

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MARMARA DENİZİ ORTA SIRTI VE
KUMBURGAZ BASENİNDE SİĞ GAZ
BİRİKİMLERİNİN SİSMİK ANALİZLERİ

Sinem OĞUZ

Ekim, 2012
İZMİR

**MARMARA DENİZİ ORTA SIRTı VE
KUMBURGAZ BASENİNDE SİĞ GAZ
BİRİKİMLERİNİN SİSMİK ANALİZLERİ**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü

Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim Dalı


Sinem OĞUZ

Ekim, 2012

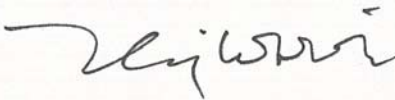
İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU


SİNEM OĞUZ tarafından DOÇ. DR. DERMAN DONDURUR yönetiminde hazırlanan “MARMARA DENİZİ ORTA SIRTI VE KUMBURGAZ BASENİNDE SIĞ GAZ BİRİKİMLERİNİN SİSMİK ANALİZLERİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.


Doç. Dr. Derman DONDURUR

Yönetici


Doç. Dr. Talip USLU

Jüri Üyesi


Prof. Dr. Günay ÇİÇEK

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu tez çalışmasının, yönlendirmeleri ve öğrettikleriyle yapılmasını, sonuçlandırılmasını sağlayan danışman hocam Doç. Dr. Derman Dondurur'a teşekkür ederim. Tez çalışması kapsamında kullandığım veri setinin oluşturulmasında katkısı olan, Columbia Üniversitesi - Lamont Doherty Earth Observatory çalışanlarına, TAMAM (Turkish American Marmara Multi Channel) projesi katılımcılarına, R/V K. Piri Reis kaptan ve mürettebatına ve bu çalışmalarını Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü adına gerçekleştiren tüm SeisLab ekibine teşekkürlerimi sunarım. Veri toplama sırasında ve sonrasında yakın teknik desteklerinden dolayı Hydroscience Technologies Inc. firmasına teşekkürler. Veri toplama ve işleme sırasında kullanılan sistem, cihaz ve donanımlar, Devlet Planlama Teşkilatı'nın 2003K120360 kodlu DPT projesi kapsamında ülkemize kazandırılmıştır.

Ayrıca, bu süreçte bana gerek mesleki gerekse bilimsel anlamda farklı bakış açıları kazandıran sayın hocam Prof. Dr. Muhammet Duman'a ve destekleri için Prof. Dr. Erol İzdar'a teşekkür ederim. Yüksek lisans eğitimim boyunca bana desteğini hiçbir zaman esirgemeyen aileme çok teşekkür ederim.

Sinem OĞUZ

MARMARA DENİZİ ORTA SIRTI VE KUMBURGAZ BASENİNDE SİĞ GAZ BİRİKİMLERİNİN SİSMİK ANALİZLERİ

ÖZ

2008 yılının Temmuz ayında, Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü ile Columbia University, Lamont-Doherty Earth Observatory Enstitüsü tarafından ortaklaşa gerçekleştirilen TAMAM (Turkish American Marmara Multi Channel) projesi kapsamında, Marmara Denizi'nde çok kanallı sismik yansıma veri toplama çalışması gerçekleştirilmiştir. Toplanan veri Marmara Denizinin tamamını kapsamakta olup, genel anlamda Marmara'nın oluşumunun ve stratigrafik yapısının ortaya konulmasını amaçlamaktadır. Bu çalışma kapsamında, geniş kapsamlı bu verilerin, Orta Marmara Sırtı ve Kumburgaz Baseni üzerindeki kısmı kullanılmıştır.

Toplanan sismik verileri yorumlanabilir hale getirmek için, ham veriler bir dizi standart veri işlem aşamasından geçirilmiştir. Bu veri işlem aşamasından sonra veriler bölgedeki gaz oluşumlarını tanımlamak amacıyla anlık nitelik analizleri (instantaneous seismic attributes) ile irdelenmiştir. Analizler sonucunda, nitelik kesitlerindeki çok yüksek genlikli ve deniz tabanına göre ters polariteli bölgelerin altında düşük frekans zonlarının bulunması durumunda, bu bölgeler sığ gaz birikim alanları olarak yorumlanmıştır. Bu araştırmalar sonucu kesitler üzerinde belirli bölgelerde gaz anomalilerine rastlanmıştır. Çalışma alanında, kullanılan çok kanallı sismik kesitler üzerinde belirlenen bu anomali alanları haritalanarak olası sığ gaz birikim bölgeleri belirlenmeye çalışılmıştır. Sığ gaz birikimlerinin Orta Marmara Sırtı üzerinde ve Marmara Denizi güney şelf, üzerinde yoğunlaştığı gözlenmiştir.

Anahtar sözcükler: Sığ gaz, sismik yansıma, karmaşık nitelik analizi, Marmara Denizi, Kumburgaz Baseni

SEISMIC ANALAYSIS OF SHALLOW GAS ACCUMULATIONS ON THE CENTRAL RIDGE AND KUMBURGAZ BASIN IN THE MARMARA SEA

ABSTRACT

In July 2008, a joint project, named TAMAM (Turkish American Marmara Multi Channel), between Dokuz Eylül University, Institute of Marine Sciences and Technology and Columbia University, Lamont-Doherty Earth Observatory Institute has been realized in Marmara Sea. High resolution multi-channel seismic reflection data have been collected during the Project onboard of R/V K. Piri Reis research vessel. The data comprise whole Marmara Sea and were collected to obtain new insights on the evolution and stratigraphic structure of the Marmara Sea. In this study, the seismic data from Mid Marmara Ridge and Kumburgaz Basin have been used.

The seismic data were processed by using standard seismic data processing stages. In order to define the shallow gas accumulations, some additional analyses such as instantaneous seismic attribute calculations have been performed. It is interpreted from instantaneous attribute analyses that a low frequency zone just below the high amplitude reflections with reverse polarity may indicate a shallow gas accumulation on the seismic data. These anomaly zones have been mapped on the seismic lines and a possible shallow gas accumulation map was revealed. It is observed that shallow gas accumulations have been concentrated on the Mid Marmara Ridge and along the southern shelf area in the central Marmara Sea.

Keywords: Shallow gas, seismic reflection, instantaneous attribute analysis, Marmara Sea, Kumburgaz Basin.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	i
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT.....	v
BÖLÜM BİR-GİRİŞ.....	1
1.1 Amaç.....	2
1.2 Sığ Gaz Birikimleri.....	3
1.3 Marmara‘da Sığ Gaz Araştırmaları	8
BÖLÜM İKİ-ÇALIŞMA ALANI VE MORFOLOJİK, TEKTONİK YAPISI..	12
2.1 Çalışma Alanı	12
2.2 Çalışma Alanı ve Çevresinin Morfolojik Özellikleri	13
2.3 Çalışma Alanı ve Çevresinin Tektonik Özellikleri	14
BÖLÜM ÜÇ-VERİ SETİ VE YÖNTEM.....	18
3.1 Veri Toplama Parametreleri	19
3.2 Sismik Veri İşlem	21
3.2.1 Veri Yükleme.....	22
3.2.2 Geometri Tanımlama	22
3.2.3 Bantgeçişli Süzgeç	23
3.2.4 Kazanç Uygulama.....	24
3.2.5 F-K Eğim Süzgeci.....	25
3.2.6 CDP Sıralama (Sort)	27
3.2.7 Hız Analizi	28
3.2.8 NMO Düzeltmesi-Yığıma.....	30

3.2.9 Göç (Migrasyon).....	31
3.3 Sismik Nitelik Analizleri.....	32
3.4 Karmaşık İz Analizleri	33
3.4.1 Yansıma Gücü (Zarf Genliği).....	35
3.4.2 Anlık Faz	35
3.4.3 Anlık Frekans.....	36
3.4.4 Görünür Polarite	36
BÖLÜM DÖRT-BULGULAR	38
BÖLÜM BEŞ-TARTIŞMA ve SONUÇLAR.....	65
KAYNAKLAR	69

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Deniz jeofiziği yöntem ve uygulamaları, her geçen gün ihtiyaçlara yönelik gelişmekte ve yeniliklerle veri kalitesini arttırmaktadır. Henüz yeni keşfedilmeye başlanan denizlerimizde yürütülen çalışmalar deniz jeofiziği yöntemlerindeki yenilik ve gelişmelerle birlikte her geçen gün artmakta ve çeşitlenmektedir. Diğer taraftan geçmişten günümüze alınan tüm veriler, veri işleme teknolojilerinin de gelişmesiyle birçok amaca ve probleme ışık tutabilecek hale getirilebilmektedir.

Denizlerde yapılan çalışmaların en başında deniz taban altı yapılarının araştırılması yer almaktadır. Yaşadığımız dünya üzerindeki birçok bilinmeyen bir kolunu oluşturan bu araştırmalar hem bölgesel hem de genel taban altı yapısal unsurları ile ilgili sorulara cevap aramaktadır. Bu unsurları ortaya çıkartacak araştırma yöntemi ise deniz sismiği çalışmaları olarak karşımıza çıkar.

Bu çalışma kapsamında incelenen Marmara Denizi, Asya ve Avrupa arasında bir geçiş kapısı olmasının yanında İstanbul gibi büyük ve çok nüfuslu bir şehre oldukça yakın olması açısından dünü, mevcut durumu ve yarını merak edilen bir bölge olma özelliğini uzun süredir korumaktadır. Araştırma konularının en başında Marmara Denizi içinde kolları bulunan Kuzey Anadolu Fay hattının durumu, konumu, aktivitesi ve deniz içi yapısal unsurların ortaya konması gelmektedir. Özellikle 1999 Ağustos'unda meydana gelen ve çok sayıdaki can kaybı ve verdiği tahribatla hatıralara kazınan 7.4M büyüklüğündeki deprem ile birlikte bölgeye ilgi daha da artmıştır. Kuzey Anadolu Fay(KAF) hattının kuzey kolu üzerinde oluşan bu depremin hem İstanbul gibi dünyanın sayılı metropollerinden birine yakın olması hem de yaşanan büyük acı ve kayıpların ağırlığı ileride oluşabilecek risklerin analizlerinin önemini arttırmıştır. Diğer taraftan KAF sisteminin ABD Kaliforniya şehir merkezinden geçen San Andreas fayı ile yapısal benzerliği bu bölgeye ilgiyi arttıran sebeplerden bir diğeri olmuştur.

Marmara Denizi bir iç deniz olmasından dolayı da, oluşumu ve etkileşimi ile ilgili çeken bir bölge olma özelliği göstermektedir. Akdeniz gibi yüksek tuzluluğa sahip bir denizle Karadeniz gibi düşük tuzluluğa sahip bir iç denizi birbirine bağlama özelliği gösteren Marmara Denizi, bu farklı yoğunluk ve tuzluluktaki iki suyun birbiriyle etkileşimlerinin gözlenebildiği nadir alanlardan biridir.

Bu veriler ışığında rahatlıkla söylenebilir ki Marmara Denizi yapısal unsurları, oluşumu, içinde bulundurduğu aktif fay sistemi ve oşinografik özelliklerinin bütünüyle, kendine has özelliklere sahip olup, her türlü denizel çalışma için bir laboratuvar ortamı sağlamaktadır.

1.1 Amaç

Marmara Denizi içerisinde ilerleyen KAF'ın kuzey kolu meydana getirdiği depremler dışında da deniz içerisinde birçok etkiye sahiptir. Deniz içerisindeki kırık sistemi ve sıklığı halen tartışma konusu olan KAF, deniz içerisindeki sırt ve basen oluşumlarının kaynağı olarak gösterilmektedir. Bu kırık sisteminin deniz içerisindeki dağılımı ve ulaştığı derinlikler, derinlerdeki oluşumların sığlara ulaşmasına sebep olmaktadır. Yapılan çalışmalarda fay üzerinde birçok noktada gaz çıkışlarına rastlanmış ve yapılan örneklemelede bu oluşumların ekonomik değerlerinin olabileceği ortaya konmuştur (Géli ve diğ., 2008; Zitter ve diğ., 2008; Boury, ve diğ., 2009; Chevalier ve diğ., 2011; Burnard ve diğ., 2012; Cre'miere ve diğ., 2012). Bu anlamda denizel kaynakların ekonomik kaynak oluşturabilme potansiyeli bölgenin araştırma konularından birini oluşturmaktadır.

Bu çalışmada 2008 yılının Temmuz ayında Marmara Denizi genelinde gerçekleştirilen TAMAM çalışması sismik verileri içerisinden Orta Sırt ve Kumburgaz Baseni'nde bulunan çok kanallı sismik veriler incelenerek, farklı yönleriyle analiz edilmiştir. Bu analizler hatların yoruma hazır hali olan migrasyon kesitleri üzerindeki karmaşık iz analizlerini (Complex trace attributes, instantaneous seismic attributes) içermektedir. Özellikle gaz alanlarının belirlenmesinde kullanılan yansıma gücü, görünür polarite ve anlık frekans kesitleri kullanılarak gaz varlığı

ortaya konmaya çalışılmıştır. Yansıma gücü kesitlerinde çevresindeki genliklerden oldukça büyük genlik değerleri veren ve aynı zamanda bu değerlerin ters polarite gösterdiği tabakalar anomali bölgeleri olarak değerlendirilmektedir. Bu anomali gösteren tabakaların alt kısımlarında soğurulmaya bağlı düşük frekans alanların varlığı anlık frekans kesitlerinden belirlendiğinde bölgedeki gaz alanları ortaya konulabilir (Taner, 1979). Marmara Denizi'nde yapılan daha önceki çalışmalarda da (Géli ve diğ., 2008; Zitter ve diğ., 2008; Boury ve diğ., 2009; Chevalier ve diğ., 2011; Burnard ve diğ., 2012; Cre'miere ve diğ., 2012) da KAF boyunca Marmara Denizi'nde gaz birikimleri ve gaz çıkışlarının olduğu gözlenmiştir. Bu çalışmada, bölgede var olduğu belirlenen bu tür gaz birikimlerini sismik kesitlerde belirlemek amacıyla yapılan bu analiz sonuçları doğrultusunda potansiyel gaz alanları belirlenmeye ve haritalanmaya çalışılmıştır.

1.2 Sığ Gaz Birikimleri

Deniz tabanı tortullarında sığ gaz varlığı, taban tortullarının bir özelliği olarak uzun sürelerden beri bilinmekte olup, 1950'lerden beri, ekosounder ve sonar kayıtlarındaki farklı anomaliler, deniz tabanından gaz çıkışının göstergeleri olarak yorumlanmıştır. İlk olarak 1970 yılında King ve McLean'ın yaptığı çalışmada Nova Scotia (Kanada)'da ekosounder kayıtlarında gaz çıkışları gözlenmiştir. 1983 yılında da Kuzey Denizinde gaz çıkışları bir çalışmaya konu olmasının ardından denizel tortullarda meydana gelen göçün sürekli devam eden bir durum olduğu ve önemi ortaya konmuştur (Hovland ve Judd, 1988). Denizel araştırmalardaki teknolojik yenilikler gaz oluşumlarını ortaya koyacak yeni kanıtlar elde edilmesini sağlamıştır. Örneğin sığ mühendislik sismiği ve derin sismik verilerinde gözlenen akustik boşluklar, tabaka devamlılığını bozacak karmaşık bölgeler, sütun şekilli bozulmalar ve sığ kesimlerdeki güçlü yansımalar gaz ile ilişkilendirilmiştir (Çifçi ve diğ., 2005).

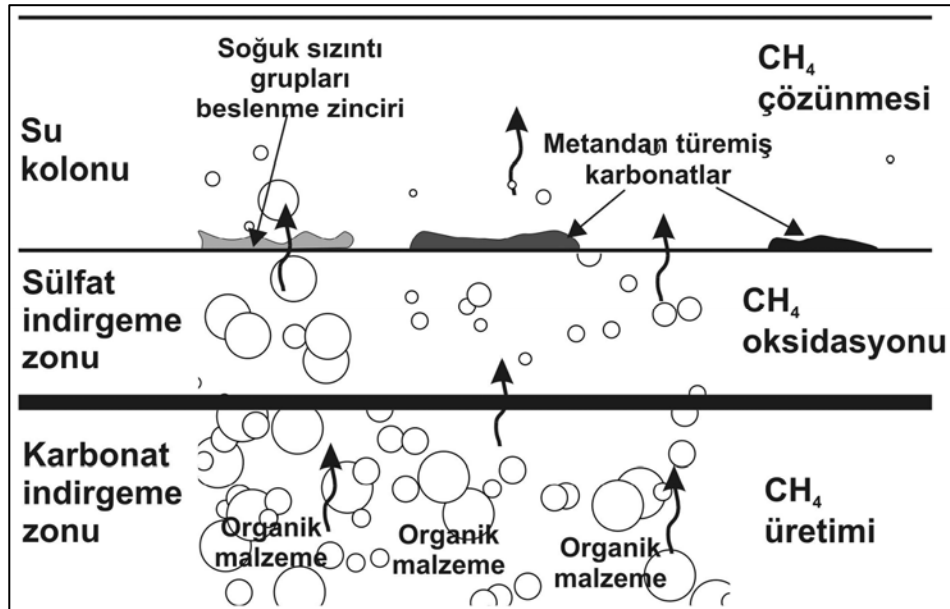
Jeolojik kaynaklar atmosfere birçok farklı gaz girdisine neden olabilirler: volkanlardan SO_2 , H_2O (su buharı), HCl ve CO_2 ; hidrotermal sızıntılardan H_2 , NO_2 , CO_2 ve CO magmatik kaynaklardan He ve Rn gibi. Denizel ortamlarda sığ gaz birikimleri ise, çoğunlukla metan olarak görülmekte ve tortullarda depolanırken

gömülen planktonik malzemeler, bitkiler, balıklar ve katı atıklardan türeyen organik maddelerin sığ derinliklerde düşük sıcaklık ve basınç koşullarında biyokimyasal ayrışmasıyla (biyojenik) veya tipik olarak 1000 m'den fazla derinliklerde yüksek sıcaklık ve basınç koşulları altında uzun zaman dönemlerinde termal süreçler sonucu (termojenik) olarak oluşurlar (Çifçi ve diğ. 2005; Bourry ve diğ., 2009).

Tortullarda görülen gazların oluşum sürecini ele alacak olursak; biyojenik metan, kendisini üreten bakteriler (methanogenic archaea) tarafından, organik malzemenin bozunmasının bir son ürünü olarak üretilir. Bu işlem organik malzemenin depolanmasından kısa bir süre sonra başlayarak “sülfat indirgeyen bakterilerin (sulphate reducing bacteria)” aktivitesiyle sülfat seviyesinin yok olduğu sığ derinliklerde meydana gelir (Rice ve Claypool, 1981). Bu süreçte tortullar içerisindeki biyokimyasal işlemleri ifade eden farklı derinliklerde 3 farklı zon bulunmaktadır (Şekil 1.1). Bunlar aerobik zon, sülfat indirgeme zonu ve karbonat indirgeme (veya metan üretim) zonu olarak isimlendirilir. Aerobik zon, genel olarak 0.2-0.5 m kalınlığındadır. Bu zon içerisindeki süreçte aerobik solunum nedeniyle ortamda azalan oksijen sonucu sülfat indirgenmesi baskın solunum haline gelir ve “sülfat indirgeyen bakteriler” yardımıyla çözülmüş sülfatın bakteriyel indirgenmesi tamamlanır. Bu indirgeme sonucu sülfat indirgeme zonu içerisinde H_2S üretimi meydana gelir. Bu zon içerisinde organik maddenin oksidasyonu sonucu bakteriler tarafından sülfat yok edilerek boşluk sularındaki sülfat yoğunluğu derinlere doğru konkav bir şekilde azalırken, ters orantılı olarak H_2S yoğunluğu artar. Çözülmüş H_2S önce tortullardaki reaktif demir ile birleşerek FeS olarak ve yine FeS ile birleşerek pirit (FeS_2) olarak çöker. Bu şekilde tüm sülfat çökerek sülfat indirgeme zonu sona erdiğinde sülfat indirgeme zonunun tabanından itibaren metan üretimi başlar (Şekil 1.2). Bu işlem sülfat indirgeme zonunun altındaki sığ denizel tortullarda biyojenik metan üretiminin ana mekanizmasını oluşturan CO_2 indirgemesi yoluyla, organik malzemenin oksidasyonu ile üretilen hidrojeni kullanarak metan üretimine neden olur.

çözünmüş türler	su-tortul kolonu (biyokimyasal zonlar)		metabolik işlemler	
↑ O_2	HAVA		fotosentez	aerobik
	SU	fotik zon		
		aerobik zon		
↓ SO_4^{--} HS^- HCO_3^- CH_4 H_2	TORTUL KOLONU	sülfat indirgeme zonu		anaerobik
		karbonat indirgeme zonu		

Şekil 1.1 Denizel tortullarda biyojenik metan üretiminde, tortullar içerisindeki 3 farklı biyokimyasal zon (Rice ve Claypool, 1981).



Şekil 1.2 Denizel tortullarda biyojenik metan üretiminde 3 farklı biyokimyasal zon içerisindeki farklı kimyasal işlemler (Çifçi, ve diğ., 2005).

Yüksek tortul birikim oranına sahip olan denizel ortamlar biyojenik metan üretimi ve birikimi için uygun ortamlardır. Denizel ortamlarda biyojenik metan üretimi için gereken yüksek tortullaşma (sedimantasyon) oranı genel olarak 30 m/My olarak belirlenmiştir ve en az %0.5 oranında toplam organik karbon (TOC) gerekmektedir (Rice ve Claypool, 1981).

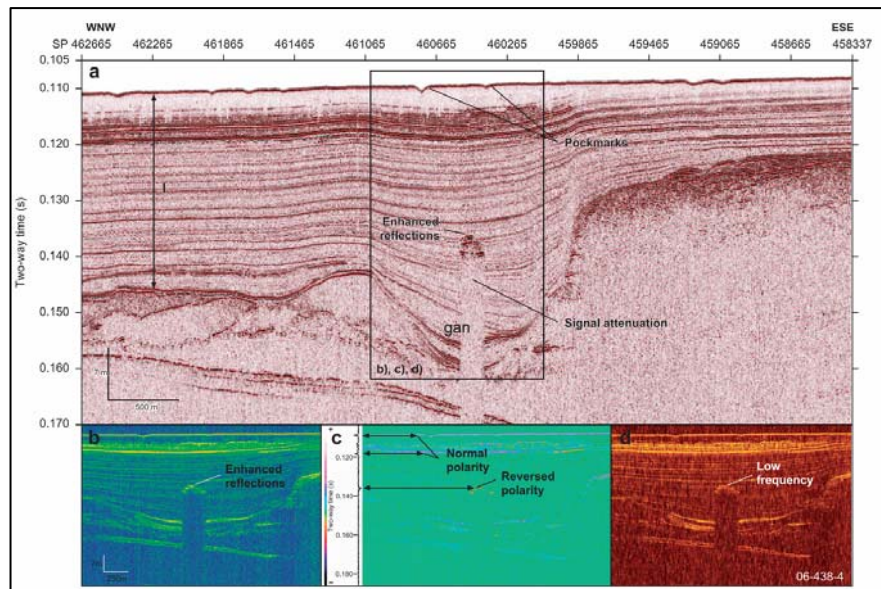
Tortullar içerisinde üretilen metan yükselirken, gazın bir kısmı üstte uzanan ince daneli ve daha az gözenekli yapılar tarafından durdurulur. Metan bu geçirimsiz birimlerin altında kapanlanarak gaz rezervuarlarını meydana getirir. Metanın bir kısmı da düşük sıcaklık ve yüksek basınç koşulları altında su ile birleşerek, tortullar içerisinde buz kristaline benzeyen gaz hidrat birikimlerini oluşturur. Sığ gaz ceplerine yanlışlıkla yapılan sondajlarda meydana gelen patlamalar, büyük miktarlarda gaz birikimi olabileceğini göstermektedir. Ticari olarak işletilebilir gaz rezervuarları, tortullar içerisinde derinlerde oluşma eğilimindedir, ancak birikim her derinlikte oluşabilir (Çifçi, ve diğ. 2005).

Sığ gazlar, sondajlar için önemli alanları gösterdiği; ayrıca daha derindeki hidrokarbon rezervini işaret ettiği için hidrokarbon araştırmaları ve petrol üretim endüstrisinde önem arz etmektedir. Deniz tabanının altındaki sığ gaz birikimleri yüksek ayrımlı sismik verilerle tespit edilebilir. Ancak tespit edilen bu bölgelerde, gazın varlığından emin olmak için deniz tabanından alınan tortul örnekleri üzerinde jeokimyasal analizler yapılmalıdır (Schroot ve Schfittenhelm, 2003).

