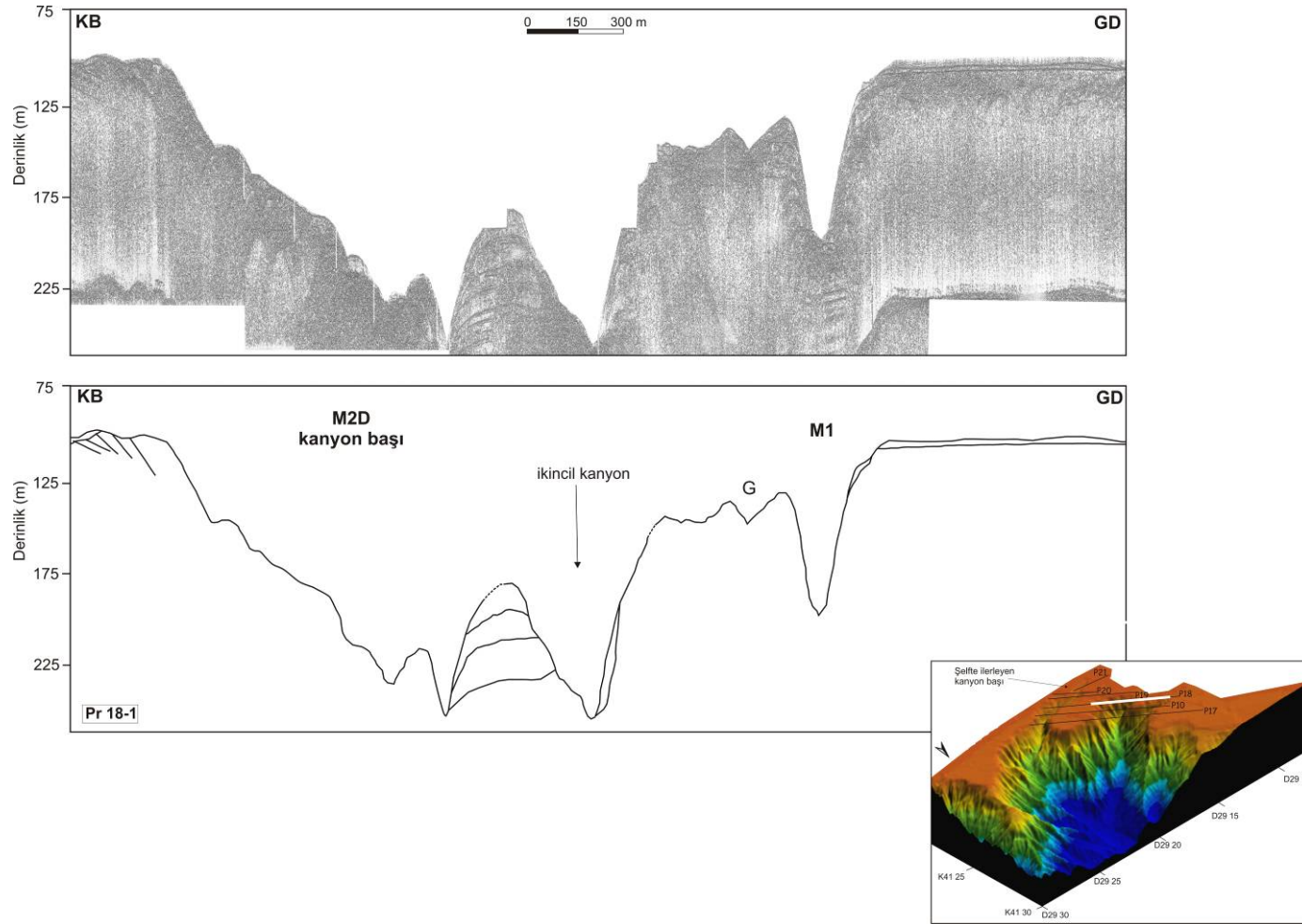


Şekil 3.12 Profil 10-2, Kanyon eksenı boyunca kayan içsel yansıma içermeyen kaotik özellikteki kayma yapıları kanyon duvarlarına onlap yapmaktadır.

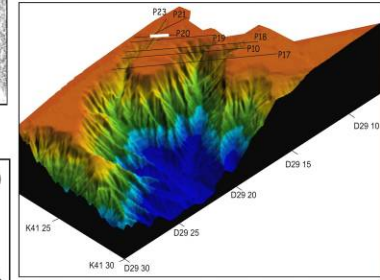
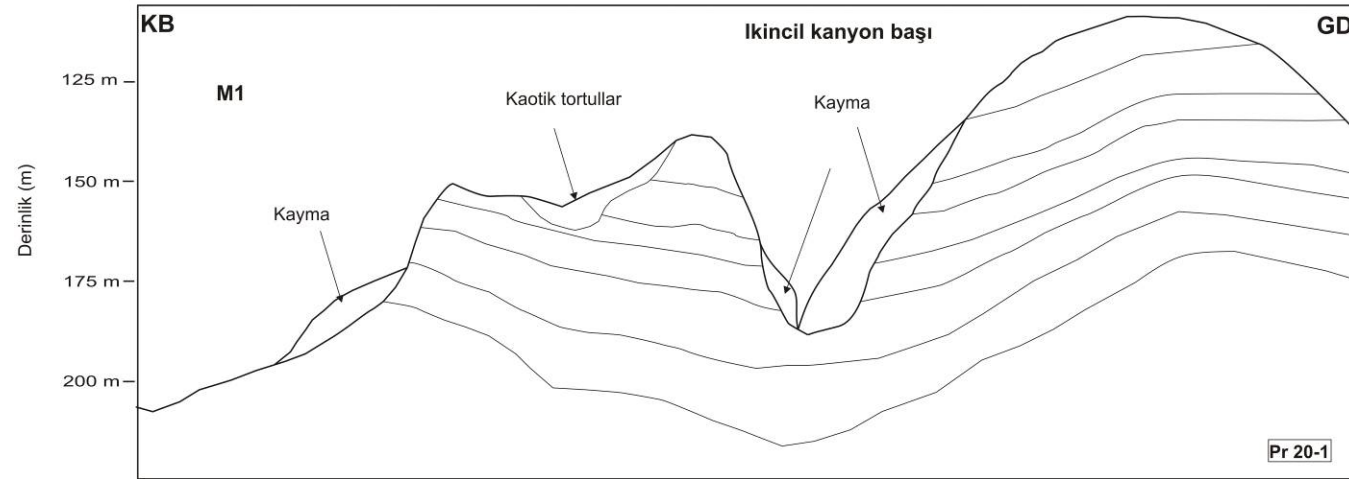
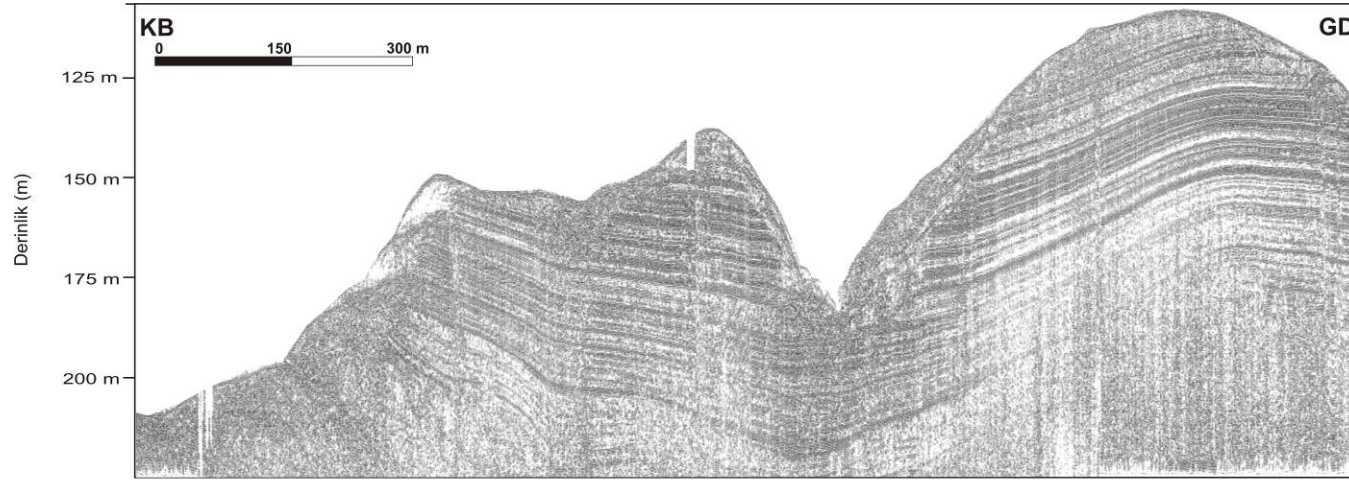
Şekil 3.14'te kanyon ekseninde çökelmiş tortul örtüsünün olmaması, kanyondan aşağı apron bölgesine doğru var olan aktif akıntının varlığını işaret edecektir. Buna ek olarak M1 kanyonunun apron bölgesinde gözlenen büyük ripılların (Şekil 3.1b) olması bu kanyondan aşağı doğru aktif akıntıyı desteklemektedir. Profil 23'ün (Şekil 3.11) KB bölümünde kanyon eksenine doğru yer alan küçük tepelikleri andıran üst üste binmiş içsel yansıma göstermeyen hiperboller gözlenmektedir. Akustik olarak saydam yapıda olan bu hiperbolik kütleler gravite etkisiyle olan kütle kaymaları sonucunda oluşan kayma çökelleri (slump deposits) olarak yorumlanmıştır. Kesitin GD'sundaki batı duvarındaki erozyonel tıraşlanma yüzeyi önündeki kaotik içsel yansımaya sahip tortul paketi yamaçtaki hemipelajik tortullardan belirgin olarak ayrılmaktadır. Bu tortul paketi potansiyel kayma yapısı olarak yorumlanmıştır. Yamacın üst kısmında da kayma düzlemi olarak tanımlanan keskin uçurum yapısı gözlenmektedir. GB'da deniz tabanında gözlenen lens şekilli yapı da daha sonraki bölümde bahsedilecek olan erozyonel yüzeyin üzerinde yer alan sırt yapılarından biri olarak yorumlanmıştır. Ayrıca bazı ikincil kanyon eksenlerinde üst üste çökelmiş kaotik yapıda çökeller gözlenmektedir (Şekil 3.12). Kanyon duvarlarına onlap yapan bu tortullar kanyon eksenini boyunca aşağı doğru akan kayma çökelleri olarak yorumlanmıştır. Kıtasal yamaçtaki kütle hareketi yapıları tortul paketlerinin yok olması ve yapıları deformasyonu şeklinde gözlenmektedir. Bu tortul paketlerinin hareket etmesiyle kanyonlarda erozyonel yüzeyler ve kayma uçurumları gözlenmiştir.

Çalışma alanının hemen batısındaki şelf ve şelf kırığı bölgesinde çok ışınlı batimetri haritasında, çalışma alanındaki kanyon başlarında gözlenen erozyonel işlemlerin batı bölgedeki kanyonlarda erozyonel işlemlerin etkisi gözlenmemiştir. Roger Flood (kişisel iletişim, 14 Nisan 2007).

Özsoy ve diğer. (2001)'nin hazırladığı taban akıntılarının hız modellemesine bakıldığı zaman şelf bölgesinde taban akıntılarının halen devam ettiği gözlenmektedir (Şekil 2.6). Karadeniz suyuna göre daha yoğun olan Akdeniz akıntısı halen şelfte hem KD'ya doğru ani dönüş yaparak hem de KKB yönünde devam ettiği gözlenmektedir.



Şekil 3.13 M2_D kanyon başı ve doğu yamacındaki ikincil kanyonlar.



Şekil 3.14 Kanyon duvarlarındaki erozyonel tıraşlanma ve kaymaları göstermektedir.

Akdeniz akıntısının bu yönelimlerinde Karadeniz'in mevcut akıntı döngülerinin etkili olduğu yorumu getirilmiştir (Şekil 2.7). Ayrıca Akdeniz akıntısı son buzul döneminde su seviyesi -110 m'ye düştüğünde, ani su baskını şeklinde Karadeniz'e girmiştir. Bu baskın sırasında şelfte bir kanal sistemi meydana getirmiştir. Akdeniz akıntısı bu kanallar boyunca hala devam etmektedir. Bu kanal sistemi izleyen bölümde incelenecektir.

3.4 Tetikleme Mekanizması ve Aktif Tektonik

Çalışma alanı kıtasal yamacı, su seviyesi değişimlerinden oldukça etkilenen bir bölgede yer aldığından, düşük su seviyesinin olduğu dönemlerde fazla miktarda tortul girdisi olduğu yorumu getirilmiştir. Ayrıca bu bölge Kuzey Anadolu fayının (KAF) etki bölgesinde bulunmaktadır. Bilindiği gibi deprensellik kıyı ötesi bölgelerdeki yamaçlardaki heyelan ve turbidite akıntılarını tetikleyen en önemli faktörlerden biridir.

Çalışma alanındaki erozyonel işlemleri tetikleyen olayları 3 başlık altında toplayabiliriz:

1- Gravitasyonel yük: Deniz seviyesinin düşük olduğu dönemlerde yüksek yamaç eğimi ve üst yamaçta hızlı tortullaşma, yamaç duraylılığının ve kayma direncinin bozulmasına neden olmaktadır. Gravitasyonel yük bozulmanın başlaması için yeterli bir sebeptir. Son buzul döneminde su seviyesinin düşük olmasıyla şelf kırığı bölgesine olan yüksek tortul girdisi tetikleyici bir faktördür. Ortaya çıkan gravitasyonel yükün etkisiyle yamacın duraylılığı bozulmakta ve kaymalar meydana gelmektedir. Kanyon duvarlarında gözlenen uçurum yapıları ve kanyon duvarlarındaki yansılarda tıraşlanma gözlenmektedir. Kanyon başı ve duvarlarında kütle hareketi sonucu oluşan turbidite akıntılarının yarattığı taban erozyonu, kanyon duvarlarındaki bu tıraşlamayı açıklayan ana mekanizmadır.

Bu erozyonal işlemler özellikle M1, M2 ve D2 kanyonlarında gözlenmektedir. Ayrıca küçük kanallarda M1 kanyonunun batı duvarında ve D2 kanyonunun ise hem batı hem doğu duvarlarında, ayrıca M1, M2 ve M3 kanyon başlarında belirgin olarak gözlenmektedirler.

2- Tektonizma (Faylar): M1 kanyonunun ani dönüşünün sebebinin yersel tektonizma ile ilgili olduğu düşünülmektedir. Bu tektonizmanın kanyon başını hemen hemen B-D yönünde sınırlayan basamak yapısını meydana getiren sağ yanal ve eğim atımlı fay sebep olmaktadır. Bu erozyonal işlemlerin sadece bu kanyonlarda belirgin olması buradaki fay hareketi ile yakından alakalı olabileceği düşünülmektedir (Şekil 3.3). Ayrıca KAF'daki sismik hareketliliğin de bu kaymaların başlamasında ana mekanizma olduğu düşünülmektedir.

3- Taban akıntıları: Su seviyesi değişimleri sırasındaki kasırgalar ve Karadeniz'in içsel akıntı döngüleri erozyonel işlemlere yardımcı olan diğer etkenlerdir. Ayrıca üst kanyon bölgesinde tortullaşma olmaması da halen aktif akıntının varlığını işaret etmektedir. Akdeniz suyu akıntısı şelfte halen daha yavaş olarak devam etmektedir. Karadeniz'in akıntı döngülerinden Rim akıntısı bu sisteminin batısını sınırlamaktadır (Şekil 2.7). Karadeniz döngüsü ise Akdeniz akıntısının KD'ya doğru dönmesine sebep olmaktadır.

Yılmaz (2007) boğazdan şelfe uzanan ve günümüzde Boğaz kanalı olarak isimlendirilen kanalı boğazın açılması sırasında var olan bir nehir vadisi olarak tanımlamı ve doğuya doğru yönelimini ise KSF ile açıklamıştır. Tez çalışmasında çok ışınlı ekosounder haritasında gözlenen kanyon başını sınırlayan ve batıya dönüşüne neden olan dik yamaçlı basamak yapısının bir sağ yanal ve eğim atımlı fayla kontrol edildiği yorumu getirilmiştir. Dolayısıyla şelf kırığında gözlenen basamak yapısı, daha önceki çalışmalarda bahsedilen fakat konumu kesin olarak belli olmayan KSF'nin bir parçası olarak yorumlanmıştır.

Demirbağ ve diğer. (1999) ve Algan ve diğer. (2002) de yaptıkları çalışmalarda kanyon sisteminin tüm sismik birimleri ve erozyonal yüzeyleri kesmekte olduğunu ve bu durumun kanyonun oluşumunun henüz tamamlanmadığını gösterdiğini ve şelf tarafındaki erozyonun henüz başlangıç aşamasında olduğunu ileri sürmüşler ancak erozyonun oluşum sebeplerini irdelememişlerdir. Bu bölgedeki (çalışma alanındaki doğu kanyonlar bölgesi) sismik kesitlere baktığımız zaman kanyon duvarlarındaki tortul birimlerin tamamen tıraşlandığı ve kanallara çökelmiş tortul örtüsü gözlenmemektedir. Ayrıca kanyon başlarındaki ilerleme erozyonun devam ettiğini

göstermektedir. Bu durum kanyon duvarlarında gözlenen kayma yapılarını tetikleyen sebeplerden biri olan tektonik aktivitenin ve kayma olayları sonucu oluşan turbidite akıntılarının etkinliğinin halen devam ettiğini ortaya koymaktadır.

BÖLÜM DÖRT

ÇAMUR VOLKANLARI VE GAZ BİRİKİMLERİ

4.1 Çamur Volkanlarının Oluşumu Ve Önemi

Çamur volkanları genellikle iki levhanın çarpıştığı yığışım kamaları gibi tektonik sıkışma bölgelerinde oluşmaktadır. Bununla birlikte, tektonik olarak aktif olmayan ancak tortulaşma oranının oldukça yüksek olduğu delta alanlarında da gözlenmişlerdir. Çamur volkanlarının oluşumu üzerine öngörülen modern teorilere göre, bunların oluşumunda yüksek tortulaşma oranları ve çok hızlı çökme önemli rol oynamaktadır. Çamur volkanlarının oluşumu jeolojik, tektonik, jeokimyasal ve hidrolojik olmak üzere 4 ana grupta toplanmıştır (Milkov, 2000).

Hızlı tortulaşma nedeniyle derinlerdeki gözenek suyu aşırı basınç etkisini karşılayamaz ve üstteki tortul yükü doğrudan gözenek suyuna etkiyerek boşluk basıncı değişiminde bir artışa neden olur. Bu durum özellikle az sıkışmış kil tabakalı ortamlarda meydana gelir. Derinlerde üretilen gazın da etkisiyle sistem duraysızlaşır ve kritik bir seviyeye gelir. Altta ve üstte uzanan birimler arasında yeterli bir yoğunluk farkı bulunması durumunda, tektonik işlemlerin de katkısıyla, üstteki birimler bütünlüğünü yitirir ve alttaki killi birimler yukarı doğru kuvvet uygulamaya başlar. Sonuçta, kil veya çamur diyapiri şeklinde bir yükselme yapısı veya çamur volkanı meydana gelir. Ancak çamur volkanı ve diyapir terimlerini birbirinden ayırmak gerekir. Tüm çamur volkanları diyapirleşme ile ilişkilidir ancak bunun tersi geçerli değildir (Milkov, 2000). Birçok çamur volkanı bu tür kil diyapirlerinin üzerinde gelişmiştir. Kil diyapirlerinin oluşum mekanizması da bu şekilde olmakla birlikte, bunlar üstte uzanan tabakaları tam olarak delerek geçmezler, tabanın altında belirli bir derinliğe kadar yükselirler. Oluşumu sırasında bir kil diyapiri tabana ulaşırsa, içerdiği plastik ve hatta yarı sıvı malzeme nedeniyle kil/çamur akışına neden olacaktır. Dolayısıyla tabanda bir çamur volkanı meydana gelir (Dimitrov, 2002).

Çamur volkanlarından yükselen malzeme genellikle plastik killi malzeme olup, volkan konisinin hemen altındaki besleme kanalı boyunca deniz tabanına yükselir. Yükselim sırasında bu malzeme, besleme kanalının etrafındaki tortul parçalarını da

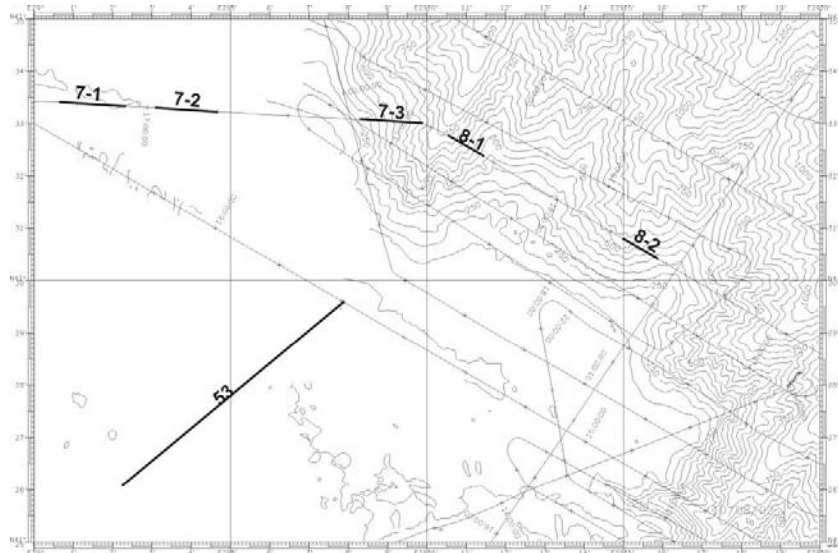
içerisine katarak bunların da deniz tabanına kadar ulaşmasını sağlar. Çamur volkanlarından deniz tabanına ulaşan bu genellikle killi veya silt-kil karışımı malzeme “çamur breşi (mud breccia)” olarak adlandırılır. Çamur volkanları şelfler, kıtasal yamaçlar ve abisal düzlüklerde oluşabilirler. Çamur volkanları ile ilişkili çalışmalar birkaç nedenden dolayı önemlidir. Bunların başında, çamur volkanlarının litosferden atmosfere metan akış kaynağı olmaları gelmektedir. Bu durum metanın sera etkisine sahip olması nedeniyle iklimsel açıdan önem taşımaktadır. Çamur volkanları ayrıca derin tortul yapı içerisindeki yüksek petrol potansiyelinin kanıtları olabilirler. Azerbaycan ve Hazar denizindeki birçok petrol yapısına karasal veya denizel çamur volkanları eşlik etmektedir. Bazı çamur volkanlarından doğal petrol ve gaz sızıntıları olmaktadır. Ayrıca denizel çamur volkanlarında geleceğin enerji kaynağı gözüyle bakılan gaz hidratlar örneklenmektedir. Çamur volkanı alanlarında, çamur breşi içerisindeki kayaç örneklerinin incelenmesiyle, tortul kesit hakkında bilgi elde edilebilmektedir. Denizel çamur volkanlarının varlığına ilişkin kanıtlar farklı yöntemlerden gelmektedir. Bunların başında, çok ışınlı batimetri ve sonar haritalarında görülen ve kilometrelerce uzunlukta çaplara sahip olabilen ve deniz tabanında yükselim oluşturan yarı dairesel oluşumlar gelmektedir (Çifçi ve diğer., 2005).

4.1.1 Çalışma Alanında Gözlenen Çamur Volkanları

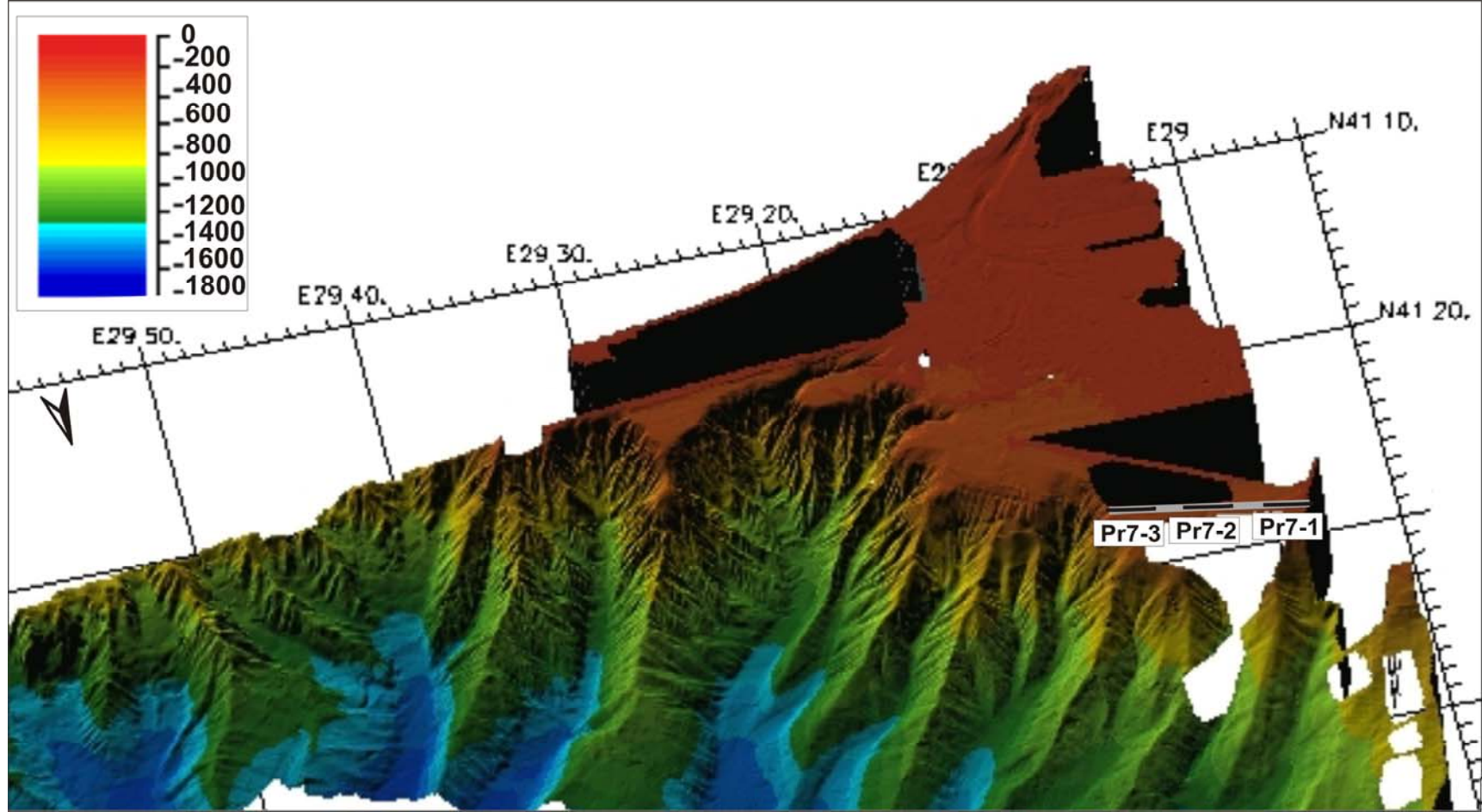
Şekil 4.1 a çalışma alanının KB'sında çamur volkanlarının gözleendiği profil PR-07 ve PR-53'ü göstermektedir. Ayrıca Profil PR-08'in konum haritasında işaretlenen bölümleri ise daha sonraki gaz birikimlerinin incelendiği alt bölümde kullanılacaktır. Şekil 4.2 b'de kanyon sistemine batıdan ışılandırma verilerek hazırlanmış üç boyutlu batimetri haritası üzerinde Pr7'nin konumu gösterilmiştir.

Şekil 4.2 a, D-B doğrultulu profil PR-7' nin en batı bölümünü göstermektedir. Şelf bölgesinde yükseklikleri 10-12 m civarında olan ve alt taraflarında saydam kolonlar gözlenen yapılar yaklaşık 110 m su derinliklerinde gözlenmektedir. Kesitte görülen en güncel birimin tabanı, Karadeniz'de son buzul dönemi sırasında su seviyesi düşmesi sonucunda meydana gelen uyumsuzluk yüzeyi olarak yorumlanmış olup tüm güneybatı Karadeniz şelfi boyunca gözlenmektedir. Genişlikleri 100-120 m

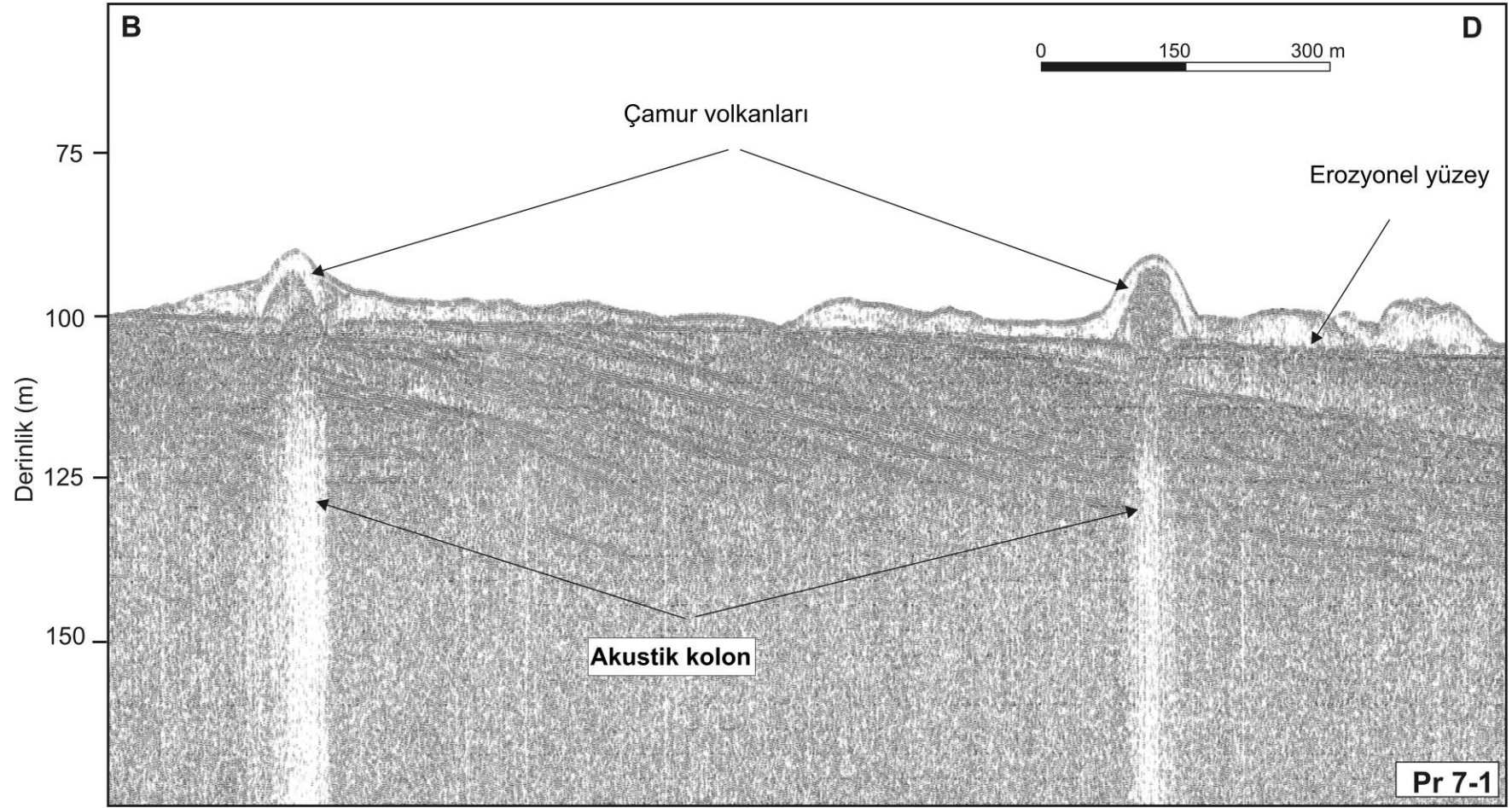
olan bu yapıların güncel tortullarda kaotik yapıda malzeme gözlenmektedir. Yapıların altındaki tortullar birbirine paralel eğimli tabakalanma göstermekte ve sinyal penetrasyonu 125 m'dir. Bu bölgeden alınan gravite karot örneklemelerinde, bu yapıların çamur volkanı olduğu yoğun miktarda gaz ve çamur breşi saptanmıştır A.E.Aksu (kişisel iletişim, 15 Temmuz 2005). Şekil 4.2b 'de daha geniş yapılar ve altlarında saydam zonlar gözlenmektedir. Kesitin batı kısımlarında tortullar yatay tabakalanmıştır ve her birimin kendi içinde değişken genlikli yansımalar gözlenmektedir. Saydam zonlar nedeniyle tortulların devamlılığı yok olmuştur. Buradaki saydam zonlar kaotik özellikteki güncel malzemenin yapısından kaynaklandığı yorumu getirilmiştir. Erozyonel yüzeyin üzerine gözlenen kanallardan birinin üzeri daha genç çökellerle örtülmüştür. Diğer kanalın içinde malzeme bulmamaktadır. Bu kanallar Akdeniz suyunun Karadeniz'e girerken yüksek enerji altında girişiyle oluşan (Akdeniz suyunun girişi ile oluşan kanal sisteminden bir sonraki bölümde bahsedilecektir) kanalların batıdaki devamı olarak yorumlanılmışlardır. Çamur volkanlarının olduğu bölgenin çok ışınlı ekosounder haritasındaki görüntüleri Şekil 4.3'te verilmiştir. Şelfin bu bölümünden geçen sadece 2 hat olduğu için bu bölgenin tümünü gösteren çok ışınlı ekosounder görüntüsü elde edilememiştir. Şekil, KB-GD uzanımlı Profil PR-06'nın KB ucu ve B-D yönünde şelf kırığına kadar uzanan profil PR-07'yi göstermektedir.



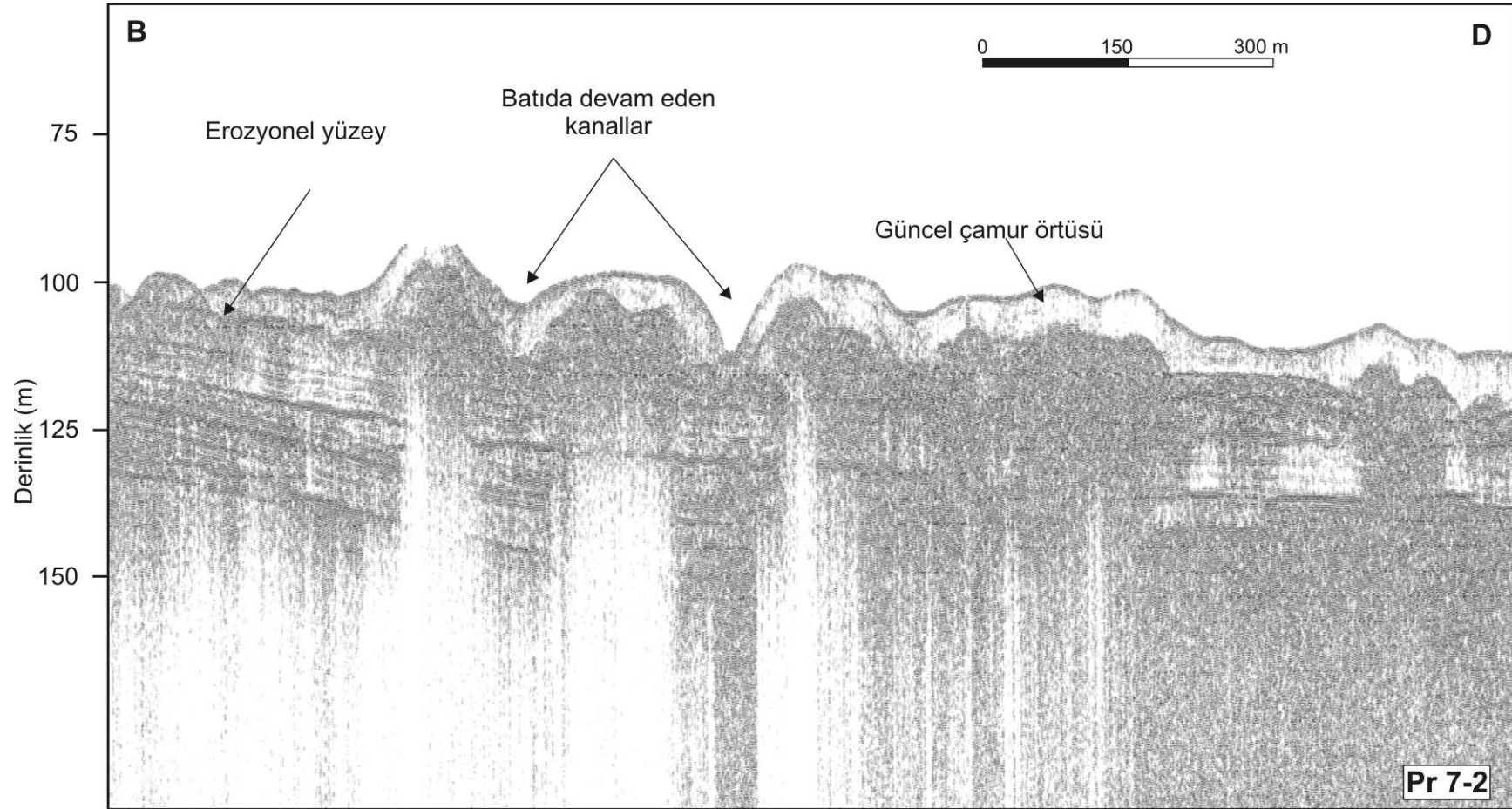
Şekil 4.1 a) Çalışma alanında gözlenen çamur volkanı ve diyapir yapılarının gözlendiği profillerin konumları.



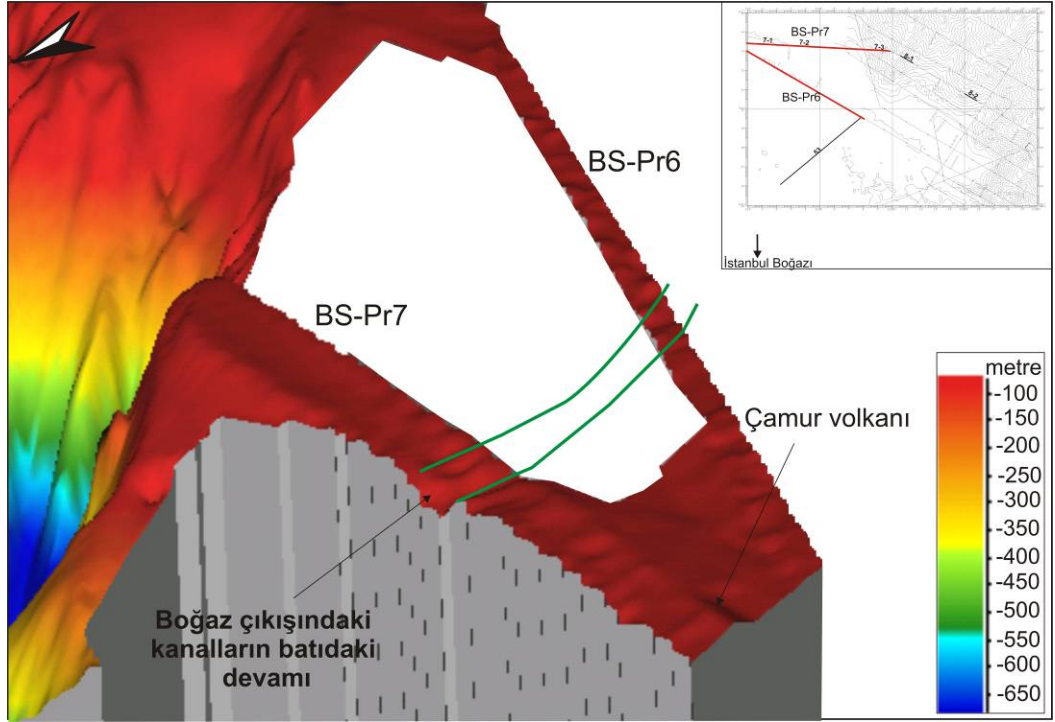
Şekil 4.1b) Profil Pr7-1, Pr7-2 ve Pr7-3 'ün kanyonların 3B batimetri görüntüsü üzerindeki lokasyonları.



Şekil 4.2 a) Çalışma alanının batısında uzanan profil PR-07'nin 7-1 bölümünde gözlenen çamur volkanları.



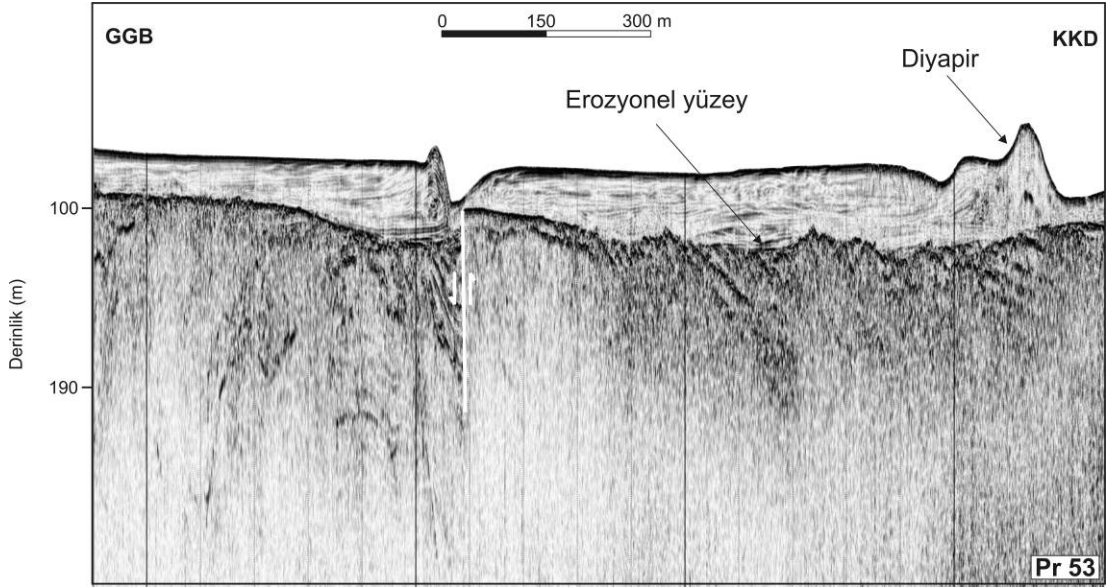
Şekil 4.2 b) Profil PR-07'nin devamında, erozyonel yüzeyin üzerindeki yer alan, Akdeniz .suyunun girişiyle oluşan kanal sisteminin batıdaki devamı olan kanallar.



Şekil 4.3 Çamur volkanı olarak yorumlanan yapıların çok ışınli ekosounder verisindeki görünümü.

Çalışma alanının batısındaki şelfte yapılan çalışmada elde edilen çok ışınli ekosounder haritasında birçok çamur volkanı gözlenmiştir. Bu çamur volkanlarının doğu taraflarında kuyruk şeklinde çizgisellikler yer almaktadır. Bu kuyrukların Batı Karadeniz’de aktif olan Rim döngüsünün yarattığı akıntı nedeniyle oluştuğu düşünülmektedir. Ayrıca bu çamur volkanları bazı bölgelerde çizgisel hatlar boyunca gözlenmektedir A.E.Aksu (kişisel görüşme, 14 Nisan 2007). Bu çizgiselliğin sebebinin tektonik hareketlilikle ilgili olduğu düşünülmektedir. O bölgede Balkanit bindirme zonu nedeniyle sıkışma tektoniği söz konusudur.

Şelfte yaklaşık 60 m su derinliklerinden geçen Pr-53’te (Şekil 4.4) erozyonal yüzeyin üzerindeki diyapir yapısı gözlenmekte ve deniz tabanına kadar uzanan fay gözlenmektedir. Bu diyapir, çok ışınli ekosounder haritasında dairesel bir tepe şeklinde gözlenmektedir. Erozyonel yüzey girintili çıkıntılı bir yapıya sahiptir. Üzerine çökelmiş Holosen yaşlı malzeme ise kaotik yapıya sahip olup içsel yansımalar içermemektedir. Güncel çökellerin kaotik özellikte olması, bu malzemenin boğazdan Akdeniz suyuyla yüksek enerji altında geldiği şeklinde yorumlanmıştır.



Şekil 4.4 Profil PR-53'ün geçtiği çok ışınli ekosounder veride diyapir şeklinde gözlenen yapının tam altında deniz tabanına kadar ulaşan fay. Profil şelf bölgesinde yaklaşık 60m su derinliklerinden geçmektedir.

4.2 Tortullardaki Gaz Birikimleri ve Önemi

Gaz içeren tortullar ve su kolonuna gaz sızıntılarına tüm dünyadaki kıtasal şelflerde rastlanmıştır (Watkins ve Worzel 1978; Field ve diğer., 1980; Hovland ve Judd 1988). Sığ gaz birikimleri genellikle pockmarklar, gaz sızıntıları, çamur volkanları ve gaz hidratlarla birlikte bulunurlar ve bunlara çoğu kez soğuk sızıntı toplulukları (cold seep communities) ve metandan türemiş karbonat yığılımları eşlik ederler (Judd ve diğer., 2002).

Gaz çıkışları okyanuslarda yaygın olmakla birlikte hem aktif hem de pasif kıta sınırlarında soğuk sızıntı olarak (cold seeps) ve deniz tabanı yayılma merkezlerinde sıcak çıkışlarda bulunabilmektedirler. Geosfer, biyosfer, hidrosfer ve atmosfere olan potansiyel etkileri nedeniyle soğuk sızıntılar ve gaz sızıntılarının belirlenmesi için dünya çapında önemli araştırmalar yapılmaktadır. Bu çıkışlar sığ ve derin hidrokarbon birikimlerinin belirteçleri olduklarından önemli ekonomik değerlere sahiptirler. Bunlar potansiyel enerji kaynakları olmalarının yanında tortulların jeoteknik özellikleri ve deniz tabanının duraylılığı üzerinde büyük etkiye sahiptirler. Ayrıca sığ hidrokarbon rezervuarları sondaj sırasında patlamaya neden

olabilmektedirler (Sills ve Wheeler, 1992). Son yıllardaki çalışmalar gaz çıkışlarının atmosferik metan konsantrasyonuna nasıl katkıda bulunduğu, küresel ısınmayı ve karbon döngüsünü nasıl etkilediği üzerine odaklanmıştır (Judd ve diğer., 1997, 2002).

Sıvı göçü, fay zonları, stratigrafik birimler ve çamur diyapirleri aracılığıyla meydana gelmektedir (Hovland ve Curzi, 1989). Günümüzde gaz çıkışlarına artan ilgi nedeniyle bunların belirlenmesindeki cihazlar ve yöntemler geliştirilmiştir. Ekosounder ve yüksek ayrımlı sismik sistemler ve yanal tarama sonarları gaz çıkışları ve sığ gaz yapılarının belirlenmesinde kullanılmaktadır. Ayrıca su kolonuna gaz sızıntılarının tayini için deniz tabanına indirilen uzaktan kumandalı cihazlar (ROV) kullanılmaktadır.

Karadeniz derin su kolonunda toplam 6×10^{12} mol'lük yüksek metan konsantrasyonuyla dünyanın en büyük anoksik basenidir (Reeburgh ve diğer., 1991). Büyük nehirlerden sağlanan organik madde, hızlı tortullaşma ve anoksik bir basen olması sığ gazın oluşumunda etkili faktörlerdir. Uzun yıllardan beri Karadeniz barındırdığı gazla ilişkili yapılar nedeniyle ilgi odağı olmuştur. Deniz tabanından su kolonuna gaz sızıntılarının varlığı tortullardaki yüksek gaz konsantrasyonunun bir göstergesidir (Polikarpov ve diğer., 1989; Luth ve diğer., 1999; Dimitrov, 2002; Kutas ve diğer., 2002; Egorov ve diğer., 2003, Shnyukov ve diğer., 2003, Naudts ve diğer., 2006). Çamur volkanlarının varlığı ve gaz hidrat örneklemeleri de bunu ifade etmektedir (Ginsburg ve Soloviev, 1998; Vassilev ve Dimitrov, 2002; Mazzini ve diğer., 2004). Jeofizik araştırmalar tortulların gözenek boşluğundaki serbest gazın akustik imzasını ortaya koymuştur

Tortullardaki gazın termojenik ya da biyojenik kaynaklı olması organik maddeden kaynaklanmaktadır. Biyolojik olaylar bakteri aktivitesine bağlı olup termojenik olaylar sıcaklık ve basınca bağlıdır. Gaz birikiminin derinlerde gözlenmesi termojenik kökenli olduğu anlamına gelmemekle birlikte biyojenik kökenli gaz deniz tabanından derinlerde de gözlenebilmektedir (Kotelnikova, 2002). Gazın kökenini tayin etmek için metanın izotropik bileşimi ve diğer hidrokarbonlarla ilgili olarak metan konsantrasyonu gibi ek bilgiler gerekmektedir. Batı Karadeniz'de alınan karot

ve sondaj örneklerinin jeokimyasal analizleri tortullardaki gazın genellikle biyojenik kökenli olduğunu göstermiştir (Hunt, 1974; Ross, 1978; Ivanov ve diğer., 1983, 2002; Dimitrov 2002; Neretin ve diğer., 2004). Buna karşın termojenik gazın varlığını işaret eden yüksek karbon ve metan izotopları orta Karadeniz'deki çamur volkanlarına (Limonov ve diğer., 1997) ve kuzey kıtsal yamaçta bir bölgede rastlanmıştır (Kruglyakova ve diğer., 2004; Mazzini ve diğer., 2004).

Karadeniz'deki düşük su seviyesi zamanlarında su seviyesi yaklaşık günümüzden 100-110 m daha düşüktü (Demirbağ ve diğer., 1999; Algan ve diğer., 2002; Ryan ve diğer., 2003). Şelf kırığı boyunca yer alan sıg gaz birikimleri düşük su seviyesi (lowstand) sırasındaki kıyısız gaz alanına karşılık gelmektedir. Bunla birlikte organik maddece zengin paleo kıyısız tortullarda türeyen gaz şelfte derinden yukarıya doğru göç eden gazlar ve derin faylar boyunca olan gazlarla birlikte bulunabilmektedir (Popescu ve diğer., 2007). Derin bir kaynaktan yukarıya doğru gaz göçü batı Karadeniz şelfinde yaygın olarak gözlenmektedir. Bu bölge petrol ve yoğun gaz üreten hidrokarbon alanlarını içermektedir. Temel hidrokarbon kaynak kaya Maykop fasiyesi, Oligosen-erken Miyosen (Jones ve Simmons, 1997) yada üst Eosen (Robinson ve diğer., 1996) yüksek organik karbon içerikli siyah çamur taşı baskın olan birimdir. Gillet (2004) çalışmasında yukarıya göç eden gazın Eosen ya da daha yaşlı olduğunu ortaya koymuştur.

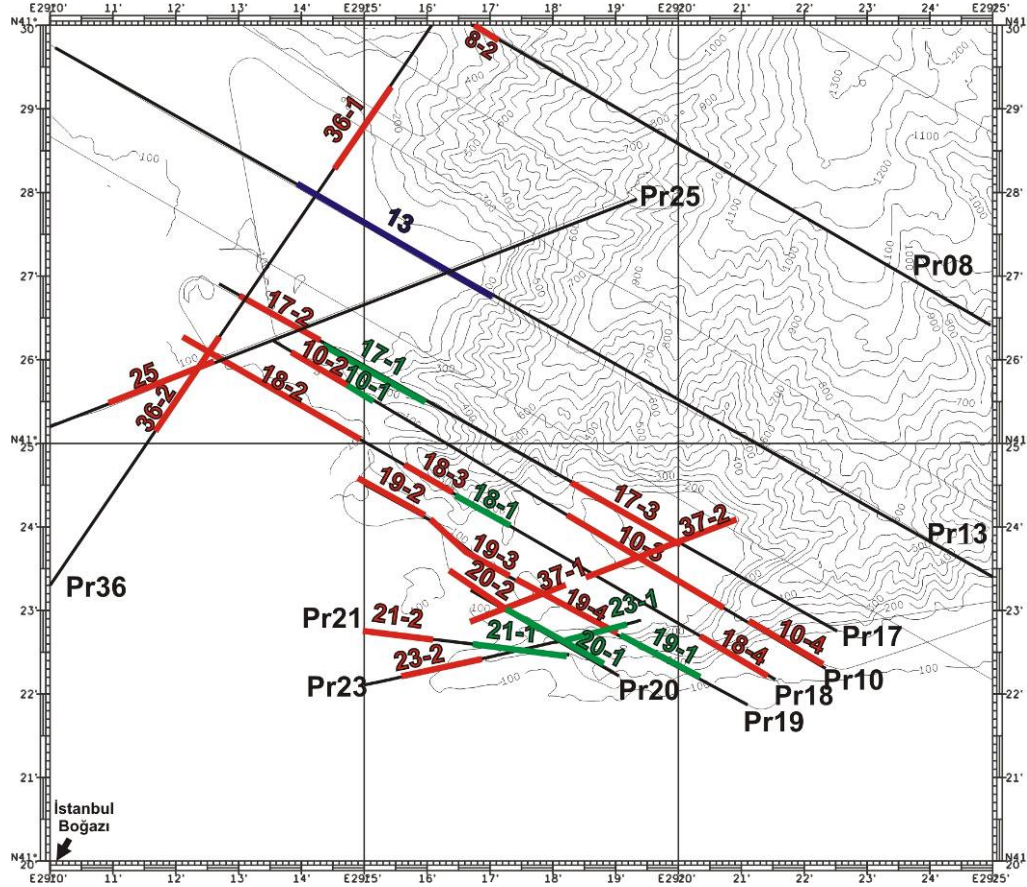
Tortullardaki gaz genellikle akustik enerjiyi saçtığından sismik yansılarda bozukluklar meydana getirirler. Bu etki genellikle "akustik türbidite" olarak tanımlanır (Judd ve Hovland, 1992). Türbidite yüksek gaz içeriği nedeniyle yansılarda bozulmaların gözlenmesiyle birlikte yansımalar takip edilebilmektedir. Bazen de yansımaları kararttığından "wipe out" tortullarda sanki penetrasyon yokmuş gibi gözlenmesine neden olmaktadır (Yun ve diğer., 1999). Gazlı tortulların düşük hıza sahip olması yüksek akustik empedans farkı yarattığından seviyelerde yüksek genlikli yansımalar da gözlenebilmektedir (Orange ve diğer., 2002). Bunlara ek olarak tortullarda derinden yukarıya sıvı göçü de sismik yansılarda sürekliliği bozan kolonlar meydana getirmektedir (Hovland ve Judd, 1988). Ayrıca akustik kolonların ya da türbiditenin deniz tabanına ulaştığı bölgelerde su kolonuna gaz

sızıntıları da gözlenmektedir. Bazen bu gaz sızıntıları derinden deniz tabanına ulaşan bir fayı takip ederek de su kolonuna ulaşabilmektedirler.

4.2.1 Çalışma Alanındaki Sığ Gaz Birikimleri

Yüksek ayrımlı sismik kesitlerde bölgede sığ gaz birikiminin belirteçleri olan akustik türbidite, gaz kolonları ve çok ışınlı ekosounder haritası üzerinde ise gazın varlığını ifade eden düşük geri saçınım gösteren dairesel yapılar (pockmark) gözlenmiştir. Şelf bölgesindeki kanyon başları civarındaki gaz yapıları genellikle akustik türbidite ve kolonlar şeklinde olup fayların kontrolünde biriktiği düşünülmektedir.

Bu bölümde kullanılan profillerin konumları Şekil 4.5a'da verilmiştir. Şekil 4.5b, çamur volkanlarının gözlendiği PR-07 profilinin şelf kırığındaki devamını göstermektedir. Sadece bu profilin lokasyonu Şekil 4.1a'da verilmiştir. Farklı genliklerde içsel yansımalara sahip tortullar gözlenmekte olup penetrasyon derinliği yaklaşık 35 m' dir. En son birim kendi içinde saydam özellik göstermektedir. Tortulların paralelliği şelf kırığına doğru belirsizleşmekte ve şelf ucunda da akustik kolon yapısı gözlenmektedir. Bu kolon keskin sınırlara sahip olup tortullardaki gaz birikiminden kaynaklandığı yorumu getirilmiştir. Son birimin şeffaf karakterde olması bu birimi killi yapıda olabileceğini ve gaz birikiminde örtü kayaç olma olasılığını ortaya koymaktadır. Ayrıca kil biriminin altında akustik türbidite nedeniyle gözlenemeyen tortullar akustik kolon şekilli gaz birikiminin sınırlarında izlenebilmektedir ve akustik kolondan sonra yamaçta tekrar tortulların gözlenmesi de bu olasılığı arttırmaktadır.

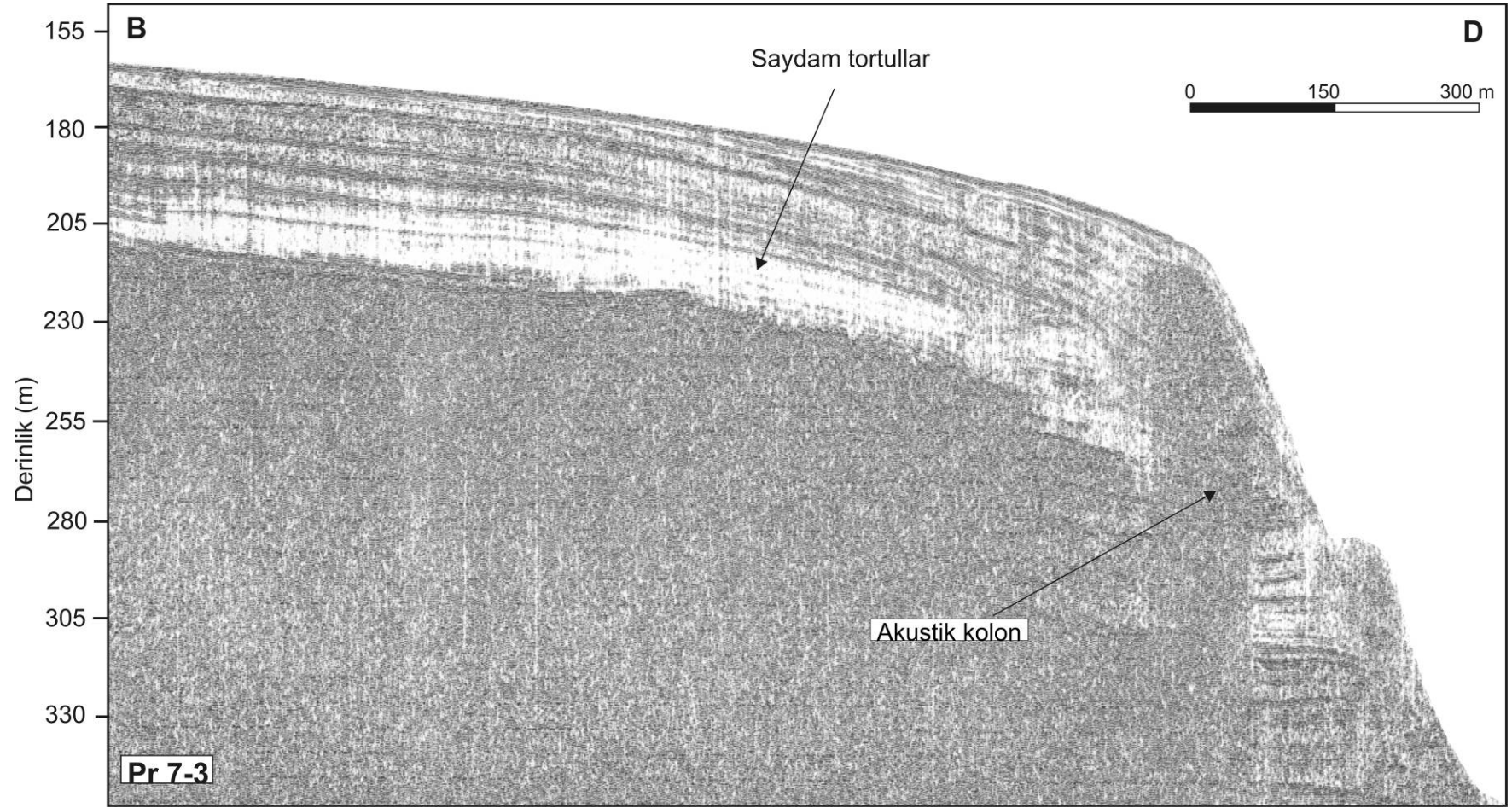


Şekil 4.5 a) sıg gaz birikimi ile ilintili profillerin konumları. Kırmızı çizgiler profillerin bu bölümde kullanılan kısımlarına, yeşil çizgiler ise Bölüm 2’de kullanılan kısımlarına aittir. Mavi çizgi Bölüm 5’e aittir.

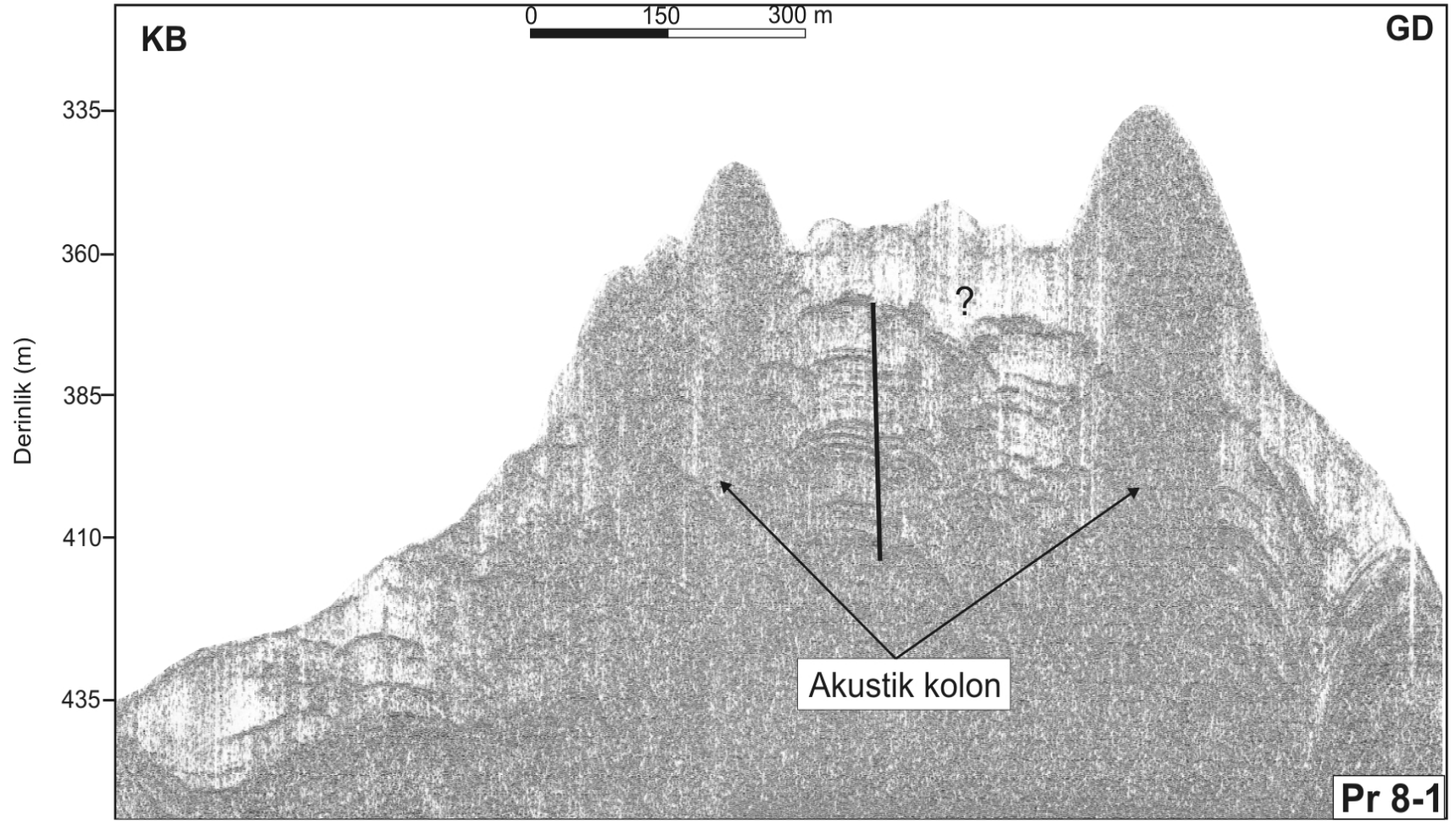
KB-GD yönünde devam eden Pr-8 profili Şekil 4.6’da verilmiştir. Profilin 300 m su derinliklerinde bir kanyon tepesi üzerindeki kısmı gösterilmiştir. Bölgede kanyon yamacındaki dom şekilli akustik boşluk zonları tortulların deformasyonuna neden olmuştur. Bu yapılar 330-600 m su derinliklerinde gözlenmektedir ve genişlikleri 80-150 m arasında değişmektedir. Kesitin devamındaki kanyon tepesinde gözlenen tortullarda yüksek reflektiviteye sahip paralel içsel yansımalar gözlenmektedir (Şekil 4.7). Bu yansımalar arasında saydam birimler yer almaktadır. Tam kanyon ekseninin altında yaklaşık 200 m genişliğinde akustik türbidite zonu gözlenmektedir. Gözlenen akustik maskelenme deniz tabanına kadar ulaşmaktadır. Penetrasyon derinliği kanyon tepesine göre yamaçta daha fazladır. Kanyonun batı yamacında tortularda deformasyona neden olup deniz tabanına kadar ulaşan belirgin bir dom yapısı gözlenmektedir. Profilin diğer kısmına göre bu bölgedeki tortullar yatay-paralel olup

dom yapısının her iki kanadı da oldukça keskin ve belirgindir. Ayrıca sol kanattaki tortullarda bir normal fay gözlenmektedir. Bu fay hemen hemen Şekil 4.8’de profil 8’in geçtiği doğrultu boyunca yer almakta ve Şekil 4.8 b’de gösterilen fay zonlarından kuzeydekidir. Bu fay Şekil 4.8c’de PR-08 profilinin geçtiği bölgenin 3 boyutlu çok ışınlı eksounder verisinin yakınlaştırılmış görüntüsünde gözlenmektedir. Hattın geçtiği şelf kırığının altında yamacı KB-GD doğrultuda kesen belirgin başka bir fay göze çarpmaktadır. Bu fay’ın yarattığı atıma göre normal fay olduğu düşünülmektedir. Fayın etkisiyle yamaçta bir basamak oluşmuştur (Şekil 4.9). Ayrıca Fayın olduğu bölgede çok ışınlı eksounder verisinde (Şekil 4.8c) dairesel şekilli pockmarklar gözlenmektedir. Gözlenen bu gaz yapılarının faylanma ile ilişkili olarak deniz tabanına ulaşmış olma ihtimali yüksektir. Bu fayı GB-KD doğrultuda kesen PR-36 profilinin fayın üzerinden geçen bölümü Şekil 4.10’da gösterilmiştir. Güncel olduğu düşünülen deniz tabanına kadar ulaşan bu normal fay su seviyesi düşmesinin ifadesi olan kuzeye doğru dalan eğimli tabakalanmaların üzerinde yer alan lowstand kamasını kesmemektedir. Şekil 4.11’de verilen kesit bu bölgenin KB’sından geçen PR-14 profilinin bir bölümünü göstermektedir. Bu kanyon yamacında da deniz tabanına ulaşan dom şekilli maskelenme ve kanyon sırtında da akustik türbidite gözlenmektedir.

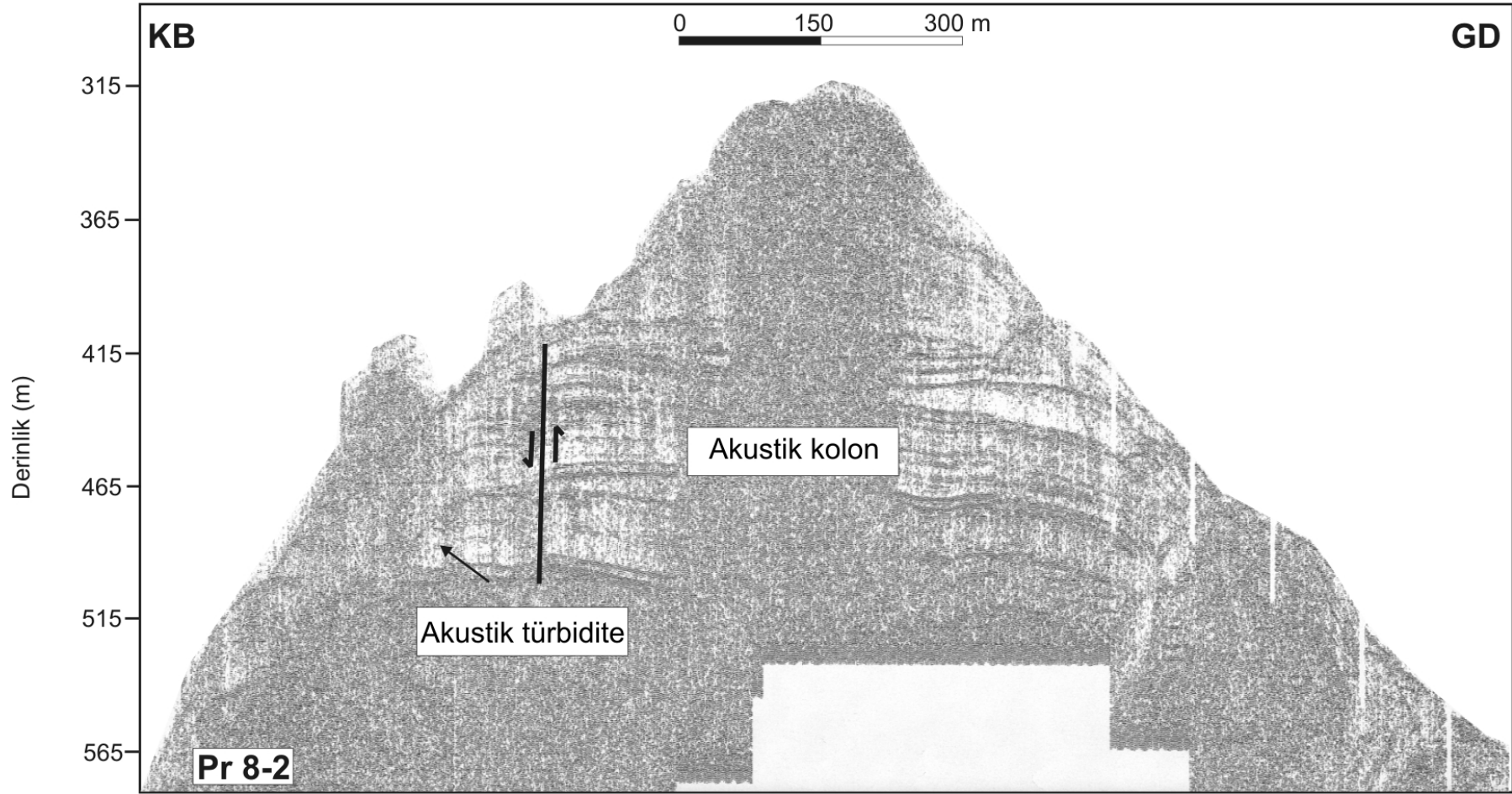
Gözlenen akustik kolon ve türbiditelerin ortamdaki gaz birikiminden kaynaklandığı ve dom yapılarının da deniz tabanına olan sıvı ya da gaz çıkışı oldukları yorumu getirilmiştir. Şelfte gözlenen çamur volkanları Balkanid sıkışma zonunun yakınında bulduklarından oluşumlarının bu bölgedeki sıkışmayla alakalı olduğu yorumu getirilmiştir. Dom yapılarının tabana ulaşması ise bölgedeki faylanmanın etkisiyle derinden gelen gazın tortulları keserek deniz tabanına ulaşmış olabileceğini ifade etmektedir.



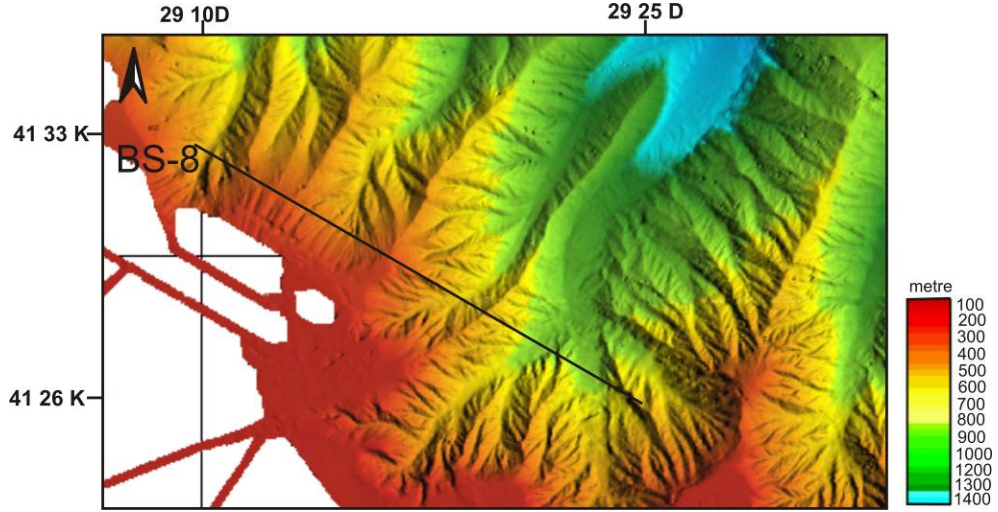
Şekil 4.5 b) Profil PR-07'nin şelf ucundaki bölümü.



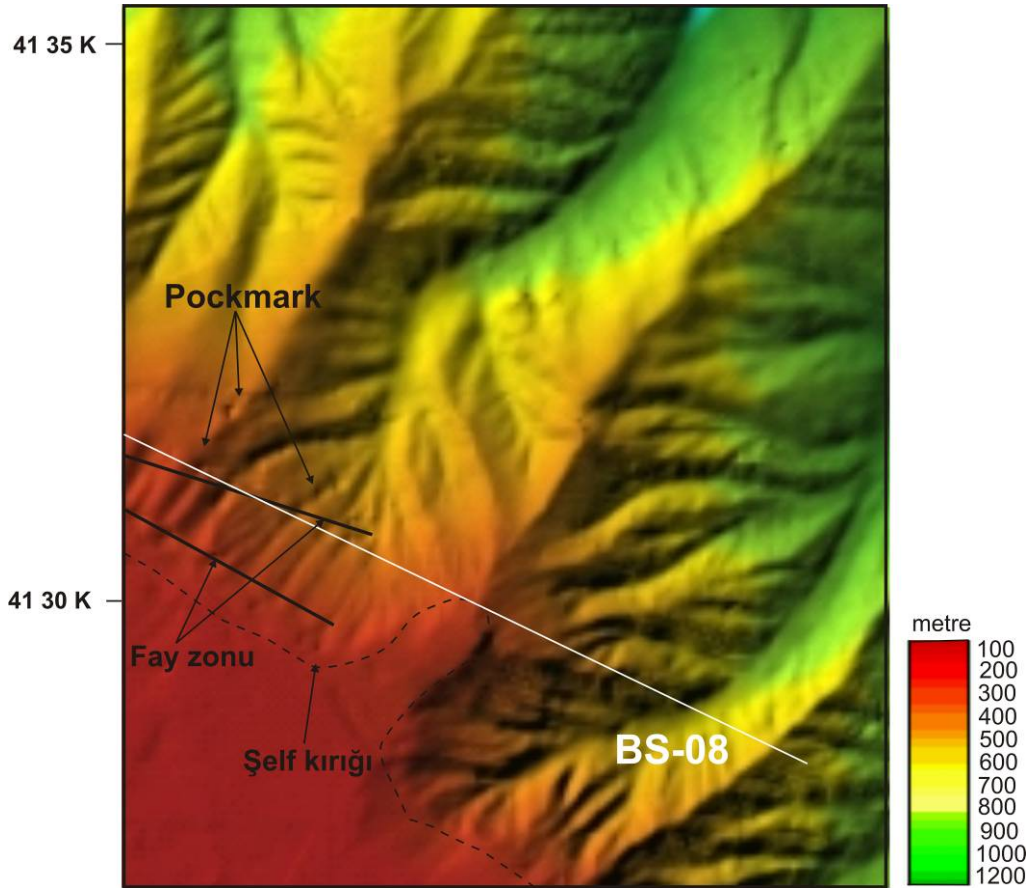
Şekil 4.6 Profil PR-08'in geçtiği yaklaşık 350 m su derinliklerindeki kanyon tepesi üzerinde gazın varlığını ifade eden akustik kolonlar . (Profiller 8-1 ve 8-2'nin lokasyonu için Şekil 4.1a'ya bkz.).



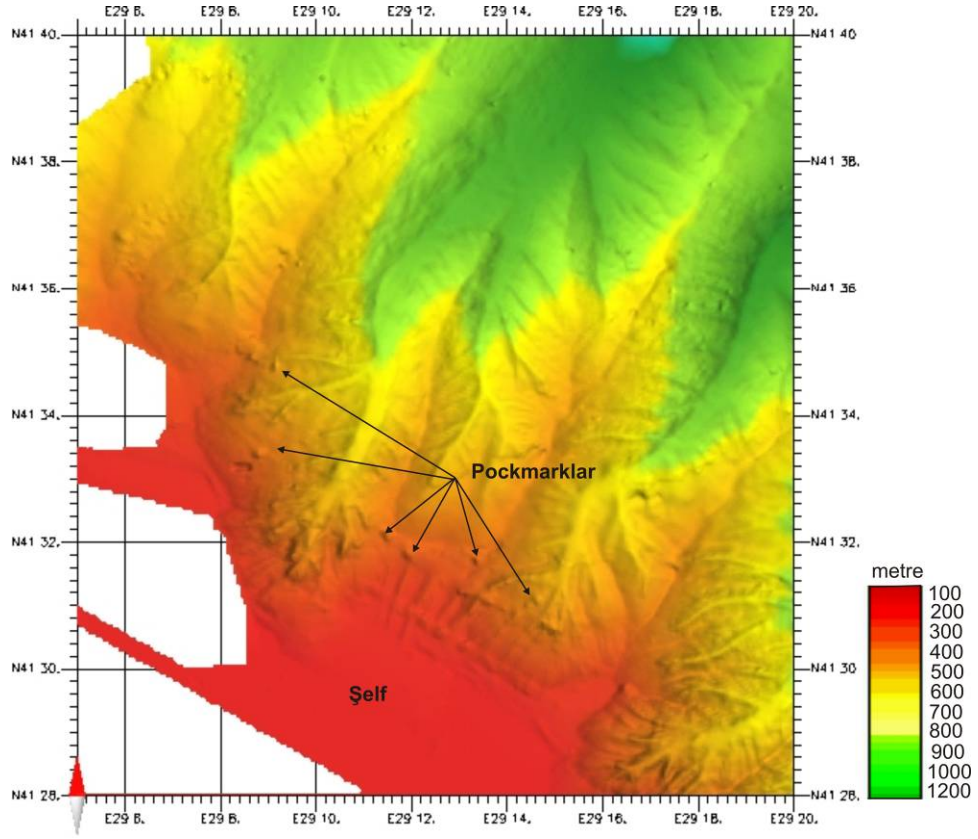
Şekil 4.7 Profil PR-08'in devamındaki başka bir kanyon tepesinde gözlenen gaz birikimleri.



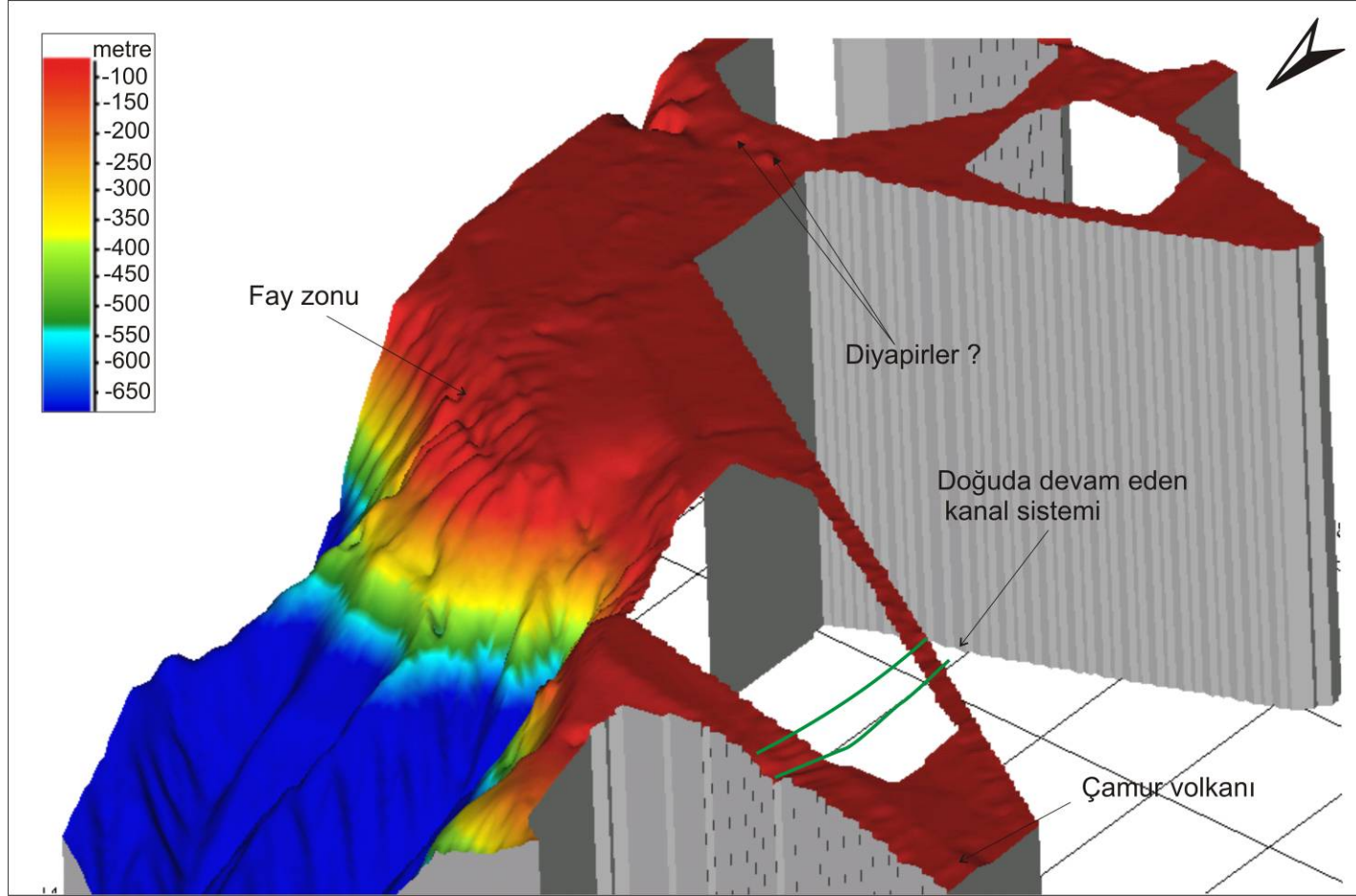
Şekil 4.8 a) KB-GD doğrultulu profil PR-08'in iki boyutlu çok ışınli ekosounder verisi üzerindeki konumu.



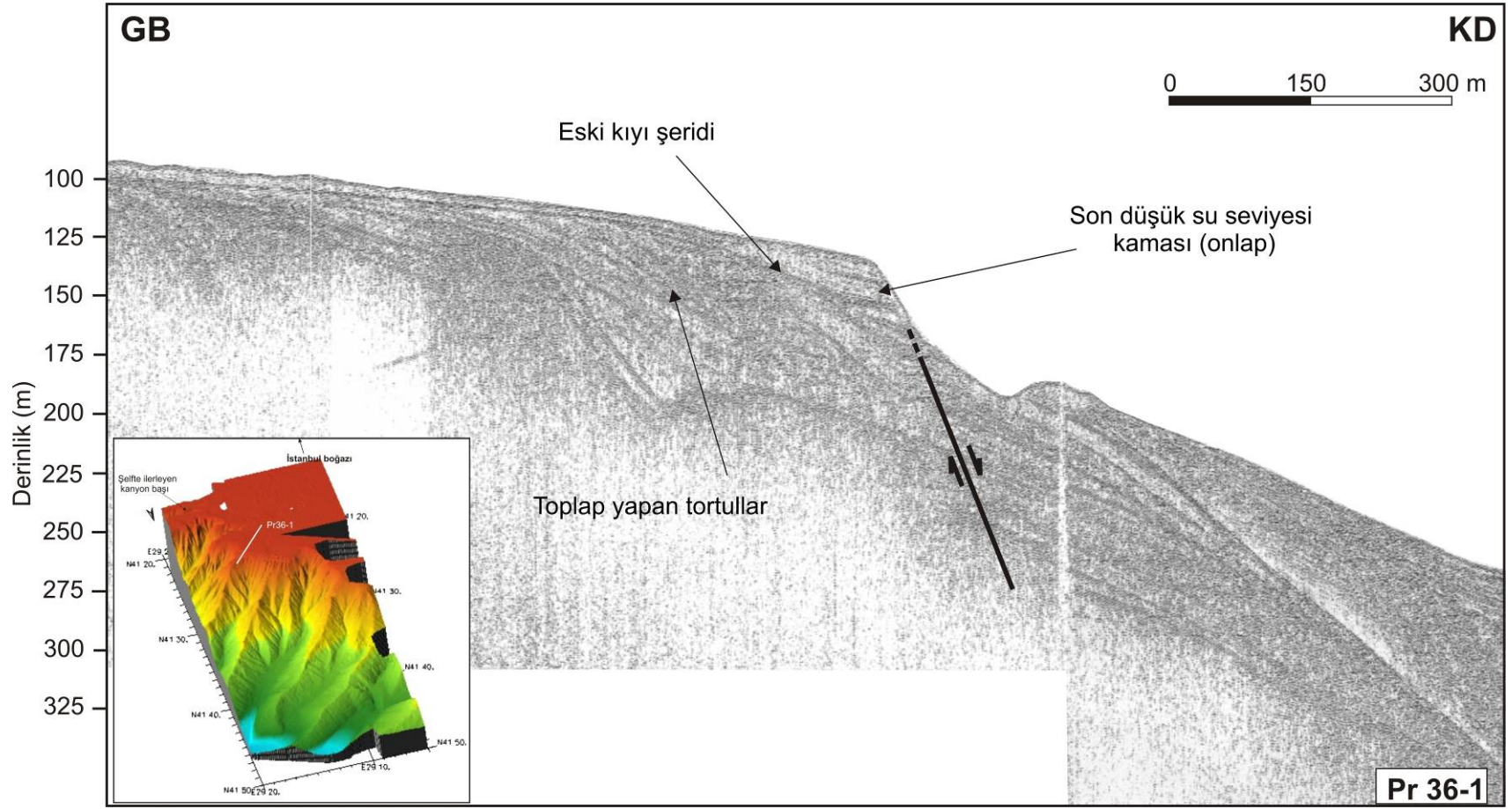
Şekil 4.8 b) Şelf kırığının hemen altında üst yamaç bölgesinde gözlenen faylar. Profil PR-08 kuzeyde yer alan fayın olduğu bölgede KB-GD yönünde uzanmaktadır.



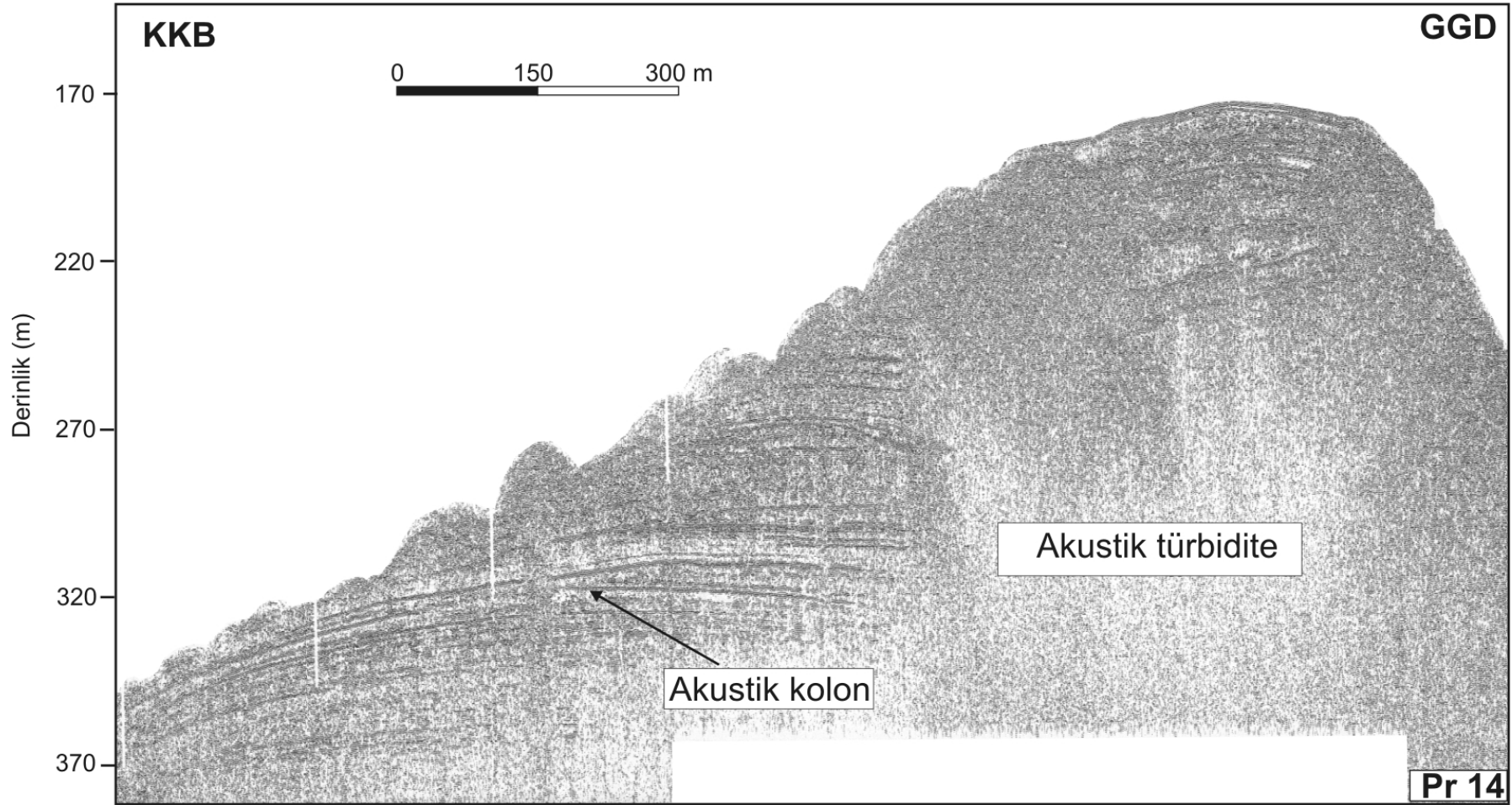
Şekil 4.8 c) Fayların üstten görünüşünü gösteren çok ışınli ekosounder verisi üstten ışıklandırma verilerek elde edilmiştir. Yamaçta gözlenen gaz çıkışlarının varlığını ifade eden çöküntüleri (Pockmark) göstermektedir.