Standart araştırma ve üretim için alınan sismik veri setlerinde gaz varlığına dair en güçlü gösterge parlak noktalar (bright spot). Bu, gaz-su arayüzeyinden veya gaz birikiminin üst yüzeyinden alınan güçlü akustik empedansa bağlı yüksek genlik veren yansımadır. Gaz birikiminin yüksek genlik gösteren bu tepe noktası genellikle faz değiştirir. Parlak nokta etkisi derinlere gidildikçe azaldığı gibi petrol bulunduran birikimlerde gazdan daha yüksek genlikli anomaliler görülür (Schroot ve diğ., 2003). 2005 yılında Arafura denizinde (Hint okyanusunun doğusunda, güneyinde Avustralya ve Carpenteria körfezi ile kuzeyinde Endonezya ve Papua Yeni Gine devletleri bulunan 650 bin km²'lik sığ bir deniz) yapılan bir çalışmada, sismik

kesitler üzerinde sıg gaz birikimine rastlanmıştır. 220m'den daha sıg olan Arafura Denizinde daha önceki petrol ve gaz araştırmalarının sonucu yapılan sondajlarda hidrokarbona rastlanmış olup yapılan bu yeni çalışma daha önce araştırılmamış ve sondaj yapılmamış bir bölgeyi hedef almıştır (Rollet ve diğ., 2009).

şekil 1.3'de, bu çalışmadan elde edilmiş sismik kesitlerden biri görülmektedir. Kesitte, altındaki derinliklerden veri gelmesini engelleyen yani sinyalin sönümlenmesine sebep olan bir anomali siyah dikdörtgen içerisinde gösterilmiştir. Bu noktanın araştırılması amaçlı uygulanan yansımaya gücü, görünür polarite ve anlık frekans kesitleri bize anomaliyi tanımlamamız açısından yardımcı olmaktadır. Bu nitelik analizlerinden "b" ile gösterilen yansımaya gücü kesitinde gaz olarak nitelendirdiğimiz anomalinin st kısmında sarı-yeşil renk ile ifade edilen gcl genlik değerleri görülmektedir. Görünür polarite bilgisini barındıran "c" kesitinde ise normal polarite deniz tabanında mavi-pembe iken, anomali veren alanın st kısmında ters polarite yani kırmızı renkte yansımaya görülür. Aynı şekilde, sismik kesitin anlık frekans özelliğini yansıtan "d" penceresinde anomali bölgesi aşağısında düşük frekans değerleri göstermektedir. Tüm bu veriler bölgedeki gaz birikimi olasılığını desteklemektedir (Rollet ve diğ., 2009).



şekil 1.3 2005 yılında Arafura Denizinde yapılan gaz araştırmaları sonucu elde edilen örnek sismik kesit ve farklı karmaşık nitelik analizi sonuçları (Rollet ve diğ., 2009).

Yüksek genlikli, ters polarite veren bu tür anomaliler çok yaygın olmamakla birlikte üstteki tabakanın altındakine göre daha yüksek yoğunluğa sahip olması yada daha sert olması durumlarında da ortaya çıkabilir. Aynı şekilde bu anomaliler üstteki tabakanın çok gevşek olması durumunda ya da anomali veren tabakanın gözeneklerinde sudan çok gaz bulunması durumlarında ortaya çıkabilir. Şekil 1.3’de bu durum gaz olarak değerlendirilmektedir; çünkü bu üç analizden de beklenen sonuçlar alınmış, yüksek genlik ve ters polarite veren anomali bölgesi aynı zamanda düşük frekans niteliği göstermiştir (Rollet ve diğ., 2009). Bu şüphenin kesinliğe dönüşmesi ancak alınacak örnekler ve yapılacak analizlerle mümkün olacaktır.

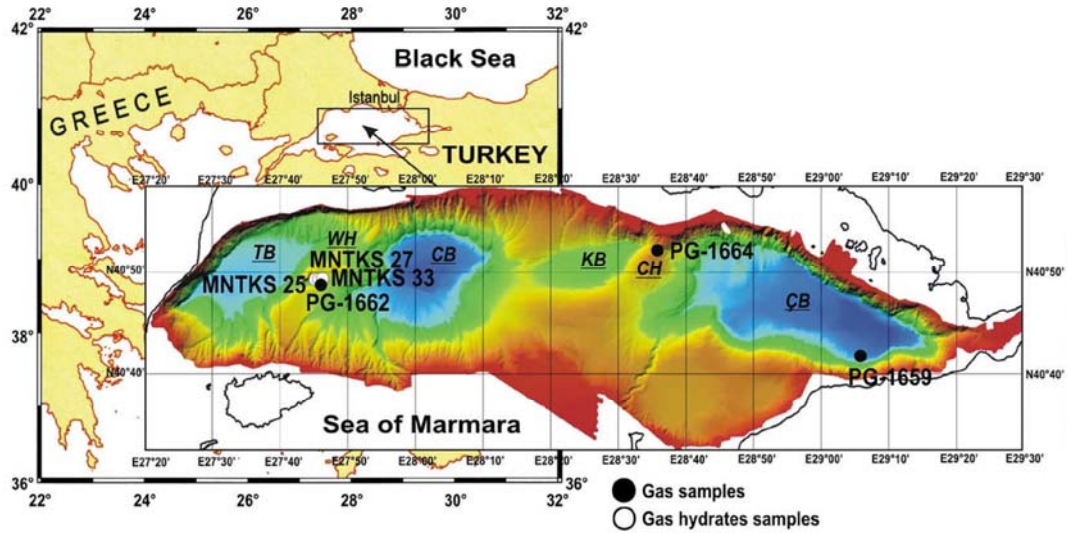
1.3 Marmara’da Sığ Gaz Araştırmaları

Marmara Denizi içerisinde ilerleyen Kuzey Anadolu Fay Hattı kuzey kolu boyunca, Mayıs – Haziran 2007 tarihlerinde MARNAUT seferiyle bir dizi çalışma gerçekleştirilmiştir. Bu disiplinler arası çalışmanın amaçlarından biri aktif faylarla sıvı çıkışları arasındaki ilişkiyi araştırmaktır. Bu araştırmalar sırasında Batı Sırtı üzerinde gaz hidrat örnekleri, Batı Sırtı, Orta Sırt ve Çınarcık Baseninde ise gaz çıkışları olan noktalardan örnekler alınmıştır (Bourry ve diğ., 2009).

Orta sırt üzerinden 329 m su derinliğinden ve yaklaşık 1 m’lik sediment kalınlığından pegaz örnekleyicinin gaz sızdırmaz yüksek basınçlı hücresi ile alınan PG-1664 nolu örnek üzerinde bazı kimyasal analizler yapılmıştır (Şekil 1.4). Bu analizler arazi çalışmasının ardından bir ay içerisinde IFREMER-Brest’ te bulunan Géochimie-Métallogénie laboratuvarında ve TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi laboratuvarlarında yapılmıştır. Her örnek alındığı ortamdaki sıcaklık ve basınç koşullarını muhafaza edecek şekilde korunmuştur.

Yapılan analizlerde karbon içerikleri, izotopları ve bulunuş oranları tespit edilmiştir. Bu analizler sonucu Orta Sırt üzerindeki PG-1664 nolu örnek için CH₄ oranı %98.86 olarak belirlenmiştir. Bunun dışında gazın kaynağı ile ilgili değerlendirmeler için kararlı karbon izotopu ($\delta^{13}\text{C}$) ile C₁/(C₂+C₃) oranı arasındaki

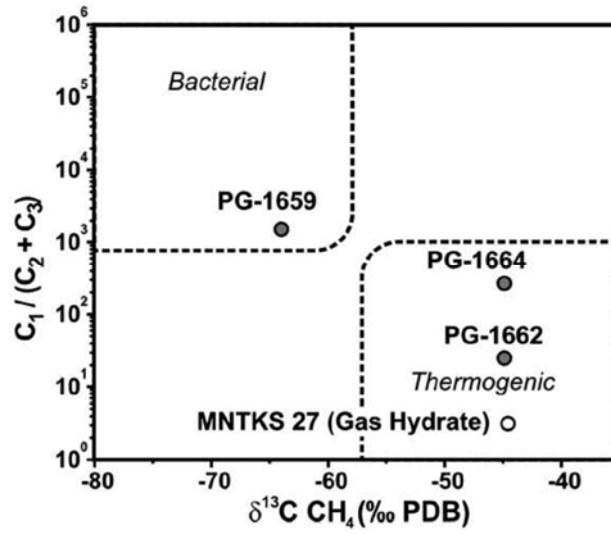
ilişkiyi veren Whiticar'ın 1999 yılında ortaya koyduğu diyagrama göre yapılan değerlendirmelerde bu numune için gazın kaynağının termojenik olduğu ortaya konmuştur (Şekil 1.5).



Şekil 1.4 2007 MARNAUT seferi sırasında alınan örneklerin konumlarını gösteren harita (Bourry ve diğ., 2009).

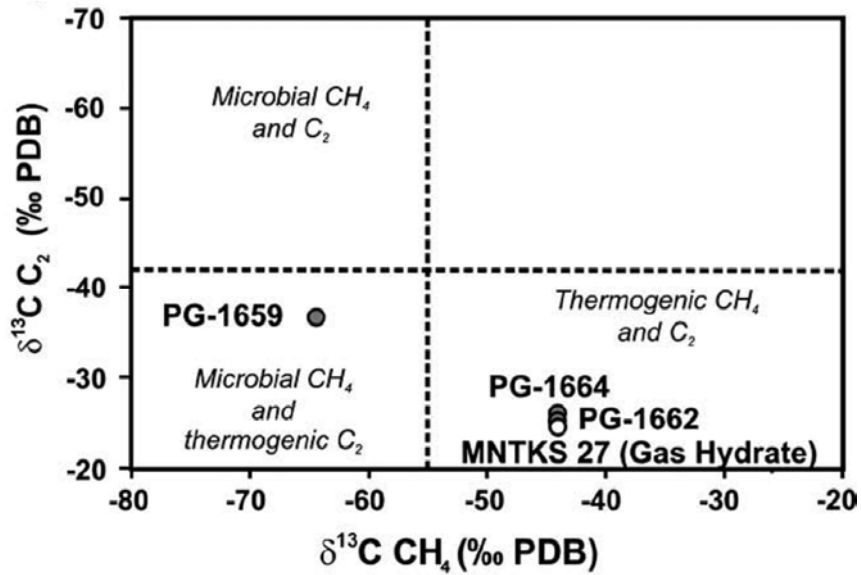
Yapılan analizlerde karbon içerikleri, izotopları ve bulunuş oranları tespit edilmiştir. Bu analizler sonucu orta sırt üzerindeki PG-1664 nolu örnek için CH_4 oranı %98.86 olarak belirlenmiştir. Bunun dışında gazın kaynağı ile ilgili değerlendirmeler için kararlı karbon izotopu ($\delta^{13}C$) ile $C_1 / (C_2 + C_3)$ oranı arasındaki ilişkiyi veren Whiticar'ın 1999 yılında ortaya koyduğu diyagrama göre yapılan değerlendirmelerde bu numune için gazın kaynağının termojenik olduğu ortaya konmuştur (Şekil 1.5).

Mikov'un 2005 yılında derleyerek ortaya koyduğu kararlı karbon izotoplarının (CH_4 ve C_2 için $\delta^{13}C$ izotopu) oranına göre gazın kaynağını veren diyagram içerisinde PG-1664 nolu örnek sonuçları da yine termojenik kaynağa işaret etmiştir. (Şekil 1.6)



Şekil 1.5 Alınan örneklerin kaynağını belirlemek için yapılan $\delta^{13}\text{C}$ ile $C_1 / (C_2 + C_3)$ dağılım sonuç diyagramı (Bourry, ve dig. 2009)

Mikov'un 2005 yılında derleyerek ortaya koyduğu kararlı karbon izotoplarının (CH_4 ve C_2 için $\delta^{13}\text{C}$ izotopu) oranına göre gazın kaynağını veren diyagram içerisinde PG-1664 nolu örnek sonuçları da yine termojenik kaynağa işaret etmiştir (Şekil 1.6).



Şekil 1.6 Alınan örneklerin kaynağını belirlemek için yapılan CH_4 ve C_2 için $\delta^{13}\text{C}$ izotopu dağılım sonuç diyagramı. (Bourry, ve dig. 2009)

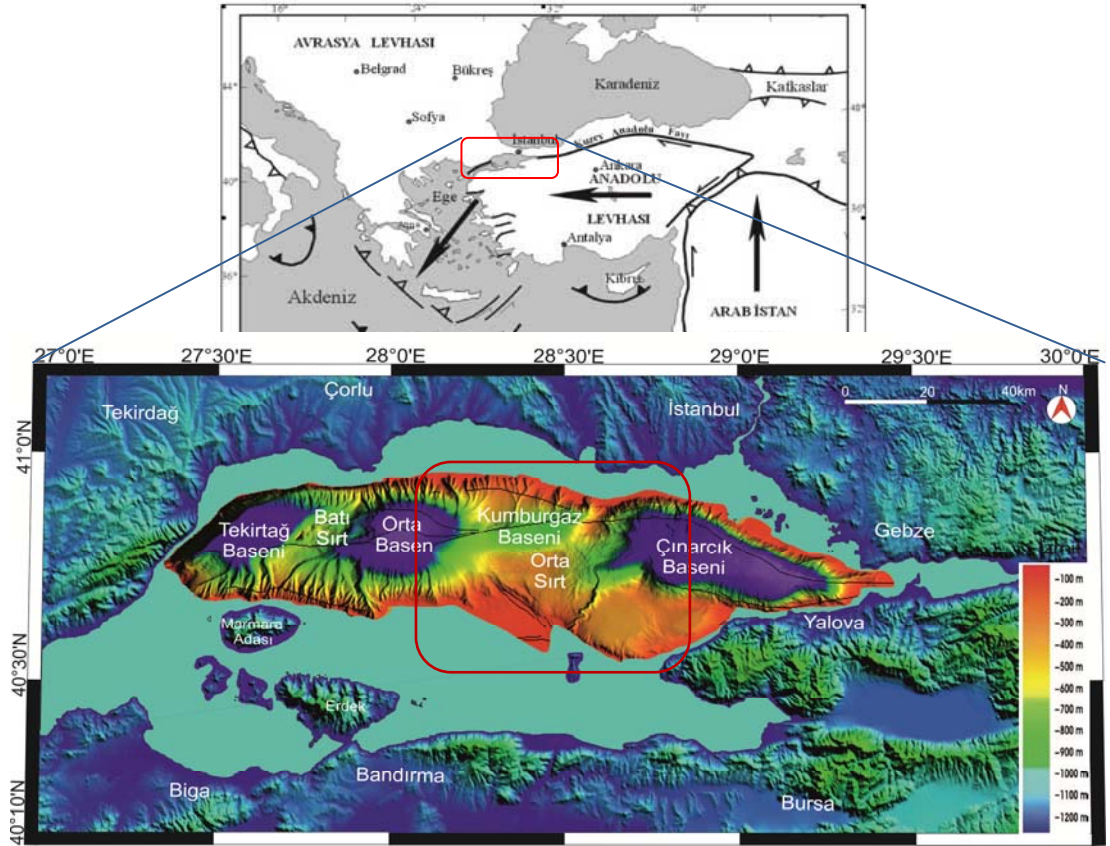
Bu çalışmada üzerinde durulan rnek PG-1664, bizim de çalışma alanımıza çok yakın bir konumdan, Orta Sırt üzerinden alınmış bir numunedir. Bu rnek üzerinde yapılan analizler çıkan gazın termojenik kaynaklı olduğunu göstermiştir.

BÖLÜM İKİ

ÇALIŞMA ALANI VE MORFOLOJİK, TEKTONİK YAPISI

2.1 Çalışma Alanı

Çalışma alanı, doğuda Çınarcık Baseni, batıda Orta Basen arasında kalan zon içerisinde, güneyde İmralı Adası ile kuzeyde Marmara Ereğlisi ve İstanbul kıyı şeridi arasında kalan bölgeyi kapsamaktadır (Şekil 2.1). Araştırma hatları, kuzeyde $41^{\circ}00.283460'$, güneyde $40^{\circ}26.431560'$, doğuda $29^{\circ}01.191122'$ ve batıda $28^{\circ}13.816922'$ koordinatları içinde kalmaktadır. Koordinatları verilen bu alanda maksimum derinlik 1200 m civarında iken en sığ bölge yaklaşık 100 m derinliğe sahiptir. Kuzey Anadolu Fay hattının kuzey kolu üzerine bulunan çalışma alanı, Orta Sırt ile kısmen kuzey ve güney şelflerini de kapsamaktadır.



Şekil 2.1 Çalışma alanının konumu. Kırmızı dikdörtgen Marmara Denizi'ndeki çalışma alanını göstermektedir (Genel Türkiye tektonik haritası Okay ve diğ., 2000'den Türkçeleştirilerek alınmıştır. – Marmara Denizi batimetri haritası Rangin ve diğ., 2000'den alınmıştır.).

2.2 Çalışma Alanı ve Çevresinin Morfolojik Özellikleri

Marmara Denizi, Çanakkale ve İstanbul Boğazları ile Karadeniz ve Ege Denizi'ni birleştiren Anadolu ve Batı Trakya yarımadaarı arasında kalan bir iç denizdir. Yaklaşık 11.110 km² 'lik bir alanı kaplayan Marmara Denizi, şelfler, derin basenler, sıkışma yükselimleri ve körfezlerden oluşmuştur. Aynı zamanda Marmara Denizi, 20-25 mm/yıl hızla hareket eden doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay hattının kuzey kolu üzerinde bulunmaktadır (Armijo ve diğ., 2002). Marmara Denizi 45 km genişliğindeki güney şelfi, 10-20 km genişliğindeki kuzey şelfi ve bunların arasında kalan D-B yönelimli maksimum 1250 m su derinlikli Tekirdağ, Orta ve Çınarcık Basenleri olmak üzere 3 basenden oluşmuştur. Bu basenler, Batı ve Orta Sırt olarak adlandırılan 400-600 m su derinliğine sahip KKD-GGB yönlü iki yükselti ile (Şekil 2.1) birbirinden ayrılmıştır (Bourry ve diğ., 2009).

Bu üç basen, faylanmadan etkilendikleri yerler hariç, düz, sürekli ve yavaşça eğimlenen bir koridorda gelişen istiflenmiş çökellerden (türbidit) oluşmuştur (Çağatay ve diğ., 2000). Çınarcık Baseni kuzeybatıdan güneydoğuya doğru derinleşmektedir (Şekil 2.1) ve bu da çökellerin buradaki kaynağının basenin kuzeybatısında, İstanbul'un yaklaşık 30 km batısında yer alan Büyükçekmece bölgesi olduğunu işaret etmektedir. Tekirdağ Baseni deniz tabanı da güneybatıya doğru sürekli derinleşmektedir. Orta Basen aktif faylanmadan oldukça güçlü bir şekilde etkilenmiştir ve burada çökellerin kaynağı basenin topoğrafyasından basitçe belirlenmemektedir. Dördüncü basen, Kumburgaz baseni olarak adlandırılır ve Orta Sırt üzerinde, doğrudan Büyükçekmece Pleistosen vadisine doğru yönelen KD-GB yönünde 800 m derinlikli derin düz bir çukurluktur (Şekil 2.1). Bu KD-GB çukurluğunu dolduran çökellerin, Çınarcık Baseni'ni de dolduran, Büyükçekmece kaynağından geldiği düşünülmektedir (İmren, Demirbağ ve Şengör, 2003).

Marmara Denizi'nin şelf eğimleri genellikle hafif geçişlidir. Eğim 7°'den büyük olduğunda bu bölgeler yamaç olarak değerlendirilir (Gazioğlu ve diğ., 2002). Şelflerden sonra yamaç eğimleri hızla artmaktadır. Yamaçlar 2 farklı morfolojik yapıda gözlemlenir; I) düz ve dik yamaçlar (kuzey yamaçlarının büyük bölümü bu

kategoriye girer) ve II) içbükey ve küçük açılı yamaçlar (tüm güney yamaçları bu kategoridedir). Kuzey kıyıları boyunca yamaç eğimi kimi yerlerde 17°'yi aşmaktadır. Güney yamaçları ise 7°-10°'lik eğimlere sahiptir (Gazioğlu ve diğ., 2002).

Kanyon ve heyelan alanları şeklindeki ikincil morfolojik yapılar genellikle dik yamaçlarda gelişmiştir. Kanyonlar derinlik ve çap olarak büyük çeşitlilik göstermektedir. Çanakkale boğazı yakını, Marmara denizinin güney yamacının en batı ucunda ve İzmit Körfezi'nin batı ucunda olmak üzere iki büyük kanyon tespit edilmiştir (Gazioğlu ve diğ., 2002; Ergin ve diğ., 2007). Başka bir büyük kanyon ise Batı Sırtı'na bitişik olan İmralı Adası'nın kuzeyinde yer alır. Güney yamaçlarında olduğu gibi kuzey yamacı boyunca da küçük boyutlu bir dizi kanyon sistemi bulunmaktadır (Yılmaz, Gökaşan ve Erbay, 2010).

Yamaçlarda yaygın olarak gözlenen bir diğer farklı morfolojik yapı denizaltı heyelanlarıdır (Gazioğlu ve diğ., 2002; Gökaşan ve diğ., 2003; Gazioğlu ve diğ., 2005). Marmara Denizi'nde 5 ana denizaltı heyelan yapısı belirlenmiştir. Bunlardan ikisi Marmara Denizi'nin batı bölümündedir. Bunların en batıda olanı çamur akması (mud flow) olarak tanımlanmaktadır (Gazioğlu ve diğ., 2002). Orta ve Tekirdağ basenlerini bölen Batı Sırtı aynı zamanda bir heyelan kütlesi olarak yorumlanmıştır (Gökaşan ve diğ., 2003). Bu heyelan yapısının Kuzey Anadolu Fay hattı ile birlikte oluştuğu ve aynı yaşta olduğu iddia edilmektedir (Gökaşan ve diğ., 2003). Marmara Denizi yamaçları ile ilgili bu gözlemlere ek olarak, heyelan alanları basenleri ayıran sırtlar olarak da tanımlanmaktadır (Gökaşan ve diğ., 2003).