Şekil 4.9 Fay zonunun KB'dan yapılan ışıklandırma ile elde edilen 3B çok ışınlı ekosounder görüntüsü. Profiller PR-06, PR-07 ve PR-36' da gözlenen çamur volkanlarını da göstermektedir

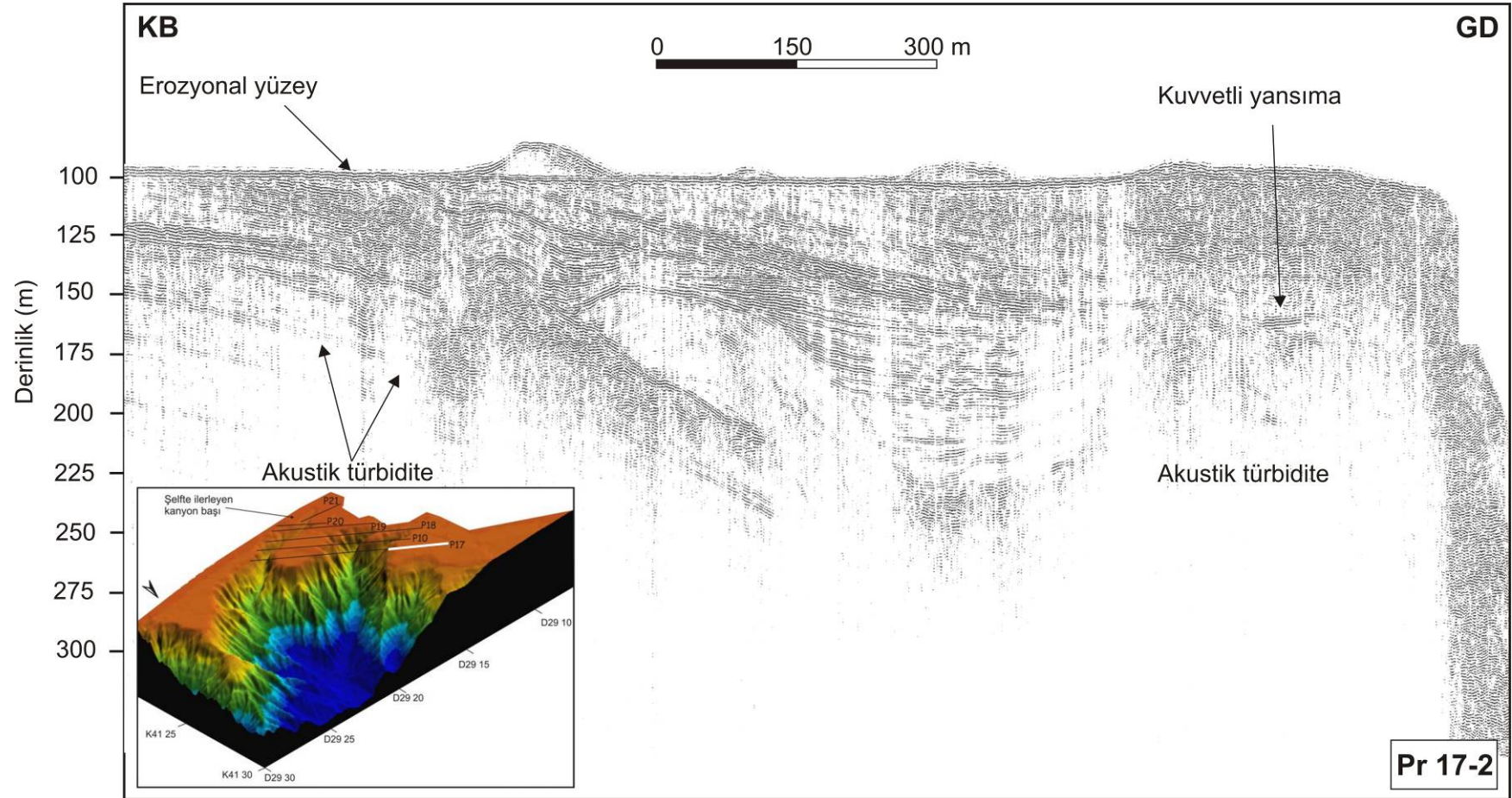


Şekil 4.10 Hat PR-36'nın şelf ucunda gözlenen düşey atımlı fay ve son düşük su seviyesi dönemine ait kıyı şeridi.

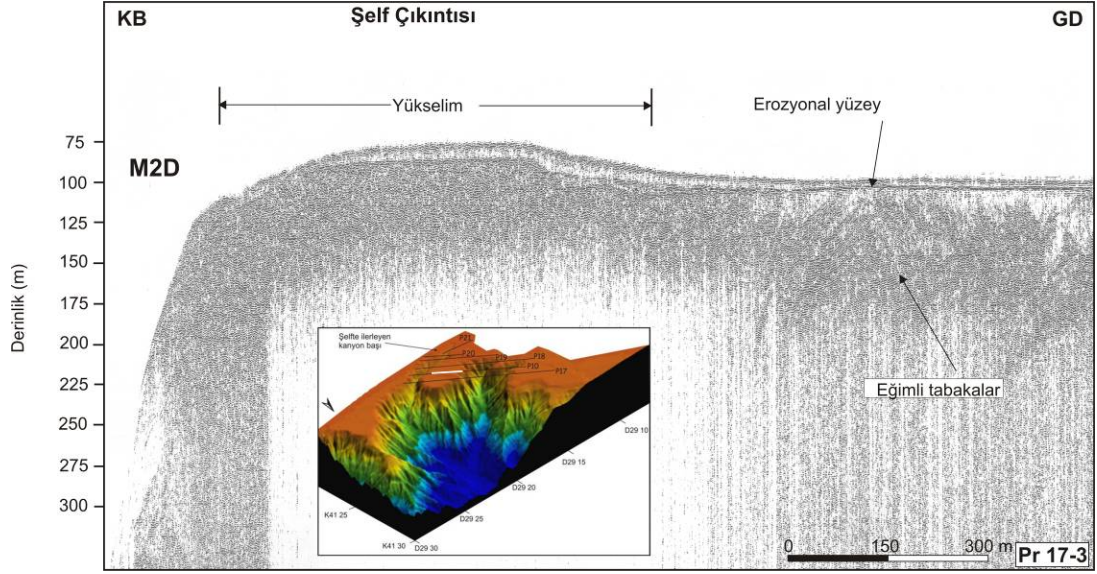


Şekil 4.11 Profil PR-08 ile PR-07'nin kesiştiği gaz içeren bölgeden geçen PR-14 hattının bir bölümü. Kanyon tepesinde gazın yarattığı akustik türbidite ve kolon yapısı.

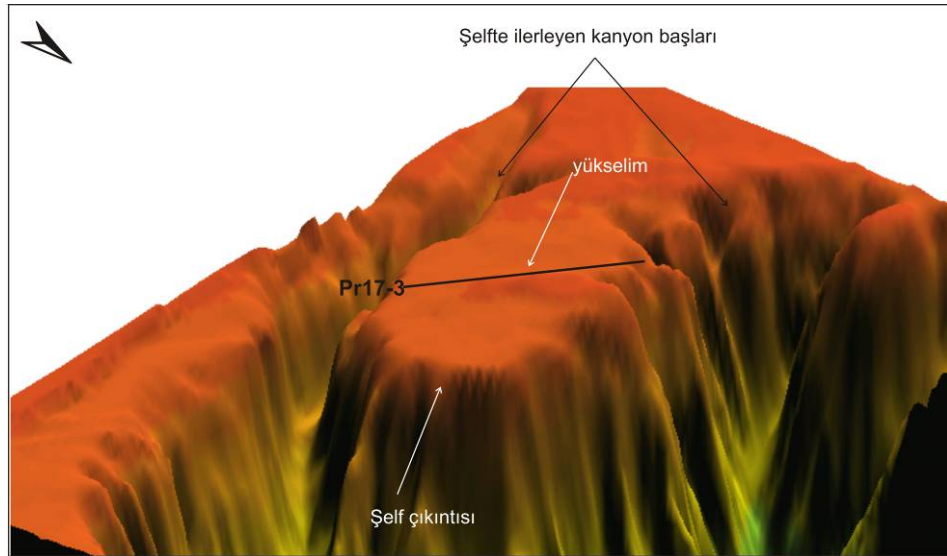
Şelften 250 m su derinlikleri civarındaki kanyon eksenlerini kesen hatlardan şelfe doğru ilerleyerek (Şekil 3.19'da profillerin konumları üç boyutlu çok ışınli ekosunder veride gösterilmiştir) gaz yapıları incelenecek olursa şelf kırığı bölgesinde gözlenen akustik maskelenmenin KB sınırı belirgin olmayıp şelf kırığına bakan sınırı belirgin bir keskinliğe sahiptir. Şekil 4.12 profil PR-17'nin şelf bölgesindeki KB kısmını göstermektedir. Ayrıca kesitin orta kısmında şeffaf özellikte sokuluma benzeyen bir yapı göze çarpmakta olup iki yanındaki yansılarda deformasyona neden olan az miktarda gazın varlığını gösteren akustik türbidite gözlenmektedir. Ortamda akustik türbiditenin varlığı bu sokulumun kil tabakası olma olasılığını yaratmaktadır. Ayrıca akustik türbidite üzerinde küçük ölçekli kuvvetli yansıma gözlenmektedir. Profilin GD ucunda (hattın şelf çıkıntısı üzerinden geçen kısmı akustik boşluk zonu gözlenmektedir (Şekil 4.13). Bu bölümde kanyonların olduğu kesitlerde kanyonlara verilen harfler Şekil 3.9 a'daki kanyon isimlendirmelerine göre yerleştirilmiştir. Bu zon şelf çıkıntısı üzerinde gözlenen deniz tabanındaki yükselimin (Şekil 4.14) tam altında yer almaktadır ayrıca GB'sında kalan eğimli tabakalar da kaotik olarak gözlenmektedir. Tabakalarda kesilme gözlenmediğinden bu akustik boşluk zonu gazın varlığından değil de üstteki yükselimden kaynaklandığı yorumu getirilmiştir. Bu yükselim yapısından dolayı akustik sinyalin enerjisi zayıfladığından penetrasyon derinliği azalmıştır. Hattın GD tarafında Şekil 4.15 (10-3) türbidite şelf kırığına kadar gözlenmektedir. Bu zonun KB sınırında gözlenen belirgin keskinlik yükselimin yamaç eğiminden kaynaklanıyor olabilir. Keskin sınırlar paralel tortul birimlerden belirgin olarak ayırt edilebilmektedir. 650-900 m genişliğindeki bu yükselim üzerinde tortul örtüsü mevcutken şelf kırığında bu örtü yok olmaktadır. Kanyon başlarının batısındaki şelf bölgesinde erozyonal yüzeyin üzerinde güncel tortul yokken bu girinti üzerinde holosen çamur örtüsü gözlenmektedir. Bu durum tortul girişiyle alakalı olabileceği gibi batı tarafta akıntıların daha etkin olmasıyla da alakalı olabilmektedir.



Şekil 4.12 Yoğun olmayan gazın varlığını ifade eden akustik türbidite zonları.



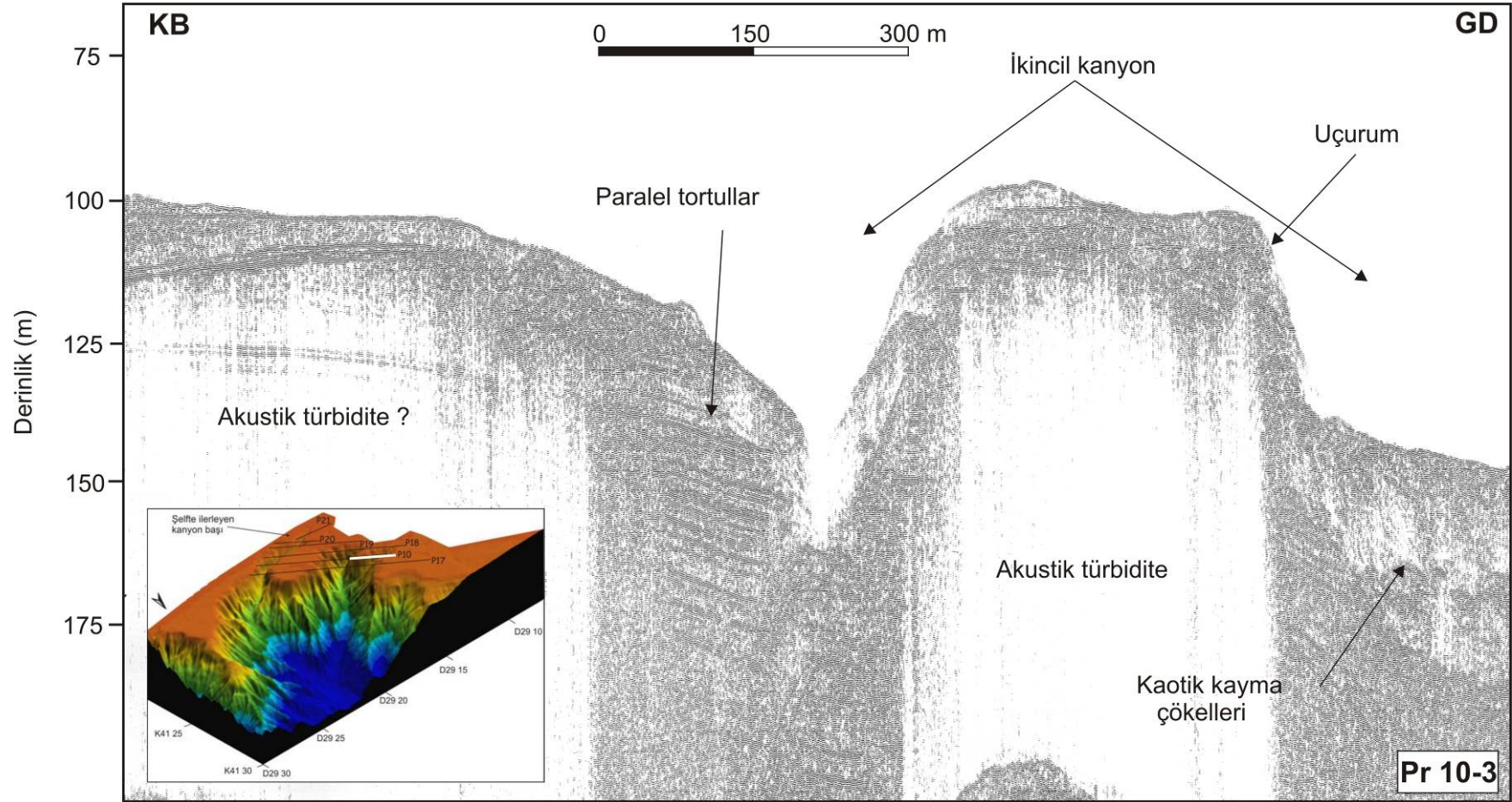
Şekil 4.13 Profil PR-17'nin şelfte ilerleyen kanyon başlarının arasında kalan şelf çıkıntısı üzerinden geçen bölümü. Şekil 3.9'da verilen kanyon isimlendirmelerine göre kesitin KB'daki kanyon M2_D kanyonu olarak isimlendirilmiştir.



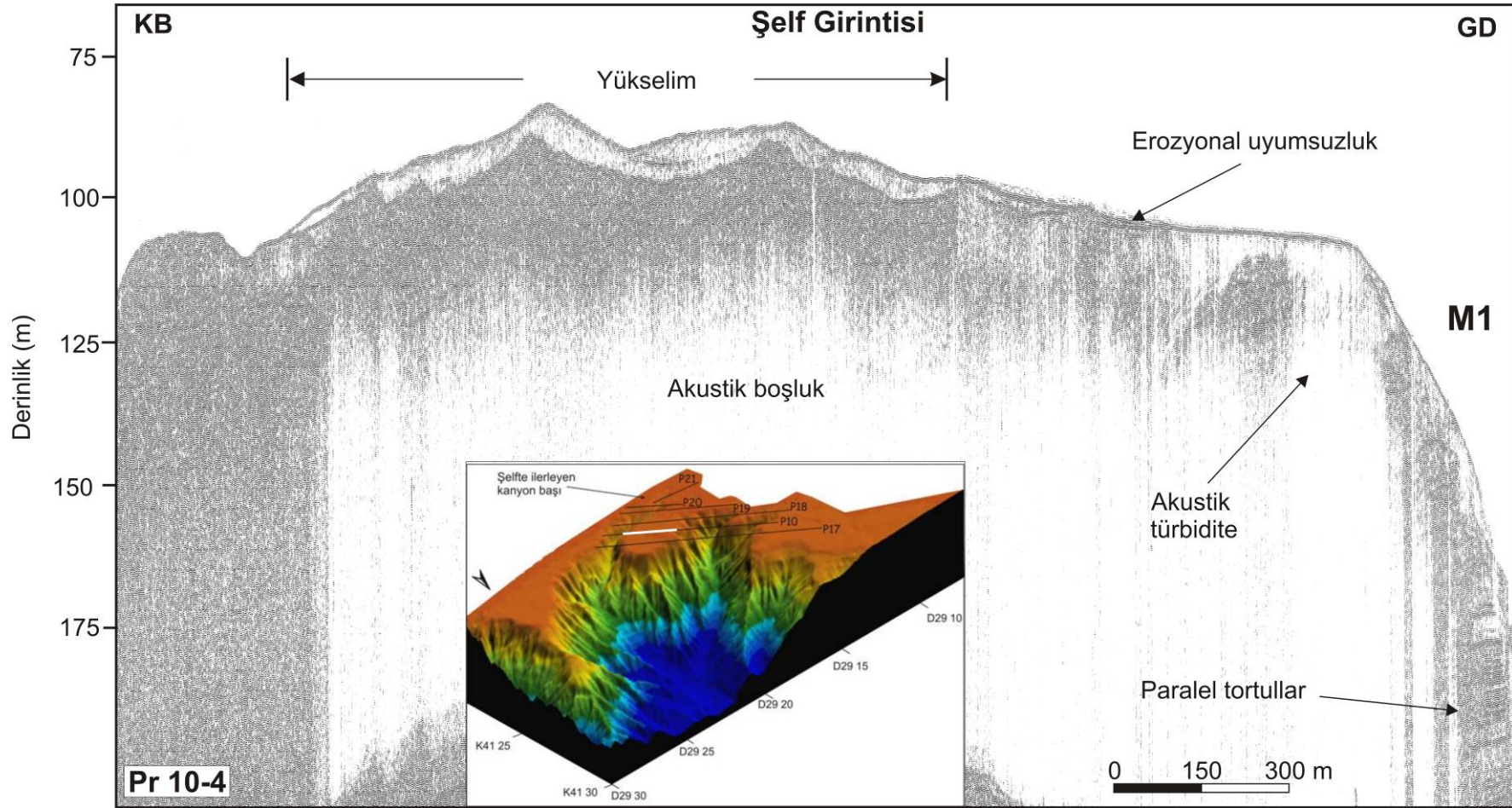
Şekil 4.14 Profil PR-17 ve PR-10' un kestiği şelf çıkıntısı üzerindeki yükselti.

Şekil 4.16'da PR-10 profilinin daha KB'dan geçen bir bölümü gösterilmiştir. Şelfin bu bölümünde paralel tabakaların sürekliliğini akustik türbidite zonu bozmaktadır. Bu zonun üst sınırını deniz tabanına doğru eğimlenen kuvvetli bir stratigrafik yansıma oluşturmaktadır. Aynı şekilde, 125 -150 m su derinliklerine yer

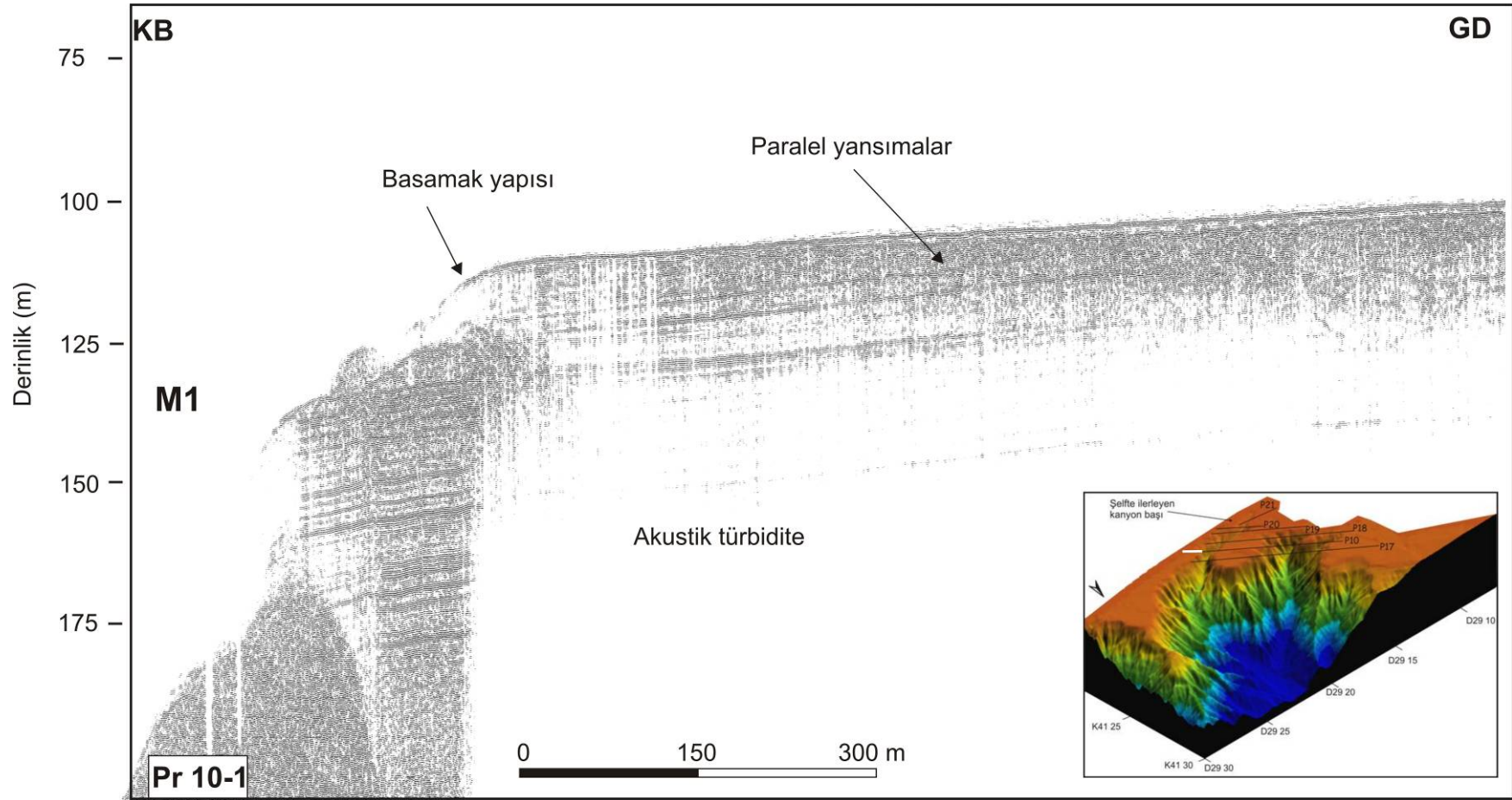
alan ikincil kanyonların arasında kalan sırt yapısında da akustik türbidite gözlenmektedir. Bu türbiditelerin gazın varlığından kaynaklandığı düşünülmektedir, çünkü türbidite zonlarının sınırları düzgün paralel yansıma gösteren tabakalardan belirgin olarak ayırt edilebilmektedir. Gaz birikimi bu tabakaları maskeleyerek birden kesilmelerine neden olmaktadır. Bu gaz birikimi deniz tabanına kadar ulaşmaktadır. Uyumsuzluk yüzeyi burada da yüzeylemiş olup üzerinde gözlenen küçük lens yapısı ise şelf bölgesinde çok ışınlı ekosounder veride gözlenen sırt yapılarıdır. Profil devamında kanyonların arasında kalan şelf çıkıntısını kesmektedir. Aynı şekilde yükselimin altında akustik boşluk yer almaktadır. PR-17 profilinde Şekil 4.13'de gözlenen yapı aynı yükselimidir. Şelf çıkıntısının şelf kırığında tortulların akustik boşluktan sonra tekrar devam ettiği gözlenmektedir. Şelf kırığında tortulların deformasyonuna neden olduğundan akustik türbidite olarak yorumlanmış fakat yükselimin altındaki akustik boşluğun gaz birikiminden kaynaklanmadığı düşünülmektedir. Şekil 4.17 'de Profil PR-10'un GD ucundaki şelf kırığında akustik türbidite gözlenmektedir. Şelf kırığının altındaki tortullar paralelliliğini korurken gaz birikimi nedeniyle GD' daki tortullar net olarak izlenememektedir. Bu hattaki basamak yapısı daha önceki kıtasal yamaç bölümünde bahsedildiği gibi çok ışınlı ekosounder verisinde de izlenebilmektedir (Bölüm 3, Şekil 3.3a,b). Bu akustik türbidite türü gaz birikiminin şelf kırığındaki bu basamak yapısını oluşturan fayın etkisiyle oluştuğu düşünülmektedir. Bilindiği gibi faylar derindeki gazların yüzeye göçünde önemli rol oynamaktadır.



Şekil 4.15 Tortulların sürekliliğini kesen akustik türbidite türü gaz birikimleri.



Şekil 4.16 Şelf çıkıntısı üzerinden geçen profile PR-10'un devamında tortulların devamlılığını bozan akustik türbidite.



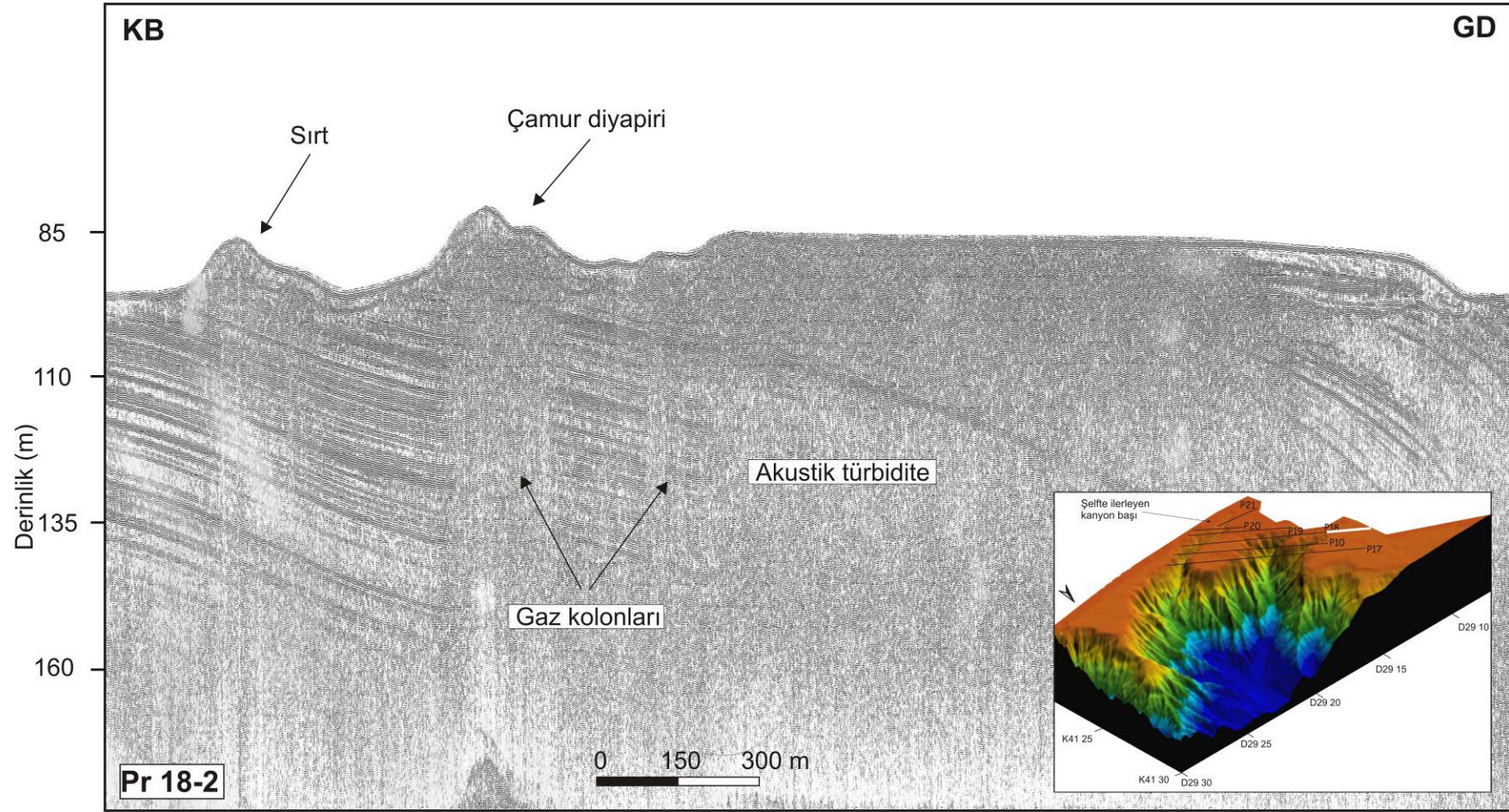
Şekil 4.17 Profil PR-10'un GB ucunda tortullardaki gazın yarattığı akustik türbidite ve Şekil 3.3 a ve b'de gözlenen basamak yapısının sismik izi.

Şekil 4.18’de GD-KB yönlü PR-18 hattının şelf üzerindeki bir bölümü gösterilmiştir. Yatay-paralel tabakalanma gösteren tortulların sürekliliğini bozan gaz kolonlarının sınırları oldukça düzgün ve keskin olarak görülmektedir. Sinyal penetrasyonu yaklaşık 75 m’dir. Yaklaşık 200 m genişliğindeki kolon yapısı tüm yansımaları maskeleyerek akustik bir boşluk zonu oluşturan yoğun miktarda gaz içermektedir. Kesitin devamında, güneydoğu kısmında tabakalar muhtemelen deniz tabanına kadar ulaşan gazın varlığından dolayı gözlenememekte olup deniz tabanında deformasyon yaratmaktadır. Şelf kırığında tekrar eğimli tabakalar izlenebilmektedir. Deniz tabanının üzerinde yan yana dizilmiş üçgen şekilli tepe şeklindeki yükselimlerden birinin altında tabakalar akustik maskelenme nedeniyle gözlenememekteyken diğerinin altındaki tabakalar gözlenebilmektedir. Bu yapı incelendiği zaman uyumsuzluk yüzeyi bu yapının tabanında gözlenememektedir. KB’ daki yapının tabanında uyumsuzluk yüzeyi izlenebilmektedir. Şekil 4. 18 b şekil 4.18 a, Şekil 4.19 ve Şekil 4.20’nin çok ışınlı eksounder görüntüsü üzerindeki lokasyonlarını göstermektedir.

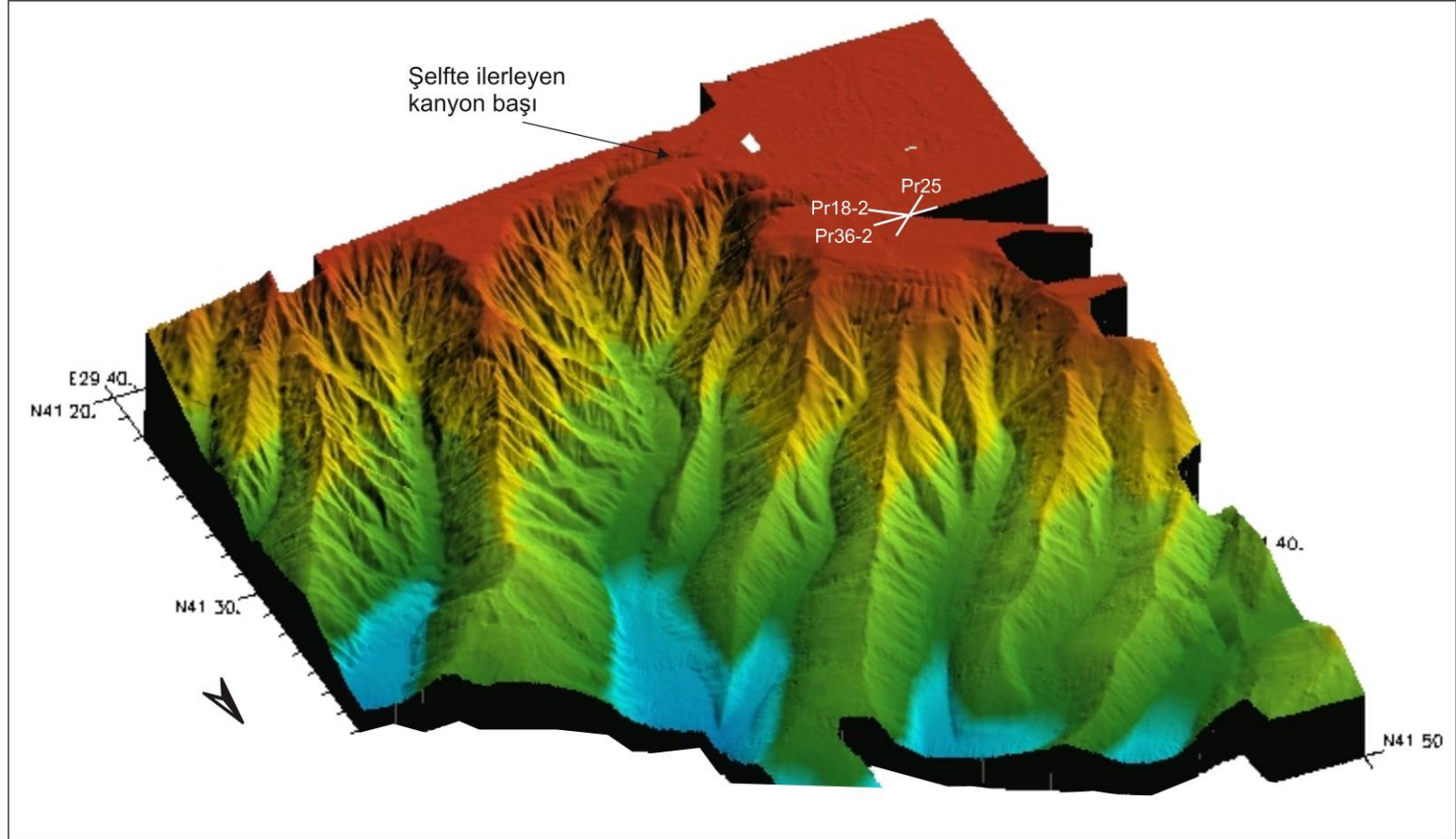
Birbirlerini kesen PR-25 ve PR-36 (Şekil 4.19 ve 4.20) profillerinde de aynı yapılar gözlenmektedir. Gaz kolonlarının genişliği 100-200 m arasında değişmektedir. Şekil 4.19’da verilen kesitteki sıg gaz birikimlerinin üzerinde tepeler şeklinde yapılar gözlenmektedir. Bu tepe yapılarının kesitin GB’sında kalan lens şekilli yapıdan farklı olduğu gözlenmektedir. Lens şekilli yapının altında maskelenme gözlenmemekte olup erozyonal yüzey bu yapının tabanını oluşturmaktadır. Yani bu yapı erozyonal yüzey oluştuktan sonra üzerine çökelmiş olduğu yorumu getirilmiştir. Yükseklikleri 10-20 m arasında değişen diğer konik yapıların alt kısımlarında yansımaları maskeleyen akustik kolonları gözlenmektedir. Kolonlar, her iki tarafta oldukça keskin kanatlarla düzgün tabakalanmış tortul birimlerden ayrılmaktadır. Bu hatları kesen diğer bir hat olan PR-25’de (Şekil 4.20) yaklaşık 86 m su derinliklerinden geçmektedir. Bu hatta bu lens şekilli sırt yapısının çamur diyapirlerine onlap yaptığı daha net olarak gözlenmektedir. Yani bu yapıların orijinin birbirlerinden farklıdır. Daha önce de bahsedildiği gibi bu uzun sırtların su seviyesi değişimleri ile alakalı olarak oluştuğu düşünülmektedir. Fakat diğer çamur diyapirlerinin gazın varlığı nedeniyle oluştuğu açıktır. Bu konik şeklindeki tepeler ve sırt yapıları çok ışınlı eksounder verisinde (Şekil 4.21) de belirgindir. Bu bölgeden

alınan karot örnekleri olmadığından bu yapıların çamur diyapiri olduğu kesinlik kazanmamıştır. Çok ışınlı ekosounder veride lens şekilli tepe yapıları ise gaz kolonlarının üzerinde gözlenen konik tepelerden farklı olarak ince uzun sırtlar şeklinde gözlenmektedirler. Altlarında gazın varlığını işaret eden akustik kolonlar olan yapılar çamur diyapiri olarak ve diğer yapılar da da sırt yapısı olarak yorumlanmıştır. Bu yapılar çok ışınlı ekosounder haritasında uzun hatlar şeklinde gözlenirken sismik kesit bu sırtları dik kestiğinden yandan görüşleri görülebilmektedir.

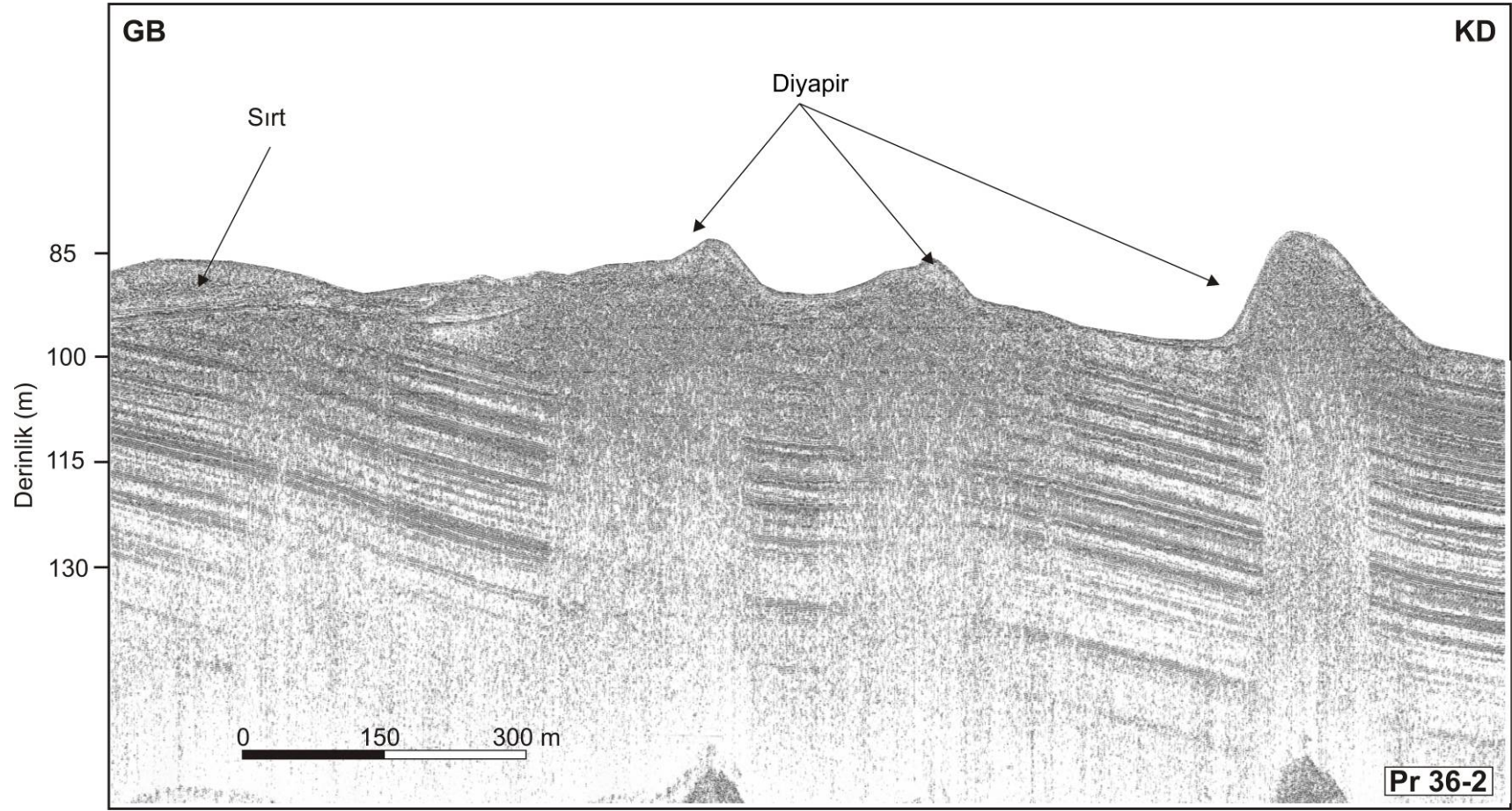
Hat devamında ikincil kanyonları kesmektedir (Şekil 4.22). Kanyon sırtı bölgesinde sırt ekseninin hemen altında paralel tortullar gözlenebilmektedir. GB yamaçtaki tortullar belirgin GD' ya doğru akustik maskelenme nedeniyle tortulların süreklilikleri kesilmektedir. Akustik türbidite az miktarda gazın varlığını işaret etmektedir. Şekil 4.23'de hattın GD'sundaki şelfi kesen bölümü verilmiştir. Şelf ucunda paralel tabakalar kanyon duvarına doğru eğimlenmektedir. Bu birimlerin sürekliliği akustik türbidite nedeniyle gözlenememektedir. Şelf ucunun bu bölümünde gözlenen gazların daha önce bahsedilen KSF etkisiyle oluştuğu düşünülmektedir. Bu hattın konumu nedeniyle fayın izi gözlenememektedir. Şelf kırığındaki veri eksikliği, kanyonların varlığı ve ani derinlik değişimi nedeniyle su kolonu veri toplanırken gecikme zamanı verilmektedir. Bu boşluk gecikme zamanının fazla verilmiş olmasından kaynaklanmaktadır.



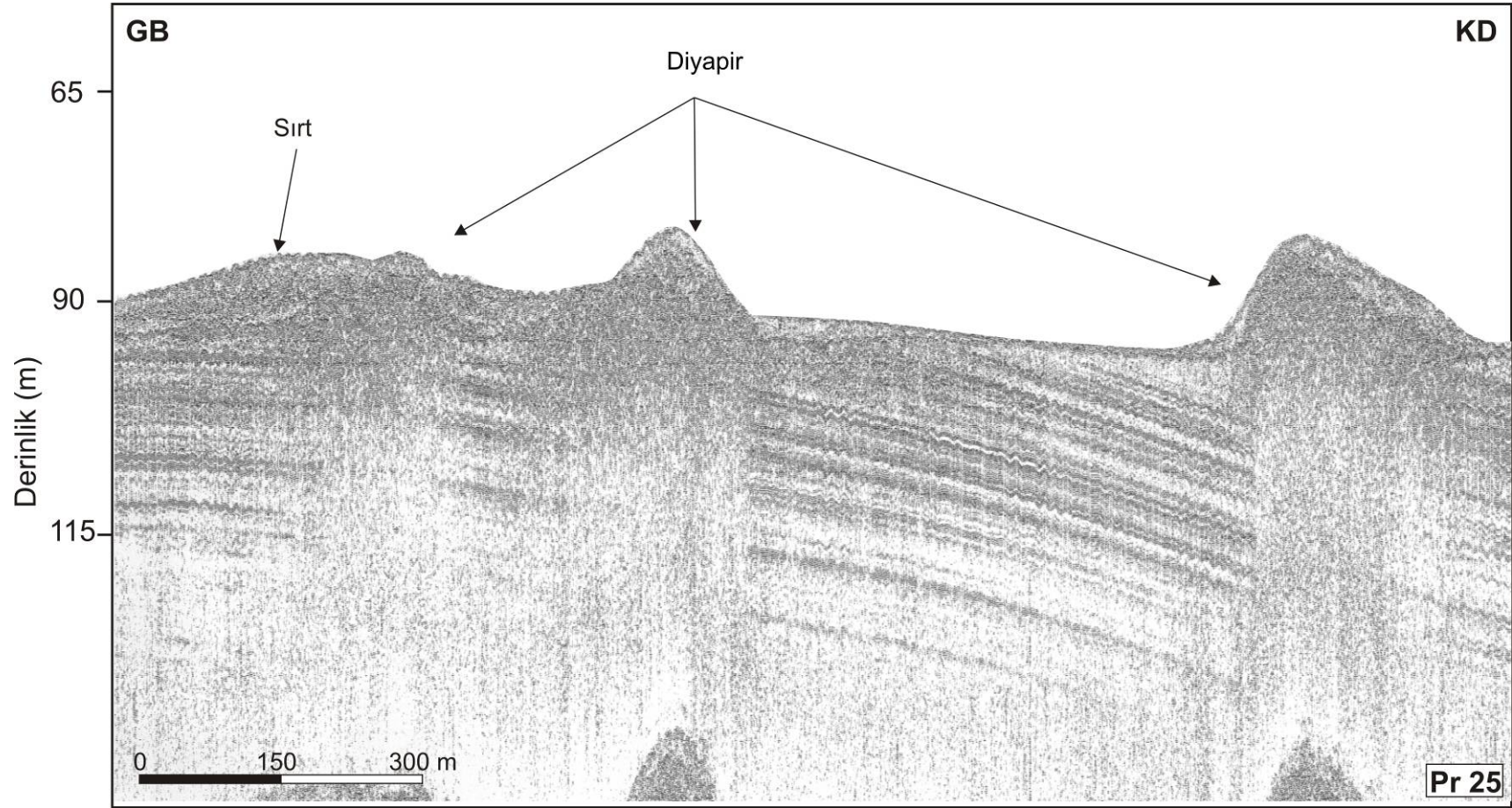
Şekil 4.18a PR-18 Boğaz yönüne doğru ilerleyen kanyon başlarının bulunduğu şelf bölgesinden geçen KB-GD şelften geçen KB bölümü.



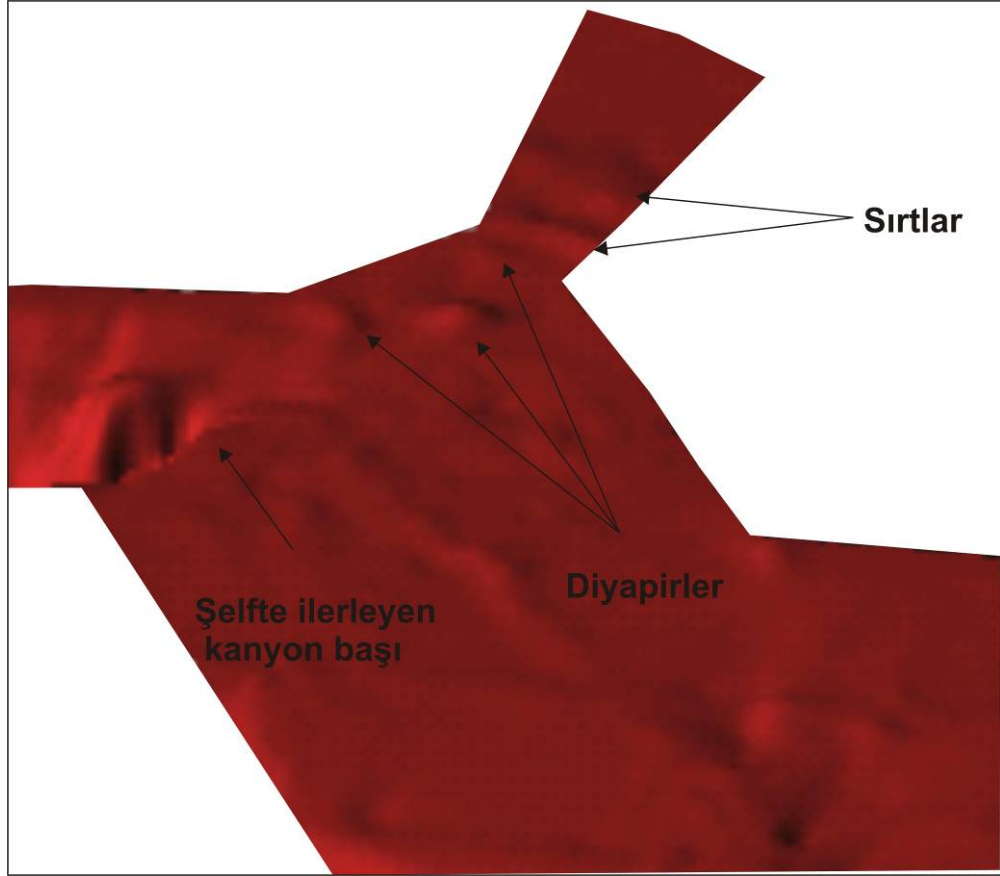
Şekil 4.18b Kanyon sistemine KB'dan ışık verilerek hazırlanmış çok ışınlı batimetri haritası üzerinde Pr18-2, Pr36-2 ve Pr 25'in lokasyonları.



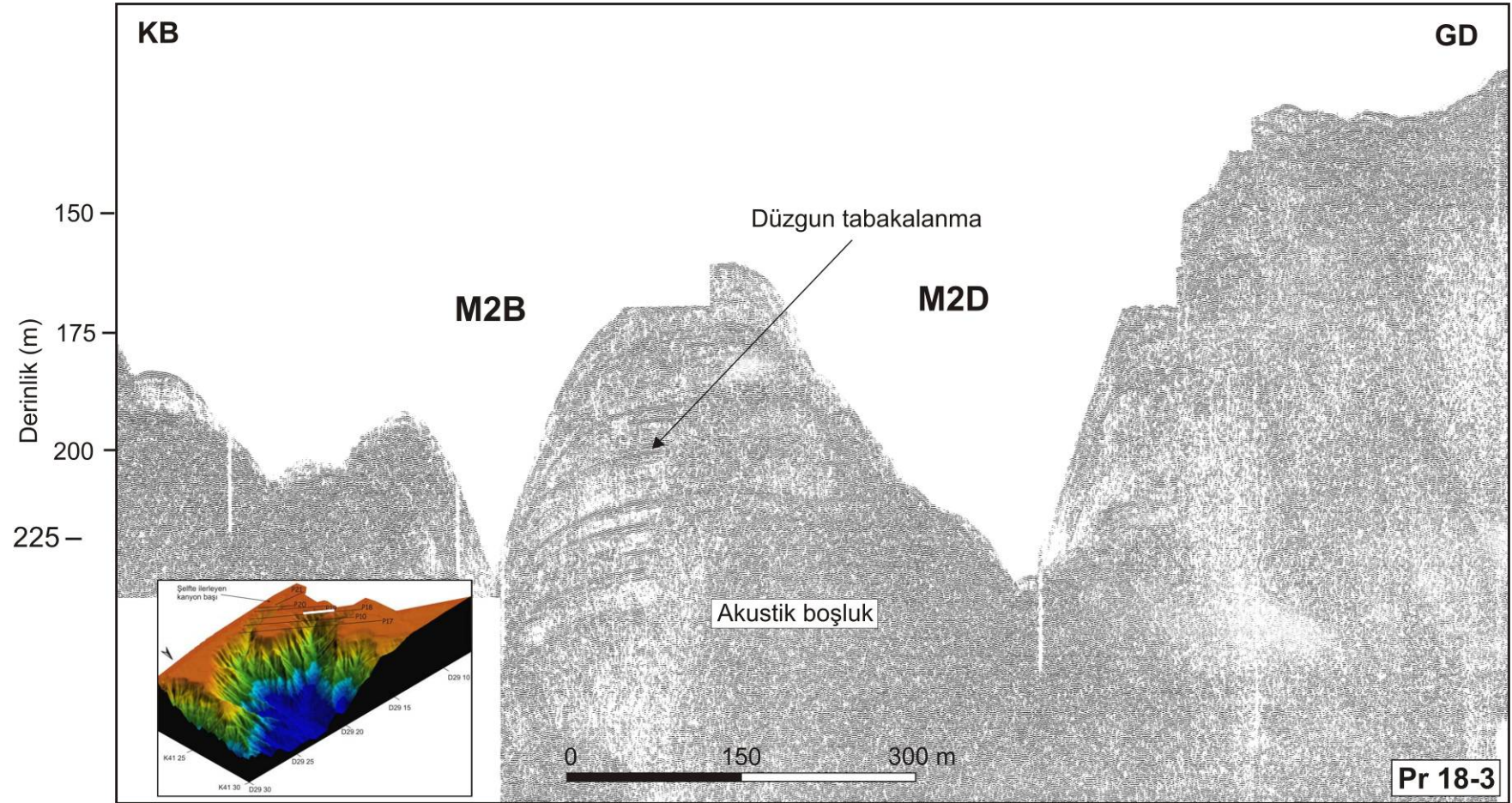
Şekil 4.19 Boğaz önündeki şelf bölgesinden geçen, GB-KD doğrultulu Pr-36' no.'lu profile gözlendi diyapirler ve erozyonal yüzeyin üzerinde gözlendi sırt yapısı.



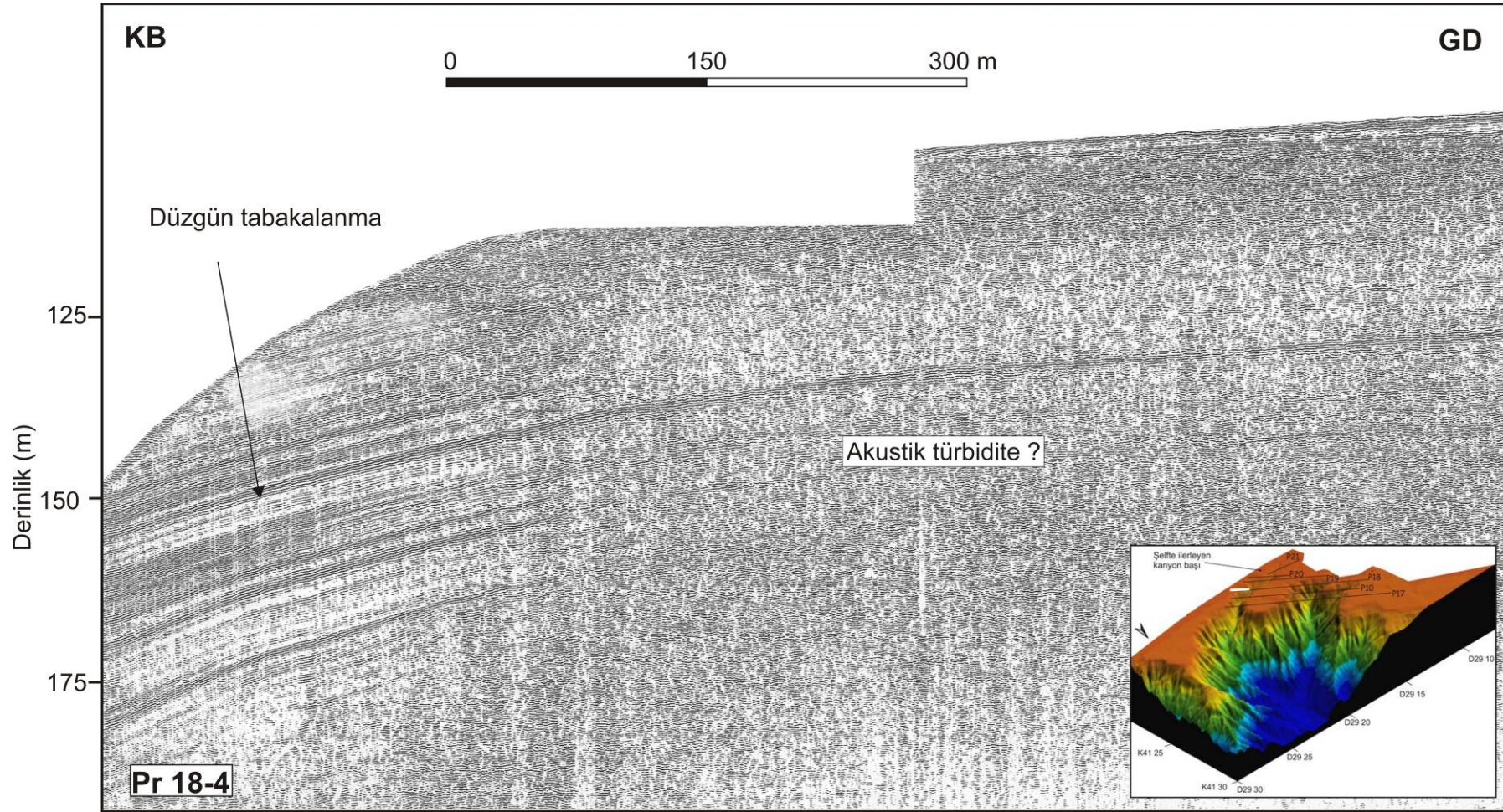
Şekil 4.20 Diyapirleri başka açıdan kesen profil Pr-25'de, GB'daki diyapirin arka yüzüne onlap yapan sırt yapısı.



Şekil 4.21 Şelfte ilerleyen kanyon başı bölgesinde gözlenen çamur diyapirleri ve sırtlar



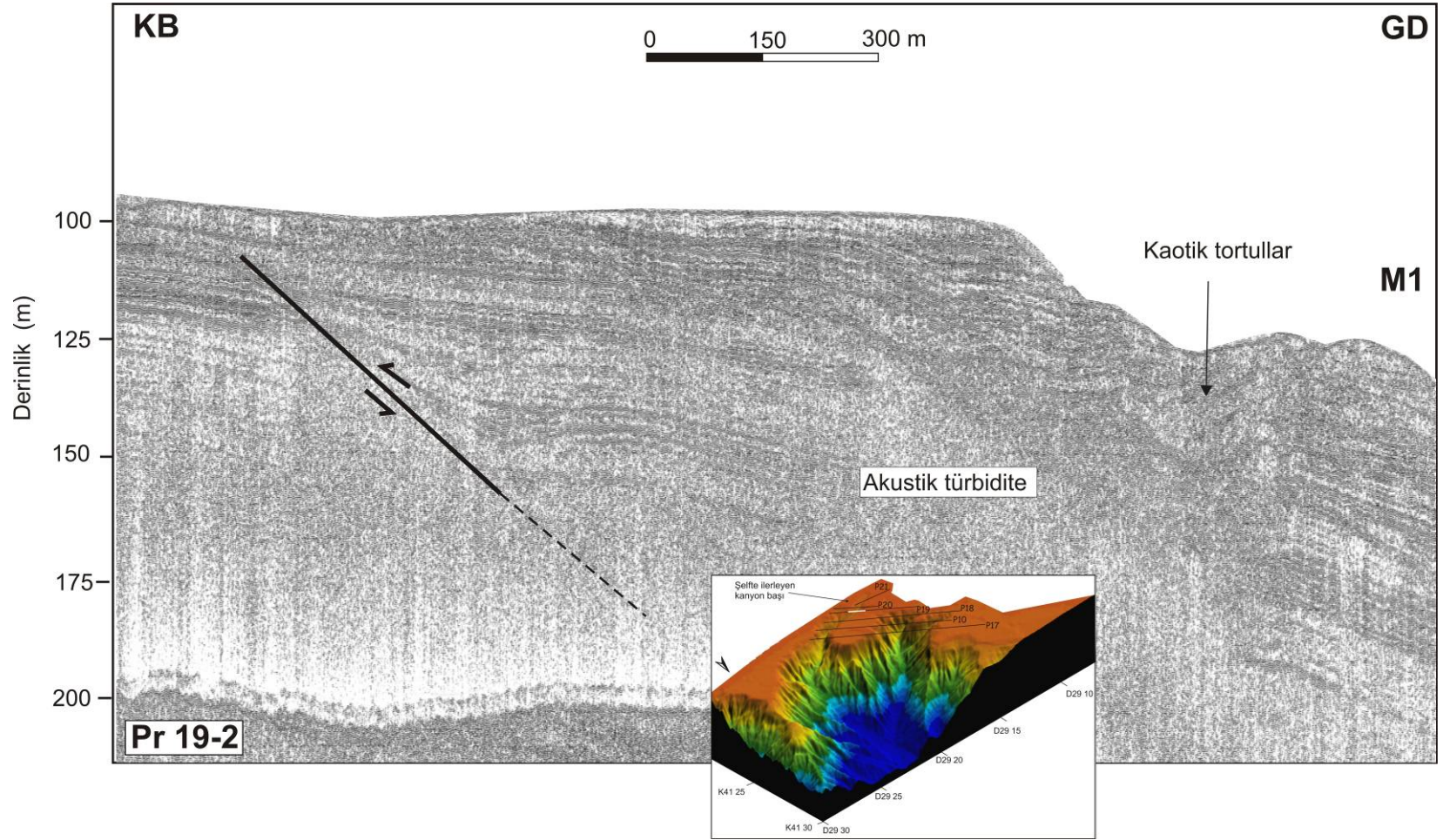
Şekil 4.22 M2D kanyon başının GD’unda kanyon sırtı üzerinde gözlenen akustik boşluk.



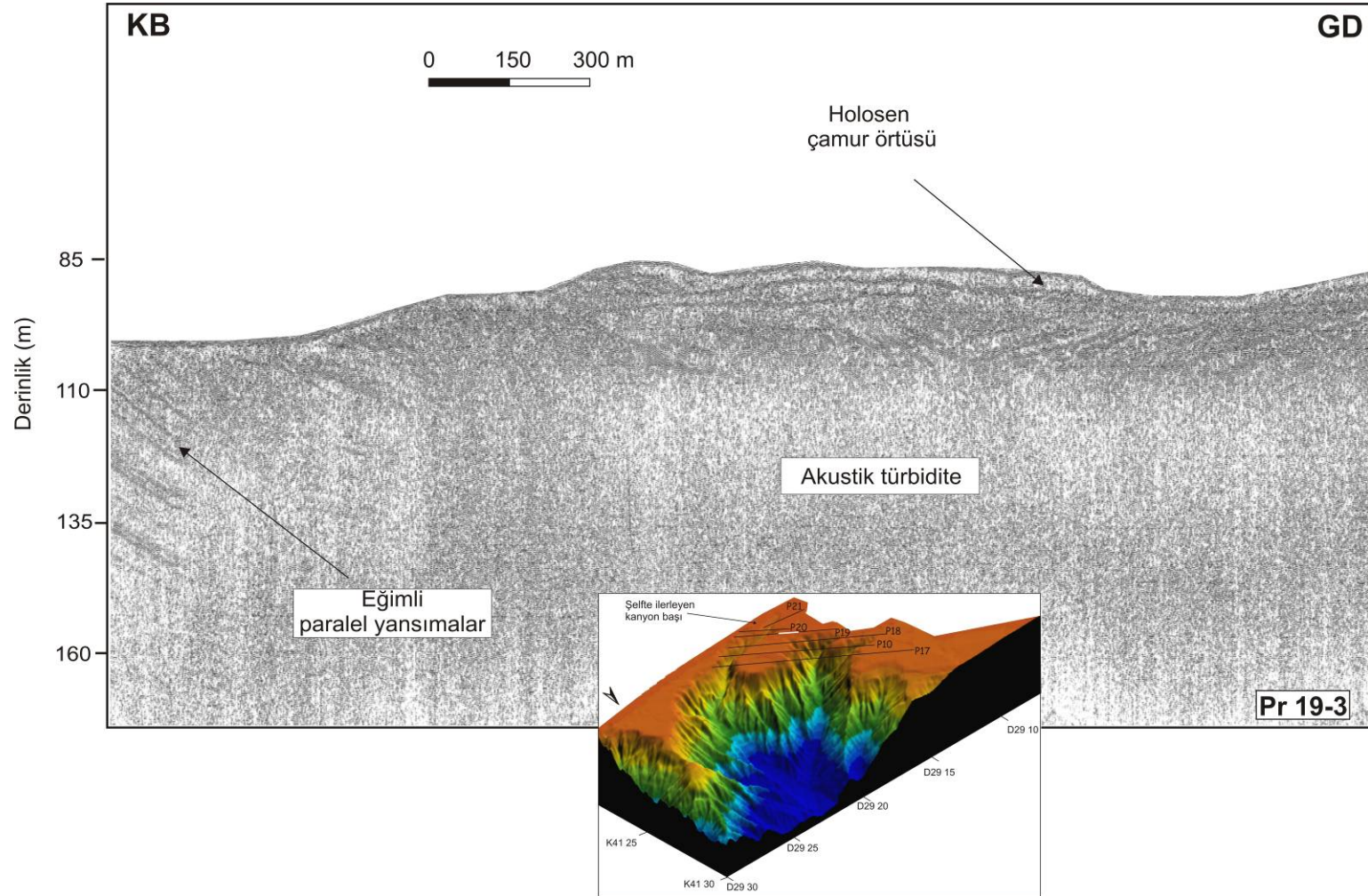
Şekil 4.23 Pr-18 profilinin GD ucunda tortulların sürekliliğini bozan akustik türbidite türü gaz birikimi.

Profil Pr-19'da (Şekil 4.24) M1 kanyon başına girerken doğu kanyon duvarında kaotik yapı gösteren tortularla dolmuş, taban sınırı erozyonel uyumsuzluk olan bir bölge göze çarpmaktadır. Bu kaotik tortuların altındaki birimler akustik maskeleme nedeniyle gözlenmemekte olup, maskelenmenin paralel tortul birimlerden belirgin olarak ayırt edilebilmektedir. Kesitin KB'sında tortullarda kıvrımlanmaya neden olan bir fay yer almaktadır. Fay deniz tabanına kadar ulaşmamaktadır.

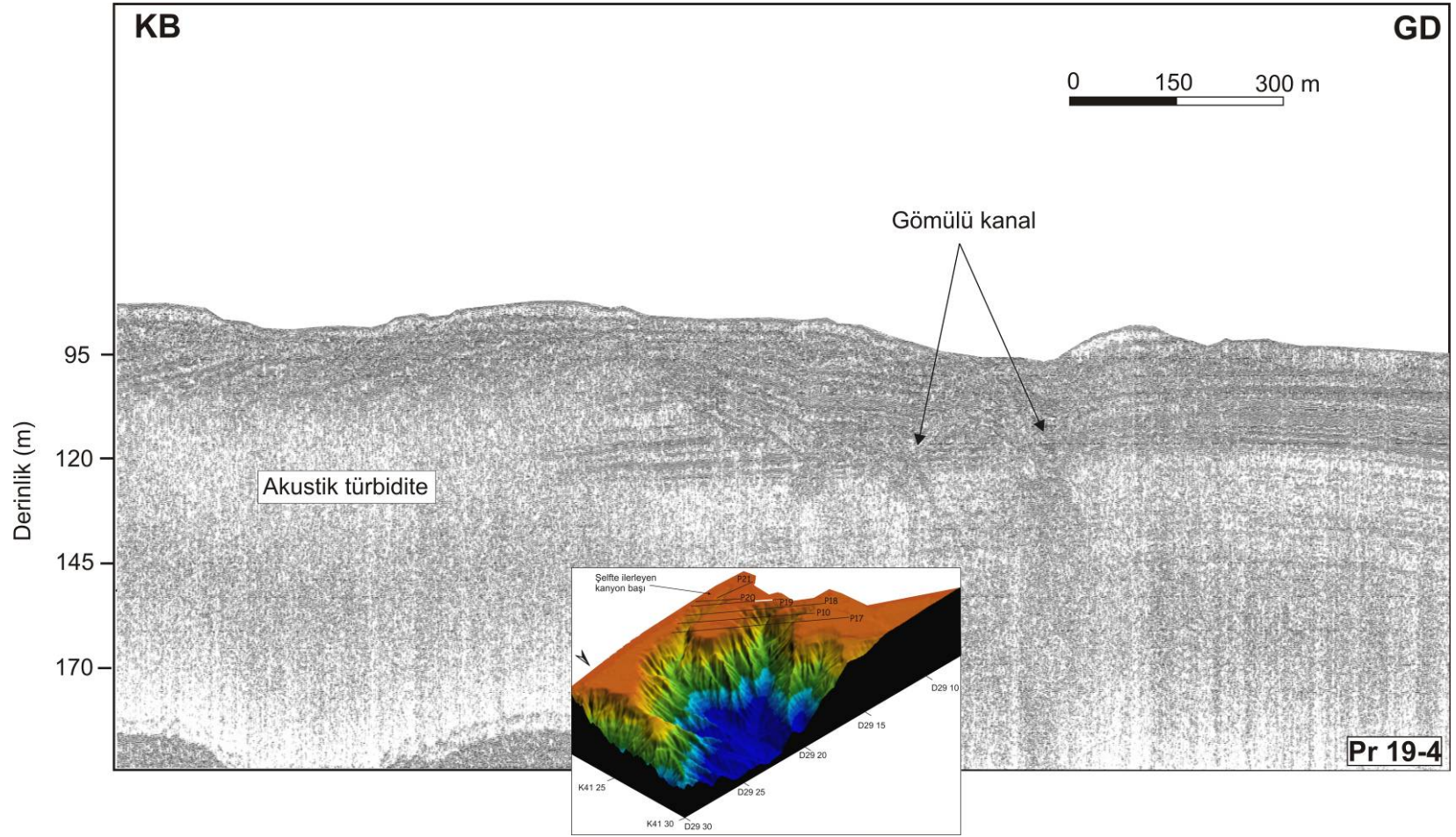
Şekil 4.25, Profil PR-18 'e paralel olan Pr-19'un bir kısmını göstermektedir. Bu hat ilerleyen kanyon başlarını dik olarak kesmektedir. Deniz tabanında 30 m'den sonra sinyal penetrasyonu azalmaya başlamakta ve tabakalar güneydoğuya doğru gittikçe muhtemelen gazın varlığı nedeniyle aniden kesilmektedir. Gaz birikiminin üst sınırı, olasılıkla akustik enerjinin saçılması nedeniyle belirgin bir sınır özelliği göstermemektedir. Akustik maskelenmenin genişliği 2400 m'yi bulmaktadır. Bu bölgede deniz tabanında yükselim yer almakta ve uyumsuzluk yüzeyi üzerine çökelen çamur örtüsü kesitin sonunda gözlenmemektedir. Akustik türbidite bir bölgede deniz tabanına kadar ulaşmaktadır. Şekil 4.26 'da hattın devamında tabakaların tekrar gözlenmeye başladığı görülmektedir. Deniz tabanından 28 m derinliğine kadar ulaşan, biri daha küçük iki adet gömülü kanal gözlenmektedir. Bu kanallar M2D kanyon başına ait küçük kanalların şelfteki uzantıları olarak yorumlanmıştır. Bu küçük kanalların dolmuş olması akıntının artık bu yönde ilerlemediği şeklinde yorumlanmıştır. Kanallardaki tortuların yatay ve düzgün tabakalanması bu tortuların su seviyesi yüksekken çökeldiğini ve tortullaşma oranının hızlı olmadığını göstermektedir.



Şekil 4.24 Profil 19-2'un yaklaşık 100m su derinliklerinden geçen bölümünde tortullarda deformasyona neden olan ters fay ve kanyon ikincil kanyona çökelmiş kaotik tortullar.

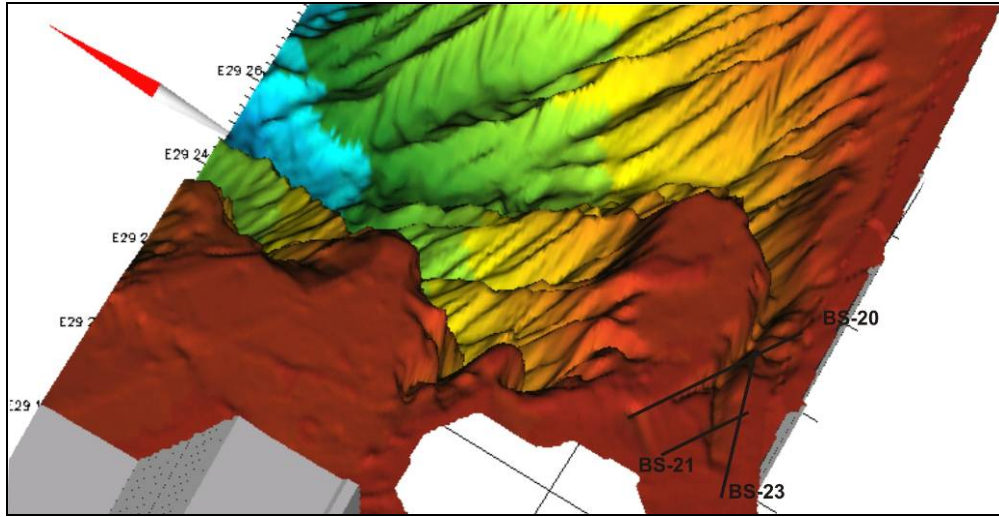


Şekil 4.25 Eğimli paralel tabakaların KB'da akustik türbidite ile kesilmesi.



Şekil 4.26. Profil PR-19'nun kuzeybatı yönüneki devamında akustik türbiditeden sonra belirginleşen tabakalar ve paralel tortulların üzerinde yer alan iki gömülü kanal.

Kanyon başlarının bulunduğu şelf bölgesindeki hatlar incelendiği zaman şelf bölgesinde kolon şekilli gaz maskelemeleri, ayrıca seyrek gaz varlığından kaynaklanan akustik turbidite türü gaz birikimleri de gözlenmektedir. Şekil 4.27’de KB –GD uzanımlı PR-20, PR-21 ve GB-KD uzanımlı BS23 profillerinin konumları 3 boyutlu çok ışınlı ekosounder haritası üzerinde gösterilmiştir.



Şekil 4.27 KB –GD uzanımlı PR-20, PR-21 ve GB-KD uzanımlı BS23 ün çok ışınlı ekosounder haritasına gösterilmiş konumları.

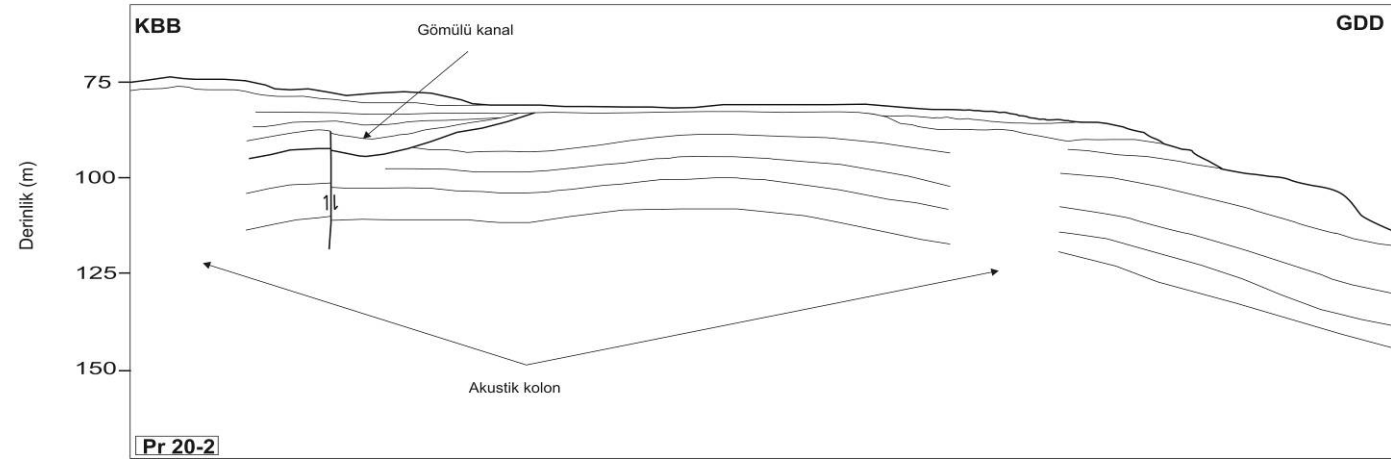
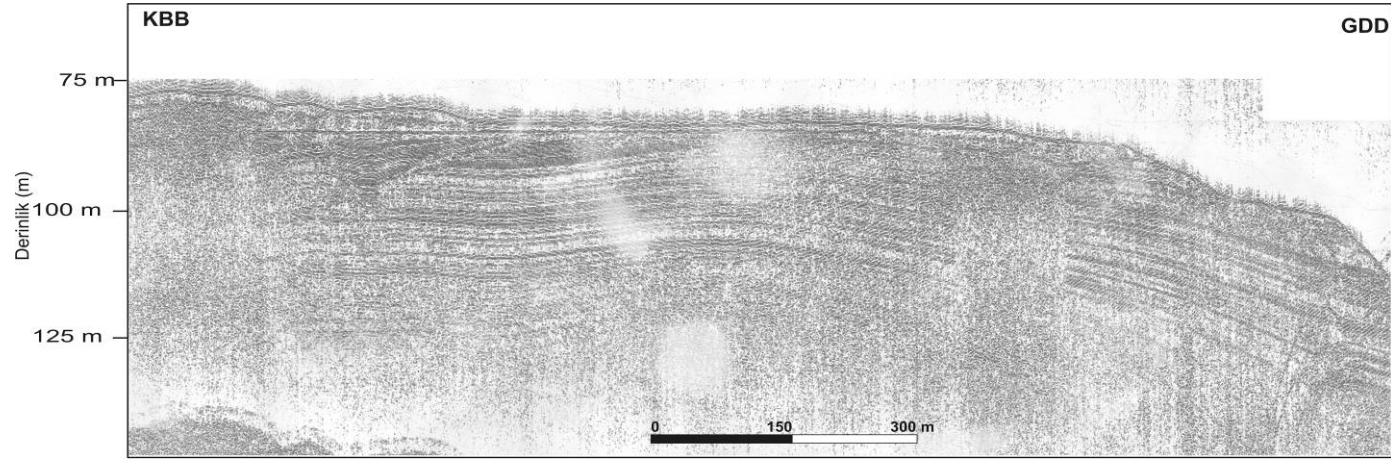
Şekil 4.28 (Profil 20-2)’de erozyonal yüzeyin altında 150-200 m genişliğine ve 12 m derinlikte gömülü bir kanal gözlenmektedir. Erozyonal yüzey bu kanalı dolduran tortulları da tıraşladığından bu kanalın su seviyesi düşmeden önce, yani son buzul döneminden önce dolduğu yorumu getirilmiştir. Doğru bir yorum yapabilmek için bu dolgunun bulunduğu bölgeden karot örneği alınması gerekmektedir. Gömülü kanalın üzerinde Holosen tortul örtüsü gözlenmektedir. Şekil 4.26’da gözlenen gömülü kanallarla alakalı olup olmadığı net değildir. Bu gömülü kanal şelfte ilerleyen kanyon başının kanallarından biri olma olasılığı daha yüksektir. Bu gömülü kanallar şelf çıkıntısının en güneyinde yer almaktadırlar. Ayrıca kesitte yine diğer kesitlerdeki gaz kolonlarıyla benzer özellik gösteren sınırları oldukça düzgün ve keskin gaz kolonları gözlenmektedir. Bu kolonun GB tarafında gömülü kanalın altına kadar ulaşan düşük atıma sahip bindirme fayı mevcuttur. Genişlikleri 150-250 m arasında olan bu kolonlar düzgün paralel tabakalanma gösteren tortulların sürekliliğini kesmektedir. İkinci bir gaz kolonu kanyon başına girmeden önce tortuların

paralelliğini bozmaktadır. Ayrıca bu kolonun üst sınırı erozyonel uyumsuzluğun oluşturduğu konkav bir sınır gözlenmektedir. Bu çukurluğu dolduran tortulların üzerinde kaotik holosen tortulları yer almaktadır. Kuzey batı kısmındaki gaz kolonu üzerinde ise yükselim gözlenmektedir. Bu gaz birikimi erozyonal yüzeyde deformasyona neden olmuştur. Bu maskelenmenin üst sınırını Holosen tortulları oluşturmaktadır. Hat M1 kanyon başına girerken şelf kırığının altında tortulların paralelliğini bozan başka bir fay gözlenmektedir. Üçüncü boyuttan gelen yansımalar nedeniyle bu bölge net olarak yorumlanamamaktadır. Bu 150 m genişliğindeki gaz kolonunun GD sınırı fayla kontrol edildiğinden buradaki gaz birikimi derinlerdeki gaz birikimleriyle alakalı olabileceği düşünülmektedir.

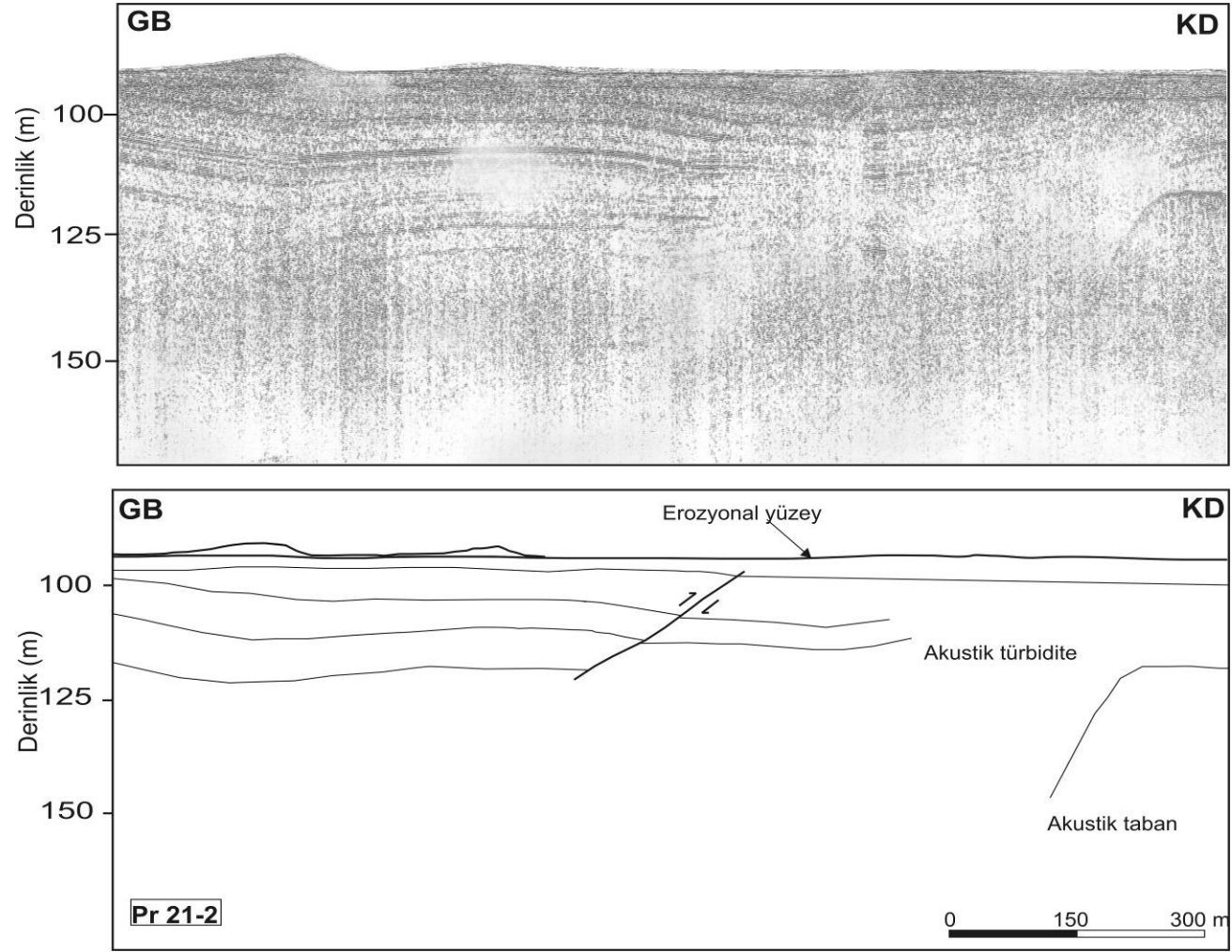
Hat PR-21 (Şekil 4.29) şelfte ilerleyen kanyon başının önündeki şelf bölgesinden geçmektedir. Erozyonel yüzey kesitin KD'sunda yüzeylenmiş ve GB da ise lens şekilli küçük sırtlar gözlenmektedir. Uyumsuzluk yüzeyinin altındaki eğimli tortul birimler net olarak izlenememektedir. Genişlikleri 150-300 m arasında değişen bu sırtlardan daha sonraki bölümde bahsedilecektir. Erozyonal yüzeyin altındaki faylarla deforme olmuş paralel düzgün tabakalanmış tortul birimler kesitin ortasında belirgin olarak izlenebilmektedir. Paralel tortul birimlerin yanında akustik turbidite türü gaz birikimi gözlenmektedir. Gaz içermeyen tortullardan alınan yansımalar gözlenmekte ancak turbidite zonunda bu tabakalar yersel olarak kısmen yok olmaktadır. Tortullardaki kıvrımlanmanın sebebinin fayların yarattığı sıkışma hareketi olduğu düşünülmektedir.

Şekil 3.22 olarak verilen PR-23-2 profili, profil PR-20' nin daha güneyinde GB-KD yönünde uzanmaktadır. Bu profil ilerleyen kanyon başını şelfte kesmektedir. Kanyonun batı duvarında akustik maskelenme nedeniyle tortullar gözlenememektedir. Ayrıca kesitin batısındaki kıvrımlanmış paralel birimler akustik taban yükselmesiyle kıvrımlandığı yorumu getirilmiştir. Bu durum bölgedeki sıkışmanın varlığını ifade etmektedir. Burada da erozyonal yüzey üzerinde tortul birim bulunmamaktadır. Ana kaya üzerindeki şeffaf karakterdeki birim killi birim olarak yorumlanmıştır.

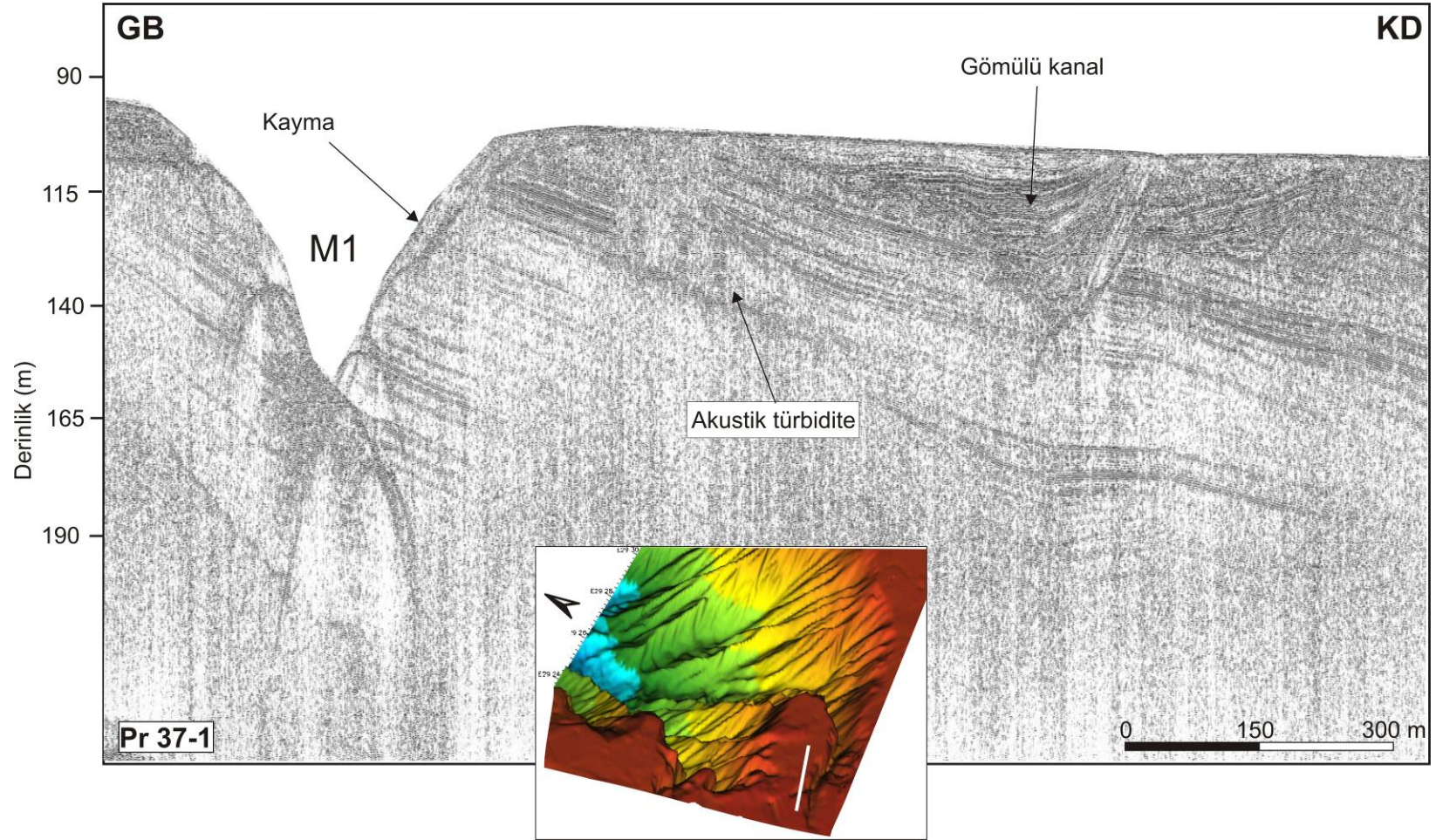
Daha sığ şelf bölgesindeki profillere baktığımız zaman (Şekil 4.1a), hat PR-37, 65 m su derinliğinden başlayıp 110 m su derinliklerine kadar uzanmaktadır. Bu hattın GD ucunda gözlenen başka gömülü kanallar mevcut olup bunların diğer gömülü kanallardan hangileriyle bağlantılı oldukları konusunda bir şey söylemek mümkün değildir. Profilin 90 m su derinliklerinden geçen bölümü Şekil 4.30'de (Profil 37-1) de verilmiştir. Kesitte görülen kanyon M1 kanyonunun şelfte ilerleyen kanyon başıdır. Yüze doğru eğimli paralel düzgün tabakalanan tortul birimler deniz tabanına kadar ulaşan fay ve gaz birikiminin yarattığı akustik maskelenme nedeniyle deformasyona uğramıştır. Derinlikleri 16 ve 28 m olan gömülü kanallar hat PR-19 da (Şekil 4.26) gözlenenlerle aynı kanallardır. Bu gömülü kanalların hat PR-20'deki gömülü kanalla bağlantılarının olmadığı düşünülmektedir. Bu kanalların altındaki tortul birimler düzgün tabakalanma göstermektedir. Şekil 4.31 'de verilen profil 37-2 şelf kırığını gösteren bölümünde kesitin ortasında gözlenen akustik boşluk diğer hatlarda da şelf çıkıntısı üzerinde gözlenen aynı akustik boşluk bölgesinden geçmektedir. Yükselim şeklinde gözlenen yapıdan kaynaklandığı düşünülen bu boşluk zonu hat 10 ve 17'de gözlenmiştir (Şekil 4.14). Şelf kırığına doğru ise eğimli dalan tortul birimlerin şeffaf boşluklarla deformasyona uğradığı gözlenmektedir. Fakat bu saydam boşlukların gazın varlığı ile bağlantılı olup olmadığı konusunda yorum getirilememiştir.



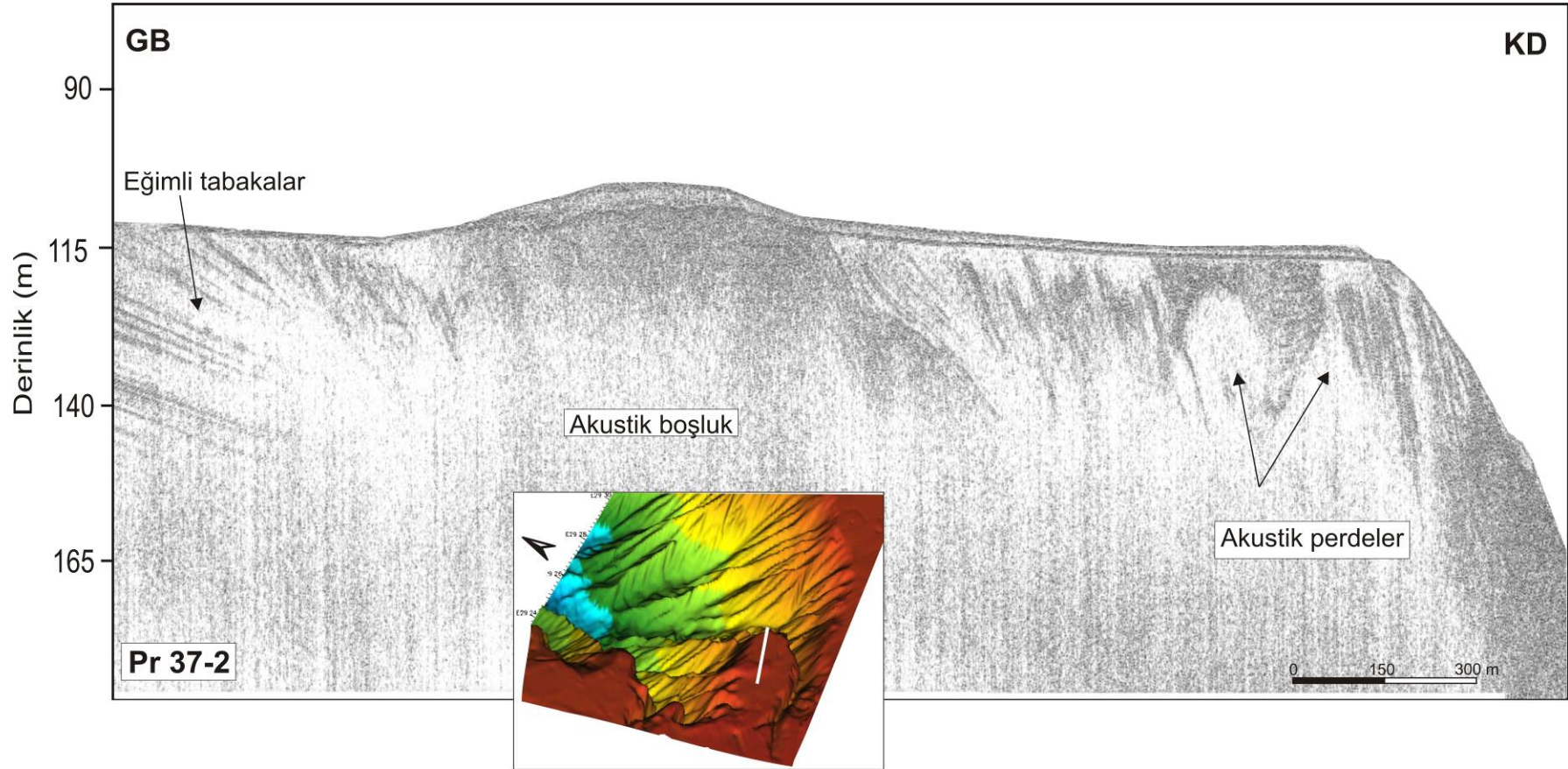
Şekil 4.28 KB-GD doğrultulu profil PR-20'de gözlenen aksutik kolonlar ve gömülü kanala kadar ulaşmış faylanma.