2.3 Çalışma Alanı ve Çevresinin Tektonik Özellikleri

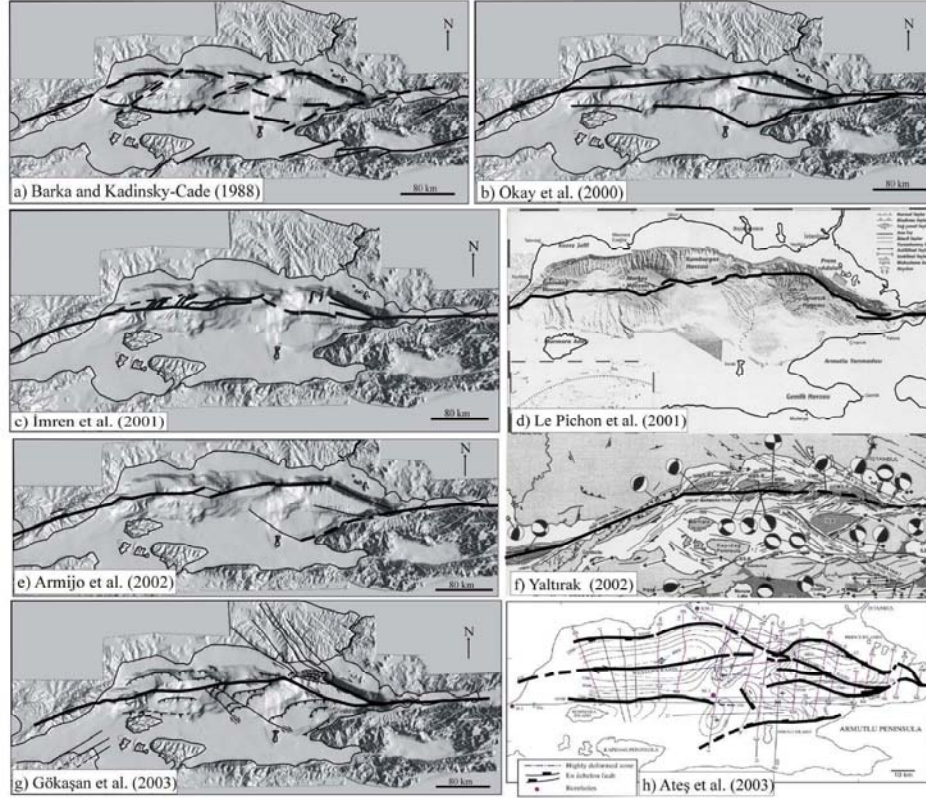
Kuzey Anadolu Fay hattı (KAF), Marmara Denizi boyunca büyük bir yapısal unsur olarak kendisini göstermektedir. Kuzey Anadolu Fay sisteminin Marmara Denizi içerisindeki kolu, 1939 yılında 7.9M büyüklüğündeki Erzincan depremiyle başlayıp 1000 km'lik bir yırtılmayla batıya doğru ilerleyen, alışılmışın dışında 7M büyüklüğünün üstündeki deprem serilerinin oluşturduğu fay zonunun batıdaki bitiş noktasıdır. (Toksöz ve diğ., 1979; Stein ve diğ., 1997; Şengör ve diğ., 2005, Utkucu,

ve diğ., 2009). Bu deprem serilerinin en sonuncusu olan 1999 Ağustos'unda meydana gelen 7.4M büyüklüğündeki İzmit depremi ile, KAF hattı üzerinde 150 km lik bir yırtılma meydana gelmiştir (Barka. 2007). Bu yırtılmanın batı ucunda, Marmara Denizi içindeki Çınarcık Baseni, KAF'ın yön değiştirdiği karmaşık yönelim zonu olarak kendini göstermektedir. Bu depremden üç ay sonra 12 Kasım 1999'da İzmit fayının doğudan yırtılmaya başlamasıyla Düzce'deki 7.2M büyüklüğündeki deprem meydana gelmiştir (Bouin ve diğ., 2004). 1939'dan bu yana ana levha sınırında gerçekleşen ve batıya doğru ilerleyen büyük depremler, küçük alanlarda incelendiğinde karmaşık fay yapısına ve zengin geçmişine rağmen Kuzey Anadolu Fay hattının büyük ölçekli ancak basit bir evrime sahip olduğunu göstermektedir (Karabulut ve diğ., 2011).

Marmara Denizi içerisinde KAF'ın uzanımı ve Marmara'nın morfolojik yapısı dikkate alınarak, günümüze kadar yapılan birçok araştırmada Marmara Denizi için birçok farklı tektonik model ortaya atılmıştır(Şekil.2.2.). Pınar (1943), Marmara Denizi boyunca düz bir deprem alanının varlığını öne sürmüştür. Ketin (1968) ve onu takiben birkaç araştırmacı (İlhan, 1971; Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988) Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi boyunca nasıl uzandığını tartışmışlardır. Bunlardan yalnızca Şengör ve diğ. (1985), Pınar (1943) ile aynı görüşü (tek bir kol) paylaşmıştır. Bu modeller önerildiğinde deniz jeofiziği verisi henüz mevcut değildir. 1995 yılında kapsamlı bir tek-kanallı sismik yansıma veri seti elde edilmiştir (Ergün ve Özel, 1995; Wong ve diğ., 1995). Aktif fayların ilk haritaları, Marmara Denizi kuzeyindeki sistemin ilksel tektonik yorumunu sunmaktadır. Bu yorum, kısa uzunluklu (~50 km) sürekli olmayan (kademeli) doğrultu atımlı fay dilimlerinden ve aralarında dağılmış çek-ayır(pull-apart) basenleri olarak yorumlanan üç belirgin çukurluktan oluşmaktadır. Ardından Aksu ve diğ., (2000), bütün Marmara Denizi'ni kapsayan tek-kanallı sismik yansıma araştırması ile son derece karmaşık transtansiyonel çiçek yapısı sonucuna varmışlardır (Şekil 2.2).

1999 Şubat'ında Alman araştırma gemisi R/V Meteor Marmara Denizi'nde ilk çok ışınli batimetri çalışmasını gerçekleştirmiştir. Batı Marmara Sırtı'nı kapsayan bu araştırma, sırtın güney bölümü boyunca D-B doğrultulu bir izin varlığını, Marmara

Denizi'nin batısında bulunan doğrultu-atımlı Ganos Fayı'nın doğusundaki devamı olarak gözler önüne sermiştir. Bu yarığın içinde metan gazının çıktığı gösterilmiştir ve bu gaz çıkışı, bu fayın faaliyetinin bir işareti olarak yorumlanmıştır (Halbach ve diğ., 2000).



Şekil 2.2 Marmara Denizi'nin tektonik yapısı üzerine ortaya konulmuş, farklı görüşlere ait tektonik modeller (Yılmaz ve diğ., 2010).

Kocaeli Depremi'nden sonra, 1999'un sonlarında ve 2000'in başlarında başlarında, Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi (SHOD) tarafından, İTÜ işbirliğiyle derin Marmara Çukurluğu'nu, uzun eksenini boyunca örtecek şekilde çok ışınlı batimetri çalışması yapılmıştır (Demirbağ, 2000). 2000 Eylül'ünde Fransız araştırma gemisi Le Suroit ile oldukça önemli bir veri grubu (çok ışınlı batimetri, tek-kanallı sismik yansıma, yanal taramalı sonar, dipten çekmeli sismik yansıma ve yüksek frekanslı Chirp verisi) oluşturulmuştur. Bu verilerin sonuçlarının birleştirilmesi ile Marmara Denizi'ni boylu boyunca kesen sürekli bir fayın varlığı gözler önüne serilmektedir (İmren ve diğ., 2001; Le Pichon ve diğ., 2001; Rangin ve

diğ., 2000; Yılmaz, Gökaşan, Erbay, 2010, Karabulut ve diğ., 2011). Ortaya konan bu farklı görüşlere ait örnek fay modelleri Şekil 2.2’de gösterilmektedir.

Bu bilgiler ışığında şunu söyleyebiliriz ki; Marmara Denizi, sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olarak çalışan İzmit Fayı ile yine sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olan Ganos Fayı arasında kalan Marmara fayının aktif denetiminde sırt ve basen yapılarını içeren bir iç denizdir (İmren, Demirbağ ve Şengör, 2003).

Marmara Denizi’ndeki aktif fay geometrisi, Marmara Fayı ve Marmara Fay Alanı şeklinde belirlenmiştir. Marmara Fayı, D-B yönelimli bir morfolojik yükselmenin koridorunu biçimlendiren, 5 km genişliğinde negatif bir çiçek yapısı ile belirgindir. Marmara Denizi’ndeki bütün derinlik unsurları, Marmara Fayı tarafından kesilirken, bu unsurların içerisinde ve çevresinde doğrudan Marmara Fayı işleyiş tektonizması ile ilişkili ikincil fay türleri, sağ yanal Marmara Fay Alanı’nı oluşturmaktadır (İmren ve diğ., 2003). Batı Sırt üzerinde Marmara Fayı boyunca meydana gelmiş olan yaklaşık 4 km uzunluğundaki sağ yanal ötelenme (İmren ve diğ., 2001; Le Pichon ve diğ., 2001), Anadolu’nun yılda ortalama 2 cm’lik günümüzdeki batıya kaçışı (McClusky ve diğ., 2000, Utkucu, ve diğ., 2009) ile beraberce düşünüldüğünde, Marmara Fayı’nı oluşturan bu kırığın, günümüzden 200.000 yıl önce tüm bu sırt ve basenleri kesmeye başladığı önerilmiştir (İmren ve diğ., 2001; Le Pichon ve diğ., 2001, Sorlien ve diğ., 2012).

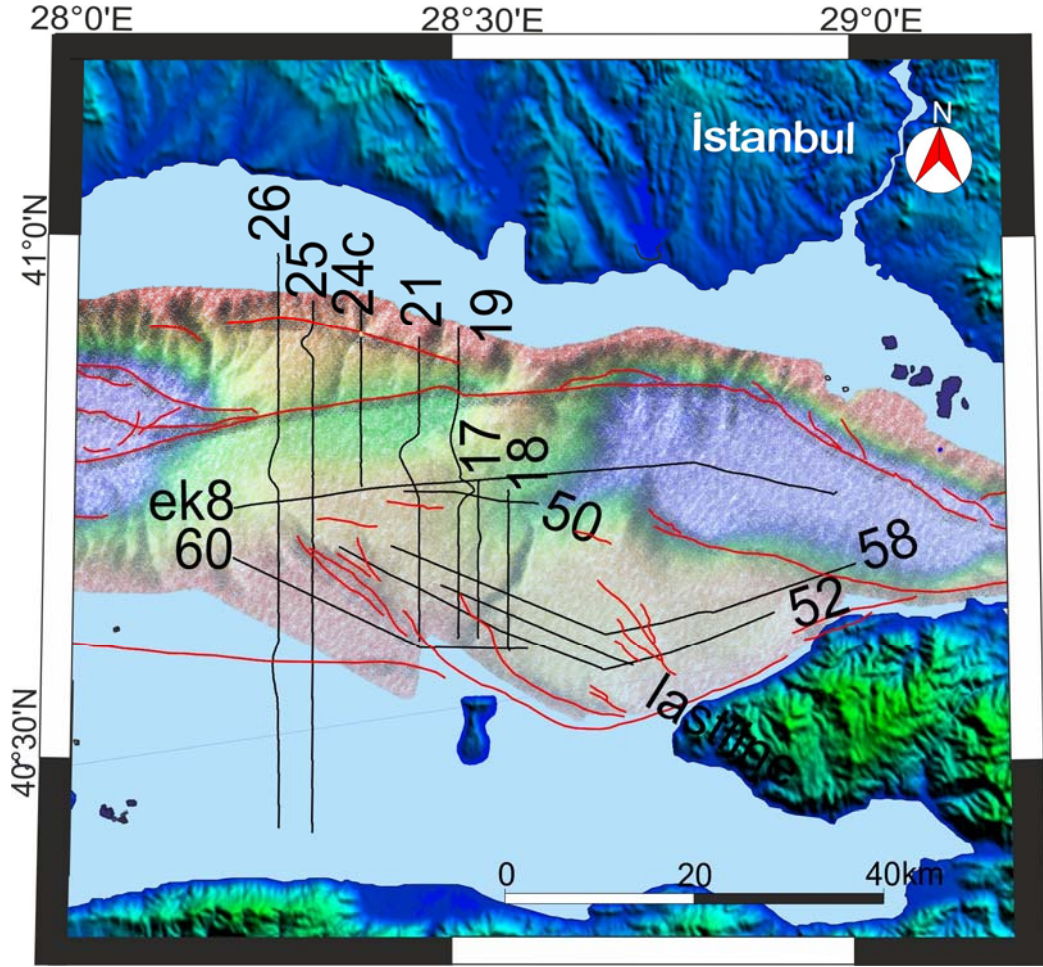
BÖLÜM ÜÇ

VERİ SETİ VE YÖNTEM

2008 yılının Temmuz ayında TAMAM (Turkish American Marmara Multi Channel) projesinin ilk ayağı kapsamında Marmara Denizi genelinde Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü ile Columbia University, Lamont-Doherty Earth Observatory Enstitüsü tarafından ortaklaşa gerçekleştirilen çalışmada 2700 km'den fazla çok kanallı sismik veri toplanmıştır. Marmara Denizi'nin yapısal oluşumunu araştırmak amaçlı toplanan bu veri seti tüm Marmara geneline yayılmıştır. Tablo 3.1 'de başlangıç, bitiş koordinatları ve atış sayıları ile verilen hatlar Orta Sırt ve Kumburgaz baseni üzerindeki verilerden seçilmiştir. Şekil 3.1'de harita üzerinde de gösterilen bu hatlar veri işlem aşamalarından geçirilerek, ihtiyaç duyulan karmaşık nitelik analizlerinin uygulanabileceği, yorumlanmaya hazır sismik kesitler haline getirilmiştir.

Tablo 3.1 Sismik veri seti içerisinde seçilerek veri işleme tabi tutulan hat isimleri, başlangıç-bitiş koordinatları ve atış sayıları.

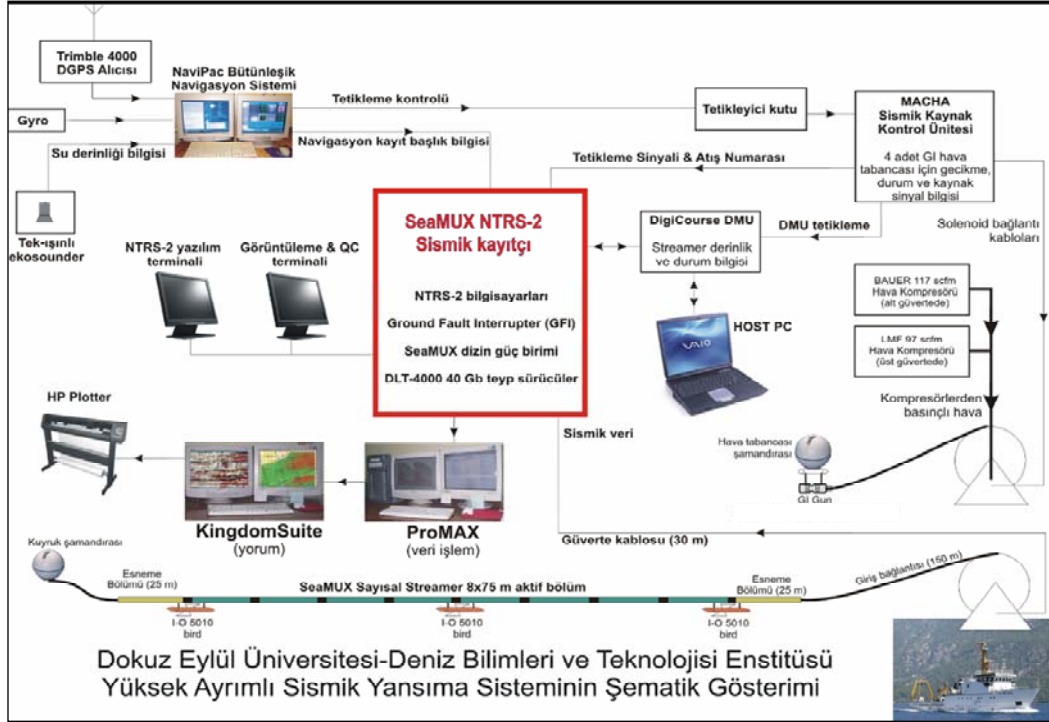
Hat No:	Başlangıç		Bitiş		Atış Sayısı
	K	D	K	D	
mar08-17	40°46.419076'	28°34.715034'	40°36.865126'	28°34.738853'	1474
mar08-18	40°37.505129'	28°32.402895'	40°46.861327'	28°32.440363'	1443
mar08-19	40°55.979325'	28°30.903972'	40°37.712760'	28°30.901303'	1794
mar08-21	40°55.448352'	28°27.942022'	40°37.479476'	28°27.920666'	1754
mar08-24c	40°57.149276'	28°23.474518'	40°46.674083'	28°23.525113'	1021
mar08-25	40°57.636766'	28°19.828428'	40°26.431560'	28°19.825522'	3085
mar08-26	40°26.213662'	28°17.292914'	41°00.283460'	28°17.162989'	3319
mar08-50	40°46.250407'	28°26.699824'	40°45.568485'	28°36.825953'	756
mar08-52	40°39.082515'	28°54.949426'	40°42.911339'	28°21.990744'	4222
mar08-58	40°41.962343'	29°01.191122'	40°42.987008'	28°25.934499'	4398
mar08-60	40°36.918129'	28°36.221851'	40°42.237087'	28°13.902524'	1775
mar08-ek8	40°45.227300'	28°13.816922'	40°46.090201'	28°59.550847'	3384
mar08-lastline	40°35.890890'	28°44.226403'	40°40.651202'	28°29.717946'	1173



Şekil 3.1 Çalışmada değerlendirilen sismik hatların konumu (Armijo ve diğ., 2002)

3.1 Veri Toplama Parametreleri

2008 yılında gerçekleştirilen TAMAM çalışmasında yüksek ayrımlı çok kanallı sismik yansıma verilerinin kaydının alınması için 72 kanallı, grup aralığı 6,25m olan ve 450 m uzunluğunda sayısal SeaMUX alıcı kablo (streamer), 5 adet derinlik kontrol ünitesi (bird), kaynak olarak bir adet hava tabancası (GI gun) ve bu deniz altı birimlerinin kontrollerini ve kayıt almayı sağlayan gemi üstü üniteleri kullanılmıştır (Tablo 3.2). Bu sistemleri ve birbirleriyle olan ilişkilerini gösteren blok diyagram Şekil 3.2'de verilmiştir.



Şekil 3.2 Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü sismik sisteminin deniz altı ve üstü birimlerini ve birbirleriyle ilişkilerini gösteren blok diyagram.

Tablo 3.2 Veri alımında kullanılan geometrik ve fiziksel parametreler.

Alıcı kablo uzunluğu	450 m
Alıcı kanal sayısı	72
Grup aralığı	6,25 m
Kaynak (GI gun) kapasitesi	45/45 in ³
Örnekleme aralığı	1 ms
Kayıt süresi	4 s
Atış aralığı	12,5 – 18,75 m
Alıcı ve kaynak derinliği	3 – 4 m
Katlanma (fold)	12 – 18
Minimum ofset	40-100 m

Veri alımı için 45/45 in³ hacminde GI hava tabancası 12,5 veya 18,75 m aralıklarla patlatılmış ve 1 ms örnekleme aralığı ile 4 s'lik kayıtlar alınmıştır. Ofset mesafesi, sığ sularda 40 m, derin sularda ise 100 m olarak alınmıştır. Alıcı kablo (stremer) ve kaynak (hava tabancası), aynı derinlikte olmak üzere, 3 veya 4 m'lerden çekilmiştir. Bu durum yüksek frekanslı veri alınmasını sağlamaktadır, çünkü alıcı ve

kaynak 3 ve 4 m'den çekildiğinde oluşan hayalet (ghost) yansıma (deniz yüzeyinden yansıyıp gelen dalga) 50 ile 187,5 Hz frekans aralığında kalmaktadır ve bu durum geniş spektrumda yayılmış olan veriyi korur. Veri alımında kullanılan geometrik düzen ve fiziksel parametreler Tablo 3.2'de sunulmaktadır.

3.2 Sismik Veri İşlem

Toplanan sismik veri ProMAX sismik veri işlem programı kullanılarak işlenmiştir. Yüksek çözünürlüklü çok kanallı sismik veri üzerinde uygulanmış olan veri işlem aşamaları, verinin niteliği veya alındığı bölgenin jeolojik özelliklerine göre değişkenlik göstermektedir. Bu çalışma kapsamında veri toplama parametreleri ve Marmara denizaltı yapılarının jeolojik özellikleri göz önüne alındığında, statik düzeltme ve dekonvolüsyon gibi bazı veri işlem basamakları, kimi kesitler için gerek olmadığı, kimileri için ise veri kalitesini bozduğu gerekçeleriyle uygulanmamıştır. Genel olarak işlenen hatlar üzerinde uygulanan veri işlem aşamaları sırasıyla Şekil 3.3.'de gösterilmektedir.

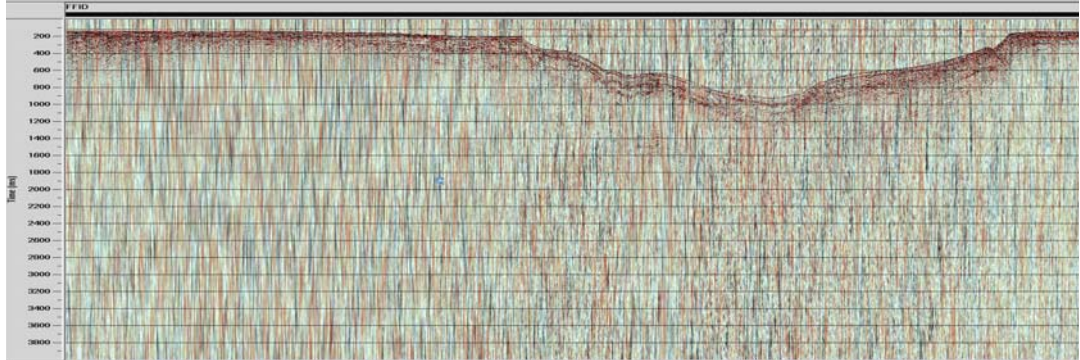


Şekil 3.3. Sismik veri setine uygulanan veri işlem basamakları ve işlem akışı.

Sismik verinin genlik düzenlemeleri, ayrırlılığının artırılması ve istenmeyen sinyallerin atılması işlemleri ön veri işlem aşamaları olarak sınıflandırılır. Ön veri işlem aşamasında uygulanan işlem basamakları, sismik kesiti veri işleme hazırlama çalışması olarak nitelendirilir.

3.2.1 Veri Yükleme

Toplanan SegY formatlı ham sismik verinin, veri işlem yazılımı formatına dönüştürülerek sisteme yüklenmesi işlemidir. Bu sayede alınan arazi örneklerine istenen veri işlem basamakları uygulanabilecektir. Verinin ham görüntüsü olarak isimlendirebileceğimiz, veri yüklemesinden sonra 72 kanallı ve 3419 atıştan oluşan mar08-26 isimli hattın tek kanallı gösterimi (ortak ofset kesiti) Şekil 3.4.'de örnek olarak verilmiştir. Bu gösterimde atışların 1. kanalları yan yana çizdirilmiştir.



Şekil 3.4. mar08-26 isimli sismik hattın veri yükleme sonrası tüm atışlarının ilk izlerinin (ortak ofset kesiti) gösterimi.

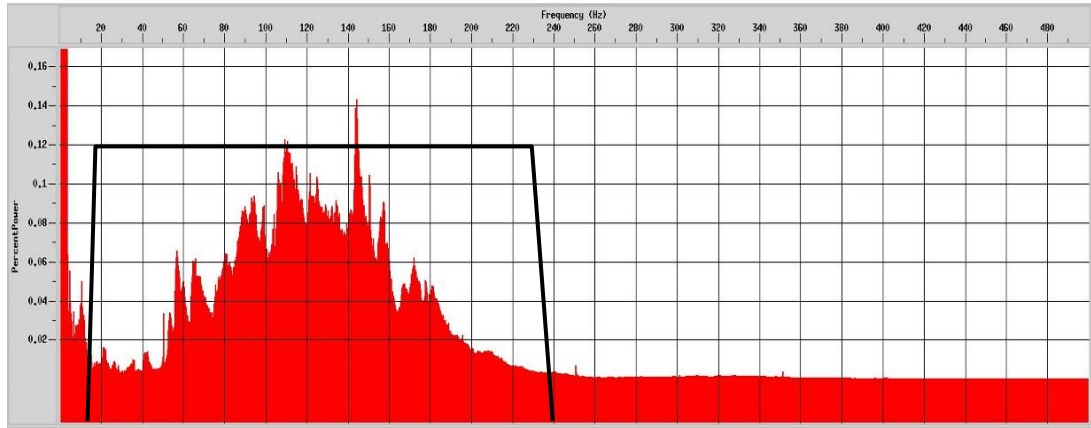
3.2.2 Geometri Tanımlama

Deniz tabanından alınan sinyalin doğru değerlendirilebilmesi için, arazide yapılan çalışmalar esnasında veri alımına ait geometrik parametrelerin, veri işlem yazılımına yüklenmesi gerekir. Bu amaçla, sefer sırasında her bir hat için gözlem logları düzenlenir. Oluşturulan bu loglarda alıcı kablosu (streamer), kaynak (GI gun), kayıt ve navigasyon parametrelerinin yanı sıra oluşturulan hat ile ilgili alınmış gözlem notları da bulunur. Bu log üzerinde, çalışma boyunca sabit olan ve bir hattan diğerine

değişen bazı parametreler bulunmaktadır. Alıcı kablo uzunluğu, grup aralığı, derinlik kontrol ünitesi sayısı gibi tüm loglarda aynı olan parametrelerin yanında her oluşturulan hat için değişen alıcı kablonun çekildiği derinlik değeri ve yapılan atışı sayısı gibi değişken parametreler de çalışma sırasında not edilir.