Şekil 4.29 Profil PR-21'in kanyon başına girmeden önceki şelf bölgesinde gözlenen mikro ölçekli fay.

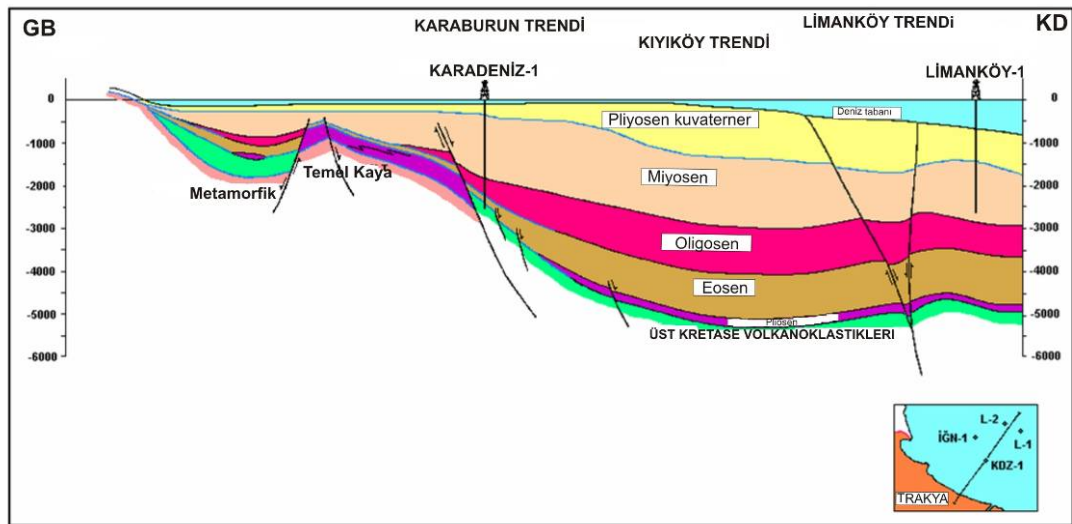


Şekil 4.30 Profil PR-37'nin orta kısmında, kanyon başı üzerinden geçen kısmında gözlenen akustik türbidite türü gaz birikimi ve tortullardaki deformasyon.



Şekil 4.31 Eğimli tabakaların akustik boşluk nedeniyle yok olması.

Çalışma alanında gözlenen gaz birikimlerinin sismik kesitlere bakarak biyojenik ya da termojenik kökenli olduğunu söylemek mümkün değildir. Fakat sismik kesitler gazın orijini konusunda ipuçları verebilmektedir. Sığ gaz birikimleri genellikle düşük ve yüksek su seviyesi dönemleri sırasında depolanma alanları olan şelf bölgesi ve şelf kırığında yoğunlaşmıştır. Kıyusal gaz birikimleri kıyı bölgesinde çökelen bol miktarda organik madden kaynaklanıyor olabilir. Düşük su seviyesi dönemi sırasında taşınan büyük miktarlardaki organik malzeme bölgede biyojenik gaz üretimine neden olmaktadır. Dolayısıyla bu gaz birikimlerinin orta şelfte ve şelf ucunda gözlenmesi düşük su seviyesi ve transgresyon sırasında oluşmuş olma olasılığını artırmaktadır. Ayrıca şelf kırığındaki fayların var olduğu bölgelerde yer alan gaz birikimlerinin ise fayların kontrolünde geliştiği düşünülmektedir. Gazın kaynağının daha derinlerdeki gaz rezervuarlarından kaynaklanıp kaynaklanmadığı yorumunu yapabilmek için bu fayların ne kadar derine gittiğini bilmek gerekmektedir. Bu nedenle daha derin sismik kesitlere ihtiyaç vardır. Şekil 4.32, TPAO'ya ait Batı Karadeniz'de Limanköy ve Karadeniz kuyularını kesen GB-KD uzanımlı sismik kesitin yorumu verilmiştir. Ayrıca gazın orijinini belirleyebilmek için gaz kromotografisine ihtiyaç duyulmaktadır. Bilindiği gibi Batı Karadeniz petrol ve yoğun gaz üreten hidrokarbon alanlarını içermektedir ve temel hidrokarbon kaynak kaya Maykop fasiyesidir.

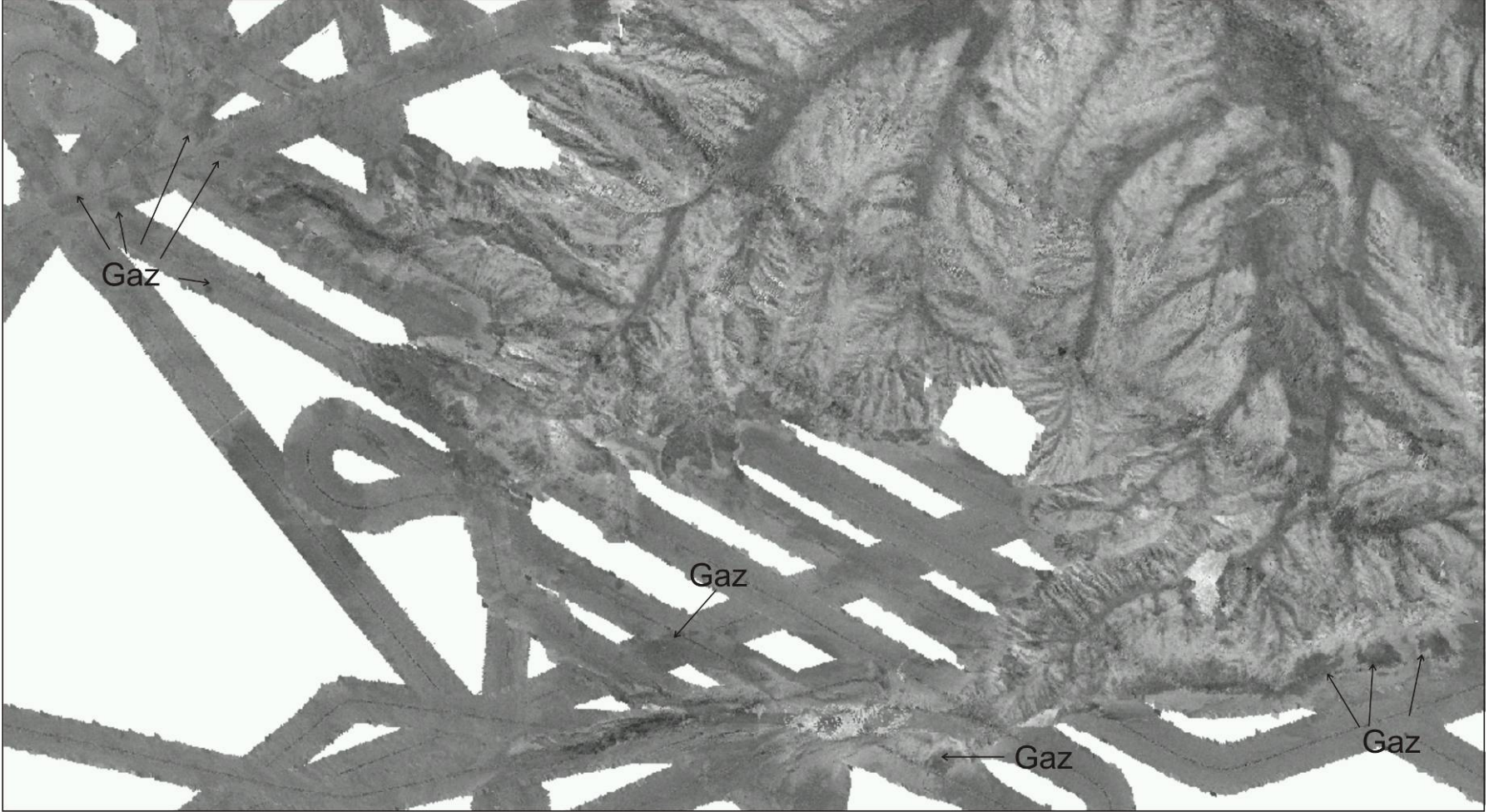


Şekil 4.32 Limanköy kuyuları, İğneada ve Kıyıköy kuyuları arasından geçen GB-KD uzanımlı derin sismik kesitin yorumu (Western Black Sea Concession 3678-A joint Venture Opportunity, 6 Haziran 2002, <http://www.tpao.gov.tr>).

Batı Karadeniz’de daha önce yapılan çalışmalarda (Bulgaristan ve Romanya şelfinde) organik maddece zengin paleo kıyusal tortullarda türeyen gazın şelfte derinden yukarıya doğru göç eden gazlar ve derin faylar boyunca olan gazlarla birlikte bulunduğu gözlenmiştir. Derin bir kaynaktan yukarıya doğru gaz göçü batı Karadeniz şelfinde yaygın olarak gözlenmektedir. Batı Karadeniz şelf kırığı boyunca Ukrayna’dan Tekirdağ’a kadar deniz tabanına kadar ulaşan gaz kolonları ve gaz sızıntıları gözlenmiş olup, Romanya önündeki iç şelfte Oligosene kadar ulaşan gaz birikimlerine rastlanmıştır. Temel hidrokarbon kaynak kaya Oligosen-Erken Miyosen Maykop fasiyesidir.

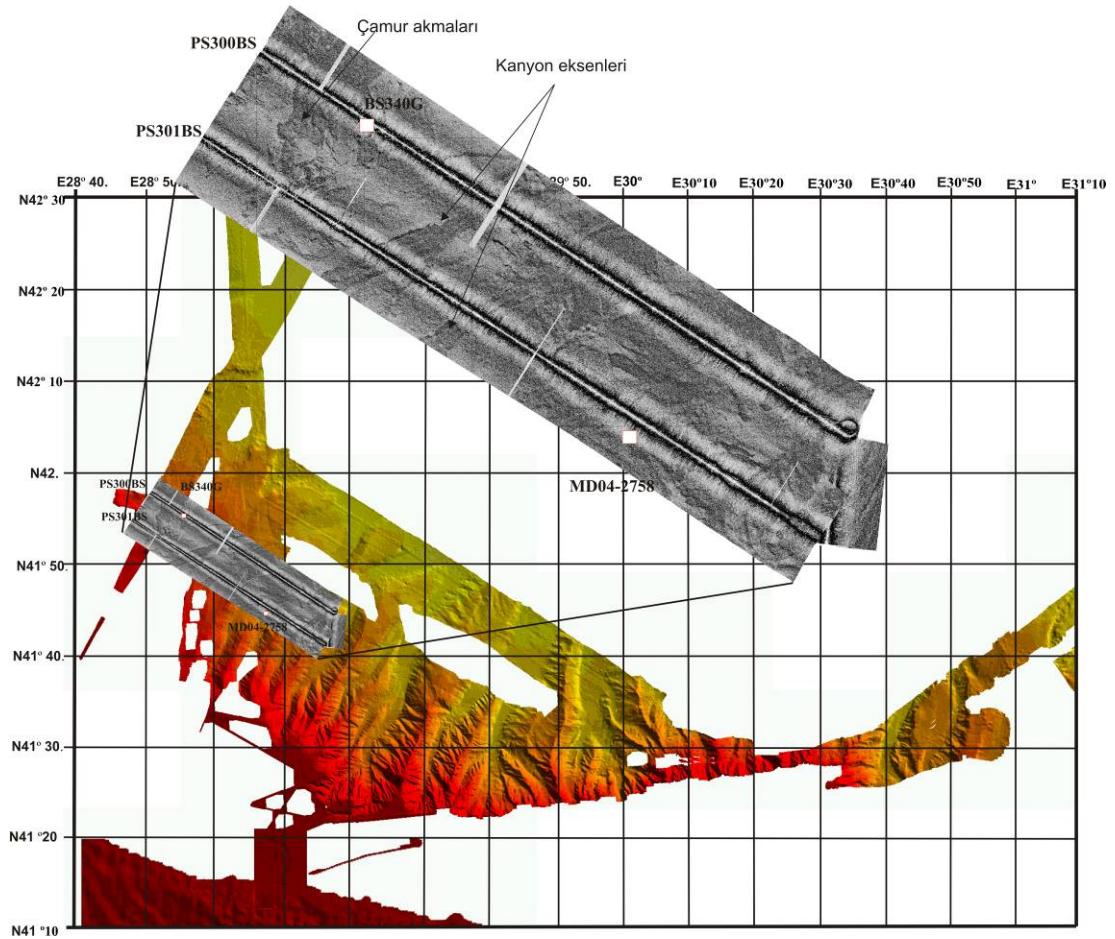
Gözlenen diyapirler faylanmanın olduğu bölgede bulunmasına rağmen aralarında bağlantı ve sıvı çıkışının olduğuna dair bir kanıt yoktur. Benzer yapılar Avusturalya şelfinde de gözlenmiştir. Fakat diyapirlerin üzerinde gözlenen Holosen çamur örtüsünün eğimli duvarlarında da varlığı, bu Holosen tortularının çökmesinden sonra bu yapıların oluştuğunu göstermektedir. Dolayısıyla bu yapıların çamur diyapiri olma olasılığını artırmaktadır.

Akustik türbidite ve gözlenen kuvvetli yansımalar, stratigrafik yansımaların izlenebilmesine izin vermektedir. Bu durum, bu bölgedeki tortullardaki gaz miktarının az olduğunu göstermektedir. Gaz birikimlerinin bazıları Plio-Kuvaterner tortularıyla dolmuş olan paleo kanyonların bulunduğu dış şelf bölgesinde yer almaktadır. Gaz birikimi paleo kanyon çökellerinden kaynaklanmadığı halde kanyonların gaz kaynağının fazla olduğu bir ortamda oluşmuş olabileceği düşünülmekte ve hem şelfte ilerleyen kanyon başları hem de gömülü kanyonların konumları gazın tortullarda yarattığı duraysızlık da kanyon oluşumunda etkili olan faktörlerden biri olduğu yorumu getirilmiştir. Bilindiği gibi çamur volkanlarının varlığı ve gaz çıkışlarının varlığı da derinlerdeki gazın varlığını ifade etmektedir. Şelf bölgesindeki gaz birikimleri reflektivite haritasında (Şekil 4.34) dairesel siyahlıklar olarak gözlenmektedirler.



Şekil 4.34 EM12 çok ışınlı ekosounder verisinden elde edilen reflektivite haritası üzerinde gaz içeren tortulların konumu.

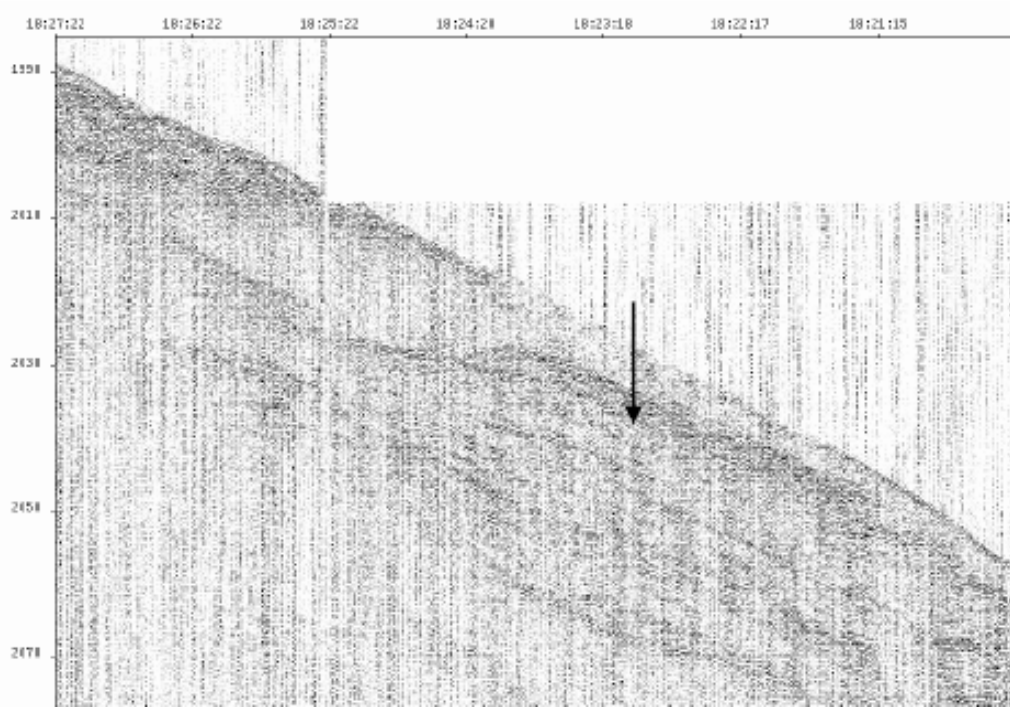
Çalışma alanının kuzeybatı ucundan alınan MD04-2758 piston ve BS340G gravite karotlarının konumları Şekil 4.35'deki çok ışınlı ekosounder haritası üzerinde gösterilmiştir. Bu harita 2004 yılında Assemblage projesi kapsamında yapılan jeolojik çalışmada elde edilen çok ışınlı batimetri verisi ile birleştirilerek hazırlandığından tez çalışmasında kullanılan çok ışınlı batimetri haritasından daha geniş bir alanı kapsamaktadır. MD04-2758 no'lu karotun yeri 2002 yılında BLASON2 çalışmasında elde edilen profil temel alınarak seçilmiştir (Şekil 4.36a). Aynı hedef 2004 yılında Marion Dufresne araştırma gemisinin tabanına monteli chirp sistemi ile tekrar görüntülenmiş (Şekil 4.36b) ve bu profil üzerinde gösterilen kütle kaymasına benzeyen çökel yapı üzerinden 43.21 m uzunluğunda piston türü karot alınmıştır.



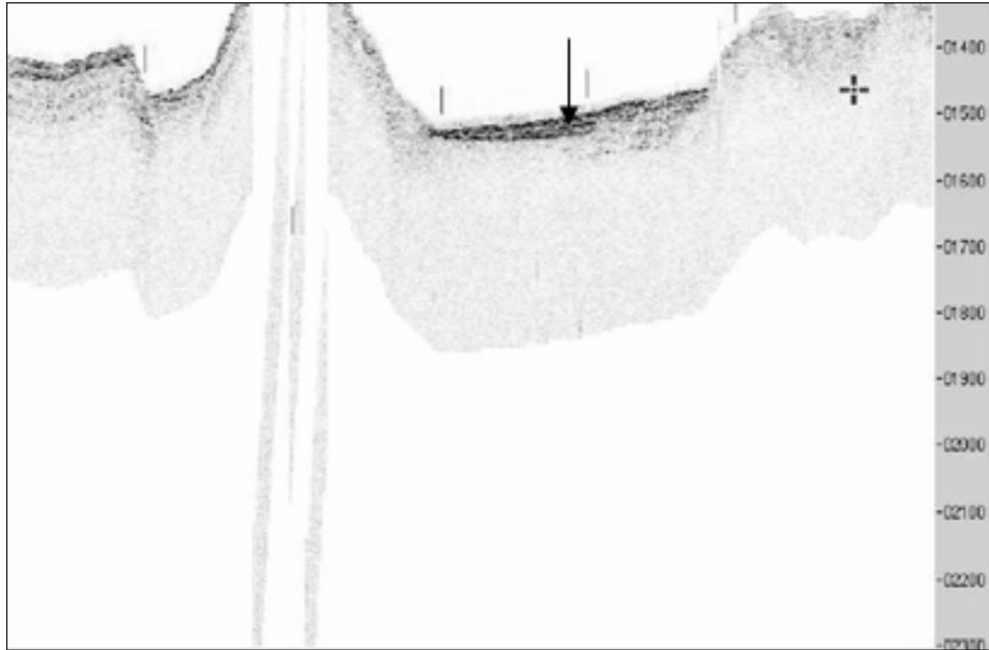
Şekil 4.35 Blason2 projesi ve Assemblage projesi kapsamında yapılan çalışmalarda elde edilen çok ışınlı batimetri haritası üzerinde yaklaşık 43 m'lik MD04-2758 piston ve yaklaşık 3 m'lik BS340G gravite karotlarının lokasyonlarını göstermektedir.

Mavi çizgilerle gösterilen hatlar örnekleme profillerini göstermektedir. Çok ışınlı eksounder haritasının üzerine yerleştirilen uzun erimli Okean sonar mozayığı TTR15 çalışmasında elde edilmiştir. Okean'ın çalışma frekansı 9.5 kHz'dir. Şekilde görülen sonar mozayığını oluşturan iki hattın toplam genişliği 14 km'lik bir alanı göstermektedir. Ayrıca bu sonar hatlarıyla aynı doğrultuda alınan subbottom profiller hatları da mevcuttur (PS300BS ve 301BS olarak işaretlenen hatlar). Sub-bottom profiller frekansı ise 5.1 kHz'dir. Bu bölgeden alınan karot subbottom profiller hattında gözlenen çamur volkanı bölgesinden alınmıştır. Mozayikte gözlenen koyu geri saçınımlı koyu çizgisellikler kanyon eksenleridir.

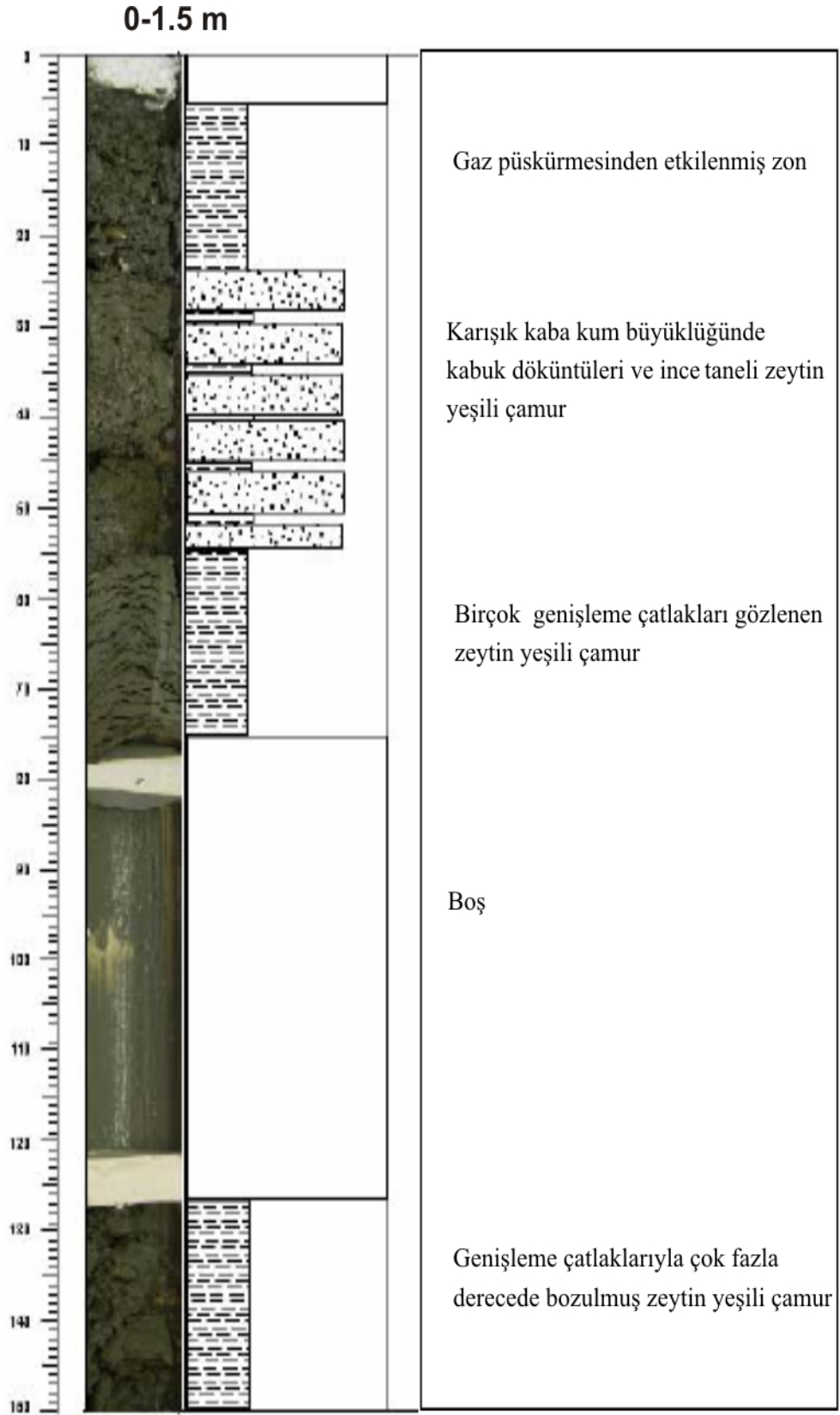
Bu karotun bazı bölümlerinin resimleri ve tanımlamaları aşağıda verilmiştir(Şekil 4.37 a-h). Karotun deniz tabanından itibaren ilk 1.5 m'lik kısmı tamamen gaz püskürmesinden etkilenmiştir. Çamur tabakalarının içinde kaba kum büyüklüğünde kabuk döküntüleri, ayrıca çamurla karışık kaba ve ince taneli kabuk debris gözlenmiştir. 6 m'ye kadar olan yer yer gazın varlığı nedeniyle karotta boşuklar ve genişleme çatlaklarıyla oldukça bozulmuş çamur ve siltli çamur malzeme, daha sonra da çamurla birlikte kaba kumlu kabuk parçaları görülmüştür. 7.5 m'den sonra malzemede sıkışma ve tabakalanma belirgin olup yer yer kabuk malzemesi mevcuttur. Belirgin laminalanmalar ve genellikle çamur birim içerisinde kum ve kabuk tabakalanmaları gözlenmektedir. Daha sonra 15 m civarında karotun ilk kısımlarında çok fazla kabuk döküntüleri bakımından zengin yumuşak kumlu çamur malzemeye rastlanmıştır. 18m den sonra killi kum, kumlu siltli kil, 22 m civarında lens şekilli kum yapıları gözlenmiştir. 28 –30 m arasında tamamen kumlu malzeme daha sonra da siltli killi malzeme mevcuttur. 34.5 m' de ise sapropel tabakası görülmüştür.



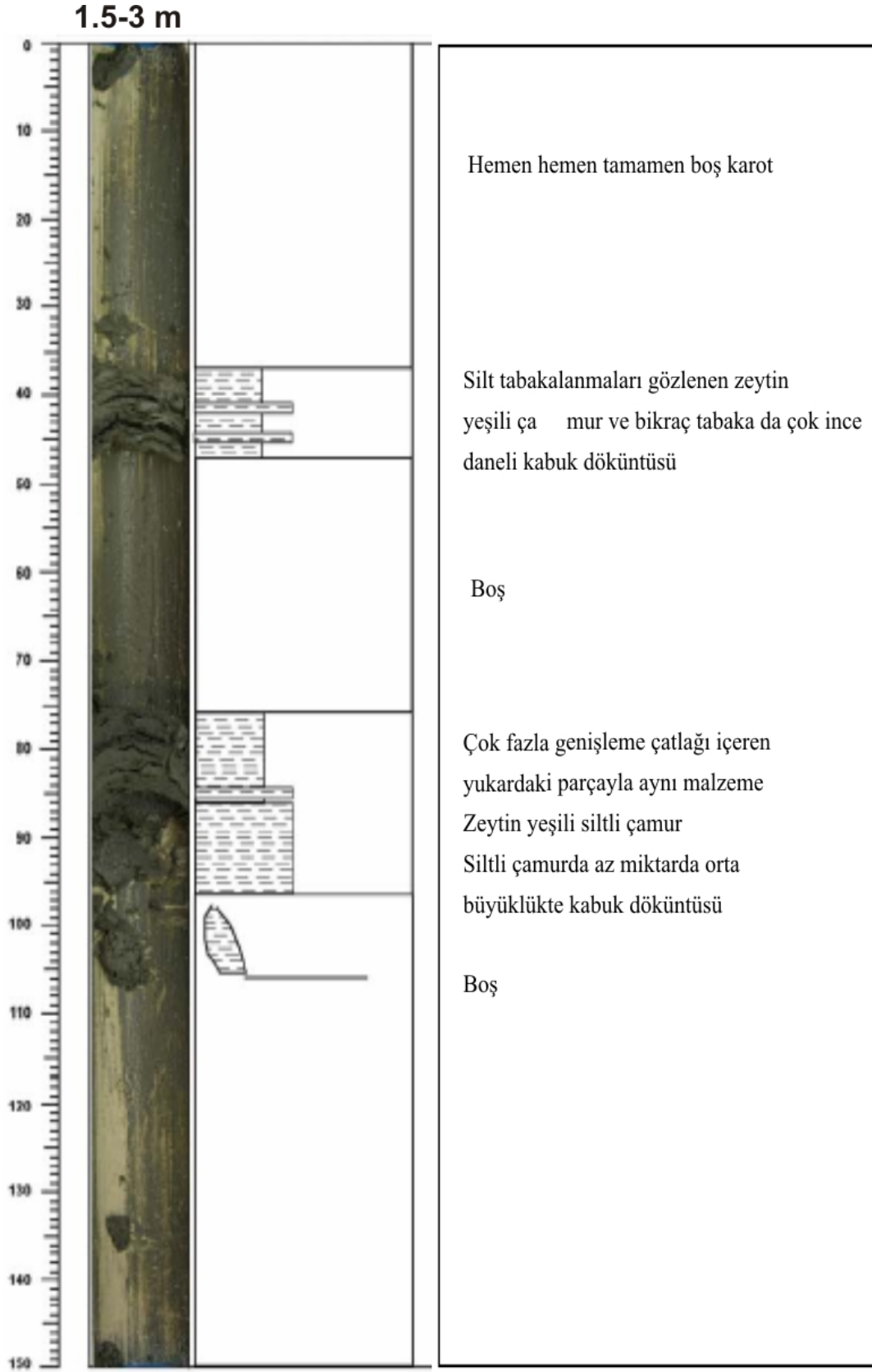
Şekil 4.36 a) BLASON2 seferinde B2 transit1 hattında 41 44 82 N - 29 07 88 E lokasyonunda 1915 m su derinliğinden alınan 43.21m uzunluğunki MD04 - 2758 karotunun alındığı noktanın sismik kesiti.



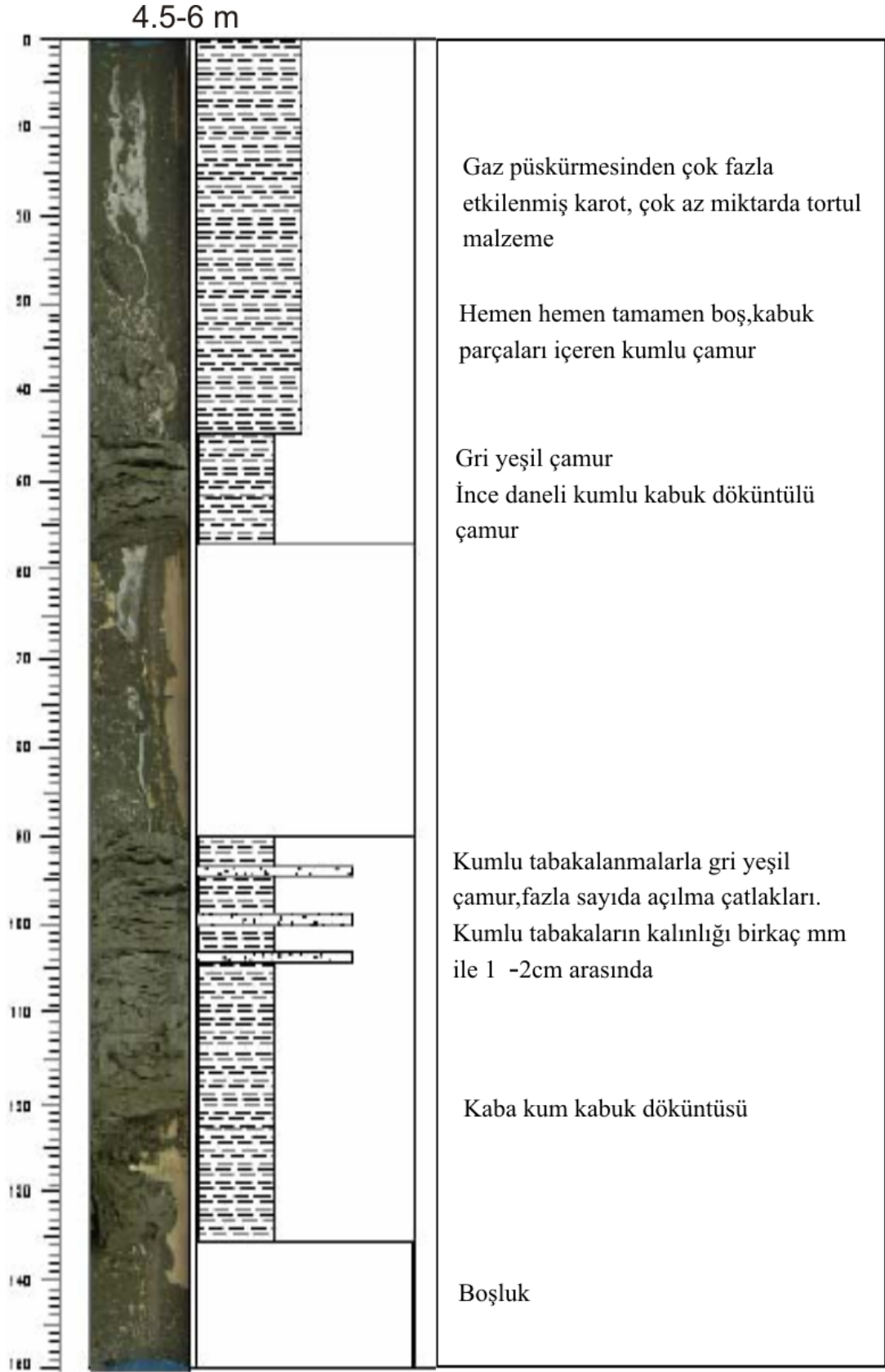
Şekil 4.36 b) Çalışma alanında 1515 m su derinliğinde alınan MD04-2758 no'lu karotun 2004 yılında yapılan çalışmadan elde edilen sismik kesitteki yeri.



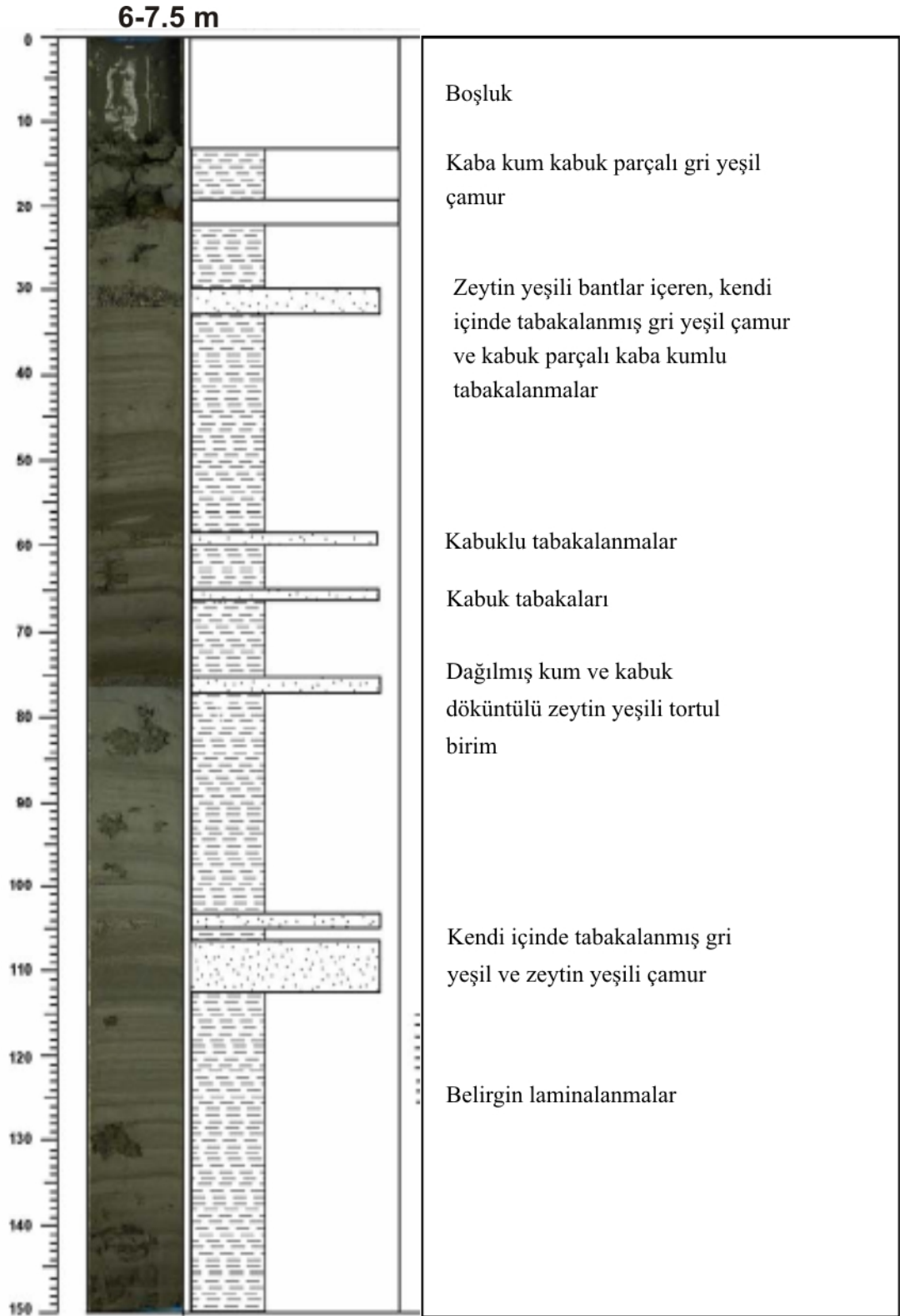
Şekil 4.37 a) MD04-2758 no' lu karot'un 0-1.5 m'lik bölümü