3.2.3 Bantgeçişli Süzgeç

Veri işleminde önemli adımlardan biri süzgeçlemedir. Belirli bir frekans aralığında kaydedilmiş olan veriye, genliklerinin frekanslara göre dağılımı göz önünde tutularak gürültülerden arındırılacak şekilde süzgeçleme yapılır. Bu işlem belirli bir frekans aralığındaki genlik bileşenlerini geçirerek (bantgeçişli) istenmeyen frekans bantlarındaki genliklerin bastırılması ile gerçekleştirilir. İz gruplarına uygulanan spektral analiz sonucu, veri için uygun frekans aralığı belirlenir. Şekil 3.5 'de bir ortak atış grubunun ortalama genlik spektrumu ve veri içeren genlik bileşenleri (siyah kutucuk) görülmektedir.

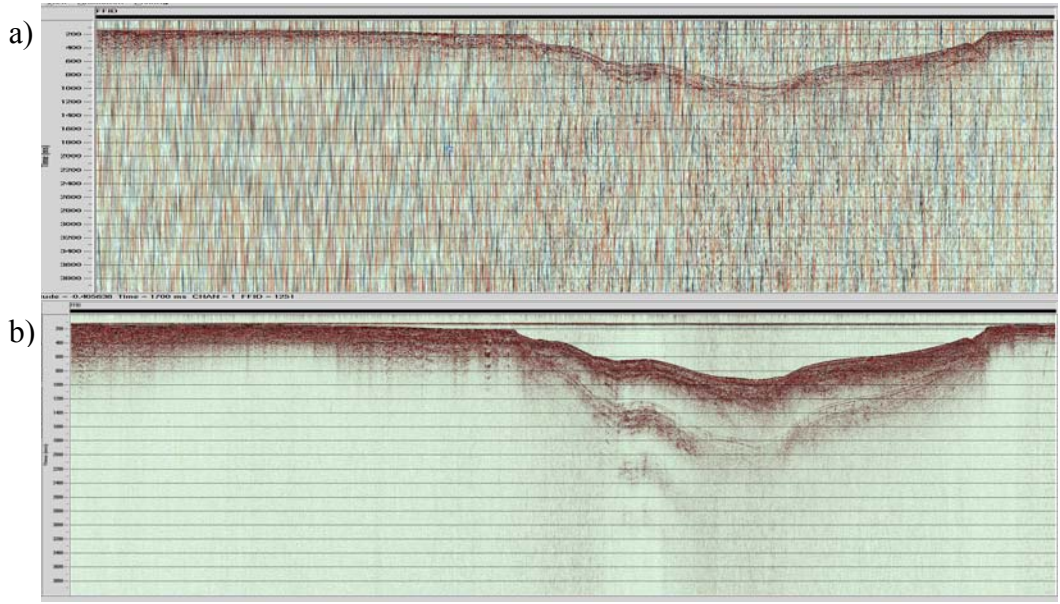


Şekil 3.5. Bir atış grubu için spektral analiz penceresi ve seçilen geçiş bandı.

Her bir hat için atış gruplarında yapılan spektral analiz sonucu, kullanılacak süzgeçleme yöntemine göre gerekli parametreler belirlenir. Tez kapsamında değerlendirilen veri setine Hanning penceresi ile bantgeçişli filtre uygulanmıştır. Bu amaçla veri setimizin genlik spektrumu incelenerek kullanılacak en uygun filtre uzunluğu 500 ms, bant sınırları ise sırasıyla 12-17-230-240 Hz olarak belirlenmiştir. Süzgeçleme sınırlarının belirlenmesi ve bu sınırlar doğrultusunda bantgeçişli

süzgeçleme yapılması işlemleri her bir hat için ayrı ayrı uygulanmıştır ancak tüm hatlar genelinde bant geçişli süzgecin frekans bandı değiştirilmemiştir.

Şekil 3.6 'da veri yüklemesinden sonra ham sismik kesit ve bant geçişli süzgeç uygulandıktan sonraki görüntüleri verilmektedir. Süzgeçleme işleminin sonucunda düşük frekanslı deniz dalgası gürültüsü atıldığı için veri kalitesi oldukça yükselmiştir.

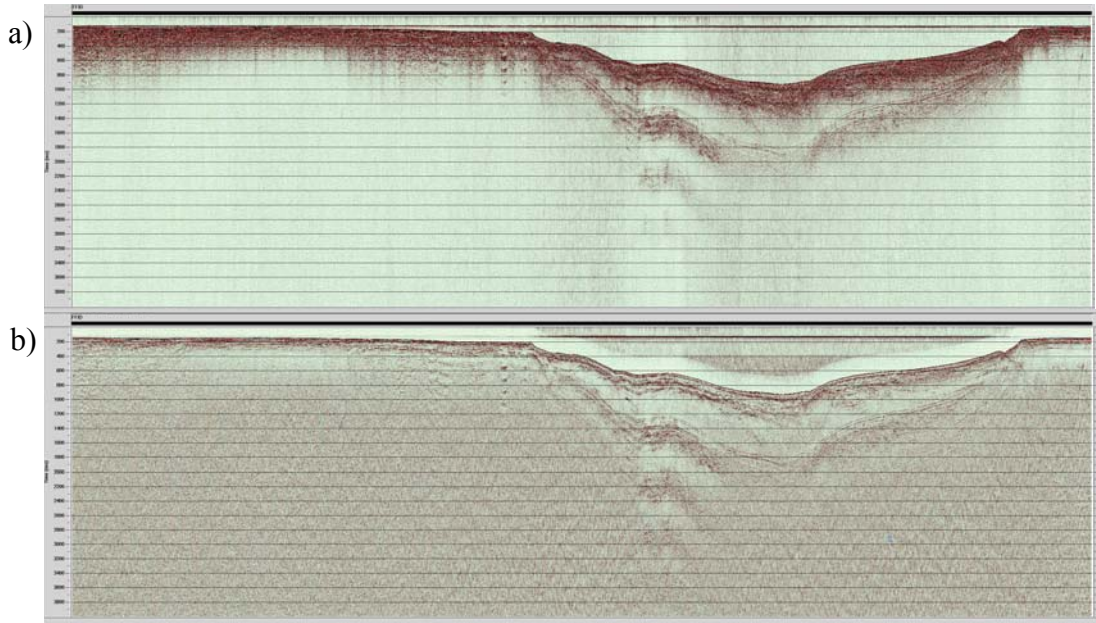


Şekil 3.6. Bir hattın ortak ofset kesiti için a) ham veri ve b) bant geçişli süzgeç sonrası görüntüsü.

3.2.4 Kazanç Uygulama

Kaynaktan yayılan sinyalin enerjisi mesafe ile azalmaktadır. Sinyalin genliğini etkileyen faktörler kaynak şiddeti, hayalet yansıma, sınırda enerji paylaşımı, açıyla genlik değişimi, küresel açılım, kısa yollu tekrarlılar, yansıtıcı düzensizlikleri, saçılma, soğurulma, ince tabaka etkileri ve yansıtıcı eğimi şeklinde sayılabilir (Dondurur, 2009). Bu azalmanın miktarı, sinyalin yayıldığı ortamın özellikleri ve uzaklığına göre değişkenlik gösterir.

Veri işlem aşamalarında derinlikle genliğin azalması etkisine karşın kullanılan veri işlem yöntemi kazanç uygulamasıdır. Bu uygulama otomatik kazanç uygulaması (AGC) ve gerçek genlik kazanımı (TAR) olarak iki farklı şekilde yapılabilir. Hangi yöntemin kullanılacağı yapılan denemelerle en iyi sonuca göre seçilir. Bu çalışma kapsamında değerlendirilen veri seti için en uygun kazanç uygulaması AGC olarak belirlenmiştir. Bu aşamada AGC operatör uzunluğu olarak 500 ms kullanılmıştır. Uygulanan kazanç kontrolü sonucu verilerdeki genlikler dengelenmiş ve Şekil 3.7’de görüldüğü gibi veri kalitesi arttırılmıştır.



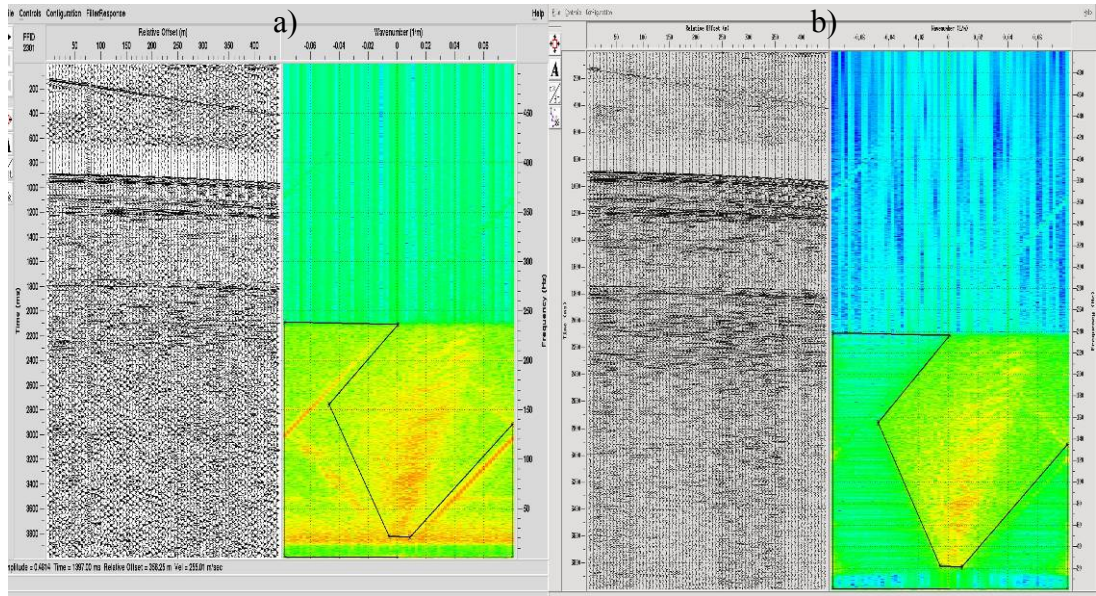
Şekil 3.7 Bir hattın ortak ofset kesitinin a) kazanç öncesi ve b) kazanç sonrası görüntüsü.

3.2.5 *f-k Eğim Süzgeci*

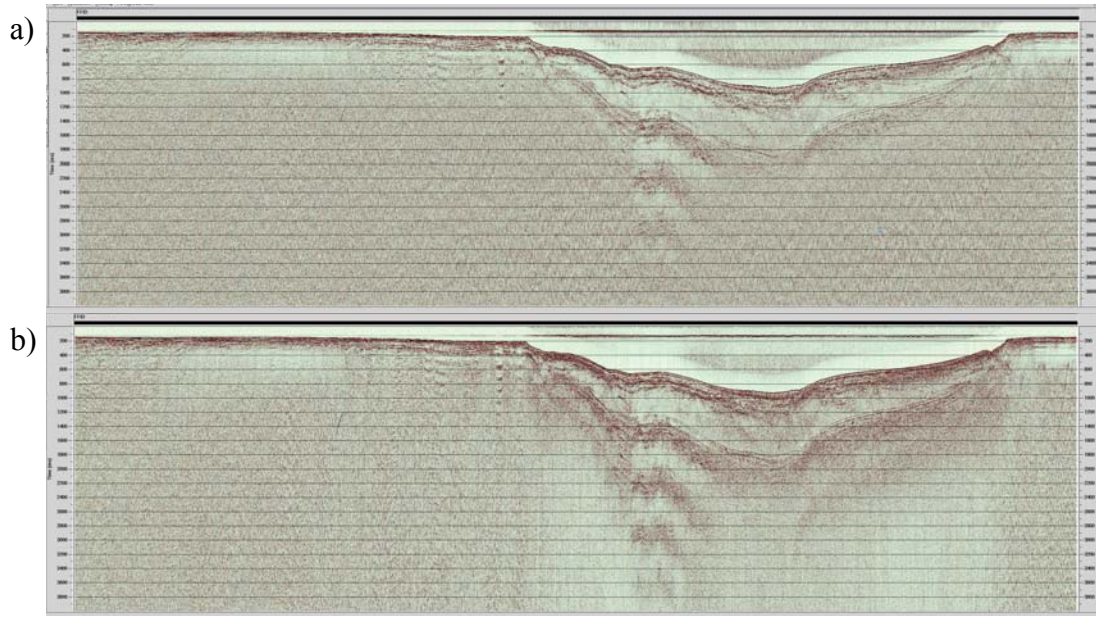
f-k eğim süzgeci, farklı eğimlerde gelen sinyalleri ayrıştırarak gürültülerin ayıklanması amacıyla kullanılan bir veri işlem adımıdır. Bu amaçla verinin 2B Fourier dönüşümü alınarak frekans-dalgasayısı(*f-k*) ortamına geçilir. Bu şekilde sismik kesit üzerinde iç içe geçmiş olarak görülen farklı eğimlerde gelen bozucu etkiler (örn. doğrudan gelen dalgalar, katlanmış enerji, kablo gürültüsü, v.b.) bu spektrumda görülerek birincil yansımaları etkilemeyecek şekilde süzgeçlenebilmektedir.

Sismik kesit üzerinde yatay uzanan olaylar f-k spektrumunda frekans eksenine (düşey eksen) yakın kapanımlar şeklinde ortaya çıkarlar. Zaman-uzaklık ortamındaki olayın eğimi arttıkça, olay f-k spektrumunda dalgasayısı eksenine yaklaşmaya başlar. En son olarak da, atış gruplarında, derinlik düzenleyici gürültüsü gibi tamamen düşey olarak görülen olaylar ise, f-k spektrumunda yatay olarak görülürler (Dondurur, 2009).

Bozucu olan bu etkilerin veri setinden atılması için öncelikle f-k analizi yapılmaktadır. Analizler seçilen atış gruplarında yapılır ve atılması uygun bulunan bölümler belirlenir (Şekil 3.8). Yapılan inceleme sonucu seçilen sınırlar doğrultusunda veri süzgeçlenir. Şekil 3.9 'da f-k süzgeci uygulamadan önceki ve sonraki ortak ofset kesitleri görülmektedir.



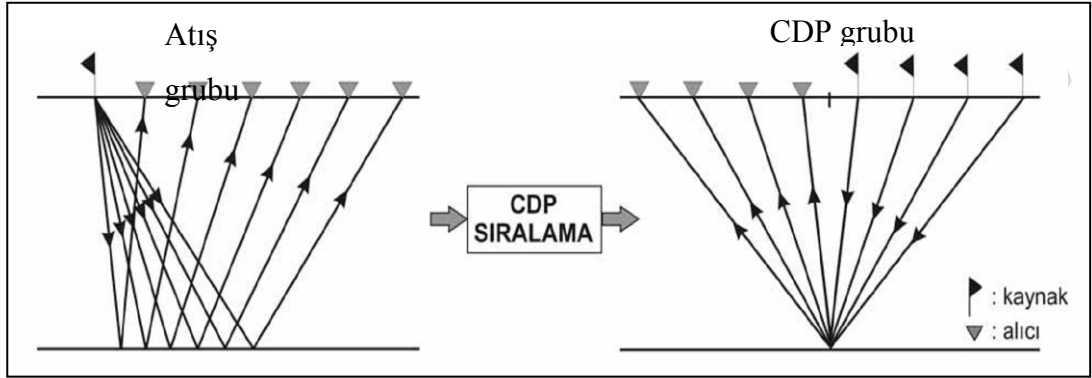
Şekil 3.8. Bir atış grubu için uygulanan f-k analizi a) seçilen f-k operatörü ile süzgeçleme öncesi atış grubu ve b) f-k süzgeci sonrası atış grubu.



Şekil 3.9 Bir hattın ortak ofset kesitinin a) f-k süzgeci uygulama öncesi ve b) f-k süzgeci uygulama sonrası görüntüsü

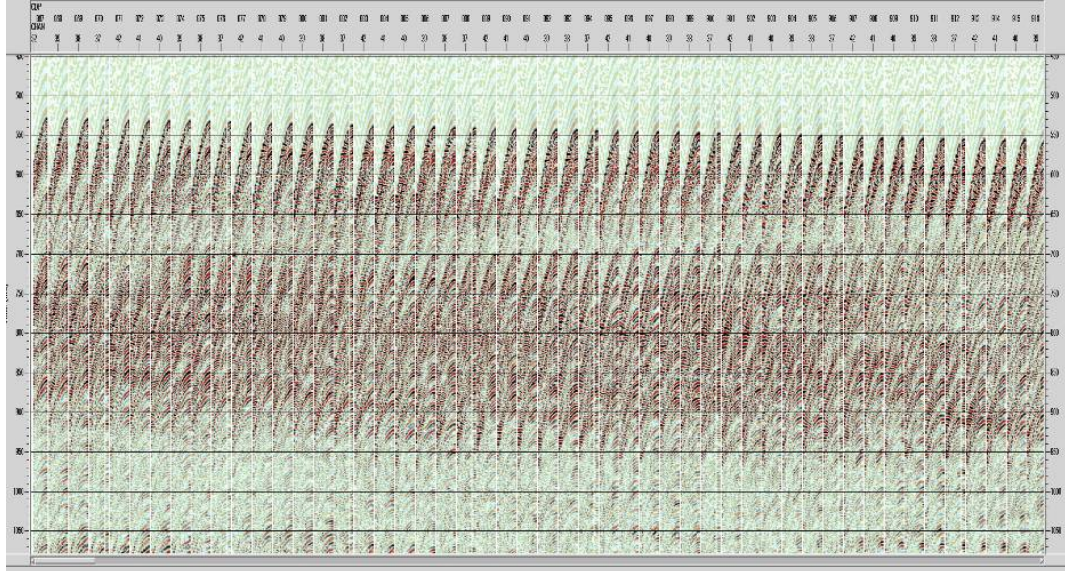
3.2.6 CDP Sıralama (Sort)

Bu işlemde sismik verideki sinyaller yeniden sıralanarak, atış gruplarından ortak derinlik noktaları düzenine getirilir. Ortak derinlik noktasından yansıyan, yani, her bir atışta aynı noktadan yansıyarak farklı alıcılar tarafından kaydedilen sinyalin gruplanması ile CDP (common depth point) grupları elde edilir. Bu işlem daha önce tanımlanmış olan geometri bilgisine göre gerçekleştirilir (Şekil 3.10). CDP gruplarının düzenlenmesi, oluşturulacak sıfır ofsetli sismik kesit oluşturulması için gereklidir. Her bir ortak derinlik noktasından alınan yansıma sayısı katlanma olarak nitelendirilir ve Denklem (3.1)'de gösterildiği gibi hesaplanır. Katlanma sayısı arttıkça verideki sinyal güçlenir, sinyal/gürültü oranı artar. Bu çalışmada kullanılan veri seti için alıcı sayısı ve alıcı aralığı değerleri sabit olmasına karşın atış aralığındaki değişiklik sebebiyle katlanma değerleri 12 ile 18 arasında değişiklik göstermektedir. Şekil 3.11'de veri setinden bir CDP grubu örneği gösterilmektedir.



Şekil 3.10 Atış grubu geometrisinden CDP grubu geometrisine geçiş (Dondurur, 2009).

$$\text{Maksimum Katlanma} = \frac{\text{alıcı sayısı} \times \text{alıcı aralığı}}{2 \times \text{atış aralığı}} \quad (3.1)$$



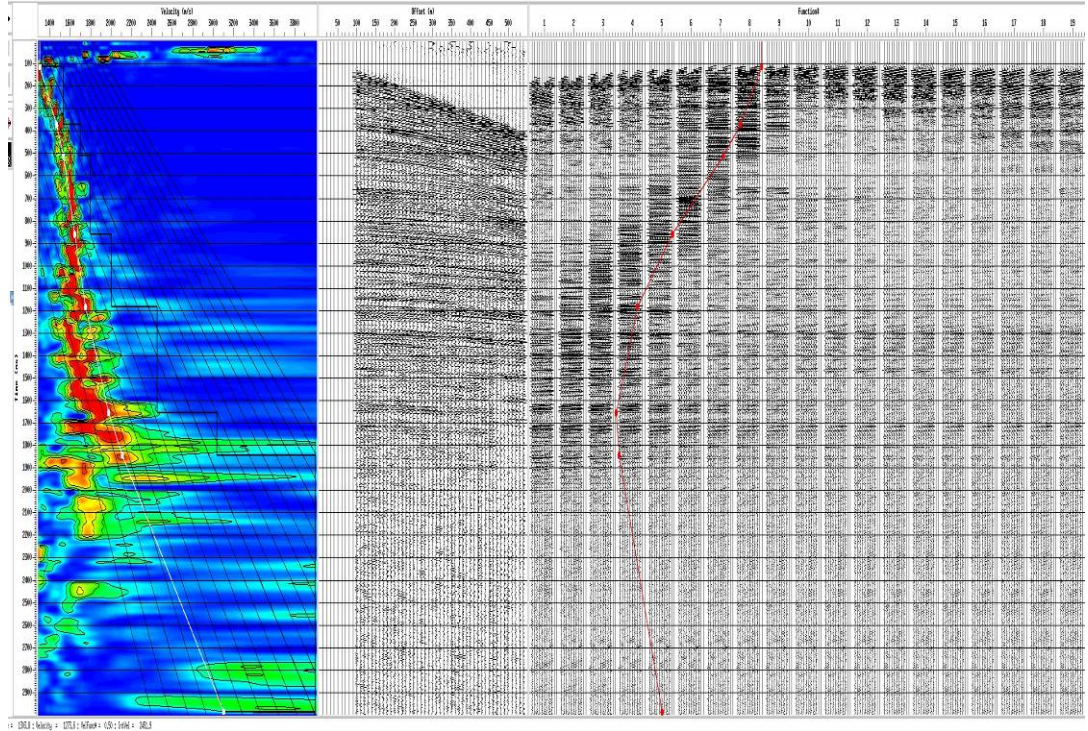
Şekil 3.11. Oluşturulan CDP grupları için veri setinden bir örnek.

3.2.7 Hız Analizi

Yığılma kesitlerinin oluşturulmasında kullanılmak üzere hız modelini belirleyebilmek için, CDP gruplarına uygulanan bir analizdir. Yansıma hiperbolünü NMO düzeltmesi sırasında yatay hale getirebilmek için hız modelinde doğru hızları seçmek oldukça önemlidir. Hız analizinde seçilen hızlar ne kadar doğru ise yığılma kesiti de o kadar kaliteli olacaktır. Tekrarlı yansımalar, eğimli tabakalardan gelen

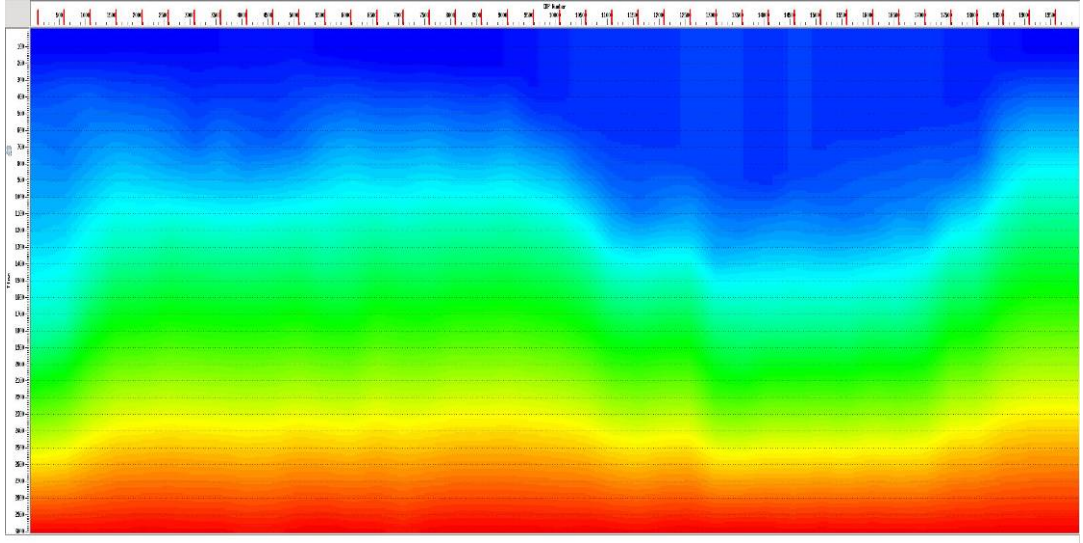
yansımalar, gaz veya sıvı içeren tabakalar, tuz oluşumları doğru hızları seçmekte zorluk oluşturan başlıca etmenlerden sayılabilir.