Şekil 4.37 b) MD04-2758 no' lu karot'un 1.5-3 m'lik bölümü

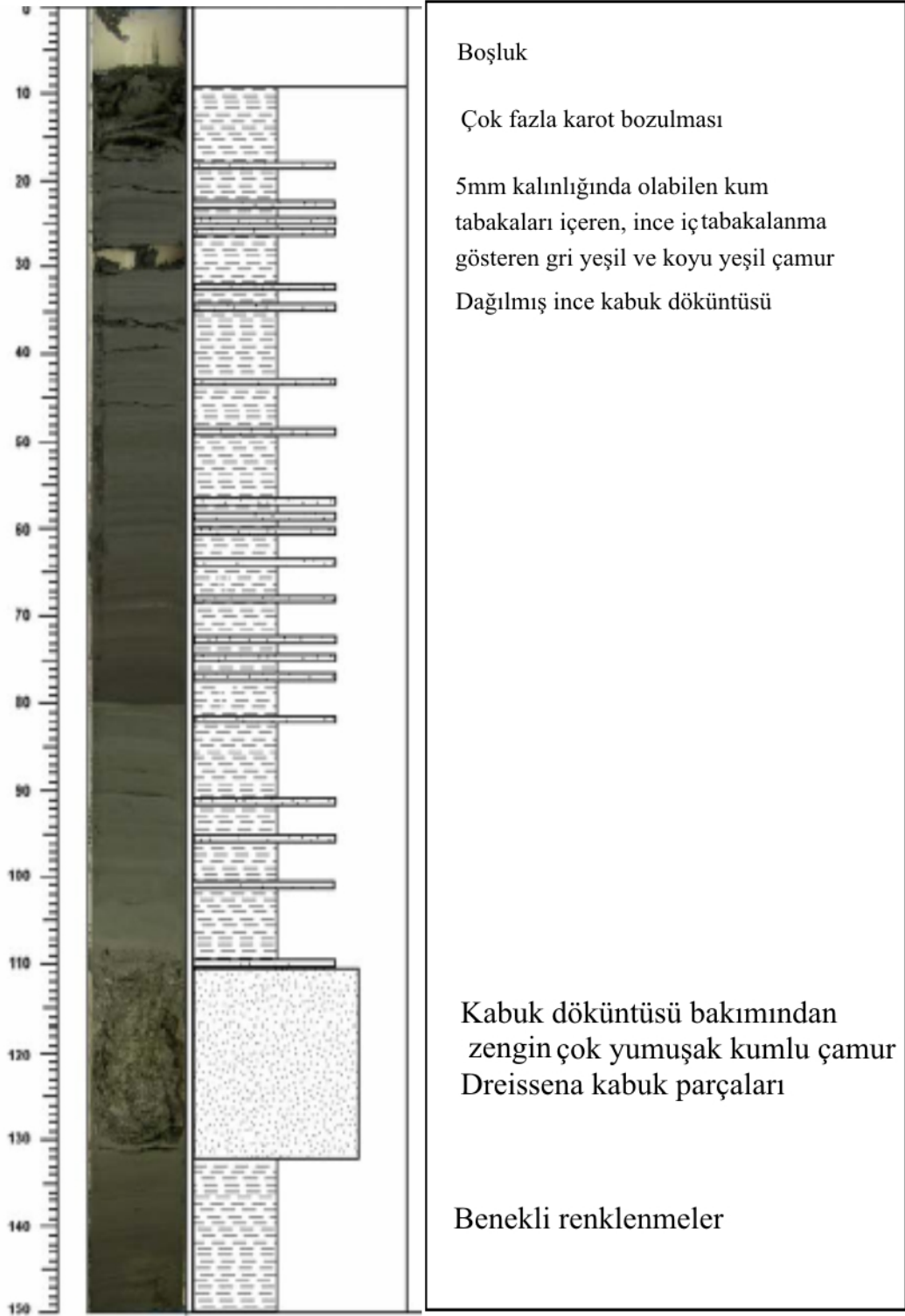


Şekil 4.37 c) MD04-2758 no' lu karot'un 4.5-6 m'lik bölümü

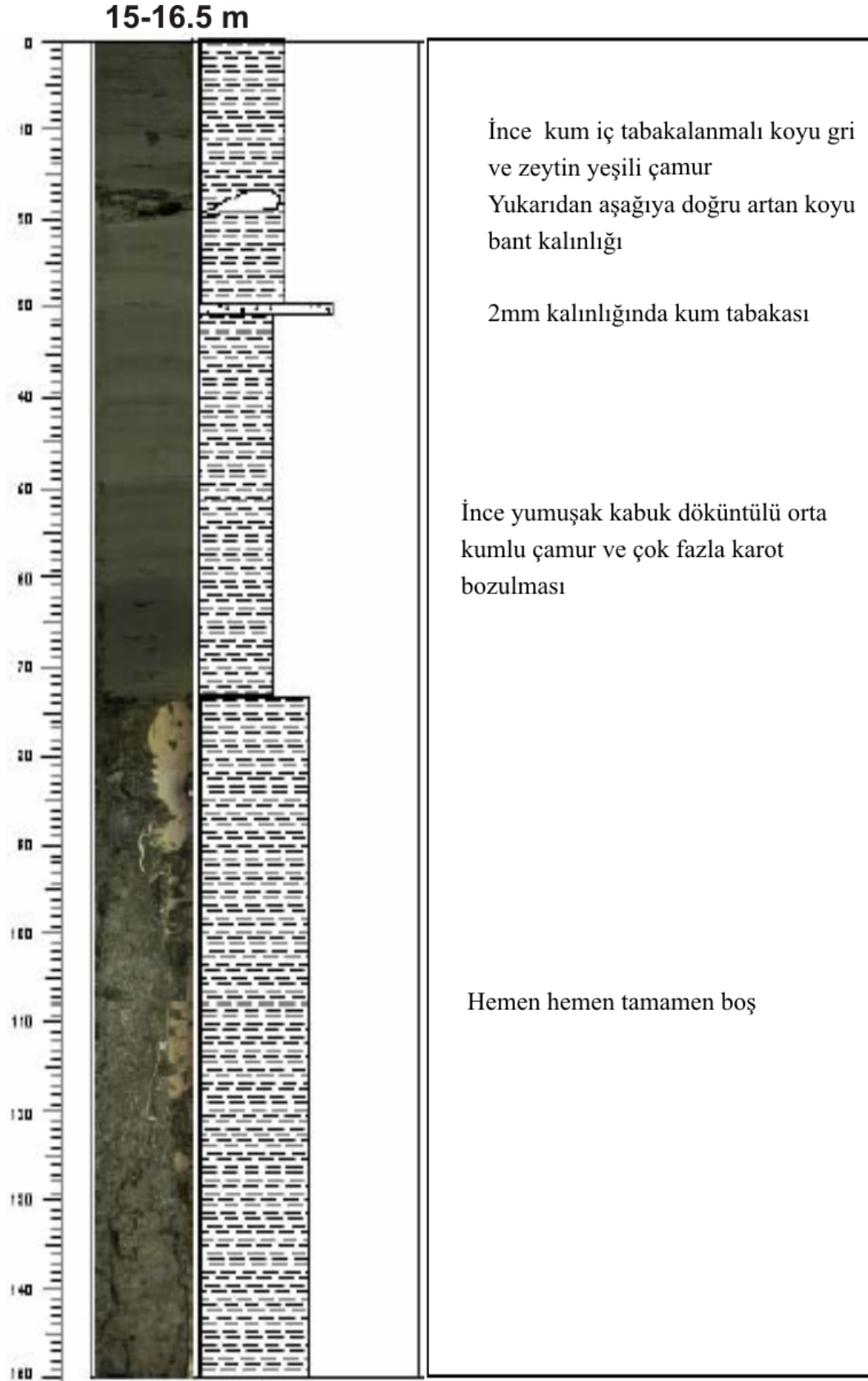


Şekil 4.37 d) MD04-2758 no' lu karot'un 6-7.5 m'lik bölümü

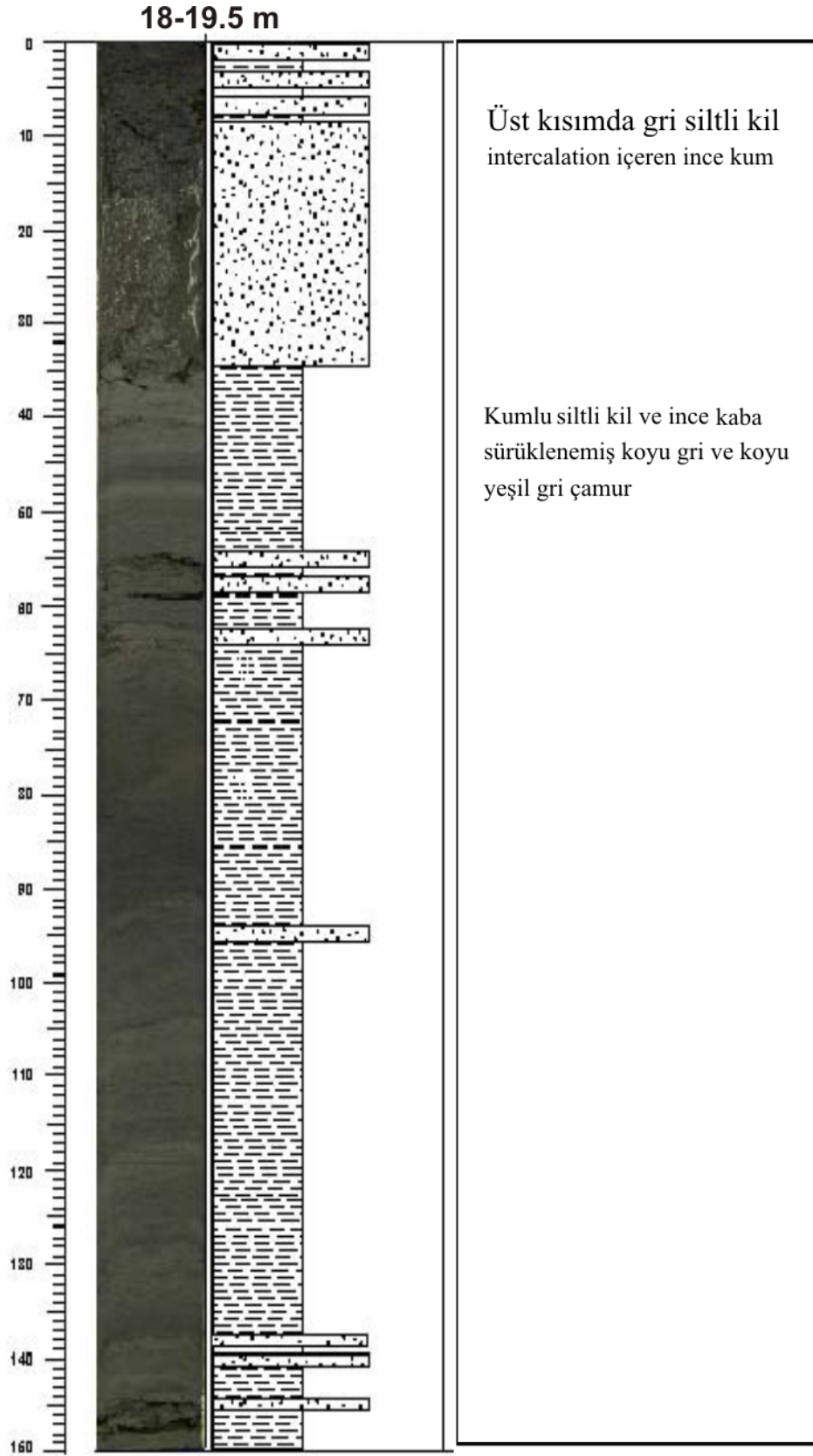
13.5-15 m



Şekil 4.37 e) MD04-2758 no' lu karot'un 13,5-15 m'lik bölümü

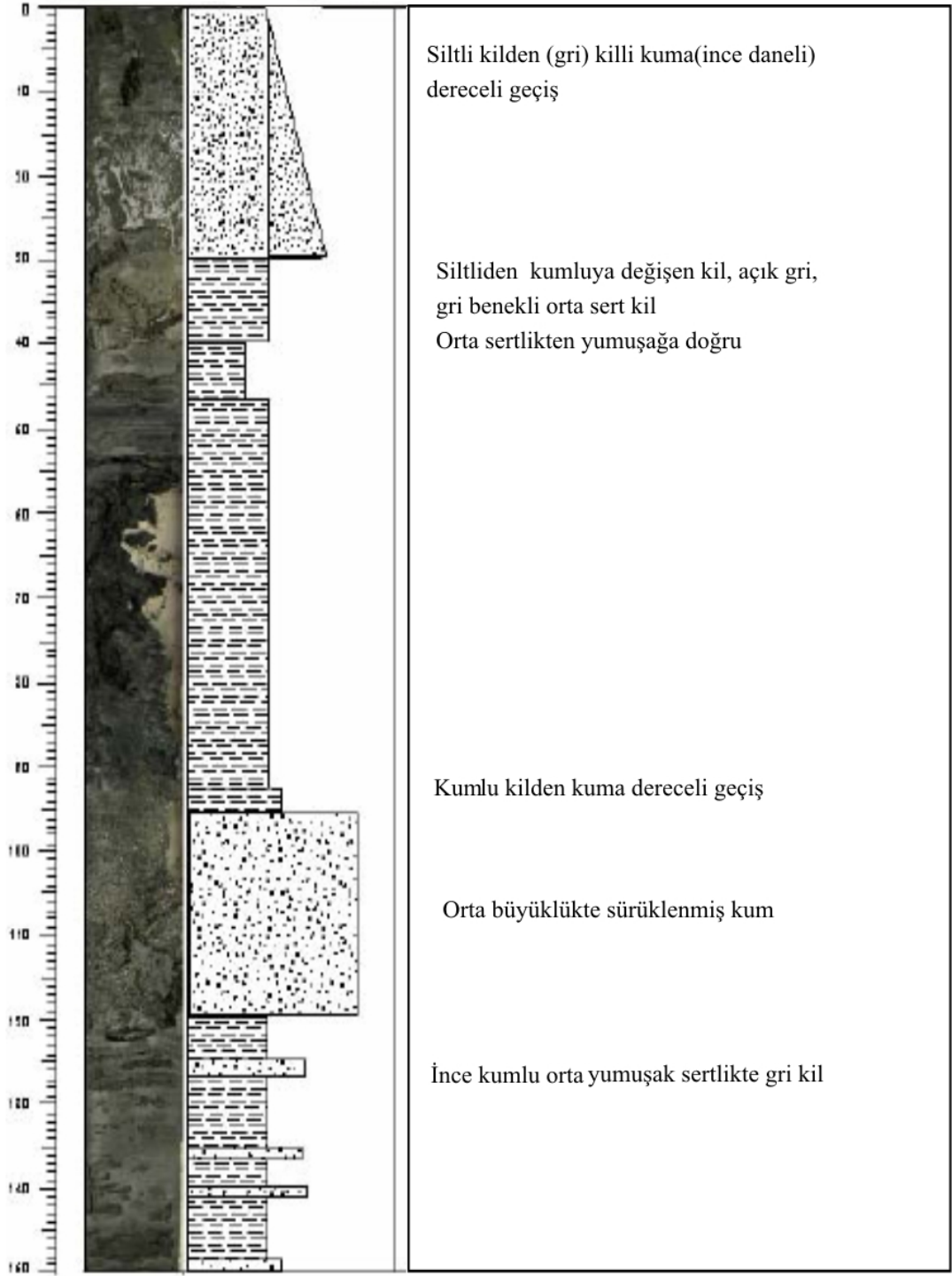


Şekil 4.37 f) MD04-2758 no' lu karot'un 15-16.5 m'lik bölümü



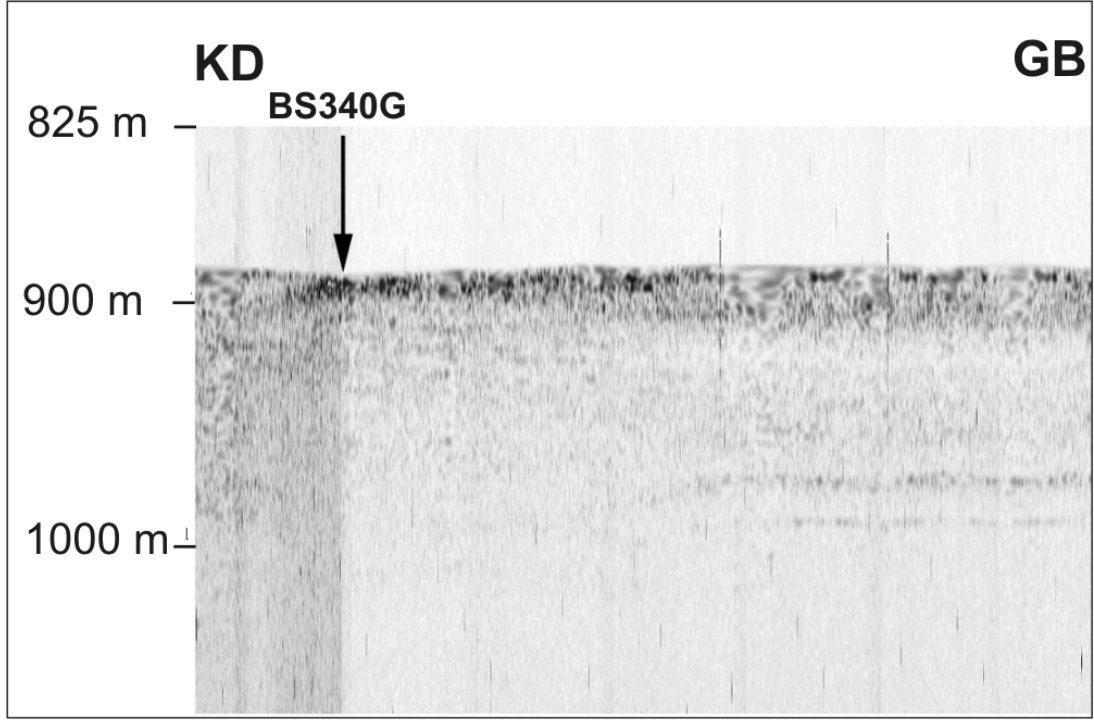
Şekil 4.37 g) MD04-2758 no' lu karot'un 18-19.5 m'lik bölümü

21-22.5 m

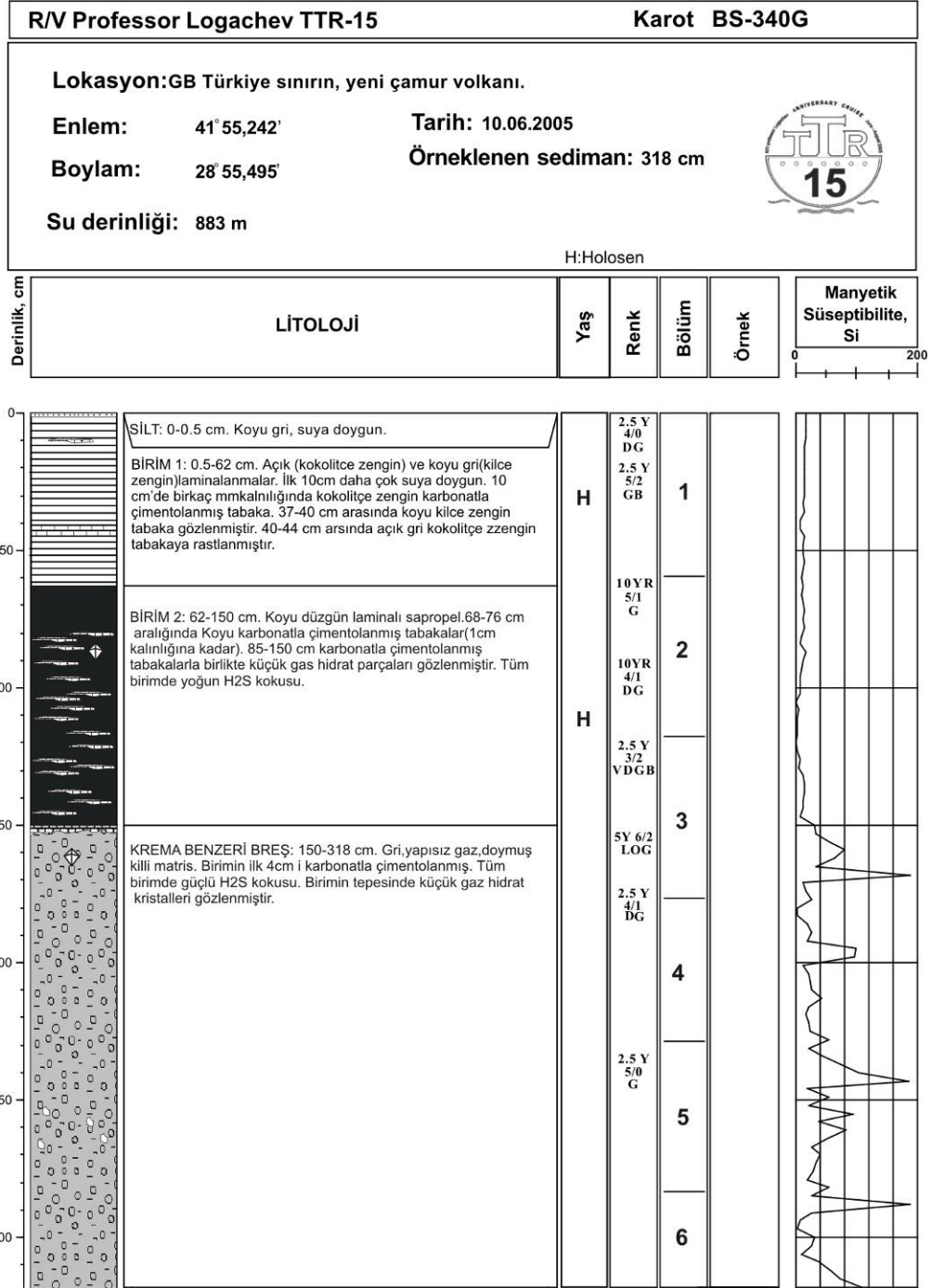


şekil 4.37 h) MD04-2758 no' lu karot'un 21-22.5 m'lik blm

Çalışma alanının kuzeybatısında, TTR15 seferinde yapılan gravite örneklemede gaz hidratlara rastlanmıştır. Bu çalışmada alınan BS340G no'lu gravite karot Şekil 4.38'de verilen çok yüksek ayrımlı sismik profilde gösterilen noktadan alınmıştır. Profilin geçtiği bölgedeki sismik verilerde çamur volkanları gözlenmiştir. Bu karot'un tanımlaması ve resimleri Şekil 4.39a-c 'de verilmiştir.



Şekil 4.38 BS340G karotunun alındığı lokasyonu (41 55.242D , 28 55,495K) gösteren profil.



Şekil 4.39 a) BS340G karotunun tanımlaması



Şekil 4.39 b) Gravite karotun tümünün fotoğrafı



Şekil 4.39 c) BS340G karotunda örneklenen gaz hidrat parçaları.



Şekil 4.39 d) TTR15 çalışmasında örneklenen Gaz Hidrat parçası.

BÖLÜM BEŞ

MARMARA VE KARADENİZ ARASINDAKİ SON BAĞLANTI; İSTANBUL BOĞAZI ÇIKIŞINDAKİ KANAL SİSTEMİ

Sismik kesitlerde gözlenen kıyasal onlaplar (kıyasal aşmalar), kıyasal toplaplar ve kıyasal onlapların basen yönünde ani göçleri deniz seviyesindeki göreceli değişimlerin belirteçleridir. Genellikle deniz seviyesi yükselmesiyle bir süreksizlik yüzeyi üzerinde gelişen transgresyon (kıyı şeridinin karaya doğru ilerlemesi) gözlenir. Sabit deniz seviyesinin en önemli kanıtı toplap olup, deniz seviyesi düşmesi ise daha önceden çökelmiş olan tortulların erozyonuna neden olacağından sismik kesitlerde deniz seviyesi düşmesinin en belirgin kanıtı erozyonal tıraşlanmadır. Parasekansların dizilim şekillerinden tortul çökelim hızı ve deniz seviyesi değişim hızı hakkında yorum yapılabilir. Ayrıca deniz seviyesi yükseldikten sonra tortulların çökmesiyle örtülen eski kıyı şeridi sismik kesitte gözlenmekte ve deniz seviyesi düşmesi sırasında eski kıyı şeridinin hangi derinlikte olduğu yaklaşık olarak saptanabilmektedir. Gömülü kanalların gözlenmesi ise, deniz seviyesinin bu kanalların aktif olduğu zamanda düşük olduğunu ifade etmektedir.

5.1 Şelf Alanının Morfolojisi

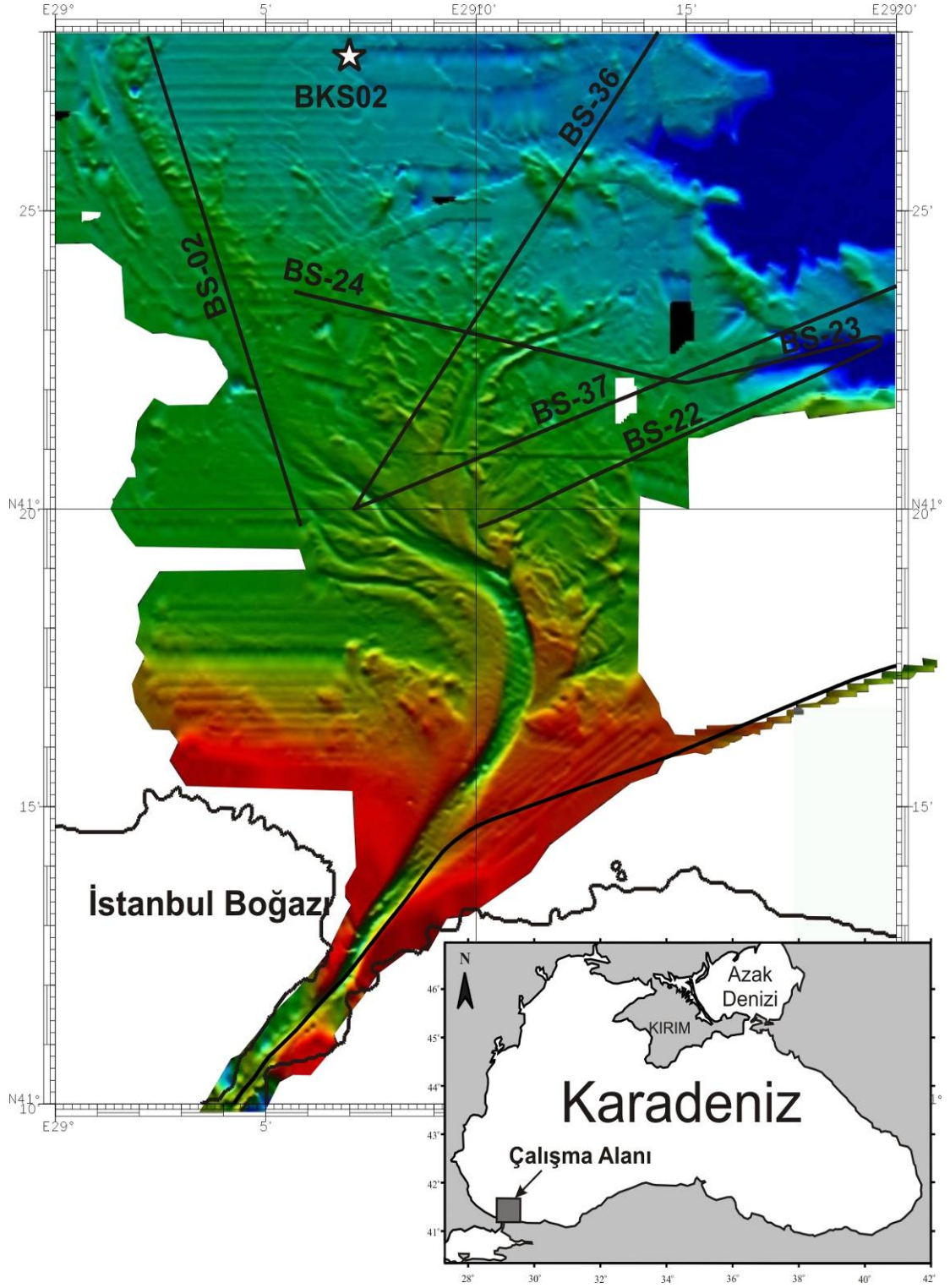
NATO projesi kapsamında toplanan batimetri verileri (Di Iorio ve Yüce, 1999) kullanılarak, Boğaz çıkışının detaylı morfolojisi elde edilmiştir. Çok yüksek ayrımlı sismik (Chirp) verilerinin karot analizi ve yaşlandırmalarla ilişkilendirilerek boğaz çıkışında yer alan kanal sisteminin karakteri ortaya konmaya çalışılmıştır. Ayrıca Akdeniz ve Karadeniz arasındaki son bağlantının kuruluş şekli ile ilgili sonuçlar elde edilmiştir.

Bölgenin üç boyutlu çok ışınlı batimetri haritasında şelfte KD yönelimli aktif bir kanalın boğaz ile doğrudan bağlantılı olarak uzandığı gözlenmektedir (Şekil 5.1a). Şekil 5.1b kanal sisteminin bulunduğu bölgenin batimetrik konturlarını göstermektedir. Boğazın çıkışında su derinliği 30 m civarında olup kanalın başlangıç bölgesinde, kanal banklarının batimetride belirgin olarak gözlemlendiği bölgelerde, 30-45 m arasında değişmektedir. Şelfe doğru ilerledikçe kanal sisteminin iki yanında

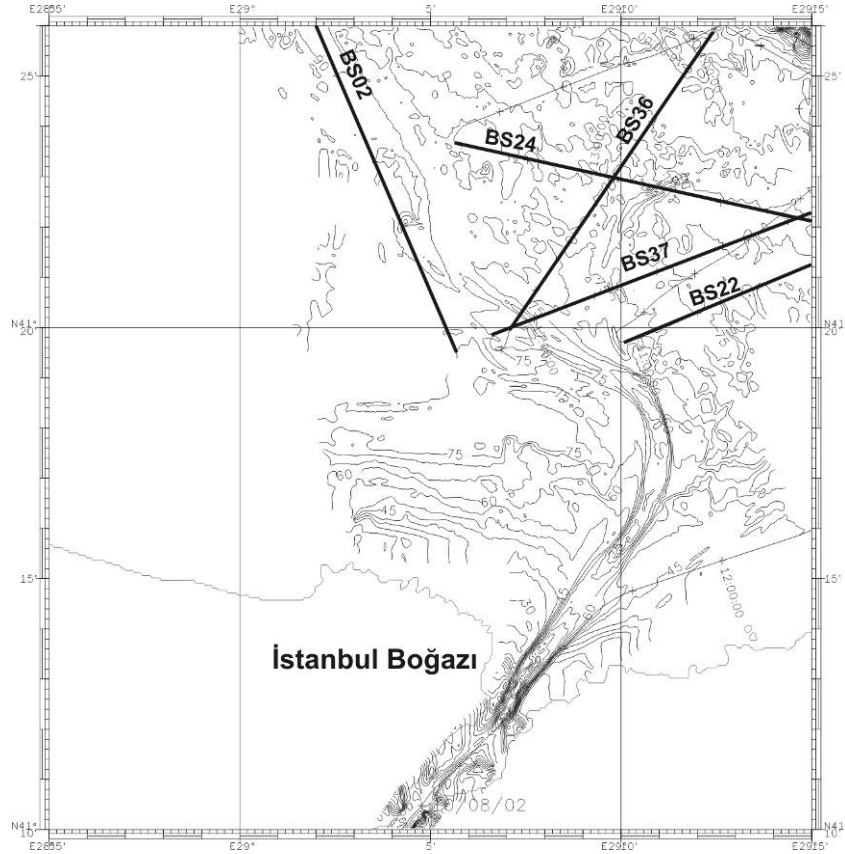
yaklaşık 75m 'ye ulaşmaktadır. Kanalin güney Karadeniz şelfine gelen kısmı boğaza paralel şekilde KD-GB yönelimli olarak uzanmakta, daha sonra aniden KB' ya dönmektedir. Şekil 5.2'de, NATO projesi kapsamında toplanan batimetri verilerinde (Di Iorio ve Yüce, 1999) gözlenen bu kanal sistemi ve Ifremer Blason2 projesi çerçevesinde toplanan şelf kırığı ve yamaç bölgesinde gözlenen kanyon sisteminin birleştirilmiş çok ışınli ekosounder haritası verilmiştir.

Sistem, 1 ana kanal ve 6 ikincil kanaldan meydana gelmiştir. Bazı ikincil kanallar dağıtıcı (distributary) kanallara ayrılmaktadır. Bu üçüncül tür kanallar batimetri haritasında görülmemekte, ancak R.Flood (kişisel görüşme, 14 Nisan 2007) tarafından verilen yeni batimetri haritasında açıkça gözlenmektedir. (Şekil 5.2), boğaza doğrudan bağlı olan ana aktif kanal oldukça belirgindir. Başlangıçta KD uzanımlı olan bu kanal, aniden 90° dönerek KB'ya yönelmektedir. Daha kuzeyde KB uzanımlı olarak şelfte ilerlemekte fakat şelf kırığına kadar ulaşmamaktadır. Daha kuzeyde derin kanyon sistemi yer almaktadır. Fanın ana kanalının derinliği min 30 m ve max 50 m'dir. Maksimum genişliği 800 m olan bu ana kanalı kesen herhangi bir profil bulunmamaktadır.

Şelf üzerinde ana kanal dışında 6 farklı kanal yapısı izlenmektedir. Bunlardan ikisi kuzeye diğer dördü ise batıya yönelimlidir (Şekil 5.2). Sistem 6 ikincil kanaldan oluşmakta ve bunlar avülsiyon ile yön değiştirmektedir. 1, 2, 3 ve 4. kanallar pasiftir 5 ve 6. kanallar ise hala ana kanala bağlıdır. Bu ikincil kanallar (1-6), 5-7 km uzunluğa sahiptir. Kanal 1, Kanal 2'nin batı set (levee) tortullarıyla doldurulmuştur. Bu durum, bu iki kanalın oluşumu sırasında oluşan batıya göç işlemi işaret etmektedir. Batimetriden yola çıkarak avülsiyon yönünü ortaya koyabilmek güçtür.

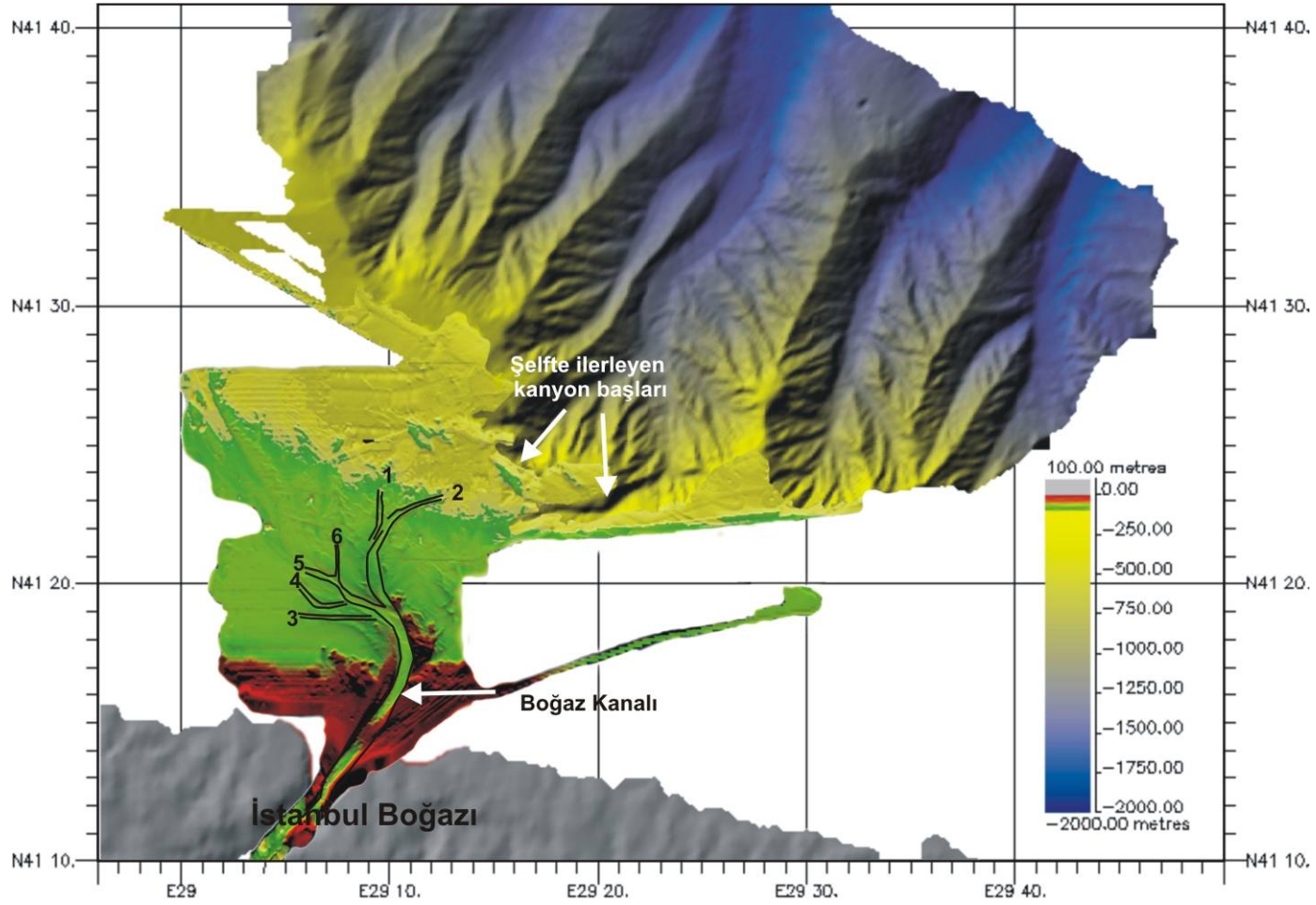


Şekil 5.1 a) Çalışma alanını ve kanal sisteminin 2B çok ışınli ekosounder batimetri haritası üzerinde bu bölümde kullanılan çok yüksek ayrımlı sismik (Chirp) profillerini göstermektedir.

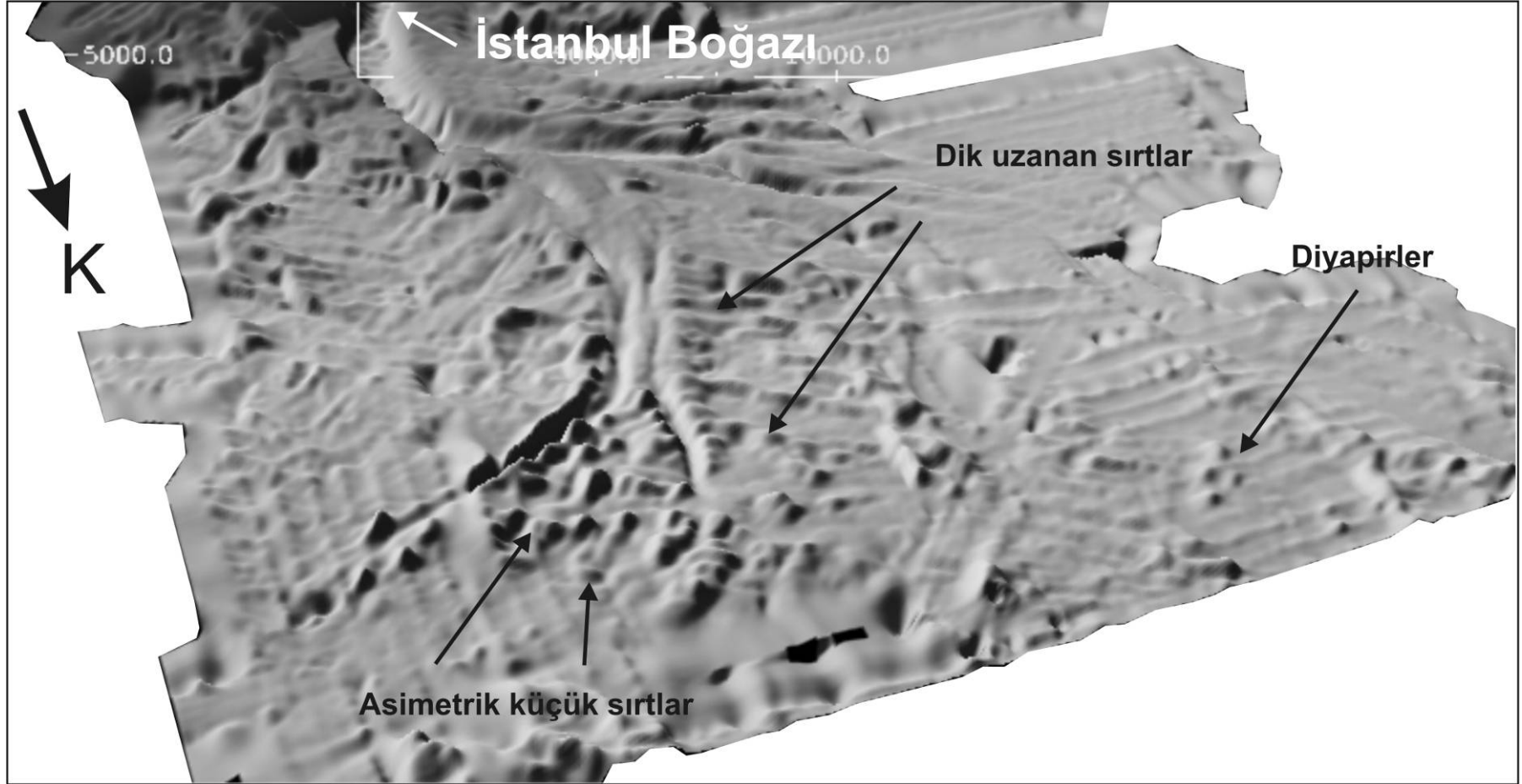


Şekil 5.1 b) Bu bölümde kullanılan profillerin batimetrik konturların üzerindeki lokasyonları.

Şelf üzerinde ayrıca 2 farklı yapı türü mevcuttur. Birinci tür yapılar sırtlar olup yönelimlerine göre tanımlanmışlardır. Sırtlar iki sınıfa ayrılmış olup, 1. tür sırtlar kanallara dik uzanmakta, 2. türler ise gelişigüzel dağılım göstererek kanal 1 ve 2'nin uç kısımlarında yer almaktadırlar. Yükseklikleri 1–7 m arasında değişmektedir. Dik sırtlar set (levee) oluşumunun ardından bank üzerlerinde oluşmuş ya da bank oluşumundan önce oluşmuş olup bu setler sırtların üzerine ikincil yapılar olarak yerleşmiş olabilirler. Fanın uç kısmında gözlenen küçük sırtlar, 1–5 m yüksekliğinde ve asimetric kesit yapısındadırlar. Küçük sırtlar arasındaki mesafeler 200–1000 m arasında değişmektedir (Şekil 5.3). İkinci türden yapılar, kanal sistemi yakınlarındaki diyapir yapılarıdır. Genellikle sistemin uzak kısmında bulunmakta olup gelişigüzel dağılım gösterirler. 3–4 tepeden oluşan küçük gruplar halinde ya da sıralı tepecikler şeklinde görülürler. Yükseklikleri 10 m'den fazla değildir ve dairesel şekillidirler. Çok ışınli batmetri haritasında dairesel tepe yapıları olarak gözlenen bu yapılar bir önceki bölümde incelenmişti (Gaz birikimleri bölümünde Şekil 4.21).



Şekil 5.2 Nato (1999) ve Blason2 (2002) projelerinden elde edilen iki farklı çok ışımlı eksounder verisinin birleştirilmiş görüntüsü. Rakamlar boğaz çıkışındaki kanalların numaralarıdır.



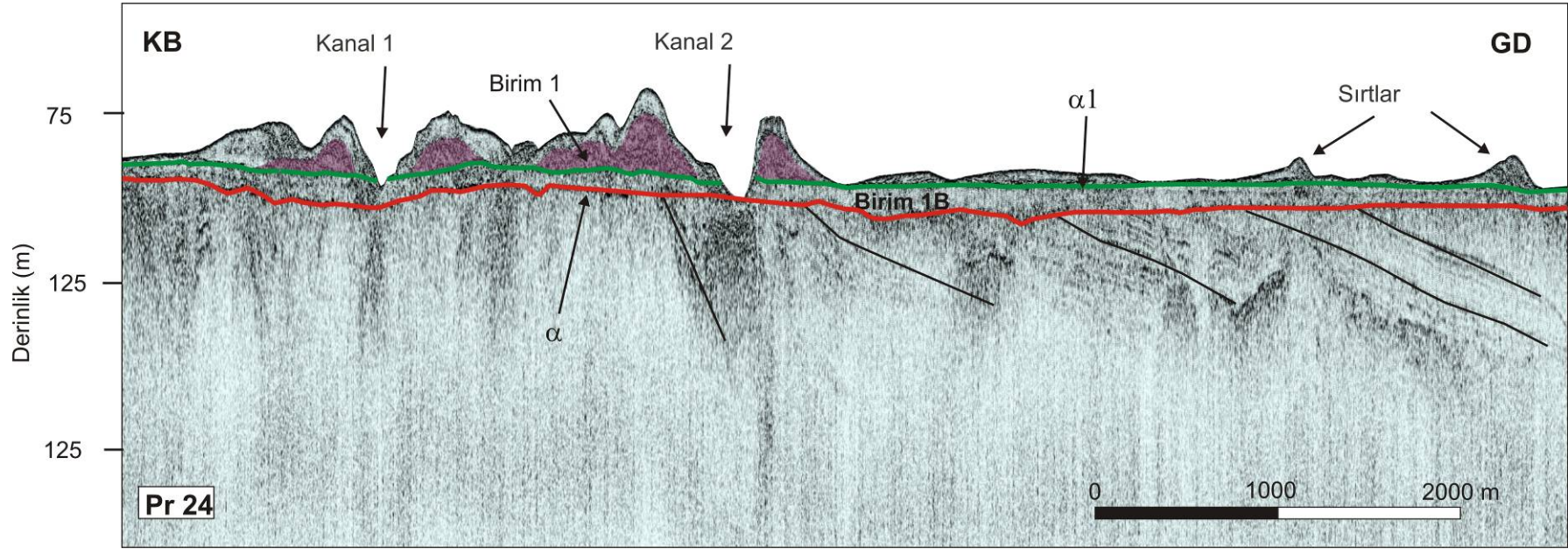
Şekil 5.3 İstanbul boğazı çıkışında yer alan fan sisteminin kuzeyden bakış açısıyla 3 boyutlu görünümünde gözlenen sırt ve diyapir yapılarını göstermektedir

5.2 Şelfteki Yapıların Sismik Yorumu

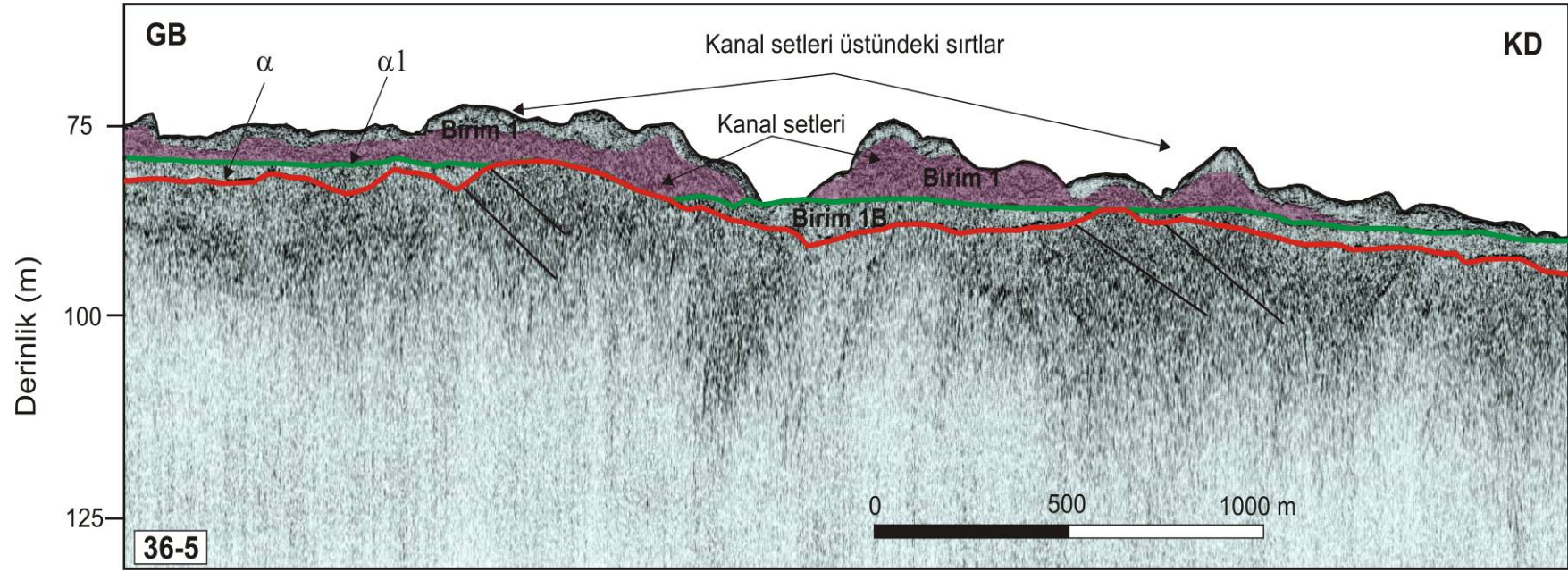
5.2.1 Kanal–Set Sistemi

Batimetride çok sayıda kanal görülmektedir (kanal 1-6 için Şekil 5.3; kanal 1,2 için Şekil 5.4a). Ayrıca daha genç ve daha az sivri kanallar deniz tabanında gözlenmektedir. Kanal banklarında düşey agradasyonlar gözlenmektedir. Şekil 5.4a, profil Pr-24, KB'sında kanal sisteminin 1. ve 2. kanallarını kesmektedir. Kesitte iki farklı erozyonel yüzey gözlenmektedir. Alttaki erozyonel yüzey α 'nın üzerinde Birim 1B olarak isimlendirilen ince birim yer almaktadır. Bu birimin üzerindeki uyumsuzluk yüzeyi ise α_1 'dir. Erozyonal yüzey α_1 ve Birim 1B kanalların kestiği bölgelerde yok olurken α yüzeyi bozulmadan kalmıştır.

Kanal sisteminin boş kanalları, bu kanallardaki akıntıların halen aktif olduğunu göstermektedir. Kanallar menderesli bir yapı sunmakta ve bu durum kanalların yüksek enerji altında oluştuğunu göstermektedir. Bu agradasyonlar kanal-set sisteminin şelfte ilerlediği sırada sedimanter enerjisi ve yönelimi hakkında bilgi vermektedir. Ortama giren tortul miktarı nehrin ya da akan suyun taşıma gücünü aştığı zaman meydana geldiğinden, hem ortama giren malzemenin fazla olduğu ve ayrıca gelen malzemenin yüksek enerjili bir akış ile taşındığı yorumu getirilmiştir.



Şekil 5.4 a) Profil Pr-24'te gözlenen fan sistemine ait kanal 1 ve 2'yi göstermektedir. Çok ışınlı ekosounder veride sırtlar şeklinde gözlenen yapılar α_1 uyumsuzluk yüzeyinin üzerine yer almaktadır.



Şekil 5.4 b) Profil Pr-36'nın GB'sında kalan bölümünde kanal setleri üzerindeki kaotik yapıdaki sırtları göstermektedir.

5.2.2 Sırtlar

Kanal 1 ve 2 üzerinde uzanan Profil 24' ün GB kısmı şelfteki sırtları göstermektedir (Şekil 5.4a). Çok ışınlı ekosunder haritasında (Şekil 5.3b) gözlenen, kanal sisteminin ana kanalına dik uzanan doğu kısımdaki sırtları kesmektedir. Bu sırtların üzerinde Holosen' e ait güncel tortullar gözlenmemektedir. Bu yapılar Aksu ve diğer. (2002a) tarafından tanımlanan uyumsuzluk yüzeyi α_1 'in üzerinde bulunmaktadır. Sırtlar kaotik içsel yapıya sahip olup Aksu ve diğer. (2002a) tarafından kumul olarak yorumlanmıştır. GB'daki arka yüz (stoss) taraflarında düşük, KD ön yüz (lee) taraflarında yüksek eğime sahiptirler. 7-20 m yüksekliğinde ve 200-300 m genişliğindedirler. Aralarında ortalama 1 km mesafe vardır. Şelf kırığına doğru sırtlar küçülmekle birlikte (3-5 m yüksekliğinde, birkaç 10 m genişliğinde) sayıları artmaktadır. Şelf kırığına doğru bu sırtların sıklaşmış olması şelf kırığına doğru akıntı hızının artması ile ilişkilendirilebilir.

Şekil 5.4b, Profil 36 'nın şelf fanın kanallarından birini kesen bölümündeki, setlerin üzerindeki sırtları göstermektedir. Bunlar oldukça küçük olup şelfteki sırtlara göre oldukça sık oluşmuşlardır. Profil 36 Şekil 4a 'daki Kanal 1'e neredeyse paralel uzanmakta ve setleri enlemesine ve profilde dik sırtları kesmektedir. Bu sırtların içsel yapıları nedeniyle yüksek reflektiviteli kaotik yansımalar içermekte ve altındaki birimler izlenememektedir. Bu kanal setlerinde agradasyon belirgindir.

Tüm sırtlar uyumsuzluk yüzeyi α_1 'in üzerinde yer aldıklarından, Akdeniz suyunun ani girişiyle taşına Boğaz materyali ve tortul dalgaları olarak yorumlanmışlardır.

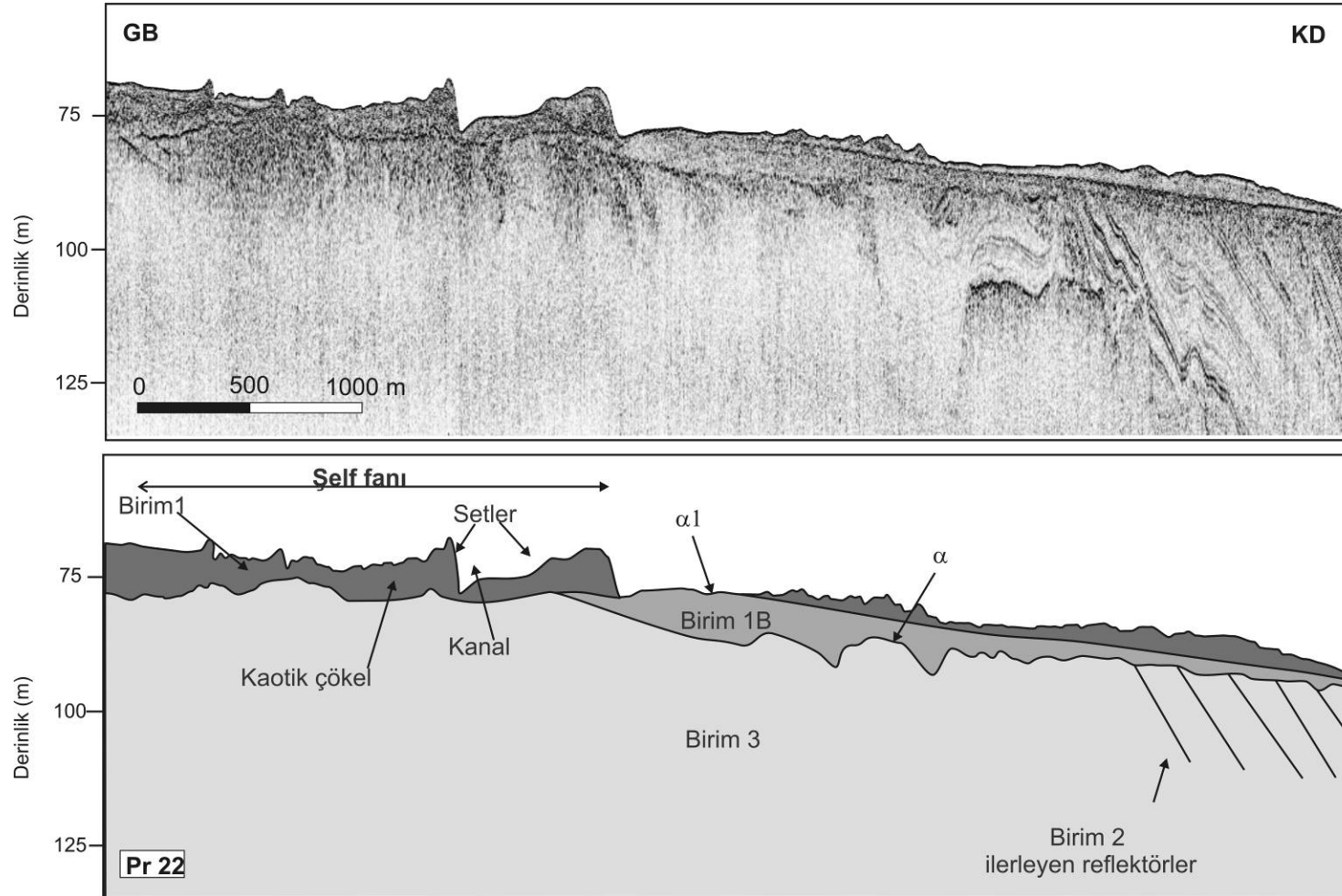
5.3 Kanal Sisteminin Sismik Stratigrafisi

Kanal sisteminin içsel yapısı Chirp sismik kesitleri kullanılarak incelenmiştir. Çalışmada, Aksu ve diğer. (2002a) tarafından önerilen isimlendirme kullanılmıştır. Şekil 5.5a 'da örnek bir Chirp profili görülmektedir. Chirp verisi üzerinde 4 farklı birim ayırt edilmiştir: temel birim olan Birim 3, Birim 2, Birim 1B ve Birim 1. Birim 2 Kretase kireçtaşı ve volkano-sedimanter oluşumlara karşılık gelmekte (Aksu 2002a) ve kuzeye eğimli tabakalardan meydana gelmekte olup, üst birime toplam yapmakta ve sadece şelf ucunda yer almaktadır. Bu ilerleyen reflektörler bir uyumsuzluk

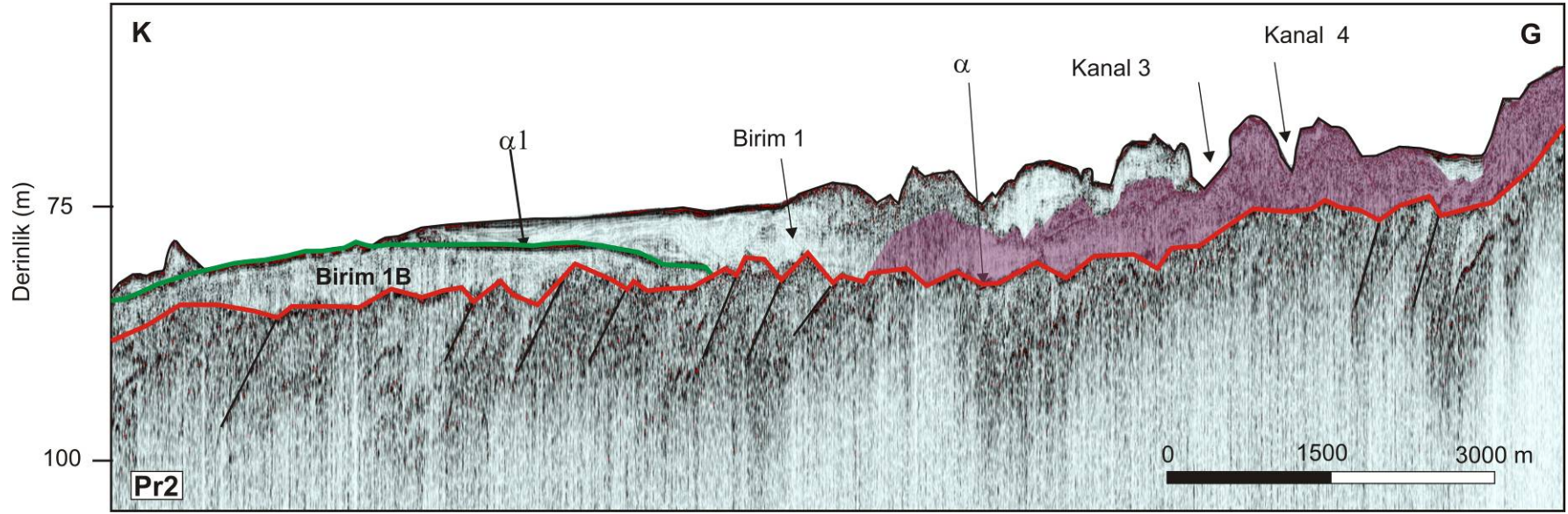
yüzeyi tarafından tıraşlanmıştır. Uyumsuzluk yüzeyi, son düşük deniz seviyesi (lowstand) sırasında erozyon etkisiyle oluşmuştur. Şelfin orta kısmında bazı bölgelerde uyumsuzluk yüzeyi yüzlek vermektedir. Daha yaşlı olan Birim 3, akustik olarak güçlü yansımalar içermekte olup kıvrımlı ve faylı tabakalardan oluşmaktadır.

3 farklı birimin sınırlarını oluşturan 2 erozyonal yüzey gözlenmiştir. Tüm birimlerin üzerinde yer alan Birim 1 tüm şelf boyunca yer almaktadır. α olarak tanımlanan bu erozyonal yüzey alttaki yaşlı birimleri tıraşlamaktadır. Bu yüzeyin üzerinde yer alan Birim 1 'i Aksu ve diğer. (2002a) 4 farklı alt birime ayırmışlardır. Bu birimler geometrilerine ve sismik fasiyes niteliklerine göre bariyer adaları, tortul sırtları, tortul dalgaları ve akıntının oluşturduğu denizel barlar olarak sınıflandırılmışlardır. Algan ve diğer. (2007) 'nin çalışmalarında da GB-KD uzanımlı derin sismik kesitlerde de düşük ayrımlılıkta Birim 1 gözlenmiştir. Aksu ve diğer. (2002a) bu yapıların göreceli olarak hızlı fakat aşamalı deniz seviyesi yükselişiyle oluştuklarını öne sürmüşlerdir. Benzer çökel yapılar Ukrayna ve Romanya şelflerinde de gözlenmiş olup, bunlar su basmasından önce çekilmiş gölü çevreleyen örtülmüş sahiller, kumullar ve karasal topraklar olarak yorumlanmıştır (Ryan ve diğer., 2003; Lericolais ve diğer., 2003).

Birim 1B tüm şelfte gözlenmemekte ve tuzlu su dönemine ait kaba taş (cobble), kum ve kabuklarından (mollusk) oluşmaktadır (Şekil 5.5a). Kaotik yapılara sahiptir ve tabaka sınırları belirgin değildir. Birim 1 kanal sisteminin oluşumu sırasında çökelen birim olarak yorumlanmıştır (Şekil 5.5a) ve gri-yeşil çamurdan oluşmuştur. Assemblage projesine yaşlandırmalarına göre bu birimden elde edilen yaş 6700 C¹⁴ yıl GÖ'dir. Buna göre Birim 1B, Birim 1 'in bir alt birimi değil, başlı başına ayrı bir birimdir. Orta şelfte bu birim gözlenmemekte olup iç şelfte de fanın en üst birimini oluşturmaktadır. α ve α_1 olarak isimlendirilen iki erozyonal yüzey gözlenmektedir. α Birim 2 'nin ilerleyen sistemlerini kesen erozyonal yüzey, α_1 ise Birim 1B ile Birim 1 'i ayıran erozyonal yüzeydir. 1 'den farklı yaş ve oluşum koşullarına sahiptir.



Şekil 5.5 a) Şelf fanının profil Pr-22'ye göre yorumlanmış sismik stratigrafisi.



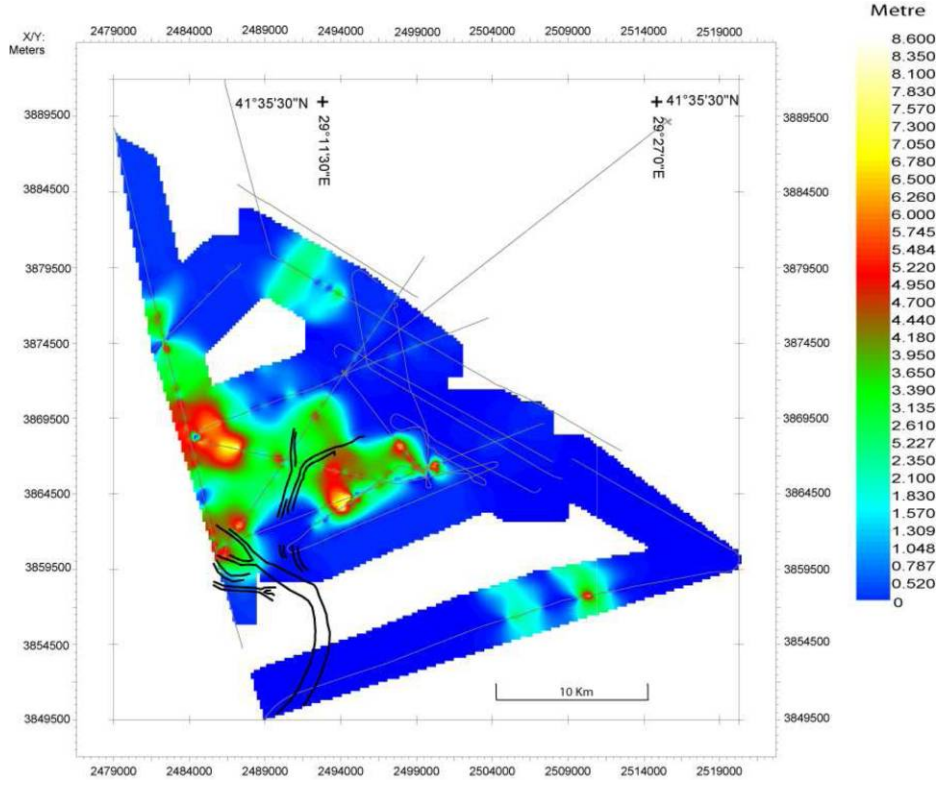
Şekil 5.5 b) Birim 1 ve 1B ile kanal sisteminin kanalları.

Birim 2’de gözlenen ilerleyen reflektörler deniz seviyesinde aşamalı bir düşüşün olduğunu (regresyon) ifade etmektedir. α ve α_1 seviyeleri birim1’in olmadığı bölgelerde tek bir seviyede birleşmektedir. Şekil 5b’de verilen kesitin güney kısmında girintili çıkıntılı olarak gözlenen erozyonal yüzey α üzerinde sadece birim 1 gözlenmekte ve kuzeye doğru α' nın üzerinde birim 1B’nin varlığı gözlenmektedir. Daha sonra α_1 yumsuzluğu ve üzerinde yine Birim 1 yer almaktadır.

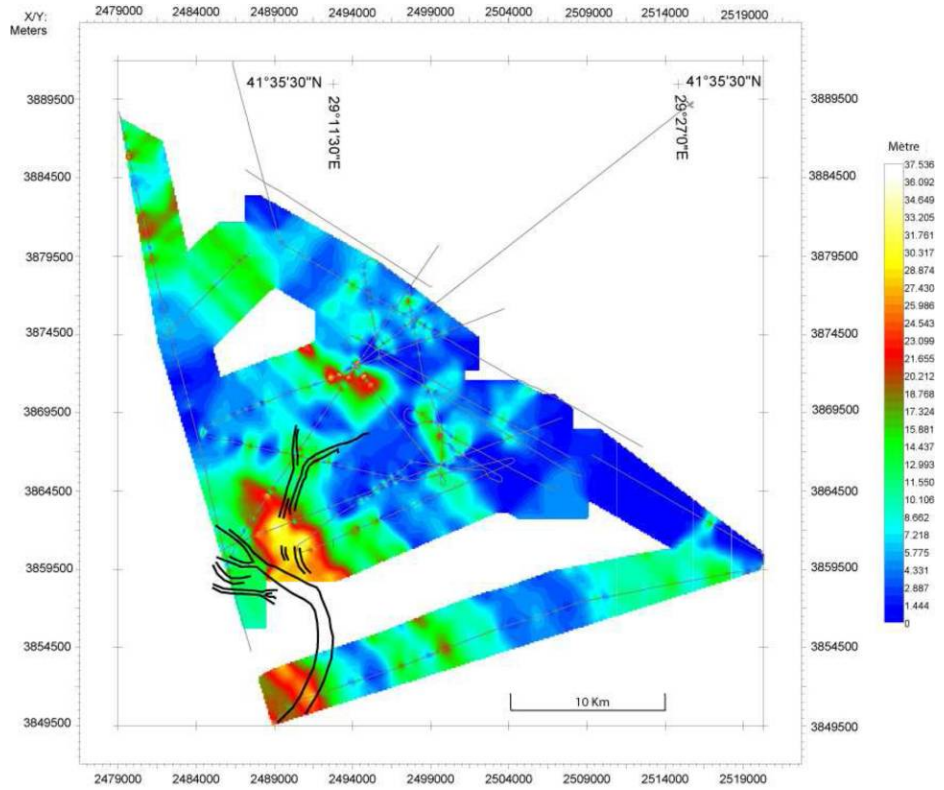
Birim 1B ve 1 ’in Chirp sismik kesitlerden hesaplanan sediment kalınlık haritası Şekil 5.6a ve 5.6b’ de verilmiştir. Bazı bölgelerde Chirp profillerinin bulunmamasından dolayı, bu kısımlarda enterpolasyon yapılmıştır. Birim 1B’nin sediment kalınlık haritası kanal sisteminin yapısı ile uyumlu değildir. Birim 1B’yi oluşturan sedimanter işlemler kanal sisteminin oluşumu ile ilişkili görünmemektedir. Birim 1B’ nin varlığı ve oluşumu şu şekilde açıklanabilir: Birim 1B yüksek su seviyesi (highstand) döneminde depolanmış olabileceği ve Younger Dryas (günümüzden 11 000-10 000 yıl GÖ arasındaki dönem) döneminde su seviyesi düşmesi nedeniyle ikinci bir erozyonel yüzey α_1 oluşmuş olabilir. Bu erozyon, birimin büyük kısmını tıraşlamıştır. C¹⁴ ölçümleri, erozyonun yaşının 10750 yıl GÖ olduğunu göstermektedir (Ryan kişisel görüşme). Bunun tersine, Birim 1’ in tortul kalınlığı kanal sisteminin yapısı ile uyum göstermektedir (Şekil 5.6b). Yüksek tortul kalınlıkları kanal-set sistemlerinin bulunduğu bölgelere karşılık gelmektedir. Buna göre eş kalınlık haritası, Birim 1’ in kanal sisteminin oluşumu sırasında depolandığını göstermektedir.

5.4 Düşük Su Seviyesi Kaması

Çalışma alanının şelf kırığında ilerleyen refleksiyonlara sahip kamalar mevcuttur. Bunlar α uyumsuzluğunun üzerindedir ve düşük deniz seviyesinin derinliği hakkında ipuçları sunarlar (Şekil 5.7). Düşük su seviyesi dönemlerinde, su seviyesi çok yavaş olarak yükselmeye başladığından fazla tortul girdisi ve birikim alanı azlığı nedeniyle kamalar oluşmaktadır. Kesitlerdeki kamalar Algan ve diğer. (2002) tarafından Sakarya deltasında geniş çaplı olarak incelenmiştir. Buradaki lowstand kamaları da çalışma alanındakilere uymaktadır.

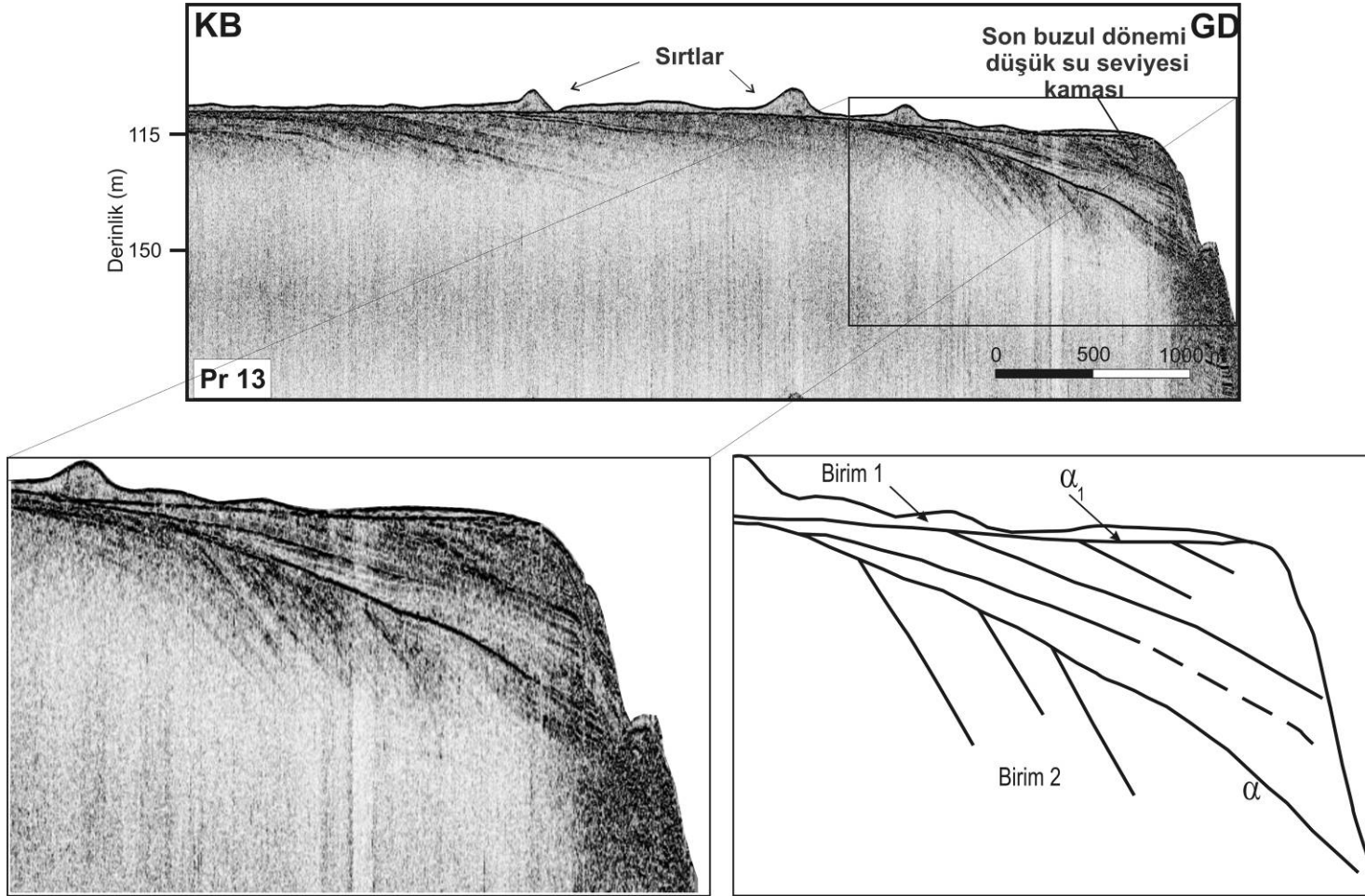


Şekil 5.6 a) Birim 1B'nin hesaplanan kalınlık haritası.



Şekil 5.6 b) Birim 1'in hesaplanan kalınlık haritası.

Bu kamaların tabanı -110 m deniz seviyesini göstermekte ve son buzul maksimum sırasındaki deniz seviyesini işaret etmektedir. Eski şelf kırığı derinliği -110 m'dedir. Demirbağ ve diğer. (1999) bu derinliği -105 m olarak hesaplamıştır. Ryan ile yapılan kişisel görüşmede, 2005 yılında yaptıkları çalışmada Birim 1B 'den elde edile yaş tayininde, bu birimin yaşınının 11800 yıl GÖ olarak saptandığını belirtilmiştir. Su seviyesi yükselmeye başladığı sırada Younger Dryas kurak dönemi (11-10 bin yıl önceki dönemi) başlamasıyla su seviyesi düşmüş ve su seviyesi düşmesinin yarattığı erozyon Birim 1B 'nin erozyonuna neden olduğu yorumu getirilmiştir..



Şekil 5.7 Profil PR-13'ün şelf ucundan geçen bölümünde gözlenen son lowstand dönemine ait kama.

5.5 Kanal Sisteminin Yaşı

Avrupa Assemblage projesi kapsamında bu çalışmada 9 m sediment örneklenmiş olan B2KS02 karotu analiz edilmiştir. Fanın yaşının belirlenmesi için karotun AMS C^{14} yaşlandırması ve mikropaleontolojik çalışması yapılmıştır. Tüm karot içerisinde benthic foraminifera gözlenmekte ve bu durum 6700 yıl öncesine kadar bu bölgenin ekolojik koşullarının bentik mikro fauna oluşumu için ideal olduğunu göstermektedir. Bölge tuzlu su girişini (karotun tabanında) sedimentsyon oranında da güçlü bir artış işaret etmektedir. Karadeniz'in KB kısmında benthic foraminifera, basende sapropel birikiminin başlamasının ardından deniz tabanında yerleşmiştir. Hâlbuki batı şelfte (karot: BSKS02) mikrofauna, Marmara ile olan bağlantı tekrar sağlanır sağlanmaz yerleşmiştir. (yaşlandırma Catherina Morigi tarafından yapılmıştır). B2 KS02 karotunun foraminifer analizi yapılmıştır.

Tablo 5.1 B2 KS02 karotunda ^{14}C AMS yaş tarihlemesi için kullanılan örnek çeşitleri.

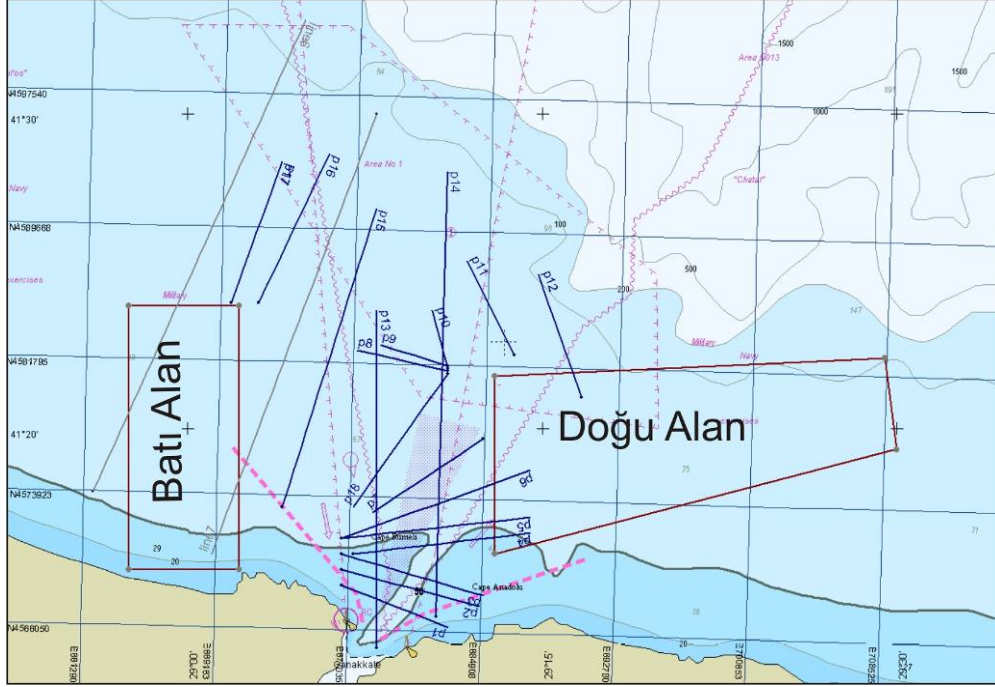
ID sayısı	Karot	derinlik cm	Örnek çeşidi	ağırlık (gr)
1	B2KS 02	80-81	Bivalves	0.07
2	B2KS 02	350-351	Bivalves	0.16
3	B2KS 02	875-876	<i>Hydrobia</i>	0.16
4	B2KS 02	875-876	<i>Ammonia beccarii</i>	0.05
5	B2KS 02	893-894	<i>Hydrobia</i>	0.08

Kanyon başlarını dolduran depozitleri örten Birim 1 B, W.B.Ryan (kişisel iletişim, 25 Mart 2008) çakıl, kum ve acı su kabuklarından oluşmaktadır. Birim 10750 yıl GÖ oluşmuştur. Bu birimin üstünü Aragonite sınırlandırmaktadır. (Younger Dryas dönemine denk gelmektedir). Gerçekte $CaCO_3$ çökmesi sonucu oluşan aragonit, evaporasyon ile eş anlamlıdır. Deniz suyu hacmi %50 azaldığında çökelmiştir. B2KS02 karotu Birim 1 ' in tabanını günümüzden 6700 C^{14} yıl önceye tarihlemiş olup su girişinin Birim 1 ile eş zamanlı olduğunu göstermektedir. Fanın yaşının yanı sıra karot, fanın yapısı ile ilgili bazı bilgilerde sunmaktadır. Gerçekte bu birimin tabanındaki yüksek bentik delikliler (foraminifer) konsantrasyonu, bu elemanların Akdeniz suyu tarafından getirildiğini göstermektedir. Bu durum anti-

katastrofların Marmara ve Karadeniz arasındaki bağlantının tekrar kurulmasının ani bir olay olmadığı görüşünü çürütmektedir.

Batimetri de gözlenen sırtlar, Karadeniz'in akıntılarıyla karışmayan tek yönlü akış sonucu oluşmuş oldukları düşünülmektedir. Ancak ana kanalın KD'na doğru ani dönüşü Karadeniz'in akıntı döngüleri ile ilişkili olabileceği gibi daha önceki bölümde bahsedilen hem sağ yönlü hem de bindirme bileşenin e sahip Kuzey sınır fayı ile ilgili de olabileceği düşünülmektedir. Sırtların yönelimi akıntılarının yönünün belirlenmesinde olanak tanımaktadır. Ancak bunların oluşum yaşları ve kanallarla aynı zamanda oluşup oluşmadıklarını kestirmek mümkün değildir. Sırtların arka yüzlerinde (GB) düşük, ön yüzlerinde (KD) yüksek eğime sahip olup boğazdan kuzeye doğru olan bir akıntıyı işaret etmektedir. Bu asimetrik sırtlar, Akdeniz suyunun boğazdan akması sırasında askıdaki sedimanların kanal banklarına depolanmasıyla oluşmuş olabilirler. Yani kanal sistemi oluşumu sırasında oluşmuş olma ihtimalleri bulunmaktadır çünkü daha çok 1 ve 2 nolu kanalların yan ve uç kısımlarında dağılım göstermektedirler. Üst şelfdeki sırtlar 60 m su derinliklerinde bulunmaktadır. Bu sırtların ise kanal sisteminin oluşumundan önce mi sonra mı oluşmuş oldukları konusunda yaş tayini olmadığından karar vermek mümkün değildir. Çok ışınlı batimetri haritasındaki konumları, kanal sisteminin sırtları kestiği izlenimi yaratmaktadır. Ayrıca TÜBİTAK "İstanbul Boğazı Karadeniz bağlantısı'nın Jeolojik ve Paleosinografik Evrimi" başlıklı PIA projesi kapsamında, Ağustos (2007) ayında, çalışma alanının hem doğusunda hem de batısında kalan eksik bölgelerde çok ışınlı batimetri verisi ve mühendislik sismiği verisi toplanmıştır. Bu alanların belirlenmesinde önceki çalışmalarda toplanan verilerden yararlanılacağı göz önüne alınarak, henüz multibeam çalışması yapılmamış bölgeler olmasına dikkat edilmiştir. Doğu ve batı alanlarının batimetrisinde görülen kum sırtları her iki alanda farklı su derinliklerinde yer almaktadırlar. Doğu alanındakilerin dizilimi eğri şeklinde ve yaklaşık -40 ile -60 m su derinliğindeyken, Batı alanındakiler doğrusal ve yaklaşık -70 m derinlikte yer almaktadır (Şekil 5.9). Bu verilerin veri işlemleri hala devam ettiğinden tez çalışmasında kullanılamamıştır Her iki alanda da çok ışınlı batimetri verisi ile birlikte sığ sismik veri toplanmıştır. Bu sismik profillerde de genel olarak üzeri traşlanmış (erozyonel yüzey) bir temel kaya üzerinde çok ince bir sedimentler örtü ve kum sırtları görülmektedir. Sedimenter örtü yer yer son derece incelmekte ve

temel kaya deniz tabanını teşkil etmektedir. Kapsamlı bilimsel yorum bu veriler ile önümüzdeki aylarda toplanacak olan planlanmış sismik veriler ve karot örnekleri ile birlikte değerlendirildikten sonra yapılacaktır (PIA 105Y156 nolu proje ara raporu).



Şekil 5.9 Batı ve Doğu alanlarında çok ışınlı batimetri ve sub-bottom profiller verisi toplanmıştır. Multibeam veri toplanan Batı ve Doğu alanları. Mavi çizgiler, gelecek dönemde toplanması planlanan sismik profilleri göstermektedir.

Bu kum sırtlarının üzerinden karot örneklerinin alınmasına ihtiyaç vardır. Bu sırtların yaşlandırılması Karadeniz'in su seviyesi değişimleri hakkında daha net bilgi sağlayacaktır. Eğer bu sırtlarının karsal olduğu ortaya konursa Karadeniz'in su seviyesinin son düşük su seviyesi döneminden önce yaklaşık -40 m' lere yükseldiğini (Boğaz eşiği o dönemde -30 m' de yer almaktaydı) ve o dönemde Karadeniz'den Marmara denizine akış olmuş olabileceğini gösterecektir. Bu durum anti-katastrofların savunduğu Karadeniz'den Akdeniz'e olan su geçişini ortaya koyacaktır. Fakat bu geçiş son buzul döneminden önceki bir dönemde ait olacaktır. Çünkü yüksek ayrımlı sismik veri son buzul döneminden sonra İstanbul Boğazı'ndan Karadeniz'e su boşalımı olduğunu göstermektedir.

Daha önce bahsedildiği gibi şelf kırığına doğru sırt sayısının artması, şelf kırığına doğru akıntı hızının artması ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir. Boğaz çıkışında akıntı hızı 70 cm/s iken şelf kırığında 90 cm/s ye ulaşmaktadır (Özsoyve diğer., 1995). Akıntı hızı haritası (Özsoy ve diğer., 2001) boğaz çıkışındaki akıntılarının hız ve yönlerini göstermektedir (Şekil 2.8). Bu akıntılar kanal doğrultuları ile uyuşmakta ve Akdeniz akıntısının yönünü göstermektedir. Dolayısıyla fan sisteminin kanalların yöneliminde Karadeniz'e giren Akdeniz suyunun akıntısının etkisinin olduğu yorumu getirilmiştir.

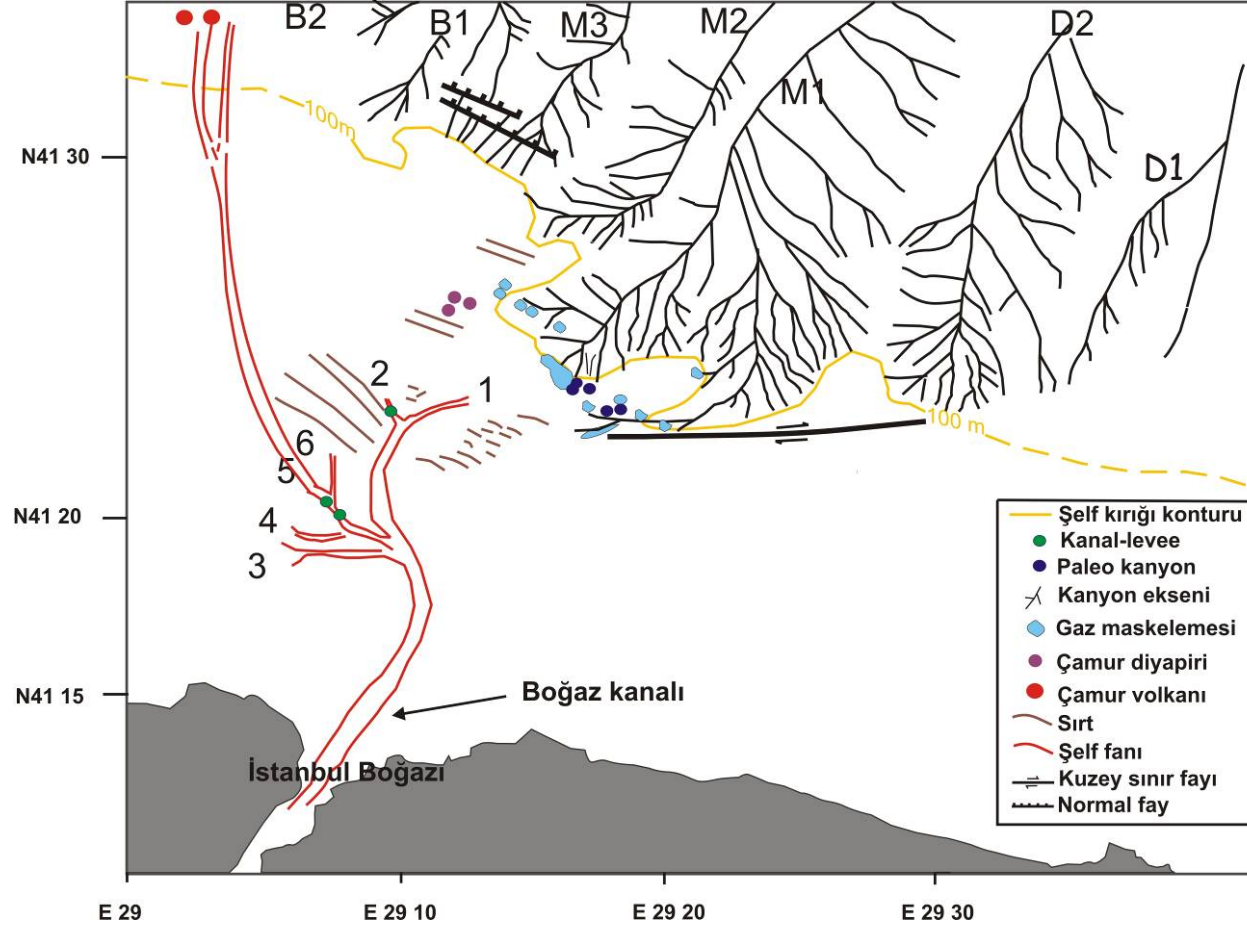
Bir önceki bölümde de incelendiği gibi gömülü kanalları (kanyonları) dolduran sedimentler düzgün tabakalanma göstermesi ve erozyonal yüzey α tarafından traşlanmış olması, bu kanyon başlarının düşük su seviyesinden daha önce olmuş olduğu sonucuna çıkartılmıştır. Çünkü kanyon başlarını dolduran çökeller uyumsuzluk tarafından tıraşlanmış olup Birim 1 bu kanyon başlarını örtmektedir. Kanyon başları, şelfteki fanın oluşumundan önce dolmuşlardır.

BÖLÜM ALTI

SONUÇLAR

Bu çalışmada İstanbul Boğazı çıkışı önündeki GB Karadeniz şelfi ve yamacı yüksek ayrımlı akustik verilerle incelenmiştir. Bölgenin genç tektoniği, güncel sedimantasyon ve son buzul döneminden bu yana olan su seviyesi değişimlerinin tortullar üzerindeki etkisi araştırılmıştır. Çalışma alanındaki yapıların tümü haritalanmıştır (Şekil 5.10).

Çalışma alanının kıtasal yamaç kısmında bir kanyon sistemi yer almaktadır. Çok yüksek ayrımlı sismik hatlarda kanyon duvarlarında tıraşlanmış tabakalar, kaotik çökellerle dolmuş ikincil kanyonlar, küçük kanallar ve kaymalar gözlenmiştir. Bu yapılar yamacın üst kısımlarında erozyonal işlemleri ifade etmektedir. Kütle hareketlerinin yarattığı türbidite akıntılarının kanyon başlarında ve duvarlarındaki erozyonal tıraşlanmanın meydana gelmesindeki ana mekanizma olduğu düşünülmektedir. Kanyon duvarlarının üst kısımlarında gözlenen uçurum yapıları da kütle hareketlerinin varlığını işaret etmektedir. Kanyon sistemindeki tüm kanyonların doğu duvarlarındaki ikincil kanyonlar ve küçük kanallar belirgin olarak daha fazladır. Bu durumun ana Karadeniz döngüsünün saatin tersi yönde dönmesi ile bağlantılı olduğu yorumu getirilmiştir. Ayrıca kanyon sistemini batı, orta ve doğu olarak 3'e ayırmak mümkündür. Doğu ve şelfte karaya doğru ilerleyen kanyon başlarının yer aldığı orta kanyonlarda ikincil kanyonların fazla olması buradaki bölgesel tektonik aktiviteye bağlanmıştır. Bu kanyon başlarından D-B uzanımlı olanın bir fay ile kontrol edildiği şeklinde yorumlanmıştır. Kanyon başının batıya ani dönüşü bu fayın sağ yönlü doğrultu atım bileşeni ile açıklanmaktadır. Şelf kırığı boyunca uzanan bu fayın hem doğrultu atım bileşeni hem de bindirme bileşenine sahip olması nedeniyle İstanbul Boğazı'nın oluşumunda etkili olan Kuzey Sınır Fayı olduğu yorumu getirilmiştir. Ayrıca bu kanyon başında çökelmiş güncel tortul olmaması ve kanyonun derin kısmında deniz tabanına gözlenen "megaripple"lar bu kanyondan derin basene doğru güncel akıntının varlığını işaret etmektedir. Erozyonal işlemleri tetikleyen etkenler şu şekilde özetlenebilir;



Şekil 5.10 Çalışma alanındaki yüksek ayrımlı sismik veri ve çok ışınlı ekosounder veri yorumlamasından elde edilen tüm yapıları gösteren harita. İstanbul Boğazı'ndan şelfe doğru ilerleyen kanal sistemi.

1) Gravitasyonel yük: Düşük su seviyesi sırasında tortul girdisinin fazla olması yamacın duraylılığını bozarak kütle hareketlerini tetiklemesi, 2) Lokal Tektonik: Sağ yanal bindirme bileşenli KSF, 3) Su seviyesi değişimleri sırasında olan içsel akıntılar ve rüzgârlar.

Çalışma alanında hem şelf bölgesinde hem de yamacın üst kısımlarında akustik kolon ve akustik türbidite türü gaz birikimlerine rastlanmıştır. Bu gaz birikimlerinin orta şelfte ve şelf ucunda gözlenmesi lowstand ve transgresyon sırasında oluşmuş olma olasılığını artırmaktadır. Düşük su seviyesi dönemleri sırasında taşınan organik maddenin biyojenik gaz üretimine neden olduğu yorumu getirilmiştir. Fayların yer aldığı yamaç bölgesindeki gazın varlığı derinlerdeki gazın belirteci olabileceği fakat bunun için daha derin sismik hatlara ve gaz kromotografisine ihtiyaç duyulmaktadır. Bu çalışmada yapılan gravite karot örneklenmesinde Batı Karadeniz’de ilk kez gaz hidratlara rastlanmıştır. Ayrıca şelf bölgesinde diyapir yapıları ve en batıdaki şelf bölgesinde de çamur volkanları gözlenmektedir. Bu yapıların altlarında akustik kolonların varlığı ve en güncel birimin (Holosen çamur örtüsü) bu yapıların kanatlarına onlap yaptığı gözlemlendiğinden, bunların çamur diyapirleri olduğu yorumu getirilmiştir. Bilindiği gibi GB Karadeniz şelfi Balkanit sıkışma kuşağının etkisi altındadır. Ayrıca şelf bölgesindeki tortullarda da antiklinal yapıların varlığı bölgenin sıkışma tektoniğinin etkisi altında olduğunu ifade etmektedir.

Çalışma alanının şelf kısmında 3 farklı birim ve 1 ana erozyonal yüzey gözlenmiştir. Birim 2 ve 3’ü traşlayan α yüzeyi tüm GB Karadeniz şelfi boyunca gözlenmektedir. Birim 2’de gözlenen eğimli ilerleyen refleksiyonlar su seviyesi düşmesini ifade etmektedir. Daha sonra tüm birimleri traşlayan α yüzeyinin varlığı su seviyesindeki bu düşüşün yarattığı erozyonal yüzeydir. Şelf ucunda gözlenen kamanın son lowstand sırasında oluştuğu sonucuna varılmıştır (düşük su seviyesi döneminin sonlarında su seviyesi çok yavaş olarak yükselmeye başladığı zaman fazla tortul girdisi ve çökme alanının kısıtlı olması nedeniyle kama oluşmuştur). Bu kamanın α yüzeyine onlap yapan klinofomlar içermesi ve hem de ilerleyen tabakaların toplam şeklinde gözlenen üst sınırının ikinci bir erozyonal yüzey α_1 ile traşlanmış olması bu bölgenin bölgesel bir su seviyesi yükselmesine maruz kaldığını ve hemen ardından tekrar bir düşmenin meydana geldiğini ifade etmektedir. Deniz

tabanının akustik görüntülenmesiyle kıtasal şelf ilerlemesinin ortaya konması ve Boğaz geçidinin Karadeniz'e olan uzantısının ortaya konması ve alınan karotlar deniz seviyesi değişimleriyle birlikte korele edilerek son buzul döneminden bu yana Karadeniz ve Marmara denizlerinin arasındaki bağlantının tekrar sağlanmasıyla ilgili bir senaryo ortaya konmuştur.

İstanbul Boğazı çıkışı şelfinde 1 ana kanal ve 6 tane küçük koldan meydana gelen ve KB'ya ani dönüş yaparak ilerleyen bir kanal sistemi mevcuttur. Elde edilen verilerden Boğaz Kanal sistemi ve ilişkili yapıların çok genç oluşumlar olduğu izlenimi yaratmaktadır. Ayrıca bu sistem Marmara ve Karadeniz arasında kurulan son bağlantı esnasında Akdeniz suyunun yüksek enerjili girişi ile oluşmuştur. Şelfte geniş yayımlı olarak gözlenen erozyon yüzeyi α , Son Buzul Maksimum döneminde oluşmuş olmalıdır. Bu esnada şelf alanı karasal aşınmaya maruzken, şelf kenarında da -110 m de bir düşük su seviyesi sistemi deposu (LST) meydana gelmiştir (aşama1). Son Buzul Döneminin bitimini takiben (18 000 yıl GÖ) buzullar eridikçe Dinyeper, Dinyester ve Volga gibi büyük nehirlerin debisi artmıştır. Ayrıca Alpler'den gelen erimiş buz suyu Tuna'yı beslemekteydi. Buzulların erimesi ile oluşan transgresyon Karadeniz'in deniz seviyesini 80 m yükseltmiştir (Karadeniz baseni o dönemde kapalı bir basendi) ve -30, -40 m konturlarına ulaştırmıştır (high stand systems tract). Karadeniz'in seviyesinin boğaz eşiğini aşip aşmadığı ve Karadeniz' in tatlı suyunun Marmara ya girip girmediği Marmara Denizi'nde yapılan çalışmalar ve Karadeniz'de gözlenen sırtların üzerinde yapılacak olan karot örneklemeleri ile ortaya konabilecektir. Birim 1B yüksek su seviyesi döneminde çökelmiştir. Transgresyonun ardından Karadeniz'in seviyesinin tekrar düşmüş olabileceğini ikinci erozyonal yüzey α_1 'in oluşmasından anlaşılmaktadır. -80 m'lik bu düşüş, -100 m derinliklerinde ikinci bir su seviyesi düşüşünü ifade eden şelf ucunda bir düşük su seviyesi sistemi deposu (LST) meydana getirmiştir. Bu düşüşün kanıtı, birim 1B'de traşlanmaya neden olan α_1 yüzeyidir. Bu birim şelfin her yerinde gözlenmediğinden ya temel kayacın girintili topografyasında evaporasyon sonucu kapanlanmış çok büyük miktarlardaki su içerisinde depolanmış ya da büyük çaplı bir erozyon biriminin büyük kısmını tıraşlamıştır. (high stand sırasında oluşmuş ve Younger Dryas dönemindeki α_1 uyumsuzluğu tarafından tıraşlanmıştır. Bu düşük

seviyenin yaşı Younger Dryas'da günümüzden 11 410 C¹⁴ yıl ve 10 640 C¹⁴ yıl öncesidir.