Hız seçimleri çoklu CDP grupları (supergather) üzerinde yapılmaktadır. Bu gruplar yan yana bulunan belirli sayıdaki CDP'lerin bir araya getirilmesiyle oluşturulur. Böylece her grupta farklı derinlik noktalarından gelen yansımalar bir araya getirilerek ayırım artırılmakta ve hız seçimlerinin doğruluğunun artması sağlanmaktadır. Bu çalışma içerisinde her bir grup içerisinde 9'ar CDP bulundurulmuş çoklu CDP grupları oluşturulmuştur. Şekil 3.12 'de bir çoklu CDP grubu üzerinde hız seçim penceresi görülmektedir.



Şekil 3.12. Bir çoklu CDP grubu üzerinde yapılan hız analizi.

Her bir hat için oluşturulan çoklu CDP grubuna uygulanan hız analizleri sonucu, o hatta ait hız dağılım diyagramı görüntülenerek, yapılan hız seçimleri üzerinde bir kontrol gerçekleştirilir. Bu kontrol için oluşturulan 2B hız alanı Şekil 3.13 'te verilmiştir.

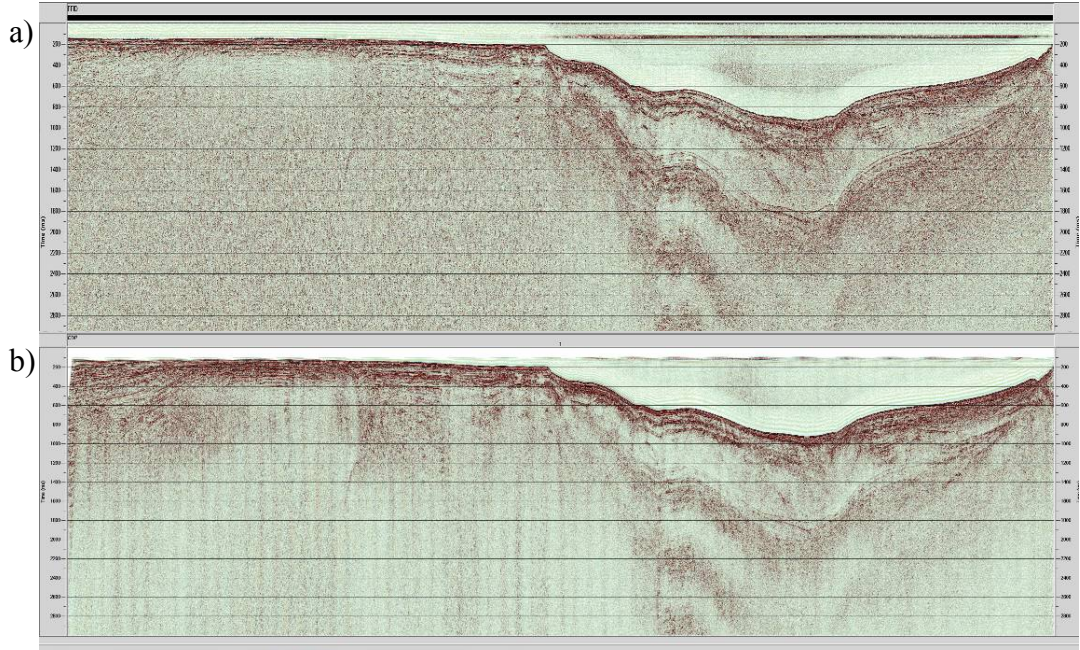


Şekil 3.13. Bir kesit için örnek 2B hız alanı.

3.2.8 NMO Düzeltmesi-Yığıma

Sismik hat için hız dağılımı saptandıktan sonra hatta ait tüm CDP gruplarına normal kayma zamanı (NMO) düzeltmesi uygulanır. Bu işlem yansıma hiperbolünün hız analizinde belirlenen modelle düzleştirilmesi işlemi olarak ifade edilebilir. Bu şekilde atış noktasına uzak olan alıcılara sinyalin geç ulaşmasından kaynaklanan zaman farkı düzeltilmiş olur ve atış noktası ile alıcının aynı yerde olduğu geometriye (sıfır ofset) geçiş yapılmış olur.

Yığıma işlemi ile, NMO düzeltmesi yapılmış olan CDP'ler toplanarak tek bir iz haline getirilir. Yapılan bu işleme yığıma (stack) işlemi, oluşturulan kesite ise yığıma kesiti adı verilir (Şekil 3.14). Yığıma işlemi, sinyal/gürültü oranını, katlama sayısının karekökü oranında artırır. Ayrıca tekrarlı yansımalar da sönümlenirler. Buna karşın eğer hız analizinde doğru hız değerleri seçilmemişse yığıma kesitinin kalitesi düşecektir. Eğer yansımanın alındığı tabakaların eğimleri artarsa sinyaller olması gerektiği yerlerden farklı yerlerde olacaktır. Sinyalleri olması gereken yerlere taşımak için göç (migração) işlemi uygulanır.



Şekil 3.14. a) Tek kanallı sismik kesit ve b) yığma sonrası kesit örneği.

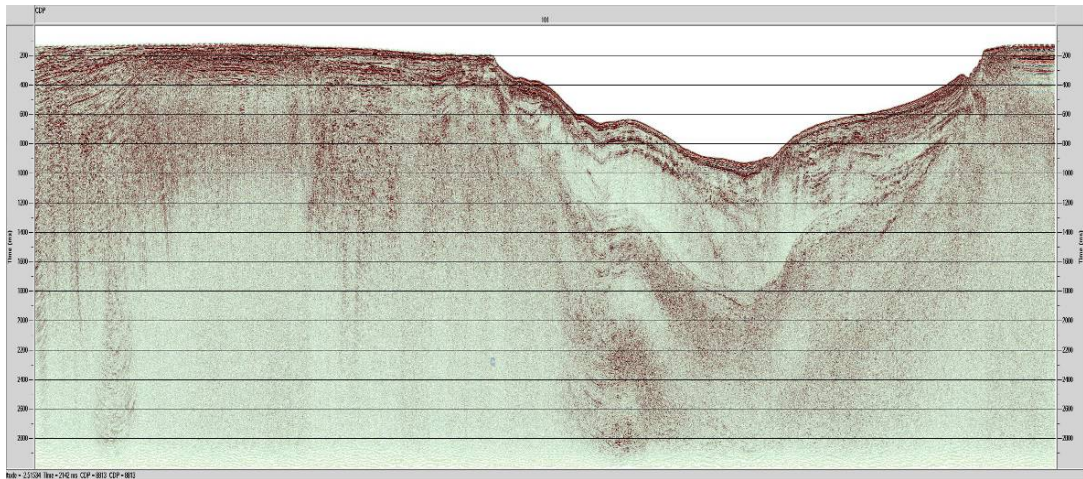
3.2.9 Göç (Migrasyon)

Yeraltında yansıma alınan tabaka eğimli ise, bu tabakadan elde edilen yansıma, yığma kesitinde gerçek yerinde olmaz. Bunun nedeni, sismik dalganın alıcının tam altından değil, tabakaya en yakın noktadan yansıyarak alıcıya gelmesidir. Sismik kesitin yoruma hazır hale getirilebilmesi için bu saçılmış olan sinyalleri yerlerine taşımak gerekir ki bu işleme göç (migrasyon) denir. Bilgisayar teknolojisinin gelişmesi dalga denkleminin kullanılmasını ve göç kesitlerinin elde edilmesini sağlamıştır. Sismik göç işlemi yığma kesitindeki olayları gerçek konumlarına taşır ve yığma kesitini jeolojik kesite dönüştürmeyi amaçlar. Şekil 3.15'te migrasyon kesitine bir örnek verilmiştir. Migrasyonun sismik kesit üzerindeki temel etkileri şu şekilde sıralanabilir (Dondurur, 2009):

- I. Jeolojik kesitteki yansıtıcının boyu, sismik kesitteki boyundan küçüktür, bu yüzden migrasyon yansıtıcıların boyunu kısaltır.
- II. Migrasyon sonrası yığma kesitindeki senklinal yapıları genişler, antiklinal yapıları ise daralır.

- III. Migrasyon, yansıtıcıları eğim yukarı taşır ve yansıtıcıların eğimini artırır
- IV. Migrasyon, yansıtıcıların ani kesilmelerinden oluşan saçılmaları yok eder ve fay düzlemleri daha belirgin hale gelir. Yatay tabakalar migrasyon işleminden etkilenmezler.
- V. Migrasyon, çöküntü alanlardan alınan yansımalarda görülen papyon-kravat (bow-tie) etkisini yok eder.

İdealde arzu edilen işlem, yığma kesitini derinlik kesitine dönüştürmektir. Bu amaca rağmen göç işleminin sonucu genellikle zamanda görüntülenir. Göç kesitinin derinlik eksenini yerine zaman ekseninde elde edilmesinin nedeni veriden elde edilen hız dağılımı bilgisinin yeterli hassasiyette olmamasıdır. Diğer bir neden ise yorumcunun yığma kesitiyle göç kesitini karşılaştırma gereğini duymasındadır (Tardu ve Baysal, 1995).



Şekil 3.15. Yığma sonrası migrasyon uygulanmış kesit.

3.3 Sismik Nitelik Analizleri

Sismik nitelik analizleri, ortaya çıktığı 1970'lerin başlarından günümüze kadar oldukça uzun bir yol kat ederek sismik yorum gerektiren projelerin tamamlayıcı bir parçası haline gelmiştir. Bugün, litolojik ve petrofizik rezerv tahminlerinde kullanıldıkları gibi geniş kapsamlı hidrokarbon araştırmalarında doğru yorumlar yapabilmeyi sağlamaktadır (Chopra ve Marfurt, 2006).

Nitelik kelime anlamıyla bir şeyin ya da kişinin nasıl olduğunu belirten özellik olarak tanımlanabilir. Sismik nitelik ise bir sismik veriden, ölçüm, mantıksal ve tecrübeye dayalı yaklaşım yoluyla çıkarılabilecek bilgilerin tümüdür (Taner, 2001). Sismik nitelikler üzerine yapılan çalışma ve yorum bize deniz taban altı ile ilgili geometrik ve fiziksel parametrelerle ilgili ek bilgi sağlar. Hız, genlik, frekans ve bunların zaman ve mesafeye göre değişim oranları, genlik bilgisi içeren sismik veriden, farklı sınıflamalarla nitelik analizlerinde hesaplanmaktadır. Sismik niteliğin birincil amacı sismik araştırmalarda stratigrafik, yapısal ve litolojik yorum yapacak kişiye ihtiyaç duyduğu bilgiyi detaylandırmak ve doğruluğunu ispatlamaktır.

Sismik nitelik analizlerinde en sık kullanılan yöntem sismik kesite yığma sonrası uygulanan Karmaşık İz Analizi (Complex Trace Analysis) olup ilk olarak 1976 yılında ortaya atılmıştır. Analiz, yıllar içinde gelişerek günümüzde geniş kapsamlı ve çeşitli iz nitelikleri olarak karşımıza çıkmaktadır (Barnes, 2007). Karmaşık iz analizi ile zarf genliği (yansıma gücü), anlık faz ve anlık frekans gibi özellikle hidrokarbon araştırmalarında büyük önem taşıyan nitelik analizlerinin sismik sinyalden belirlenmesi mümkündür (Taner ve diğ. 1979). Bu tez çalışması kapsamında, çalışma alanındaki sıg gazların belirlenmesine yönelik olarak, uygun veri işlem aşamalarıyla yorumlanmaya hazır hale getirilen veri setine, yansıma gücü, anlık frekans ve görünür polarite karmaşık iz analizleri uygulanmıştır.

3.4 Karmaşık İz Analizleri

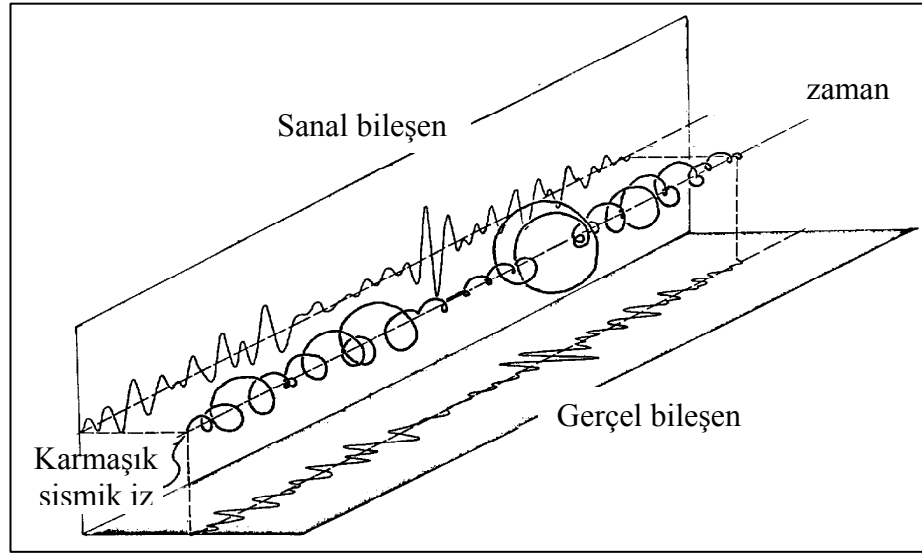
Karmaşık iz analizi matematiksel yaklaşımlarla sezgisel bulgulara temel oluşturabilen sismik iz kaynaklı bir analizdir ve sismik izin sanal ve gerçel olmak üzere iki bileşenden oluştuğunu varsayar (Denklem (3.2), Şekil 3.16). Denklem (3.2)'de $u(t)$ sismik sinyali ifade ederken, $x(t)$ sismik sinyalin gerçel bileşenini, $y(t)$ ise sanal bileşenini ifade etmektedir. Her bir bileşen ise birbirinden bağımsız ve ayrıştırılabilir anlık genlik ve anlık fazın kosinüsünden oluşur (Denklem (3.3) ve (3.4), Barnes, 2007). Burada zamana göre genlik değişimini gösteren $A(t)$ "Yansıma

Gücü”, yine zaman bağımlı faz bilgisini içeren $\theta(t)$ ise “Anlık Faz” olarak isimlendirilmektedir (Taner ve diğ. 1979).

$$u(t) = x(t) + iy(t) \quad (3.2)$$

$$x(t) = A(t) \cos \theta(t) \quad (3.3)$$

$$y(t) = A(t) \sin \theta(t) \quad (3.4)$$



Şekil 3.16 Analitik sinyalin bileşenleri (Taner ve diğ., 1979).

Kaydedilen sismik sinyalin sanal bileşeni, gerçel bileşenin 90° faz kaymış halidir (Şekil 3.16) ve bu iki bileşenin birbirinden ayrıştırılması Hilbert Dönüşümü ile mümkün olmaktadır. Sismik sinyalin zaman bağımlı analitik bir fonksiyon olarak kabul edildiği Denklem (3.2)'de sanal bileşen $y(t)$, gerçel bileşen $x(t)$ 'nin Hilbert dönüşümü alınarak;

$$y(t) = h(t) * x(t) \quad (3.5)$$

şeklinde elde edilebilir. Burada $h(t)$ Hilbert dönüşüm operatörüdür (Dondurur, 2009). Hesaplanan gerçel ve sanal bileşenlerden yola çıkarak sismik izin yansıma gücü (zarf), anlık faz ve anlık frekans nitelikleri hesaplanabilmektedir.

3.4.1 Yansıma Gücü (Zarf Genliği)

Yansıma gücü (zarf genliği) Denklem (3.6)'da verildiği gibi sismik sinyalin gerçel ve sanal bileşenlerinin karelerinin toplamının karekökü şeklinde ifade edilir. Yansıma gücü fazdan bağımsızdır. Yani maksimum yansıma gücü sismik kesitteki yansımalarla ilişkili olsa da, pozitif ve negatif pikler içeren genlik kesitinden farklılık gösterir.

$$A(t) = \sqrt{x^2(t) + y^2(t)} \quad (3.6)$$

Yüksek yansıma gücü, genellikle sert tabakalara komşu gevşek birim sınırları, düzensizlik yüzeyleri veya ani deniz seviyesi değişimleri görülen ve depolanma alanı olan kesimlerde belirgin litolojik değişimlerde kendisini göstermektedir. Yüksek yansıma gücü aynı zamanda gaz birikim sınırlarında da sıklıkla görülmektedir. Uygun koşulların varlığında yerel yüksek yansıma gücü veren alanlar, sıvı içeriği veya hidrokarbon birikimine işaret edebilir (Taner ve diğ., 1979).

3.4.2 Anlık Faz

Sismik yansımadaki devamlılığı ifade eden anlık faz, Denklem (3.7)'de gösterildiği gibi sismik izin sanal bileşeninin gerçel bileşene oranının arctanjantı olarak tanımlanır. Anlık faz zamandaki bir noktayla ilişkilendirilen bir değerdir ve Fourier dönüşümündeki gibi frekanstan türetilen faz fonksiyonu ile tamamen farklıdır. Anlık faz gösteriminde, bir sinyalin tepe noktasındaki, çukurdaki veya sıfır eksenini kestiği noktalarındaki faz değerleri aynı renkle ifade edilir ve bunun sonucu olarak faz açısı iz boyunca takip edilebilmektedir. Bunun nedeni, fazın zayıf olayların görüntülenemediği yansıma gücünden bağımsız olmasıdır.

$$\theta(t) = \tan^{-1}[y(t)/x(t)] \quad (3.7)$$

Anlık faz analizi, sismik tabaka sınırlarının takibinde kullanılmaktadır. Alışılmamış sismik tabaka modelleri ve onlap, offlap alanları, bu analiz sonucu kolaylıkla gösterilebilir (Taner ve diğ., 1979).

3.4.3 Anlık Frekans

Anlık frekans, 8Denklem (3.8)) ile anlık fazın zamana göre türevi olarak tanımlanmaktadır. Burada $\theta(t)$ sismik izin gerçel ve sanal bileşenlerinden hesaplanan ve yukarıda tanımlanan anlık faz değerini ifade eder.

$$\omega(t) = \frac{d\theta(t)}{dt} \quad (3.8)$$

Aşağıya doğru uzanan düşük frekanslı bir zonun, genellikle gaz içeren kum tabakasından, yoğunluk artışından veya petrol rezervinden kaynaklandığı gözlenmiştir (Taner ve diğ., 1979). Petrol-su kontaklarında veya gazlı kum tabakalarında anlık frekans görüntüsü ani değişimler gösterir. Bu bölgeler düşük frekanslı alanlar şeklinde görülürler. Ancak aşağılara inildiğinde derinlerdeki frekansların normal olduğu görülür. Bu durum sıvı ve gazca zengin tabakaların frekansta bir soğurulmaya sebep olmasıyla açıklanabilir. Diğer bir deyişle anlık frekans kesitindeki düşük frekans anomalisi hidrokarbon göstergesi olabilir (Dondurur, 2009).

3.4.4 Görünür Polarite

Görünür polarite analizi yansıma gücü üzerinden hesaplanmaktadır. Yansıma gücündeki maksimum genliklerin, sismik verideki polariteleri, görünür polariteyi oluşturur. Diğer bir deyişle görünür polarite zarf kesitinin tepe noktalarının polaritelerini verir. Görünür polarite aynı zamanda yansıma gücü kesitlerindeki farklı özellikli parlak noktaların ayırt edilmesinde de kullanılır.

Deniz tabanına göre ters polarite, sismik hızda bir düşüşü ifade eder. Zarf kesitindeki parlak nokta eğer bir gaz birikiminin işareti ise negatif polarite verir. Gaz-petrol veya gaz-su arayüzey yansımalarında ise pozitif polarite gözlenir (Taner ve diğ., 1979).

BÖLÜM DÖRT

BULGULAR

Sismik kesitlerde nitelik analizlerinden karmaşık iz analizi sığ gaz birikimlerinin belirlenmesinde sıklıkla başvurulan bir yöntemdir. Etkin sonuçlar doğuran bu yöntemde sismik kesit içerisinde gaz alanlarını işaret edecek belirli özellikler aranır. Bunlar şu şekilde sıralanabilir (Dondurur, 2009).

- Gaz birikiminin altındaki yansılarda bozulma,
- Gaz birikiminin üst sınırında yüksek genlikli yansıma,
- Gaz birikiminin üzerindeki bu yüksek yansılarda negatif polarite,
- Gaz alanı içerisindeki sinyalde yüksek soğurulma

Bu özelliklerin belirlenmesi ve ortaya koyulması için kesitlerin yansıma gücü, anlık frekans ve görünür polarite nitelikleri öncelikli önem taşımaktadır. Bu üç nitelik kesitinde görülen özelliklerin birbirini destekleyici yapıda olması bölgedeki muhtemel gaz alanlarını işaret eder.

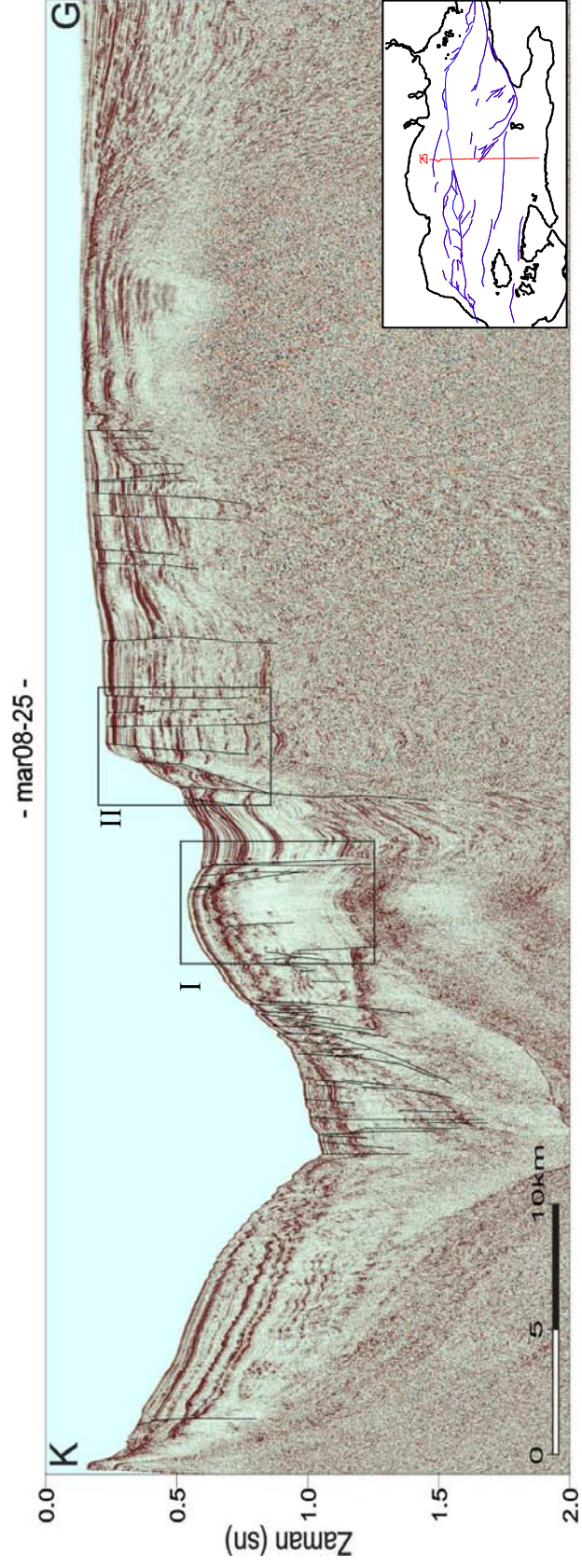
Bu tez kapsamında değerlendirilen sismik hatlar üzerinde, yansıma gücü, görünür polarite ve anlık frekans nitelik analizleri uygulanarak muhtemel gaz alanlarının belirlenmesine çalışılmıştır. Uygulanan bu analizler sonucu hemen hemen her kesitte bu tür gaz anomalilerine rastlanmıştır. Gaz özelliği barındıran kesitler Şekil 4.1 , Şekil 4.3, Şekil 4.8, Şekil 4.11, Şekil 4.16 Şekil 4.19'da verilmiştir. Bu kesitlerde görülen anomali alanları ayrı ayrı ele alınarak nitelik analizleri yardımıyla gaz potansiyelleri incelenecektir.

Marmara Denizi'nde Orta Sırtı keserek K-G doğrultulu uzanan ve tez çalışması kapsamında değerlendirilmiş olan mar08-25 nolu sismik hat Şekil 4.1 'de görülmektedir. Kesit üzerinde, Kuzey Anadolu Fay hattının Kumburgaz Baseni içinde oluşturduğu ve doğrultu atımlı fayların sismik kesitte gözlemlendiği çiçek yapısı da net bir şekilde görülebilmektedir. Baseni dolduran tabakların eğiminden, fay hareketinin sedimantasyon ile eş zamanlı olduğu anlaşılmaktadır. Kesitte, gaz

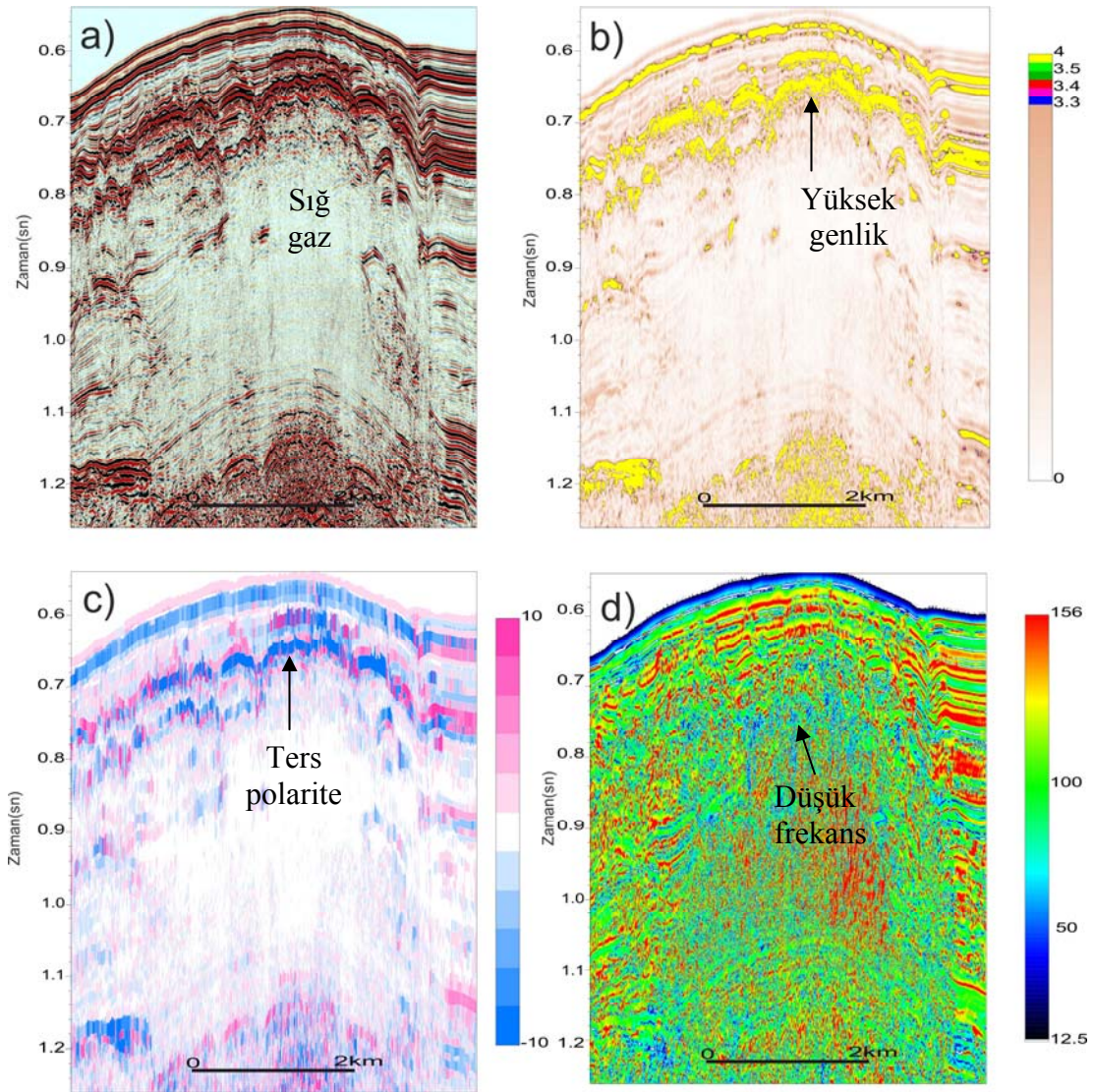
emaresi olabilecek iki anomali alanı dikkat çekmektedir. Migrasyon kesitinde gazın maskeleyme etkisi olarak değerlendirilebilecek bir soğurulma alanı olarak göze çarpmakta olan ve I numarayla belirtilen bölgede yapılan nitelik analiz sonuçları Şekil 4.2’de verilmiştir. Şekil 4.2a’da görülen anomali bölgesi özellikle soğurulma (gaz maskeleyme) alanını net olarak gözler önüne sermektedir. Şekil 4.2b’de görülen yansıma gücü kesitinde bu soğurulma alanının üzerinde oldukça yüksek genlik değerleri mevcuttur ve bu alanın görünür polarite kesitinin verildiği Şekil 4.2c’de yüksek genlik gösteren gaz alanının üst sınırının ters polarite özelliği gösterdiği görülmektedir. Aynı anomali bölgesinin anlık frekans kesitinin verildiği Şekil 4.2d’de ise sözü edilen bu soğurulma alanı, düşük frekanlı bir zon olarak ortaya çıkmaktadır.

Mar08-25 kesitinde (Şekil 4.1) II nolu alanda görülen, kesitin güney şelfine doğru uzandığı kısımda faylarla sınırlanmış alanda gözlenen gaz anomalisine ait nitelik analizleri Şekil 4.3’te verilmektedir. Şekil 4.3a’da anomali bölgesinin migrasyon kesiti Şekil 4.3b’de ise gaz birikiminin üst yüzeyinden alınan yüksek genlikleri gösteren yansıma gücü kesiti görülmektedir. Şekil 4.3c’de ise bu gaz alanının üst yüzeyine ait ters görünür polarite niteliği, Şekil 4.3d’de düşük frekanslı soğurulma alanlarının görüldüğü anlık frekans kesiti verilmiştir. Sismik kesitin güney şelfini kestiği bu anomali bölgesi fay sistemleri arasında kalmaktadır ve bu durum gaz birikimlerinin fay sistemleriyle sığ kısımlara göç ettiği bir bölge izlenimi vermektedir.

Mar08-25 hattına paralel uzanımlı mar08-26 sismik kesiti (Şekil 4.4) aynı şekilde Orta Sırt üzerinden geçmekte ve iki ucu kuzey ve güney şelflerini kesmektedir. Kuzey Anadolu Fay hattının ana kolu çevresinde Kumburgaz Baseni’nin yükselerek Orta Basen’e bağlandığı bölgede yoğun kırık sistemleriyle dikkat çekmektedir. Mar08-26 kesiti üzerinde I, II ve III olarak isimlendirilmiş üç farkı alanda anomali bölgesi belirlenmiştir. Bu alanlara uygulanan nitelik analizleri sırasıyla Şekil 4.5, Şekil 4.6 ve Şekil 4.7’de verilmektedir. Bu alanlardan, Kuzey Anadolu Fay hattının kuzey kolu üzerinde kalan I nolu anomali bölgesinde özellikle fayın hemen altında gaz maskeleyme etkisi göze çarpmaktadır.

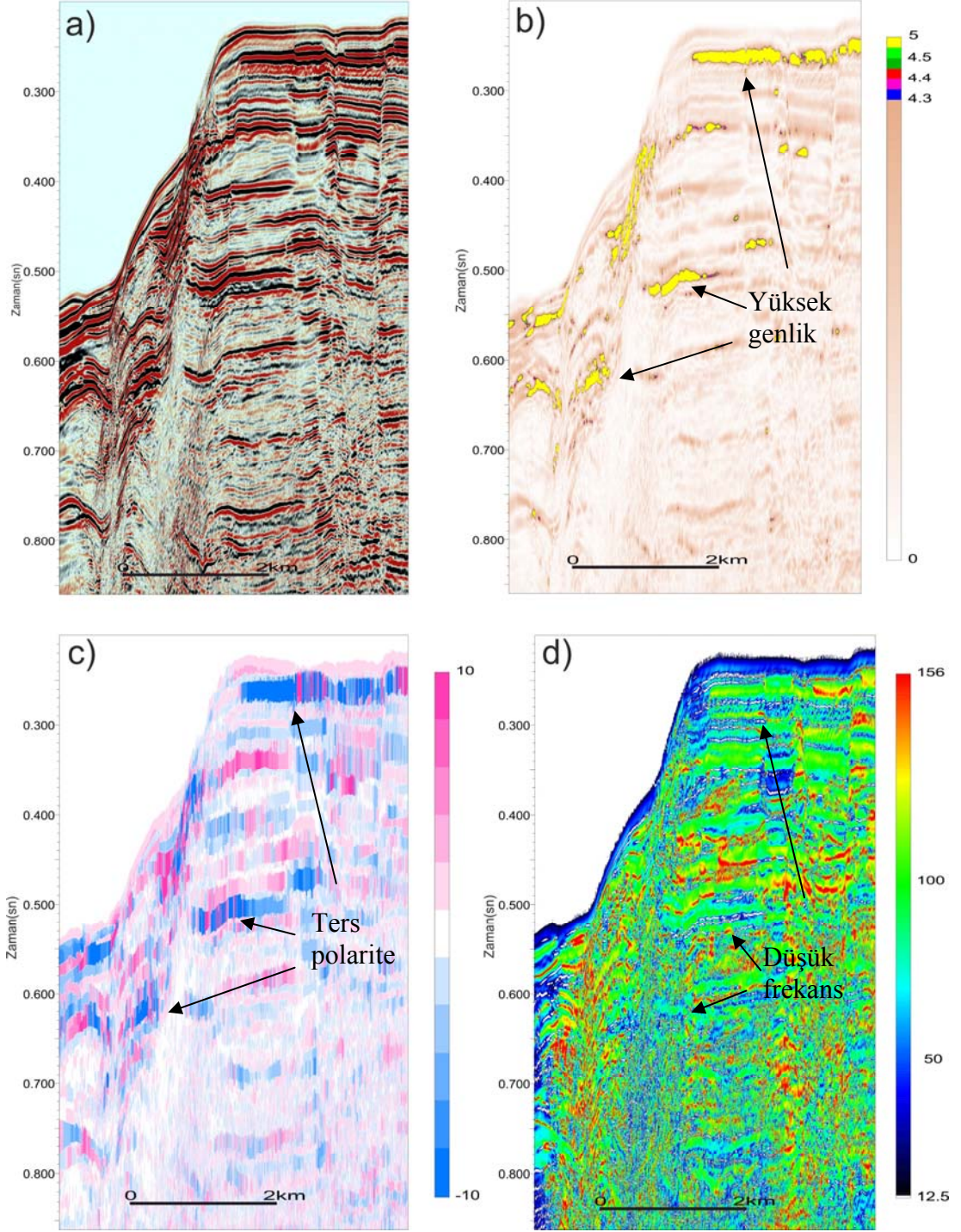


Şekil 4.1 mar08-25 nolu sismik kesit. Olası sıg gaz birikimi gözlenen bölgeler dikdörtgen kutu ile gösterilmiş olup, bu alanların nitelik analizleri Şekil 4.2 ve Şekil 4.3'te verilmiştir.



Şekil 4.2 mar08-25 nolu sismik kesitte I nolu olası gaz birikimine ait a) migrasyon, b) yansıma gücü, c)görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri

Şekil 4.5a'daki anomali bölgesinin migrasyon kesitinde oldukça net şekilde görülen bu bölgenin üst yüzeyi Şekil 4.5b'deki yansıma gücü kesitinde çevresine göre yaklaşık 20 kat yüksek genlikler göstermektedir. Şekil 4.5c'de ise yüksek genlik veren bu bölgelerin deniz tabanına göre ters polariteli olduğu görünür polarite kesitinde gözlenmektedir. Fay çevresinde gözlenen gaz maskeleyme etkisi, Şekil 4.5d'de verilen anlık frekans kesitindeki düşük frekanslı soğurulma bölgesi ile kendini göstermektedir.



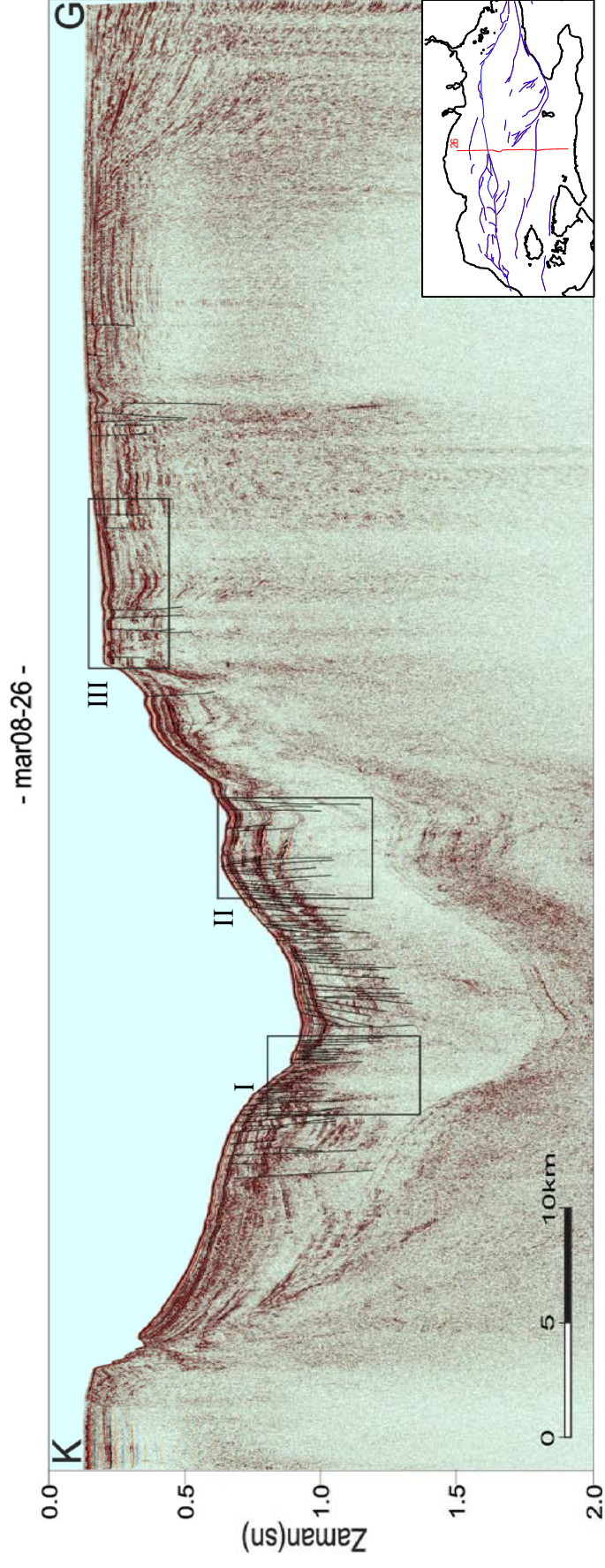
Şekil 4.3 mar08-25 nolu sismik kesitte II nolu olası gaz birikimine ait a) migrasyon, b) yansıma gücü, c) görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri

Şekil 4.4'te verilen mar08-26 migrasyon kesitinde II ile verilen anomali bölgesinin nitelik analizleri Şekil 4.6'de verilmiştir. Faylarla kesilmiş paralel tabakalarda görülen çevresine göre yaklaşık 20 kat yüksek genlik değeri gösteren

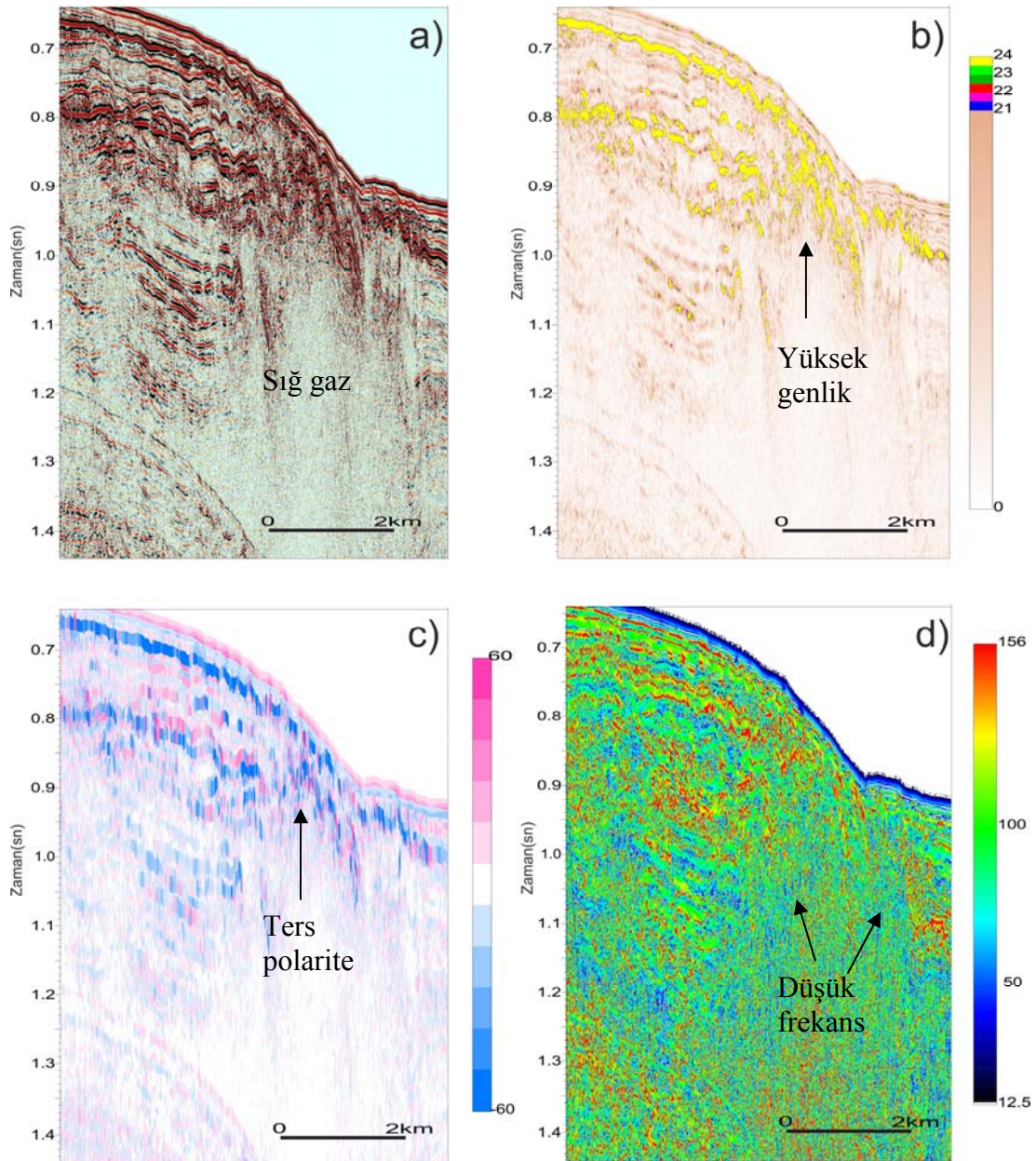
anomali alanları Şekil 4.6b'deki yansıma gücü kesitinde görülmektedir. Şekil 4.6c bu yüksek genlik değerlerinin aynı zamanda ters polarite niteliği taşıdığını gösteren görünür polarite kesitini vermektedir. Yüksek genlik ve ters polarite niteliği gösteren anomali alanlarının alt bölgelerinde görülen düşük frekanslı alanlar Şekil 4.6.d'de anlık frekans kesitinde görülebilmektedir.

Güney şelfi üzerinde kalan ve Şekil 4.4'te mar08-26 nolu hattın III numarayla verilmiş anomali bölgesi deniz yüzeyine paralel ve kırık sistemlerinin etkisi altında kalmış bir alan olarak görülmektedir. Şekil 4.7.a'da alanın migrasyon kesiti Şekil 4.7b'de ise faylar etkisindeki tabakalarda yüksek genlik gösteren anomali alanlarıyla yansıma gücü kesiti verilmektedir. Bu anomali alanlarına ait ve Şekil 4.7c.'de verilen görünür polarite kesitinde yüksek genlik noktaları genellikle deniz tabanına göre ters polarite göstermiştir. Ancak kimi polarite noktalarında beklenen ters değerler alınmamıştır. Bunun nedeni; yansıma gücü kesitlerinden hesaplanan görünür polarite nitelik analizlerinde yansıma gücü kesitindeki maksimum genliğin fazının polariteyi belirlemesidir. Burada yansıma gücü kesitindeki ilk genliğin değeri bazen ikincisinden küçük olabilir. Bu durumda ikincil gelen genliğin fazı alınır ve bu ilk genliğin polaritesine göre ters olduğundan yanıltıcı bir etkiye sebebiyet verir. Bu nedenle görünür polarite kesitleri her zaman güvenilir olamamaktadır. Bu yüksek genlik ve ters polarite nitelikli seviyelerin hemen altında ise Şekil 4.7d'deki anlık frekans kesitinde görülen ve yaklaşık 150 Hz'lik frekans değerlerinin 50 Hz'in altına düştüğü alanlar göze çarpmaktadır.

Mar08-26 nolu kesitin verildiği Şekil 4.4'te II numara ile gösterilen anomali bölgesi, mar08-25 nolu migrasyon kesitinin verildiği Şekil 4.1 'de görülen I numaralı anomali bölgesiyle paralellik göstermektedir. Paralellik gösteren bu iki anomali alansal bir gaz birikiminin iki taraftan kesildiği izlenimi vermektedir. Bu durumu destekleyici nitelikte olarak mar08-ek8 nolu migrasyon kesitinin verildiği Şekil 4.8'da I ile gösterilen anomali bölgesi bu iki kesiti aynı bölgelerden kesmektedir.



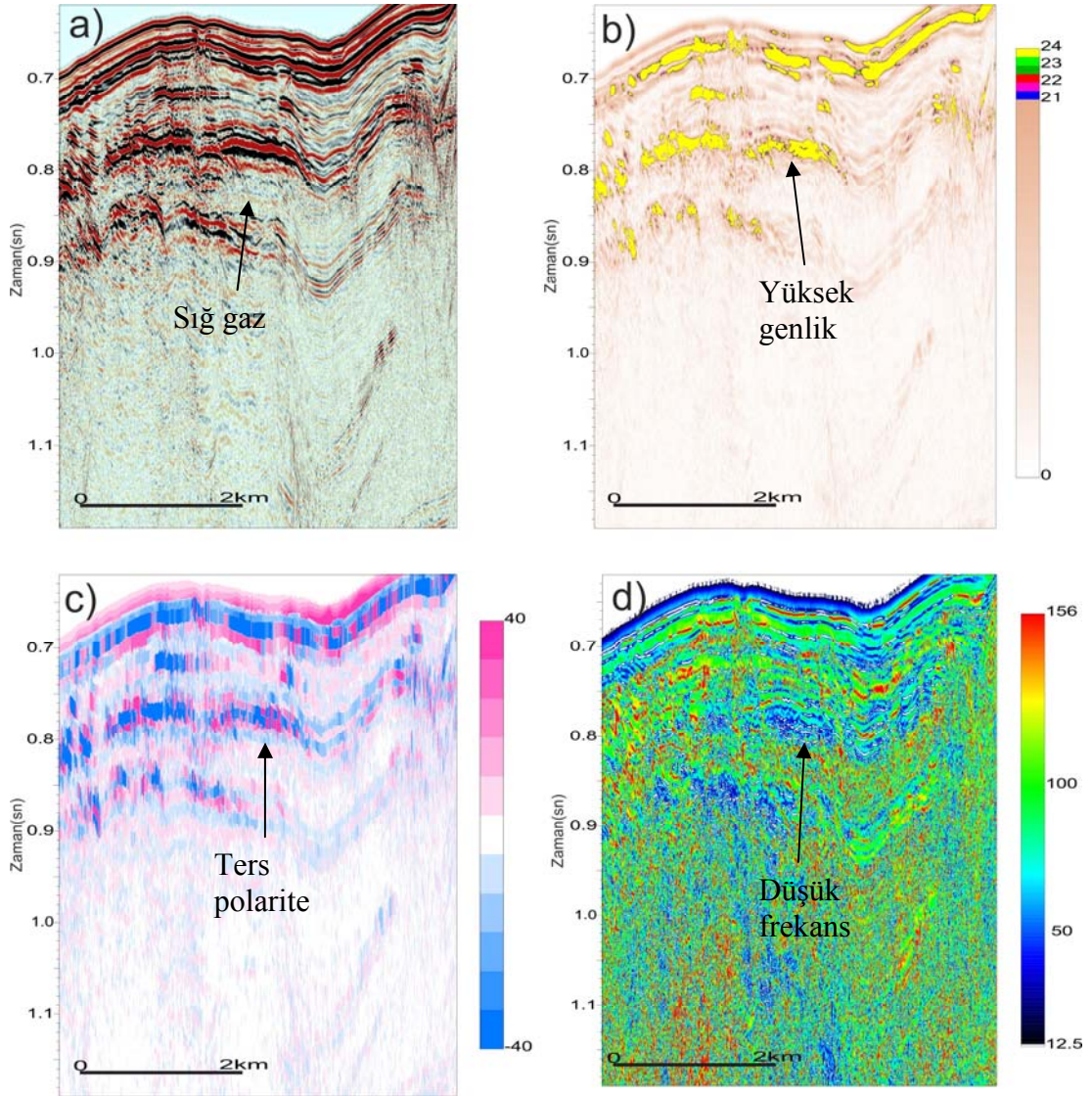
Şekil 4.4 mar08-26 sismik kesiti ve anomali gözlenen bölgeler. Olası sıg gaz birikimi gözlenen bölgeler dikdörtgen kutu ile gösterilmiş olup, bu alanların nitelik analizleri Şekil 4.5, Şekil 4.6 ve Şekil 4.7'de verilmiştir.