Birim 1'i oluşturan sedimenter malzemenin morfolojisi kaynak alanının Boğaz olduğunu açıkça göstermekte ve Boğazdan güçlü bir boşalım ile oluşmuş olduğu sonucuna varılmıştır. Boğazın ve Karadeniz çıkışının hidrodinamik özellikleri göz önüne alındığında bu kanal sistemi ve çevresindeki yapıların halen aktif oldukları kanal içlerinde tortul birikimi olmadığından anlaşılmakta fakat ne zaman oluşmaya başladıkları ancak uzun karot örneklerin incelenmesi ile ortaya çıkacaktır. PIA projesi kapsamında sık aralıklı alınacak CHIRP verisinin de katkısı olacaktır.

Çalışmadaki tüm faktörler göz önünde bulundurulduğunda, Karadeniz'in evriminin ve İstanbul Boğazı ile bağlantısının kurulmasında sadece su seviyesi değişimlerinin etkili olmadığı, bu değişimlerle birlikte tektonik hareketlerle de bağlantılı olduğu yorumu getirilmiştir. Marmara Denizi ile Karadeniz arasındaki son bağlantı Akdeniz suyunun katastrofik olarak Karadenize girişi ile gerçekleşmiştir.

KAYNAKLAR

- Abrajano, T., Aksu, A.E., Hiscott, R.N. & Mudie P.J. (2002). Aspects of carbon isotope biogeochemistry of late Quaternary sediments from the Marmara Sea and Black Sea. *Marine Geology*, 190,151-164.
- Alpar, & Yaltrak, C. (2000). Tectonic Setting of the Eastern Marmara Sea, *NATO Advanced Research Seminar*, Integration of Earth Sciences Research on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Cooperative Research, 14-16 Mayıs 2000, Abstracts, pp. 9-10, Istanbul, Turkey.
- Aksu, A.E., Yaşar, D. & Mudie, P.J. (1995a). Paleoclimatic and paleoceanographic conditions leading to development of sapropel layer S1 in the Aegean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 116, 71-101.
- Aksu, A.E., Yaşar, D. & Mudie, P.J. & Gillespie, H. (1995b). Late glacial-Holocene paleoclimatic and paleoceanographic evolution of the Aegean Sea: micropaleontological and stable isotopic evidence. *Marine Micropaleontology*, 25, 1-28.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N. & Yaşar, D. (1999). Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea Black Sea drainage corridor. *Marine Geology*, 153(1-4), 275-302.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Kaminski, M.A., Mudie, P.J., Gillespie, H., Abrajano, T., et al. (2002a). Last glacial-Holocene paleoceanography of the Black Sea and Marmara Sea: stable isotopic, foraminiferal and coccolith evidence. *Marine Geology*, 190(1-2), 119-149.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Mudie, P.J., Rochon, A., Kaminski, M.A., Abrajano, T., et al. (2002b). Persistent Holocene outflow from the Black Sea to the eastern Mediterranean contradicts Noah's Flood hypothesis. *GSA Today*, 12(5), 4-10.

- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Yasar, D., İşler, F.I. & Marsh, S. (2002c). Seismic stratigraphy of Late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: evidence for non-catastrophic variations in sea-level during the last ~10000 yr. *Marine Geology*, 190(1-2), 61-94.
- Alavi, S.N., Okyar, M. & Timur, K. (1989). Late Quaternary sedimentation in the strait of Bosphorus: high-resolution seismic profiling. *Mar. Geol.*, 89, 185-205.
- Algan, O., Çağaltay, N., Tchepalyga, A., Ongan, D., Eastoe, C. & Gökaşan, E. (2001). Stratigraphy of the sediment infill in Bosphorus Strait water exchange between the Black and Mediterranean Seas during the last glacial Holocene. *Geo-Mar. Lett.*, 20, 209-218.
- Algan, O., Gökaşan, E., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Alpar, B., Güneysu, E., et al. (2002). A high resolution seismic study in Sakarya Delta and submarine canyon, southern Black Sea shelf. *Continental Shelf Research*, 22 (10), 1511-1527.
- Algan, O., Ergin, M., Keskin, S., Gökaşan, E., Alpar, B., Ongan, D., et al. (2007). Sea-level changes during the Late Pleistocene-Holocene on the southern shelves of the Black Sea. In: Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Panin N. and Dolukhanov, P.M. (Eds). *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement*. Springer, New-York (USA), 603-631.
- Alptekin, Ö. (1973). Focal mechanism of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications. *Doktora Tezi*. New Mexico Institute of Mining and Technology, ABD.
- Anderson, A.L. & Hampton, L.D. (1980). Acoustics of gas-bearing sediment. *J. Acoust. Soc. Am.*, 73, 409-417.
- Andrussov, N.I. (1900). Bosphorus und Dardanellen. *Annu. Géol. Minéral. Russie.*, 4, 3-10.

- Antobreh, A.A. & Krastel, S. (2006). Morphology, seismic characteristics and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: a newly discovered canyon preserved off a major arid climatic region. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 37-59.
- Arslanov, Kh.A., Gei, N.A., Izmailov, Ya.A., Lokshin, N.V., Gerasimova, S.A. & Tertychny, N.I. (1983). O vozraste i klimaticheskikh usloviakh formirovaniia osadkov pozdnepleisotsenovikh morskikh terras poberez'ia Kercheskogo proliva [On the age and climatic conditions of sediment formation in the Late Pleistocene marine terraces of the Kerch Strait]. *Vestnik Leningradskogo Gosudarstvennogo Universiteta (LGU), seriia geologiiia geografiia*, 12, 69-79.
- Bahr, A., Arz, H.W., Lamy, F. & Wefer, G. (2006). Late glacial to Holocene paleoenvironmental evolution of the Black Sea, reconstructed with stable oxygen isotope records obtained on ostracod shells. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3-4), 863-875.
- Bahr, A., Lamy, F., Arz, H.W., Major, C., Kwiecien, O. & Wefer, G. (2008). Abrupt changes of temperature and water chemistry in the late Pleistocene and early Holocene Black Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(1), 1-29.
- Balabanov, I.P. (2007). Holocene sea-level changes of the Black Sea. In: Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Panin, N. and Dolukhanov, P.M. (Eds.). *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement*. Springer, New-York (USA), 603-631.
- Balandin, Yu.G., & Trashchuk, N.N. (1982). Kolebaniia urovnia moria v golotsene i ikh otrazhenie v stroenii litifitsirovannykh rakushechnykh otlozhenii Arabatskoi kosy Azovskogo moria [Sea-level changes in the Holocene and their reflection in the structure of lithified coquina sediments of the Arabatkaia spit on the Sea of Azov]. In *Izmeneniia urovnia moria [Sea Level Fluctuations]*. Kaplin, P.A. (Ed.). 227-237. Izdatel'stvo Moskovskogo Universiteta, Moscow. (In Russian).

- Ballard, R.D., Collemam, D.F. & Rosenberg, G.D. (2000). Further evidence of abrupt Holocene drowning of the Black Sea shelf. *Mar. Geol.*, 170, 253-261.
- Banks, C.J. & Robinson, A.G. (1997). Mesozoic strike-slip back-arc basins of the western Black Sea region. In: Robinson, A.G. (Ed.). *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*. American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir, 68, 53-62.
- Baraza, J., Ercilla, G. & Nelson, C.H. (1999). Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine Geology*, 155, 191-215.
- Barka, A. & Reilinger, R. (1997). Tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geofisica XL (3)*, 586-608.
- Belderson, R.H. & Kenyon, N.H. (1976). Long-range sonar views of submarine canyons. *Marine Geology*, 22, 69-74.
- Berner, R. A. (1982). Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean: Its geochemical and environmental significance. *Am. J. Sci.*, 282, 451-473.
- Boccaletti, M. & Manetti, P. (1988). The main unconformities and tectonic events in the Pontides. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 30, 9-16.
- Boe, R., Hovland, M., Instanes, A., Rise, L. & Vasshus, S. (2000). Submarine slide scars and mass movements in Karmsundet and Skudenesfjorden, southwestern Norway: morphology and evolution. *Marine Geology*, 167, 147-165.

- Bogdanova, A. (1969). Hydrology of the Bosphorus and the pre-Bosphorus region of the Black Sea. The water exchange through the Bosphorus and its repercussion on the hydrobiology and the biology of the Black Sea. *Kiev. Naukova dumka*, 3-12.
- Borsuk, A.M. & Sholpo, V.N. (1983). Correlation of endogenous processes in the Alpin cycle of the Caucasus. In: Rast, N. and Delany, F.M. (Eds.). *Profiles of Orogenic Belts* (97-143). Geol. Soc. Of Am., Colorado, USA.
- Bur'yanova, V.V., Gordienko, V.V., Russakov, O.M., Soloviev, V.M. & Starostenko, V.I. (1989). Magnetic field of Black Sea Region. In: Belousov, V.V., Volvovsky, B.S. (Eds.). *Structure and Evolution of the Earth's Crust and Upper Mantle of the Black Sea* (81-83). Nauka, Moscow.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A. et al. (2004). Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Mar. Geol.*, 213, 9-72.
- Canals, M., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Palanques, A. & Fabres, J. (2006). Flushing submarine canyons. *Nature*, 444, 354-357.
- Carlson, P.R. & Karl, H.A. (1988). Development of large submarine canyons in the Bering Sea, indicated by morphologic, seismic, and sedimentologic characteristics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1594-1615.
- Casas, D., Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B. & Maldonado, A. (2003). Recent massmovement processes on the Ebro continental slope (NW Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology*, 20, 445-457.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C., Tchapylyga, A., Ongan, D. et al. (2000). Late Glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Seas. *Marine Geology*, 167, 191-206.

- Chepalyga, A.L., 1985. Inland sea basins. In: Velichko, A.A., Editor, , 1985. *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*, University of Minnesota Press, Minneapolis, pp. 229–247.
- Çifçi., G., Dondurur, D. ve Okay, S. (2005). *Yüksek Ayrımlı Deniz Jeofiziği Yöntemleri*. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Baskısı.
- Dachev, C., Stanev, V. & Bokov, P. (1988). Structure of the Bulgarian Black Sea area. *Boll. Geofis. Teor. Ed Applicata*, 30, 197-324.
- Degens, E.T. (1971). Sedimentological history of the Black Sea over the last 25,000 years. In *Geology and History of Turkey*. Campbell, A.S (Ed.). *13th Annual Field Conference Guidebook* (407-429). Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli.
- Demirbağ, E., Gökaşan, E., Oktay, F.Y., Şimşek, M. & Yüce, H. (1999). The last sea level changes in the Black Sea: evidence from the seismic data. *Marine Geology*, 157, 249-265.
- Deuser, W.G. (1974). Evolution of anoxic conditions in the Black Sea during the Holocene. In: Degens, E.T. and Ross, D.A. (Eds.). *The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology*. 20. Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol., 133-136.
- Dewey, J. W. (1976). Seismicity of northern Anatolia. *Bulletin of Seismological Society of America*, 3, 843-868.
- Di Iorio, D. & Yüce, H. (1999). Observations of Mediterranean flow into the Black Sea. *Journal of Geophysical Research*, 104, 3091-3108.
- Dibblee, T.W. (1977). Strike-slip tectonics of the San Andreas Fault and its role in Cenozoic basin evolution. In: Sylvester, A.G. (Ed.). *Wrench Fault Tectonics*. *Am. Assoc. Pet. Geol., Reprint 29*, 159-172.

- Dimitrov, L. (2002). Contribution to atmospheric methane by natural seepages on the Bulgarian continental shelf. *Cont. Shelf. Res.*, 22, 2429-2442.
- Dondurur, D. (2005). Doğu Karadeniz’de Gaza Doygun Tortullar ve Bunların Sismik ve Sonar Verileri İle Araştırılması. *Doktora Tezi*. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Duchkov, A.D. (1996). Generalized data on the heat flow. In: Volvovsky, B.S., Starostenko, V.I. (Eds.). *Geophysical Parameters of the South Sector of Alpine Orogen*. Naukova Dumka, Kiev, 126-134.
- Egorov, V.N., Polikarpov, G.G., Gulin, S.B., Artemov, Y.G., Stokozov, M.A. & Kostova, S.K. (2003). Modern conception about forming-casting and ecological role of methane seeps from bottom of the Black Sea. *Mar. Ecol. J.*, 2(3), 5-26.
- Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Kecer, M. ve Unay, E. (1998). Doğu Marmara bölgesinin Neojen-Kuvaternerdeki evrimi [The Neogene-Quaternary evolution of the eastern Marmara region]. *MTA Dergisi* 120, 289-314.
- Ergün, M., Dondurur, D., Çifçi, G. (2002). Acoustic evidence for shallow gas accumulation in the sediments of the eastern Black Sea. *Terra Nova*, 14, 313-320.
- Erinç, S. (1940). Boğaziçi eşiğinde morfoloji araştırmaları. *Diploma Tezi*. Faculty of Literature, İstanbul University, İstanbul.
- Erinç, S. (1953). Karadeniz ve çevresinin morfolojik tekamülü ile Pleistosen iklim tehavülleri arasındaki münasebetler [Relationship between Pleistocene climatic changes and the morphological development of the Black Sea and surroundings]. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 3, 46-49.

- Erinç, S. (1982). *Jeomorfoloji I*. İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları, 2391.
- Erol, O. (1979). *Dördüncü çağ (Kuvaterner) jeoloji ve jeomorfolojisinin ana çizgileri [Outlines of the Quaternary geology and morphology]*. Ankara Üniversitesi Dil Tarih ve Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Araştırmaları Enstitüsü Yayınları, 22.
- Ertek, T.A. (1995). *Kocaeli Yarımadasının Kuzeydoğu Kesiminin Jeomorfolojisi*. Çantay Kitabevi.
- Evans, D., King, E.L., Kenyon, N.H., Brett, C. & Wallis, D. (1996). Evidence for long-term instability in the Storegga Slide region off western Norway. *Marine Geology*, 130, 281-292.
- Farre, J.A., McGregor, B.A., Ryan, W.G.F. & Robb, J.M. (1983). Breaching the shelfbreak: Passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. In: Stanley, D.J. ve Moore J.C. (Eds.). *The Shelfbreak*. SEPM Spec. Publ. 33.
- Fedorov, P.V. (1978). *Pleistosen Ponto-Kaspiia [The Pleistocene of the Ponto-Caspian]*. Nauka, Moscow.
- Fedorov, P.V. (1988). The problem of changes in the level of the Black Sea during the Pleistocene. *International Geology Review*, 30(6), 635-641.
- Field, M.E., Clarke, S.H. & Kvenvolden, K. (1980). Diapir-like ridges and possible hydrocarbon occurrence, northern California continental margin. *AAPG Bulletin*, 64, 706.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M. & Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bolletino Di Geofisica Teorika Ed Applicata*, 30, 197-324.

- Gamkrelidze, I.P. (1986). Geodynamic evolution of the Caucasus and the adjacent areas in Alpine time. *Tectonophysics*, 127, 261-277.
- Gaynanov, V.G., Bouriak, S.V., Ivanov, M.K. (1998). Seismic evidence for gas accumulation related to the area of mud volcanism in the deep Black Sea. *Geo-Mar. Lett.*, 18, 139-145.
- Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Gökaşan, E., Algan, O., Tok, B. & Doğan, E. (2002). Morphologic features of the Marmara Sea from multi-beam data. *Mar. Geol.*, 190, S0025-3227(02) 00356-0.
- Gillet, H. (2004). La stratigraphie tertiaire et la surface d'érosion messinienne sur les marges occidentales de la mer Noire: stratigraphie sismique haute résolution. *Ph.D. Thesis*. Université de Bretagne Occidentale.
- Ginsburg, G.D, Soloviev, V.A (1998). *Submarine gas hydrates*. VNII Okeangeologia, St. Petersburg.
- Giosan, L. (2007). In: Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Panin, N. & Dolukhanov, P.M. (Eds.). *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*. Springer, Berlin, 971. 246 illus. *Quaternary Science Reviews*, 26(13-14), 1897-1900.
- Goncharov, V.P., Neprochnov, Yu.P. & Neprochnova, A.F. (1972). *Floor Relief and Deep Structure of the Black Sea Depression*. Nauka, Moscow.
- Gökaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F.Y., Ecevitoğlu, B., Şimşek, M. & Yüce, H. (1997). On the origin of the Bosphorus. *Marine Geology*, 140, 183-199.
- Gökaşan, E. (1998). İstanbul Boğazı Kuvaterner evriminin sismik stratigrafik yöntemlerle incelenmesi (The Investigation of the Quaternary Evolution of the Bosphorus by the Seismic stratigraphic Interpretation, in Turkish). *Doktora Tezi*. Institute of Marine Sciences and Management, Istanbul University, İstanbul.

- Gökaşan, E., Alpar, B., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Tok, B., Doğan, E., et al. (2001). Active tectonics of the İzmit Gulf (NE Marmara Sea) from high resolution seismic and multi-beam bathymetry data. *Mar. Geol.*, 175, 271-294.
- Gökaşan, E., Ustaömer, T., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Öztürk, K., Tur, H., et al. (2003). Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multi-beam bathymetric and seismic data. *Geo-Marine Letters*, 23, 19-33.
- Göksu, Y.H., Özer, M.A. ve Çetin, O. (1990). In: Meriç, E. (Ed.). *Mollusk kavkılarının ESR yöntemi ile tarihlendirilmesi. İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları*. ITU Vakfı, 96-97.
- Guichard, F. & Assemblage Partners (2006). Assemblage deliverable 14: Isotope curves; tables of absolute ages obtained from on dating of sample, European Community, Energy, Environment and Sustainable Development, Brest.
- Hiscott, R.N. & Aksu, A.E. (2002). Late Quaternary history of the Marmara Sea and Black Sea from high-resolution seismic and gravity-core studies. *Marine Geology*, 190, 261-282.
- Hiscott, R.N., Aksu, A.E., Yaşar, D., Kaminski, M.A., Mudie, P.J., Kostylev, V.E., et al. (2002). Delta south of the Bosphorus Strait record persistent Black Sea outflow to the Marmara Sea since ~ 10 ka. *Marine Geology*, 190, 95-118.
- Hiscott, R.N., Aksu, A.E., Mudie, P.J., Marret, F., Abrajano, T., Kaminski, M., et al. (2007). A gradual drowning of the southwestern Black Sea shelf: Evidence for a progressive rather than abrupt Holocene reconnection with the eastern Mediterranean Sea through the Marmara Sea Gateway. *Quaternary International*, 167(8), 19-34.
- Hochstätter, F. (1870). Die Geologischen Verhältnisse des Östlichen Teils der Europäischen Türkei. *Jahrb. Kk. Geol. Reichsanstalt*, 20(1), 365-461.

- Hovland, M. & Judd, A.G. (1988). *Seabed pockmarks and seepages*. Graham and Trotman, London.
- Hovland, M. & Curzi, P. (1989). Gas seepage and assumed mud diapirism in the Italian Central Adriatic Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 6, 161-169.
- Hunt, J.M. (1974). Hydrocarbon geochemistry of the Black Sea. In: Degens, E.T. & Ross, D.A. (Eds.). *The Black Sea—geology, chemistry and biology*. Tulsa, OK, AAPG Mem., 20, 499-504.
- Ion, G., Lericolais, G., Nouzé, H., Panin, N. & Ion, E. (2002). Seismo-acoustic evidence of gases in sedimentary edifices of the paleo-Danube realm. *CIESM Workshop Ser.*, 17, 91-95.
- Ivanov, G.I. & Shmuratko, V.I. (1983). Characteristics of variation of the Black Sea level in Postglacial time. *Water Resources* 6(3), 314-321.
- Ivanov, M.V., Vainstein, M.B., Galchenko, V.F., Gorlator, S.N. & Lein, A.Y. (1983). Distribution and geochemical activity of bacteria in sediments of the western part of the Black Sea. In: *Geochemical processes in the western part of the Black Sea*. Bulgarian Academy of Science, Sofia, 150-181, *Geo-Mar. Lett.* (2007), 27, 173-183.
- Ivanov, M.V., Pimenov, N.V., Rusanov, II., Lein, A.Yu. (2002). Microbial processes of the methane cycle at the north-western shelf of the Black Sea. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 54, 589-599.
- Jones, R.W. & Simmons, M.D. (1997). A review of the stratigraphy of eastern Paratethys (Oligocene-Holocene), with particular emphasis on the Black Sea. In: Robinson, A.G. (Ed.). *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*. AAPG Mem., 68, 39-52.

- Jones, A.P. & Omoto, K. (2000). Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan. *Sedimentology*, 47, 1211-1226.
- Judd, A.G. & Hovland, M. (1992). The evidence of shallow gas in marine sediments. *Cont. Shelf. Res.* 12(10), 1081-1095.
- Judd, A.G, Davies, G., Wilson, J., Holmes, R., Brown, G. & Bryden, I. (1997). Contribution to atmospheric methane by natural seepages on the UK Continental Shelf. *Marine Geol.*, 137,165-189.
- Judd, A.G., Hovland, M., Dimitrov, L.I., Garcia-Gill, S. & Jukes, V. (2002). The geological methane budget at Continental Margins and its influence on climate change. *Geofluids*, 2, 109-126.
- Judd A.G. (2003). The global importance and context of methane escape from the seabed. *Geo-Marine Lett.*, DOI 10.1007/s00367-003-0136-z.
- Kaminski M.A., Aksu, A.E., Box, M., Hiscott, R.N, Filipescu, S. & Al-Salameen M. (2002). Late Glacial to Holocene benthic foraminifera in the Marmara Sea: implications for Black Sea-Mediterranean Sea connections following the last deglaciation. *Marine Geology*, 190, 165-202.
- Karantsev, Y.V. (1982). *Tectonics of the Crimea*. Nauka, Moscow.
- Kazmin, V. (1997). Mesozoic to Cenozoic history of the back-arc basins in the Black Sea -Caucasus region. *Cambridge Arctic Shelf Program (CASP)*, Report, N656. Cambridge.
- Kazmin, V.G., Schreider, A.A., & Bulychev, A.A. (2000). Early stages of evolution

- of the Black Sea. In E. Bozkurt, J.A. Winchester, & J.D.A. Piper (Eds.). *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* (235-249). Geological Society, London, Special Publications, 173.
- Kolla, V. & Perlmutter, M.A. (1993). Timing of turbidite sedimentation on the Mississippi Fan. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77, 1129-1141.
- Kotelnikova, S. (2002). Microbial production and oxidation of methane in deep subsurface. *Earth-Sci. Rev.*, 58, 367-395.
- Kottke, B., Schwenk, T., Breitzke, M., Wiedicke, M., Kudrass, H.R. & Spiess, V. (2003). Acoustic facies and depositional processes in the upper submarine canyon Swatch of No Ground (Bay of Bengal). *Deep-Sea Res.*, 50, 979-1001.
- Kruglyakova, R.P., Byakov, Y.A., Kruglyakova, M.V., Chalenko, L.A. & Shevtsova, N.T. (2004). Natural oil and gas seeps on the Black Sea floor. In: Woodside, J.M, Garrison, R.E, Moore, J.C, Kvenholden, K.A. (Eds.). *Proc 7th Int Conf Gas in Marine Sediments*, 7–12 October 2002, Baku, Azerbaijan. Part 2. *Geo-Mar. Lett.* 24(3), 150-162.
- Kutas, R.I., Tsvyashenko, V.A. & Kravchuk, O.P. (1996). Thermal Field and Thermal model of the earth Crust of the Black Sea region. In: Volvovsky, B.S. ve Starostenko, V.I. (Eds.). *Geophysical Parameters of the South Sector of Alpine Orogen*. Naukova Dumka, Kiev, 120-126.
- Kutas, R.I., Rusakov, O.M. & Kobolev, V.P. (2002). Gas seeps in Northwestern Black Sea: geological and geophysical studies. *Russ. Geol. Geophys.*, 43(7), 698-705.
- Kvasov, D.D. (1975). *Late Quaternary history of the large lakes and inlet seas of the Eastern Europe*. Nauka, Leningrad, Russia.

- Kwiecien, O., Arz, H., Lamy, F., Bahr, A., Wulf, S. & Haug, G. (2006). Preliminary results on core MD04 2760 from the southwestern Black Sea. In: E.G.U. 2006 (Ed.). *European Geosciences Union 2006. Geophysical Research Abstracts*, 8, 06947.
- Laursen, J. & Normark, W.R. (2002). Late Quaternary evolution of the San Antonio Submarine Canyon in the central Chile forearc (~33°S). *Marine Geology*, 188, 365-390.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., et al. (2001). The active Main Marmara Fault, Earth and Planet. *Sci. Lett.*, 192, 595-616.
- Lee, H. & Baraza, J. (1999). Geotechnical characteristics and slope stability in the Gulf of Cadiz. *Marine Geology*, 155, 173-190.
- Lericolais, G., Le Drezen, E., Nouze, H., Gillet, H., Ergün, M., Çifçi, G., Avcı, M., Dondurur, D., Okay, S. (2002). Recent Canyon heads evidenced at the Bosphorus outlet, *American Geophysical Union (AGU) Fall Meeting*, San Francisco, California.
- Lericolais, G., Popescu, I., Panin, N., Ryan, W.B.F. & Guichard, F. (2003). Last Rapid Flooding in the Black-sea. In: Uscinowicz, S. ve Zachowicz, J. (Eds.). *Rapid transgressions into semi-enclosed basins - IGCP 464 (39)*. Polish Geological Institute, Gdansk.
- Lericolais, G., Bulois, C., Gillet, H. & Guichard, F. (2006). *High frequency sea level fluctuations recorded in the Black Sea since the LGM*. In: G., Camoin, D. A., Fulthorpe, C. ve Miller, K. (Eds.). *Sea Level Changes - Records, Processes, and Modelling - Giens (France)*.

- Lericolais, G., Popescu, I., Guichard, F. & Popescu, S.M. (2007). A Black Sea lowstand at 8500 yr B.P. indicated by a relict coastal dune system at a depth of 90 m below sea level. In: Harff, J., Hay, W.W. ve Tetzlaff, D.M. (Eds.). *Coastline Changes: Interrelation of Climate and Geological Processes* (171-188). GSA Books; Allen Press, Inc., Special Paper, 426.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L., et al. (1977). The Black Sea: a marginal basin; geophysical and geological data. In: Biju-Duval, B. ve Montadert, L. (Eds.). *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins* (363-376). Editions Technip, Paris.
- Limonov, A.F, van Weering, TjCE., Kenyon, N.H., Ivanov, M.K. & Meisner, L.B. (1997). Seabed morphology and gas venting in the Black Sea mud volcano area: observations with the MAK-1 deep-tow sidescan sonar and bottom profiler. *Mar. Geol.*, 137, 121-136.
- Lüdmann, T., Wong, H.K., Konerding, P., Zilmer, M., Petersen, J. & Flüh, E. (2004). Heat flow and quantity of methane deduced from a gas hydrate field in the vicinity of the Dniepr canyon, Northwestern Black Sea. In: Woodside, J.M., Garrison, R.E., Moore, J.C. ve Kvenholden, K.A. (Eds.). Proc 7th Int. Conf. Gas in Marine Sediments, 7-12. *Geo-Mar. Lett.*, 24(3), 182-193.
- Luth, C., Luth, U., Gebruk, A.V. & Thiel, H. (1999) Methane gas seeps along the oxic/anoxic gradient in the Black Sea: manifestations, biogenic sediment compounds and preliminary results on benthic ecology. *Mar. Ecol.*, 20(3/4), 221-249.
- Major, C.O., Ryan, W.B.F., Lericolais, G. & Hajdas, I. (2002). Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial-interglacial transition. *Marine Geology*, 190(1-2), 19-34.

- Masson, D.G., Harbitz, C.B., Wynn, R.B., Pedersen, G. & Lovholt, F. (2006). Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Phil. Trans. R. Soc., A* 364, 2009-2039.
- Mastbergen, D.R. & van den Berg, J.H. (2003). Breaching in fine sands and the generation of sustained turbidity currents in submarine canyons. *Sedimentology*, 50, 625-637.
- Maynard, N.G. (1974). Diatoms in Pleistocene deep Black Sea sediments. In: Degens, E.T. & Ross, D.A. (Eds.). *The Black Sea-geology, chemistry, and biology* (389-396), 20. AAPG Mem.
- Mazzini, A., Ivanov, M.K., Parnell, J., Stadnitskaia, A., Cronin, B.T., Poludetkina, E. et al. (2004). Methane-related authigenic carbonates from the Black Sea: geochemical characterisation and relation to seeping fluids. *Mar. Geol.*, 212, 153-181.
- McKenzie, D.P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean regions. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-185.
- Meisner, L.B., Gorshkoz, A.S. & Tugolesov, D.A. (1995). Neogene-quaternary Sedimentation in the Black Sea Basin. In: *Geology of the Black Sea Basin*. Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E. ve Örcen, S. (Eds.). 131-136. General Directorate of Min. Res. And Explor., Ankara.
- Meriç, E. ve Sakınç, M. (1990). Foraminifera. In: Meriç, E. (Ed.). *İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) Dip tortulları* (15-41). ITU Vakfi.
- Meriç, E., Kerey, E., Avşar, N., Tunoğlu, C., Taner, G., Kapan-Yesilyurt, S. ve diğer. (2000). Geç Kuvaterner (Holosen)'de İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısı hakkında yeni bulgular (New findings on the Late Quaternary (Holocene) Marmara Sea-Black Sea connection via the Bosphorus sea way). *Geol. Bull. of Turkey*, 43, 73-118.

- Milkov, A.V. (2000). World wide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates: *Marine Geology*, 167, 29-42.
- Mudie, P.J., Aksu, A.E., Yaşar, D., 2001. Late Quaternary dinofl llate cysts from the Black, Marmara and Aegean seas: variations in assemblages, morphology and paleosalinity. *Mar. Micropaleontol.* 43, 155-178.
- Mulder, T. & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269-299.
- Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Puig, P. & Orange, D.L. (2004). Sediment deposition in a modern submarine canyon: Eel Canyon, northern California. *Marine Geology*, 211, 101-119.
- Naudts, L., Greinert, J., Artemov, Y. & De Batist, M. (2006). Geological and morphological setting of 2778 methane seeps in the Dnepr paleodelta, northwestern Black Sea. *Mar. Geol.*, 227, 177-199.
- Neretin, L.N., Böttcher, M.E., Jørgensen, B.B., Volkov, II., Lüschen, H. & Hilgenfeldt, K. (2004). Pyritization processes and greigite formation in the advancing sulfidization front in the Upper Pleistocene sediments of the Black Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 68(9), 2081-2093.
- Neveskaya, L.A. (1965). *Pozdnechetvertichnye dvustvorchatye molliuski Chernogo Moria, ikh sistematika i ekologiia* [Late Quaternary Bivalve Molluscs of the Black Sea, their Systematics and Ecology]. Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademii Nauk SSSR 105. Nauka, Moscow.
- Nevesky, E.N. (1967). *Protsessy osadkoobrazovaniia v pribrezhnoi zone moria*. [Processes of Sedimentation in the Coastal Zone of the Sea]. Nauka, Moscow.

- Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. & Brunet, M. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling. *Sedimentary Geology*, 156, 149-168.
- Normark, W. R. (1970). Growth patterns of deep sea fans: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, 2170-2195.
- Normark, W.R. & Piper, D.J.W. (1991). Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. In: Osborne, R.H. (Ed.). *From the Shoreline to Abyss. Soc. Sediment. Geol. Spec. Publ.*, 46, 207-230.
- Nur, A., Ron, H. & Scott, O. (1989). Mechanics of distributed fault and block rotation. In: Kissel, C. ve Laj, C. (Eds.). *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation. NATO ASI Ser.*, 254, 209-228.
- Oğuz, T., Özsoy, E., Latif, M.A., Sur, H.İ. & Ünlüata, Ü. (1990). Modeling of hydraulically controlled Exchange flow in the Bosphorus Strait. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 945-965.
- Oğuz, T., Latun, V.S., Latif, M.A., Vladimirov, V.V., Sur, H.İ., Markov, A.A., et al. (1993). Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea. *Deep-Sea Res. I.*, 40, 1597-1612.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C. & Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Marine Geology*, 22, 267-270.
- Okay, A.I. & Şahintürk, Ö. (1997). Geology of the eastern Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* (291-311), 68. AAPG Memoir.

- Okay, A.I. & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. ve Seranne, M. (Eds.). *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. Geological Society* (182-213), 156. London, Special Publication.
- Oktay, F.Y. ve Sakınç, M. (1993). Geç Kuvaterner'de İstanbul Boğazı'nın oluşumuna neden olan tektonik hareketler. *Türkiye Kuvaterneri workshop bildiri özleri*, 69-71.
- Oktay, F.Y., Gökaşan, E., Sakınç, M., Yaltırak, C., İmren, C. & Demirbağ, E. (2002). The effects of the North Anatolian Fault Zone on the latest connection between Black Sea and Sea Marmara. *Mar. Geol.*, 190, S0025-3227(01)00246-8.
- Orange, D.L., Yun, J., Maher, N., Barry, J. & Green, G. (2002). Tracking California seafloor seeps with bathymetry, backscatter and ROVs. *Cont. Shelf. Res.*, 22, 2273-2290.
- Özsoy, E., Latif, M.A., Tuğrul, S. & Ünlüata, Ü. (1995). Exchanges with the Mediterranean, fluxes and boundary mixing processes in the Black Sea. In: Briand, F. (Ed.). *Mediterranean Tributary Seas. Bulletin de l'Institut Oceanographique, Monaco, Special No. 15, CIESME Science Series, 1*, 1-25.
- Özsoy, E., Latif, M.A., Sur, H.İ. & Goryachkin, Y. (1996). A review of the exchange flow regimes and mixing in the Bosphorus Strait. In: Briand, F. (Ed.). *Mediterranean Tributary Seas. Bulletin de l'Institut Oceanographique, Monaco, Special No. 17, CIESME Science Series, 2*, 187-204.
- Özsoy, E., Di Iorio, D., Gregg, M. & Backhaus, J. (2001). Mixing in the Bosphorus Strait and the Black Sea Continental Shelf: Observations and a Model of the Dense Water Outflow. *J. Mar. Sys.*, 31, 99-135.

- Pamir, H.N. (1938). On the problem about the formation of the Strait of İstanbul (in Turkish). *MTA Bull.*, 3(4), 61-69.
- Peacock, D.C.P., Anderson, M.W., Morris, A. & Randall, D.E. (1998). Evidence for the importance of 'small' faults on block rotation. *Tectonophysics*, 299, 1-13.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A. & Gorshkov, A. (1989). The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics*, 161, 1-21.
- Phillipson, A. (1898). Bosphorus und Hellespont. *Geogr. Zeitschr.*, 4, 16-26.
- Pirazzoli, P.A. & Pluet, J. (1991). *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Elsevier Oceanography Series, 58. Elsevier Scientific Publishers, Amsterdam and New York.
- Polat, Ç. & Tuğrul, S. (1996). Chemical exchange between the Mediterranean and Black Sea via the Turkish Straits. In: Briand, F. (Ed.). *Dynamics of Mediterranean Straits and Channels*. Bulletin de l'Institut Oceanographique, Monaco, Special No. 17, *CIESME Science Series*, 2, 167-186.
- Polikarpov, G.G., Egorov, V.N., Nezhdanov, A.I., Gulin, S.B., Kulev, Yu.D. & Gulin, M.B. (1989). Methane gas seeps in the Black Sea-a new object of molismology. In: Polikarpov, G.G. (Ed.). *Molismology of the Black Sea* (10-20). Nauka, Kiev.
- Popescu, I., De Batist, M., Lericolais, G., Nouzé, H., Poort, J., Panin, N. et al. (2006). Multiple bottom-simulating reflections in the Black Sea: potential proxies of past climate conditions. *Mar. Geol.*, 227, 163-176.

- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., De Batist, M. & Gillet, H. (2007). Seismic expression of gas and gas hydrates across the western Black Sea. *Geo-Marine Letters*, 27(2-4), 173-183.
- Prentice, I.C., Guiot, J. & Harrison, S.P. (1992). Mediterranean vegetation, lake-level and paleoclimate at the Last Glacial Maximum. *Nature*, 360, 658-670.
- Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Parsons, J.D. & Sternberg, R.W. (2004). Storm-induced sediment gravity flows at the head of the Eel submarine canyon, northern California margin. *Journal of Geophysical Research*, 109, C03019.
- Ramrath, A., Zolitschka, B., Wulf, S. & Negendank, J.F.W. (1999). Late Pleistocene climatic variations as recorded in two Italian maar lakes (Lago di Mezzano, Lago Grande di Monticchio). *Quaternary Science Reviews*, 18, 977-992.
- Rangin, C., Bader, A.G., Pascal, G., Ecevitoglu, B. & Görür, N. (2002). Deep structure of the mid black sea high (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS Cruise). *Marine Geology*, 182, 265-278.
- Rastsvetaev, L.M. (1987). Tectono-dynamical environments of the Great Caucasus Alpine structure origin. In: Milanovsky, E.E. ve Koronovsky, N.V. (Eds.). *Geology and Mineral Resources of the Great Caucasus* (69-96). Nauka, Moscow.
- Reeburgh, W.S., Ward, B.B., Whalen, S.C., Sandbeck, K.A., Killpatrick, K.A. & Kerkhof, L.J. (1991). Black Sea methane geochemistry. In Murray, J.W. (Ed.). *Black Sea oceanography. Deep-Sea Res.*, 38 suppl 2a, 1189-1210.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., Barka, A.A., et al. (1997). Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia– Africa –Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B5), 9983-9999.

- Robinson, A.G., Spadini, G., Cloetingh, S. & Rudat, J. (1995). Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modeling. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 821-835.
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J. & Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13, 195-223.
- Robinson, A.G. (Ed.). (1997). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir.
- Ross, D.A. & Degens, E.T. (1974). Recent sediments of the Black Sea. In: Degens, E.T. ve Ross, D.A. (Eds.). *The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology*. Amer. Assoc. Petrol.
- Ross, D.A, Degens, E.T. & MacIlvaine, J. (1970). Black Sea: recent sedimentary history, *Science* 170, pp. 163–165.
- Ross, D.A. (Ed.). (1978). Summary of results of Black Sea Drilling. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 42, 1149-1178. US Govt. Print. Office, Washington, DC.
- Ryan, W.B.F. (1972). The stratigraphy of late Quaternary sediments in the eastern Mediterranean. In *The Mediterranean Sea: A Natural Laboratory*, D.J. Stanley, D.J. (Ed.). 149-169. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsboung, PA.
- Ryan, W.B.F., Pitman, W.C., Major, C.O., Shimkus, K.M., Moskalenko, V., Jones, G.A., et al. (1997). An Abrupt Drowning of the Black Sea shelf, *Marine Geology*, 138, 119-126.
- Ryan, W.B.F., Major, C.O., Lericolais, G. & Goldstein, S.L. (2003). Catastrophic Flooding of the Black Sea. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 31(1), 525-554.

- Scholten, R. (1974). Role of the Bosphorus in Black Sea chemistry and sedimentation. In *The Black Sea - Geology, Chemistry, and Biology* (115-126). Degens, E.T. ve Ross, D.A. (Eds.). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 20, Tulsa, Oklahoma.
- Shcherbakov, F.A., Kuprin, P.N., Potapova, L.I., Polyakov, A.S., Zabelina, E.K. & Sorokin, V.M. (1978). *Sedimentation on the Continental Shelf of the Black Sea*. Nauka Press, Moscow.
- Shcherbakov, F.A. (1982). Kolebaniia urovnia Chernogo moria i ikh sviaz' s transgressiami i regressiami okeana v pleistotsene [Sea level changes and their connection with transgressions and regressions of the ocean in the Pleistocene]. In *Izmeneniia urovnia morei [Sea Level Fluctuations]*, Kaplin, P.A. (Ed.). 189-194. Izdatel'stvo Moskovskogo Universiteta, Moscow.
- Shepard, F.P. & Dill, R.F. (1966). *Submarine canyons and other sea valleys*. Rand McNally and Co., Chicago.
- Shepard, F.P. (1981). Submarine canyons: multiple causes and longterm persistence. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 65, 1062-1077.
- Shnyukov, E.F., Kleshchenko, S.A. & Artemov, Y.G. (2003). A new field of gas flames in the western Black Sea. *Geophys. J.*, 2(25), 153-160.
- Sills, G.C. & Wheeler, S.J. (1992). The Significance of Gas for Offshore Operations. *Continental Shelf Research*, 12(10), 1239-1250.
- Spadini, G., Robinson, A.G. & Cloetingh, S.A.P.L. (1996). Western versus eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation. *Tectonophysics*, 266, 139-154.

- Stampfli, G.M., Mosar, J., Favre, P., Pillecuit, A. & Vannay, J.C. (2001). Late Palaeozoic to Mesozoic evolution of the Western Tethyan realm: the Neothethys–East Mediterranean basin connection. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F. ve Crasquin- Soleau, S. (Eds.). *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (51-108), 186. Me'moires du Muse'um national d'Histoire naturelle, Paris.
- Stanley, D.J. (1978). Ionian Sea sapropel distribution and late Quaternary palaeoceanography in the eastern Mediterranean. *Nature*, 274(5667), 149-152.
- Stanley, D.J. & Blanpied, C. (1980). Late Quaternary water Exchange between the Eastern Mediterranean and the Black Sea. *Nature*, 265, 537-541.
- Stow, D.A.V. & Mayall, M. (2000). Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 125-135.
- Svitoch, A.A., Selivanov, A.O. & Yanina, T.A. (2000). Paleohydrology of the Black Sea Pleistocene basins. *Water Resources*, 27, 594-603.
- Şengör, A. M. C. (1979). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Jour. Geol. Soc. London*, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C. & Camtez, N. (1982). The North Anatolian fault. Berchemer ve Hsü, K. (Eds.). *Alpine and Mediterranean Geodynamics de. Geodynamical Series, American Geophysical Union*, 7, 205-216.
- Şengör, A.M.C., Şaroğlu, F. & Görür, N. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *Strike-slip Deformation, basin Formation, and Sedimentation*. Biddle, K.T. ve Christie-Blick, N. (Eds.). *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub.*, 37 (in honor of J.C. Crowell), 227-264.

- Tarı, E., Şahin, M., Barka, A., Reilinger, R., King, R.W., McClusky, S., et al. (2000). Active tectonics of the Black Sea with GPS. *Earth Planets Space*, 52, 747-751.
- Terrinha, P., Pinheiro, L.M., Henriët, J.P., Matias, L., Ivanov, M., Monteiro, J., et al. (2003). Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. *Marine Geology*, 195, 55-73.
- Thunell, R.C. & Lohmann, G.P. (1979). Planktonic foraminiferal fauna associated with eastern Mediterranean Quaternary stagnations. *Nature*, 281(5728), 211-213.
- Trincardi, F., Correggiari, A., Field, M.E. & Normark, W.R. (1995). Turbidite deposition from multiple sources: Quaternary Paola Basin (eastern Tyrrhenian Sea). *J. Sediment. Res.*, B65, 469-483.
- Twichell, D.C. & Roberts, D.G. (1982). Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons. *Geology*, 10, 408-412.
- Ustaömer, T. & Robertson, A.H.F. (1997). Tectonic-sedimentary evolution of the North Tethyan margin in the Central Pontides of Northern Turkey. In: Robinson, A.G. (Ed.). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* (255-290), 68. American Association of Petroleum Geologists, Memoir.
- Van Weering, T.C.E., de Stigter, H.C., Boer, W. & de Haas, H. (2002). Recent sediment transport and accumulation on the NW Iberian margin. *Progress in Oceanography*, 52, 349-371.
- Vassilev, A. & Dimitrov, L. (2002). Spatial and quantity evaluation of the Black Sea gas hydrates. *Russ. Geol. Geophys.*, 43(7), 672-684.

- Volvovsky, B.S. (1989). Seismicity. In: Belousov, V.V. & Volvovsky, B.S. (Eds.). *Structure and Evolution of the Earth's Crust and Upper Mantle of the Black Sea* (95-97). Nauka, Moscow.
- Von Hoff, K.E.A. (1822). Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche, 8, 105-144. Perthes, Gotha.
- Von Huene, R., Ranero, C.R. & Watts, P. (2004). Tsunamigenic slope failure along the Middle America Trench in two tectonic settings. *Mar. Geol.*, 203, 303-317.
- Watkins, J.S. & Worzel, J.L. (1978). Serendipity gas seep area, south Texas offshore. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62, 1067-1074.
- Weaver, P.P.E. & Kuijpers, A. (1983). Climatic control of turbidite deposition on the Madeira Abyssal Plain. *Nature*, 306, 360-363.
- Winguth, C., Wong, H.K., Panin, N., Dinu, C., Georgescu, P., Ungureanu, G., et al. (2000). Upper Quaternary water level history and sedimentation in the northwestern Black Sea. *Marine Geology*, 167, 127-146.
- Yalçınlar, İ. (1947). İstanbul Boğazı Civarının Vadileri Hakkında. *Dil Tarih Coğrafya Fakültesi Dergisi*, VI-I, 69-72.
- Yaltrak, C. (2002). Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, 190, 493-529.
- Yanko, V. (1990). Stratigraphy and Paleogeography of Marine Pleistocene and Holocene Deposits of the Southern Seas of the USSR. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 44, 167-187.
- Yanko-Hombach, V., Balabanov, I., Mitropolsky, A. & Glebov, A. (2002). Late Pleistocene-Holocene history of the Black Sea: Is there any room for the Ryan-

- Pitman hypothesis 'Noah's Flood'? *Abstracts Third International Congress on Environmental Micropalaeontology, Microbiology and Meiobenthology*, 203-206.
- Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Panin, N. & Dolukhanov, P.M. (2007). *The Black Sea Flood Question. Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*. Springer, New-York (USA).
- Yılmaz, Y. ve Sakıncı, M. (1990). İstanbul Boğazı'nın jeolojik gelişimi üzerine düşünceler (Thoughts on the geological history of the Bosphorus and Golden Horn). In: Meriç, E. (Ed.). *Late Quaternary (Holocene) Bottom Sediments of the Southern Bosphorus and Golden Horn* (99-105).
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C. & Şengör, A.M.C. (1997). Geology and Tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* (183-226), 68. American Association of Petroleum Geologists, Memoir.
- Yılmaz, Y. (2002). Morphotectonic development of the Eastern Anatolia. International Workshop on the Tectonics of Eastern Turkey and Northern Arabian Plate. Boğaziçi Üniversitesi, Cornell University, Erzurum Atatürk Üniversitesi. *Abstracts Book*, 32.
- Yılmaz Y. (2007). *The Black Sea Flood Question. Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*. Springer, New-York (USA).
- Yun, J.W., Orange, D.L. & Field, M.E. (1999). Subsurface gas offshore of northern California and its link to submarine geology. *Mar. Geol.*, 154, 357-368.
- Zonenshain, L.P. & Le Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181-211.