Şekil 4.5 mar08-26 nolu sismik kesitinde I nolu anomali bölgesine ait a)migrasyon, b) yansımaya gücü, c) görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri

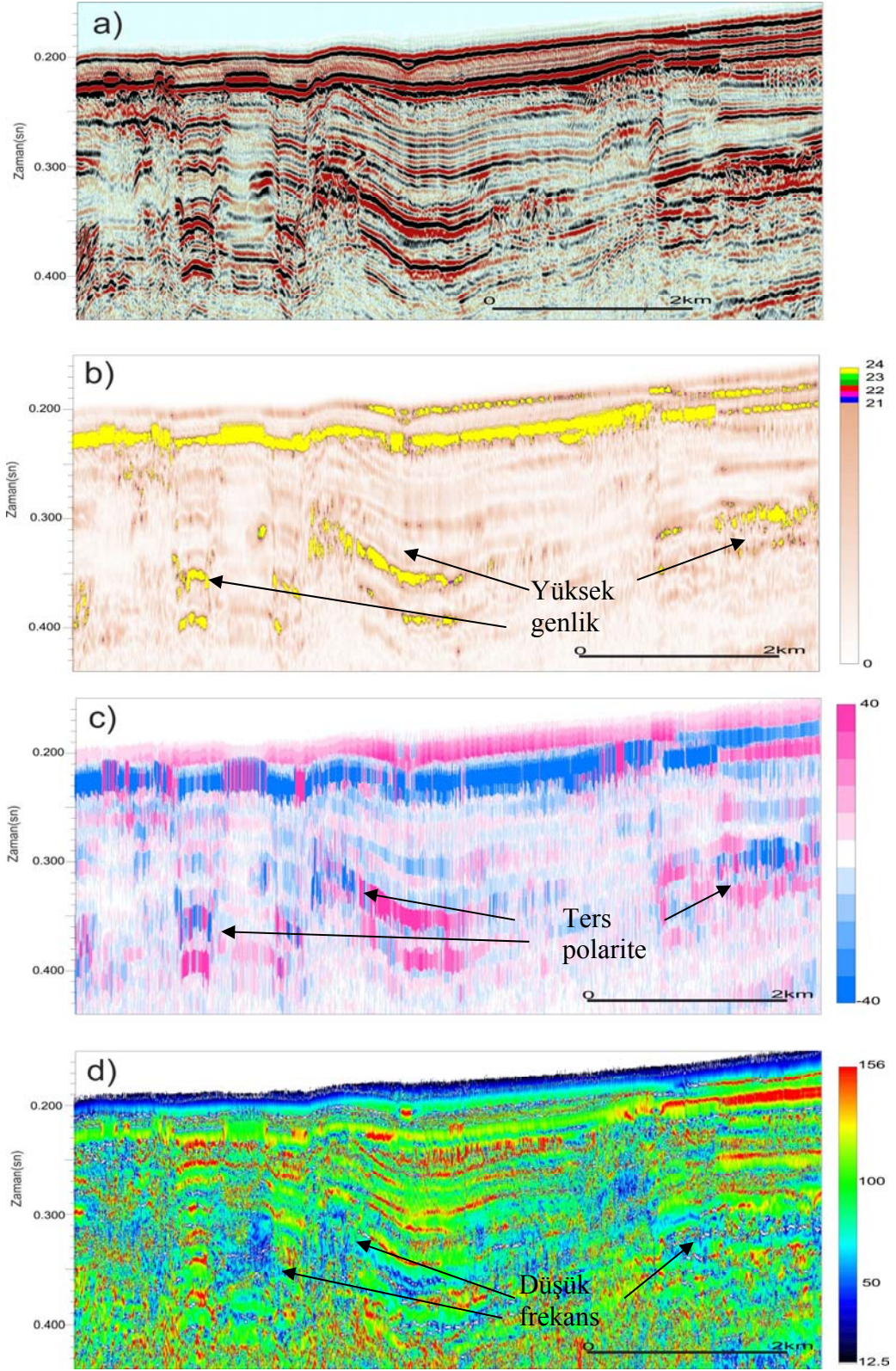
Şekil 4.8’de verilen mar08-ek8 hattı, mar08-25 ve mar08-26 nolu hatları keserek BGB-DKD doğrultusunda uzanmakta ve Batı Sırtı keserek Çınarcık basenine ulaşmaktadır. Batı Sırtı üzerindeki sıkışma yapısının net şekilde gözlemlendiği kesitte I ve II numaralı gösterilen iki anomali bölgesi belirlenmiştir. Şekil 4.9’da verilen I nolu anomali bölgesine ait nitelik analizinde daha önceki iki kesitte de gözlenen gaz maskeleyme etkisi görülmektedir. Şekil 4.9.a’da bu bölgeye ait migrasyon kesiti, Şekil 4.9.b’de ise yansımaya gücü kesiti yer almaktadır. Küçük fay sistemlerinin etkin

olduğu bölgede yüksek genlik gösteren gaz alanının üst kesimi deniz tabanına göre ters polarite göstermektedir (Şekil 4.9c). Şekil 4.9d’de verilen anlık frekans kesitinde gaz alanı düşük frekans değerleri göstermektedir.



Şekil 4.6 mar08-26 nolu sismik kesitinde II nolu anomali bölgesine ait a) migrasyon, b) yansıma gücü, c) görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri

Şekil 4.8’de verilen II nolu anomali bölgesine ait nitelik analiz kesiti Şekil 4.10’de verilmiştir. Şekil 4.10a’da migrasyon kesiti verilen ve Çınarcık Baseni’nin girişinde yer alan bölgede küçük fay sistemleri etkindir. Yüzeeye yakın sığ kesimlerde yüksek genlik değerleriyle anomali veren yansıma gücü kesiti Şekil 4.10b’de verilmiştir.



Şekil 4.7 mar08-26 nolu sismik kesitinde III nolu anomali bölgesine ait a)migrasyon, b) yansıma gücü, c)görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri

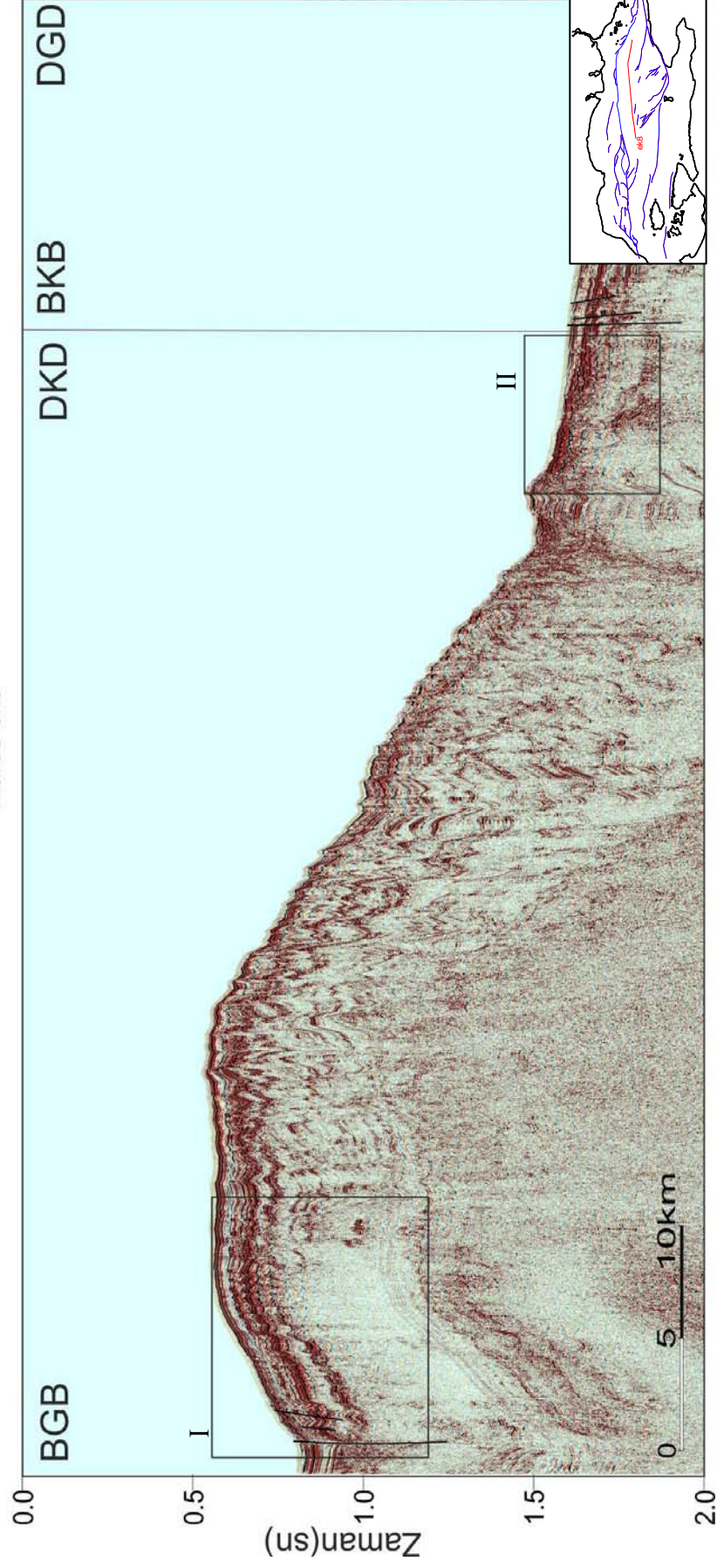
Bu bölgelerin ters polarite niteliğinde olduğu bilgisini veren görünür polarite kesiti ise Şekil 4.10c'dedir. Gaz içeriğini destekleyici bir diğer bilgi olan ve Şekil 4.10d'de verilen anlık frekans kesitinde anomali gösteren bu seviyelerin alt bölgelerinde soğurulmaya bağlı düşük frekans alanları görülmektedir.

Marmara Denizi'nin güney şelfinde yer alan mar08-60 nolu hat Şekil 4.11'de görülmektedir. Çınarcık Baseninden çıkarak güney şelfini kesen kanal yapısı kesitin kuzeydoğu kesiminde kendini net şekilde göstermektedir. Deniz tabanına paralel uzanan düzgün istiflenmiş sediment tabaklarını aşındırarak geçen kanal yapısının içinde oluşan sedimentasyon kanalın etkinliğini yitirdiği izlenimini vermektedir. Hat genelinde atımları yüzeyde net şekilde görülen ve aktif olarak nitelendirilebilecek birkaç fay kırığının dışında daha derinlerde kütle hareketlerinin etkisiyle oluştuğunu düşündüren kırılma yüzeyleri mevcuttur.

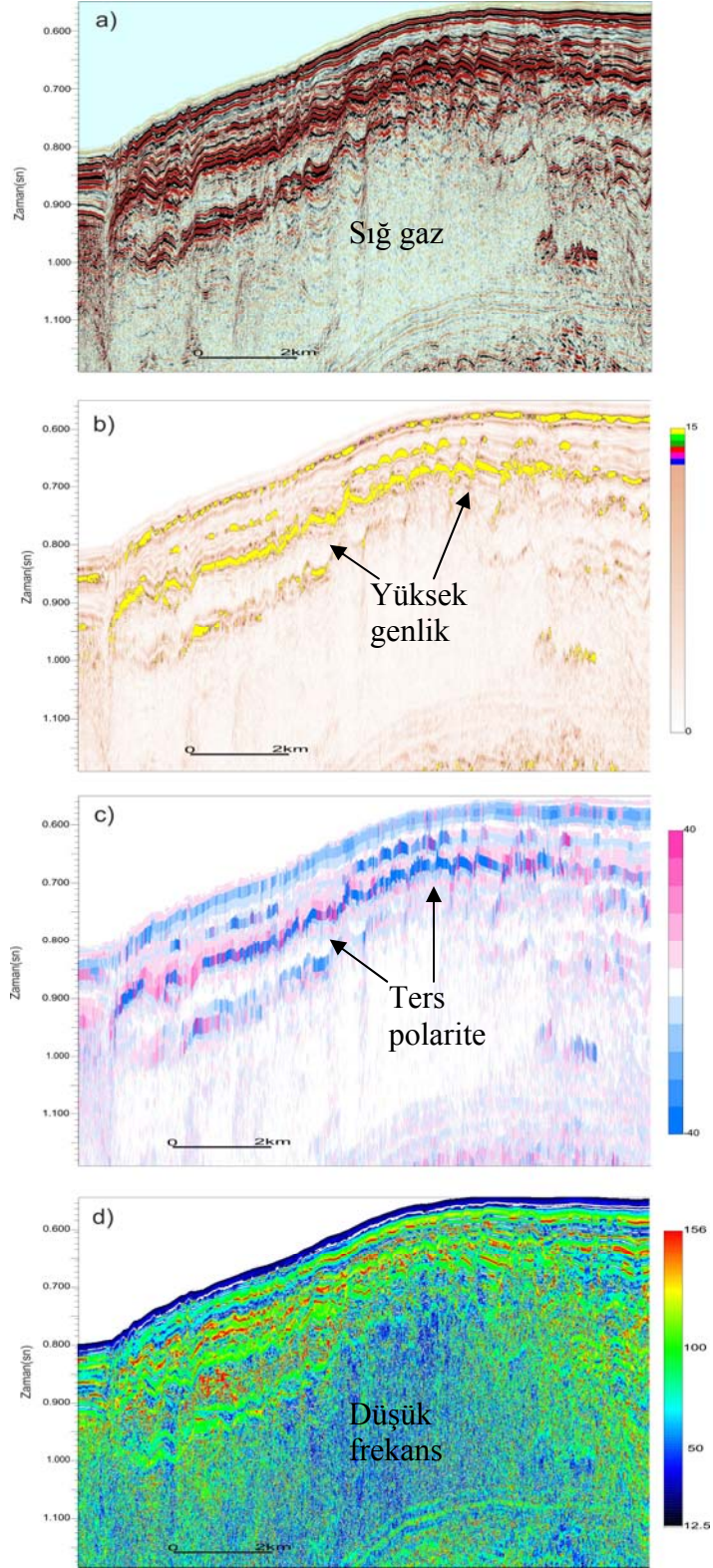
Kesit üzerinde gözlenen ve Şekil 4.11'de I, II, III ve IV numaralarıyla verilen dört farklı anomali alanı tespit edilmiştir. Bu alanlara ayrı ayrı nitelik analizleri uygulanarak gaz içeriği ortaya konmaya çalışılmıştır. Şekil 4.12'de bu alanlardan I ile numaralandırılmış bölgeye ait nitelik analizleri mevcuttur. Şekil 4.12a'da faylarla kesilmiş bölgenin hemen altında sinyal alınamayan kesimiyle dikkat çeken migrasyon kesiti yer almaktadır.

Şekil 4.12a'da görülen yansıma gücü kesitinde çevresine göre yaklaşık 40 kat yüksek genlik değeri gösteren seviyeler Şekil 4.12b'de görülen görünür polarite kesitinde ters polarite göstermektedir. Polarite kesitinde net şekilde görülemeyen ters polarite beklentisi daha önce açıklandığı gibi yansıma gücü kesitinde gelen ikinci yansımanın daha büyük genlikte olmasıyla oluşan yanıltıcı bir etkiden kaynaklanabilir. Şekil 4.12d'de ise gazın soğurma etkisiyle frekansı 40 Hz'lere kadar düşürdüğü görülen anlık frekans kesiti verilmiştir.

- mar08-ek8 -

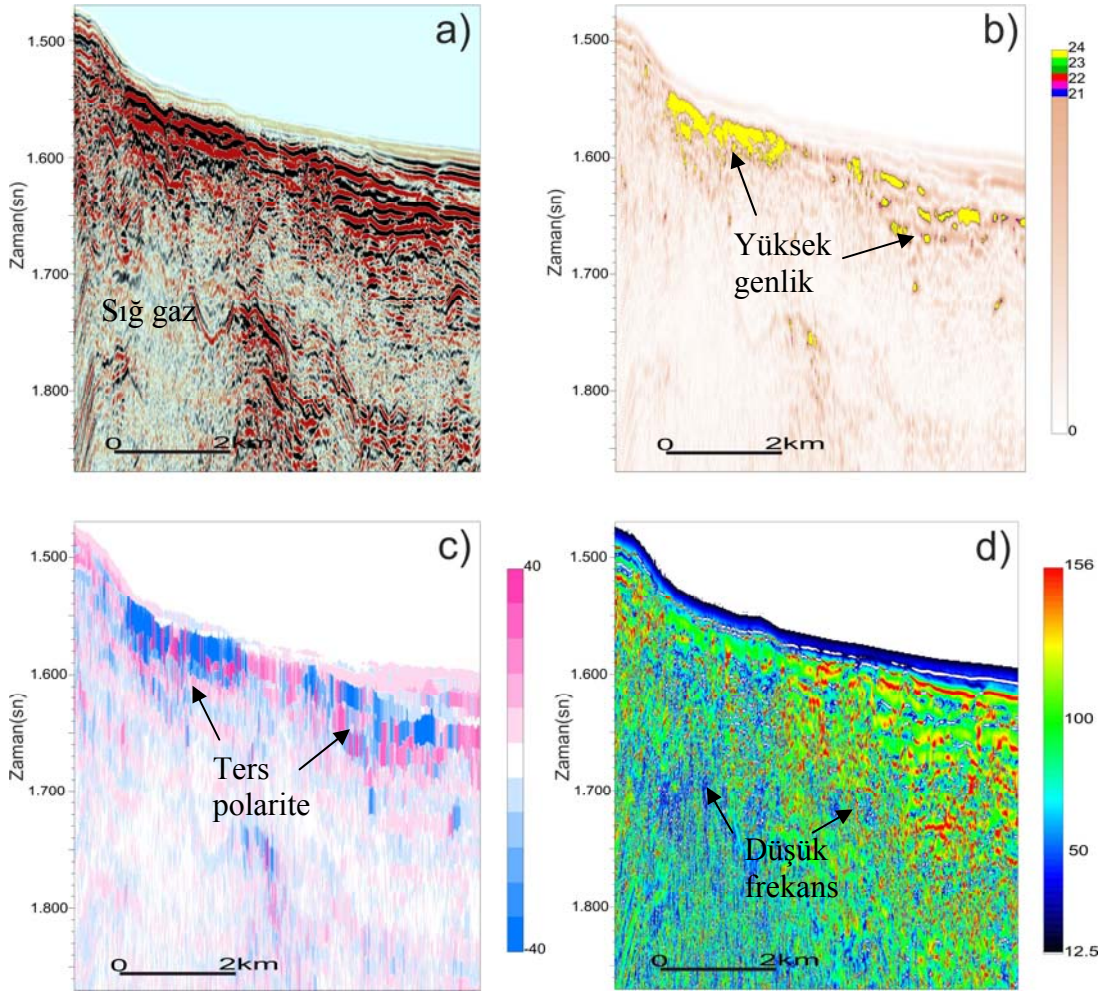


Şekil 4.8. mar08-ek-8 sismik kesiti ve anomali gözlenen bölgeler. Olası sıg gaz birikimi gözlenen bölgeler dikdörtgen kutu ile gösterilmiş olup, bu alanların nitelik analizleri Şekil 4.9 ve Şekil 4.10'da verilmiştir.



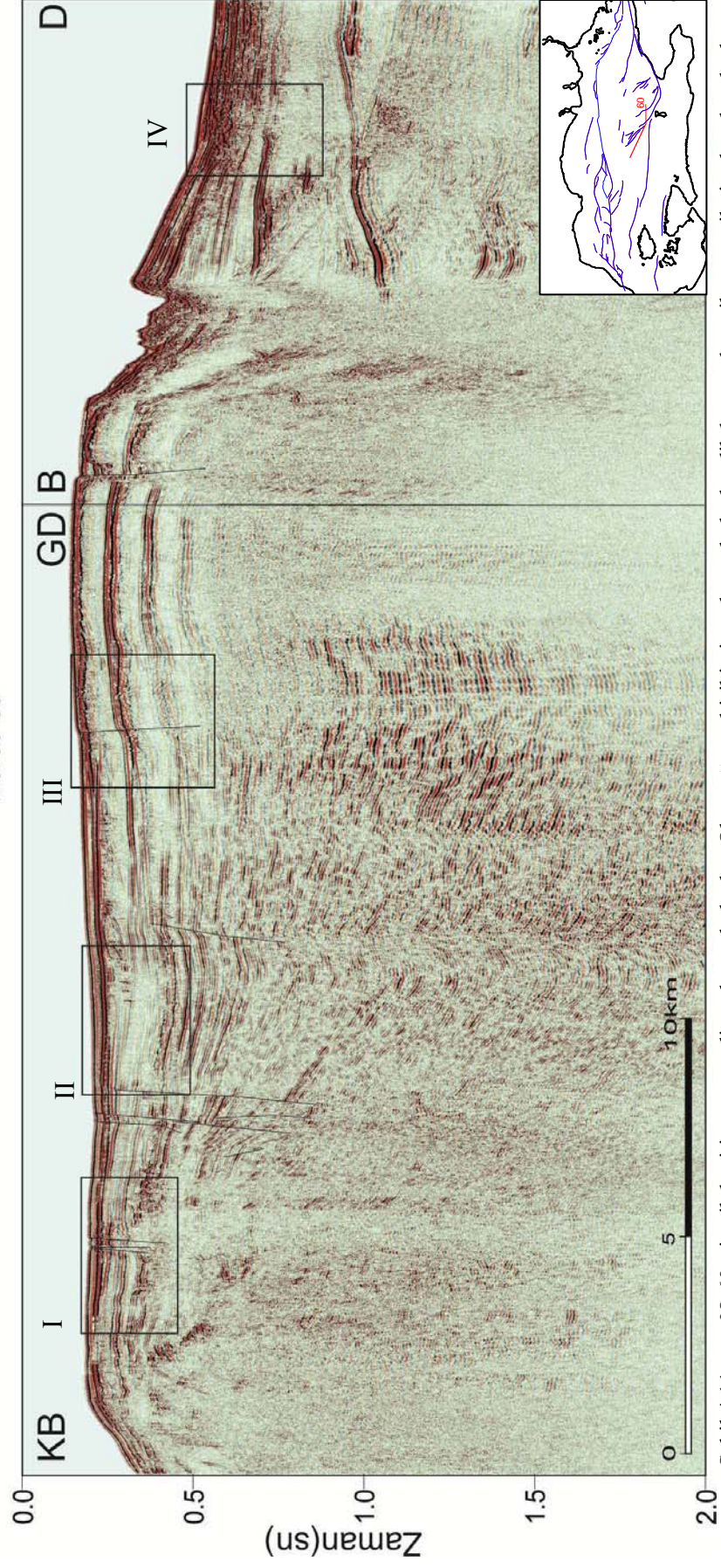
Şekil 4.9. mar08-ek8 nolu sismik kesitinde I nolu anomali bölgesine ait a)migrasyon, b) yansım gücü, c)görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri

Mar08-60 nolu hattın Şekil 4.11’de II no ile gösterilen bölgeye uygulanan nitelik analizleri Şekil 4.13’te verilmiştir. Şekil 4.13a’da sinyal etkinliğini azaltan bir pencere görüntüsü gözlenen migrasyon kesiti mevcuttur. Bu maskeleye etkisinin hemen üzerinden ve yaklaşık 2,4 ms civarında alınan yüksek genlikli yansıma alanı Şekil 4.13b’deki yansıma gücü kesitinde gözlenmektedir. Çevresine göre yaklaşık 40 kat yüksek genlik veren bu seviye Şekil 4.13c’de verilen görünür polarite kesitinde ters polarite niteliği göstermektedir. Şekil 4.13d’de verilen anlık frekans kesitinde ise bu seviyenin hemen altında frekansların 50 Hz’in altına düştüğü net şekilde görülmektedir.

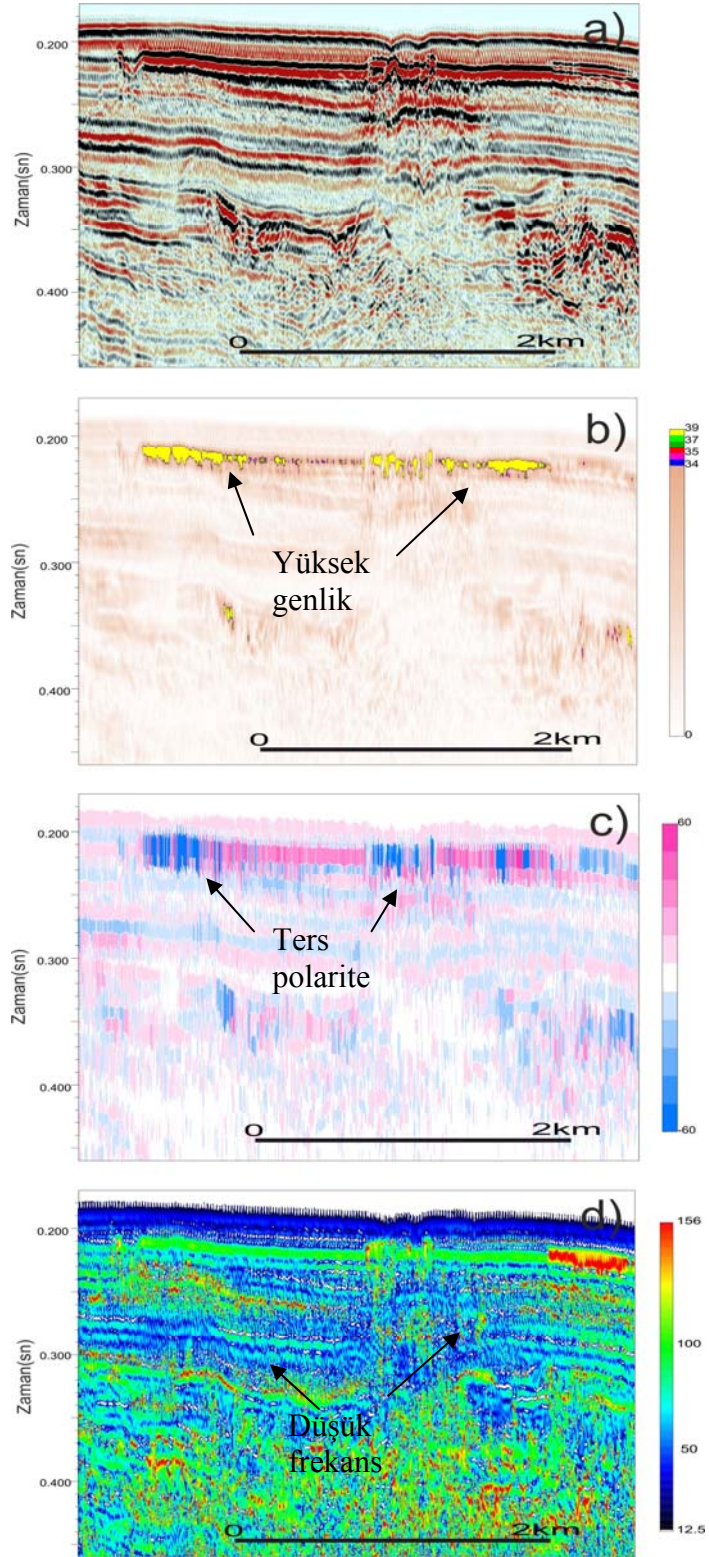


Şekil 4.10 mar08-ek-8 nolu sismik kesitinde II nolu anomali bölgesine ait a)migrasyon, b) yansıma gücü, c) görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri

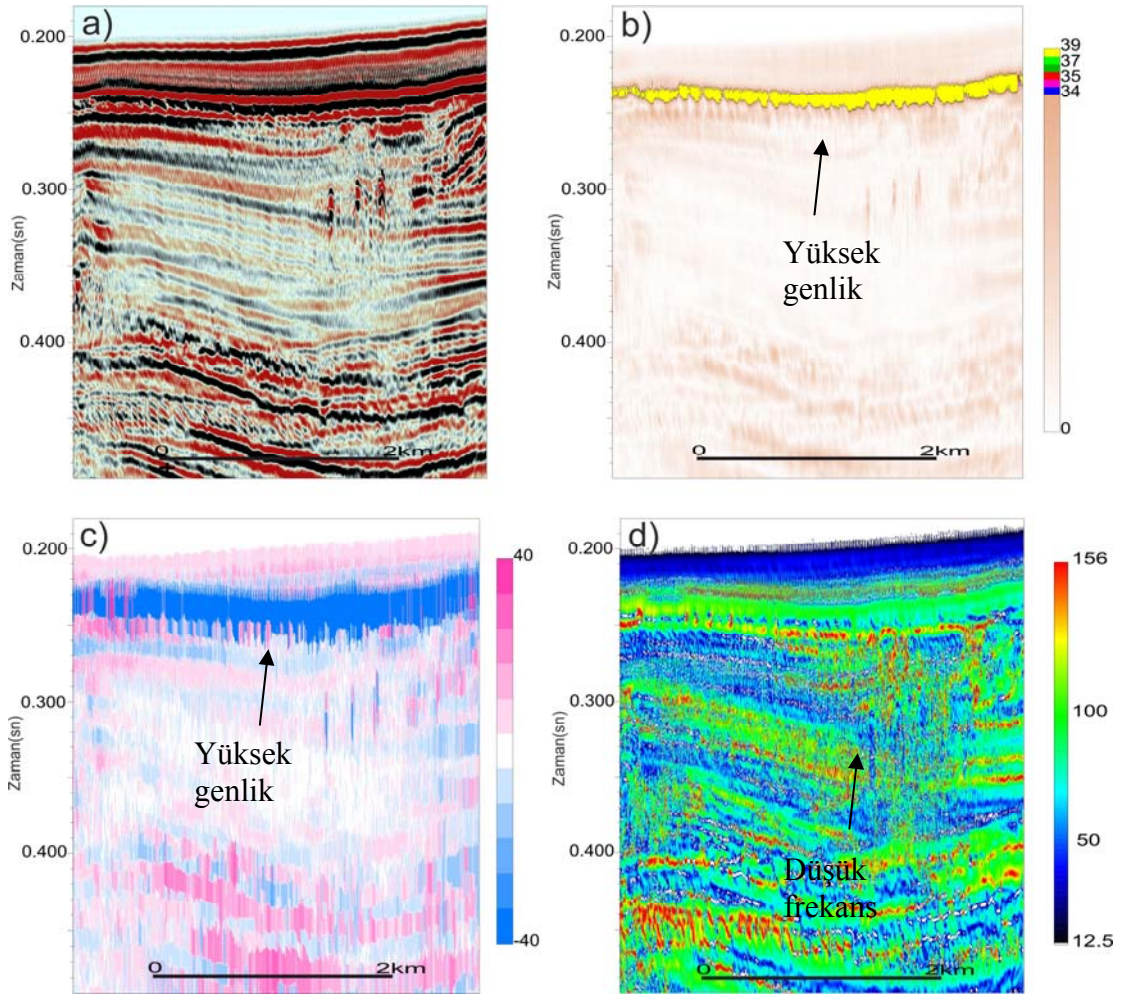
- mar08-60 -



Şekil 4.11 mar08-60 sismik kesiti ve anomali gözlenen bölgeler. Olası sıg gaz birikimi gözlenen bölgeler dikdörtgen kutu ile gösterilmiş olup, bu alanların nitelik analizleri Şekil 4.12, Şekil 4.13, Şekil 4.14 ve Şekil 4.15'te verilmiştir.

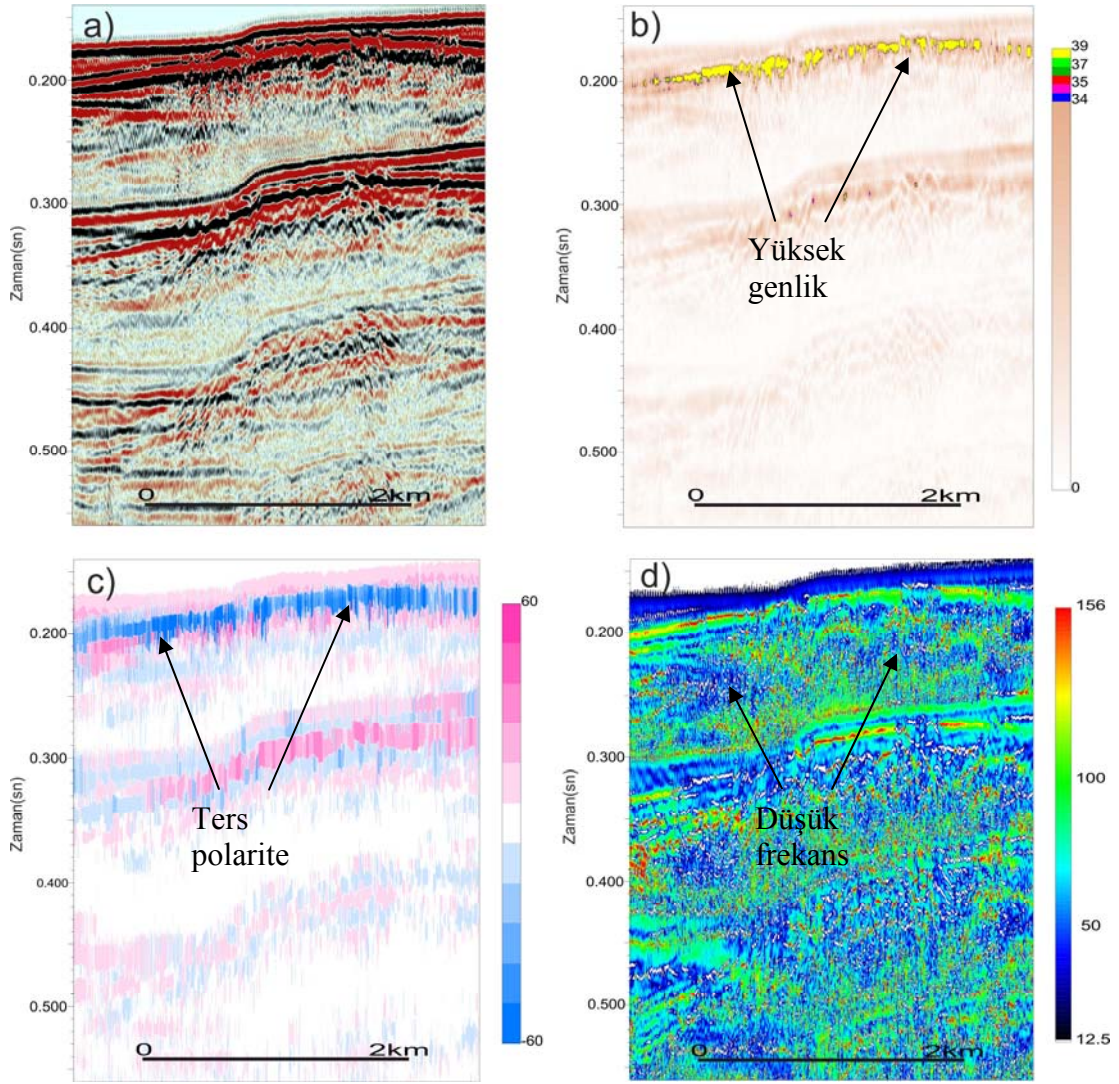


Şekil 4.12. mar08-60 nolu sismik kesitinde I nolu anomali bölgesine ait a) migrasyon, b) yansıma gücü, c) görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri



Şekil 4.13. mar08-60 nolu sismik kesitinde II nolu anomali bölgesine ait a) migrasyon, b) yansıma gücü, c) görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri

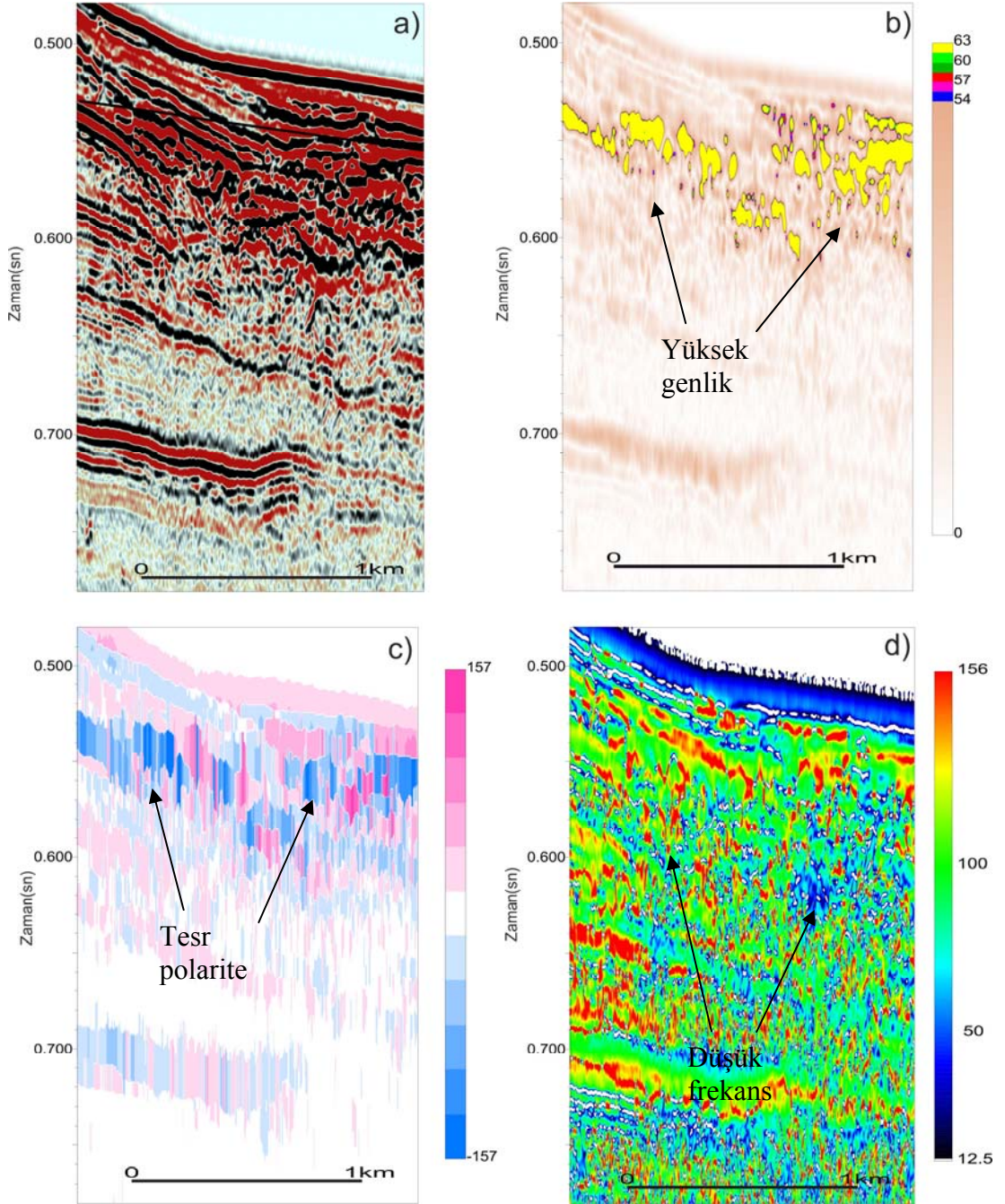
Şekil 4.11’de verilen mar08-60 nolu hatta III numara ile görülen anomali bölgesine ait nitelik analizleri Şekil 4.14’te verilmiştir. Mar08-60 hattının alındığı sığ derinlik etkisinden kaynaklanan tekrarlı yansımalar Şekil 4.14a’daki migrasyon kesitinde net şekilde görülmektedir. Bu tekrarlı yansıma gazın maskeleyici etkisi üzerinde baskın olmuştur. Yaklaşık 200 ms’de görülen yüksek genlikli ve gaz cephesi olarak düşünülen seviye Şekil 4.14b’deki yansıma gücü kesitinde kendini göstermektedir. Bu seviyenin gaz alanları için beklenen ters polarite niteliği gösterdiği Şekil 4.14c’deki görünür polarite kesitinde görülmektedir. Gaz içeren bölgenin sismik kesitlerde yaptığı soğurma etkisi sonucu oluşan frekans düşmesi Şekil 4.14d’de anlık frekans kesitinde yaklaşık 40 Hz’e düşen alanlar olarak göze çarpmaktadır.



Şekil 4.14. mar08-60 nolu sismik kesitinde III nolu anomali bölgesine ait a) migrasyon, b) yansıma gücü, c) görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri

Mar08-60 nolu hattın kuzeydoğusunda, Marmara Denizi güney şelfinde ve İmrallı Adasının kuzeyinde yer alan IV numaralı anomali alanı Şekil 4.11’de görülmektedir. Bu alana uygulanan karmaşık nitelik analizlerinin verildiği Şekil 4.15’de görülen anomali nitelikleri sırasıyla açıklanacaktır. Şekil 4.15a’da düzgün devam eden tabaka görüntüsünü bozan gaz etkisinin görüldüğü migrasyon kesiti yer almaktadır. Bu kaotik görünüme sebebiyet veren gazın üst seviyelerinden alınan yüksek genlikler Şekil 4.15b’deki yansıma gücü kesitinde kendini göstermektedir. Bu seviyelerdeki ters polarite niteliği Şekil 4.15c’de görülmektedir. Şekil 4.15d’deki anlık frekans

kesitinde yaklaşık 550 ms'de ve yaklaşık 1 km'lik bir alan boyunca gözlenen düşük frekans alanı bölgedeki gaz içeriğinin işareti olarak nitelendirilebilir.



Şekil 4.15. mar08-60 nolu sismik kesitinde IV nolu anomali bölgesine ait a)migrasyon, b) yansıma gücü, c) görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri

Orta sırt ve güney şelfinin doğusunu keserek yaklaşık D-B yönünde ilerleyen mar08-52 nolu sismik kesit Şekil 4.16'de verilmiştir. Kesitin geneline baktığımızda kuzeybatısında derinlere ulaşan ve yakın geçmişe kadar aktif olduğu üzerinde biriken ince sediment tabakasına bakılarak söylenebilecek bir fay kırığı görülmekte. Benzer şekilde kesitin güneydoğusunda deniz tabanına paralel düzgün istiflenmiş sediment tabakalarını keserek derinlere doğru ilerleyen yüksek atımlı bir başka fay ile Şekil 4.11'de verilen mar08-60 hattında de kendini göstermiş, Çınarcık Baseninden gelerek güney şelfini kesen kanal yapısı en belirgin unsurlar olarak dikkati çekmektedir. Kesitte iki farklı alanda belirlenen anomali bölgeleri Şekil 4.16'da I ve II numaralı alanlarla gösterilmiştir.

Şekil 4.17'de, Şekil 4.16'daki mar08-52 nolu kesitte I numara ile verilen bölgenin nitelik analizleri verilmiştir. Şekil 4.17a'da görülen migrasyon kesitinde gazın bozucu etkisiyle tabaka devamlılığının kaybolmuş olduğu görülmektedir. Şekil 4.17b'de çevresindeki genliklerden yaklaşık 60 kat yüksek yansıma alanları yansıma gücü kesitinde kendini göstermektedir. Bu yüksek genlikli kesimlerin genel dağılımında negatif polarite niteliğinde olduğu Şekil 4.17c'de görülen görünür polarite kesitinde izlenmektedir. Görülen bu yüksek genlikli ve ters polariteli alanların altında soğurulma etkisiyle yansıma bölgelerinde 150 Hz'lerde olan frekans değerlerinin, 40 Hz'lerin altına düştüğü Şekil 4.17d'deki anlık frekans kesitinde kendini göstermiştir.

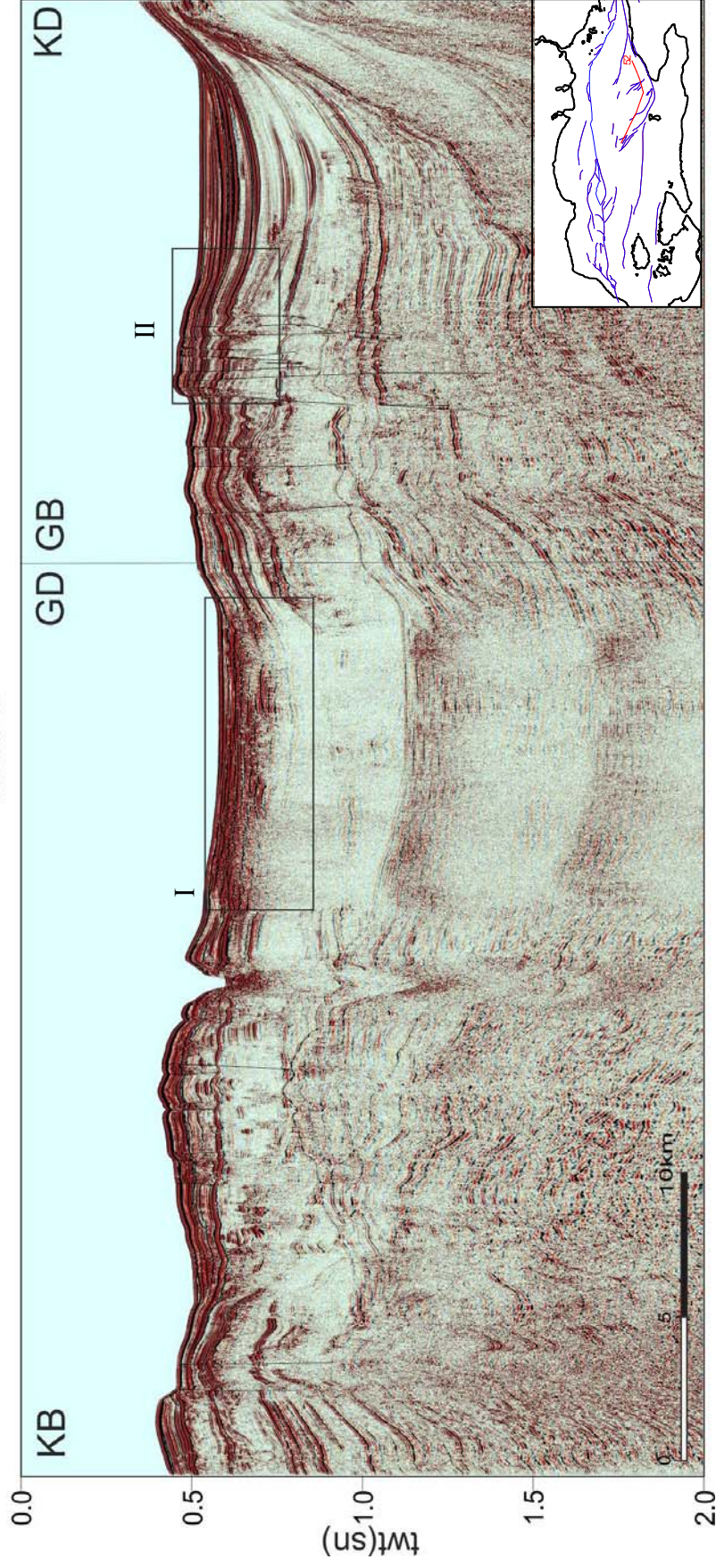
Mar08-52 nolu hattın Şekil 4.17'de gösterilen II numaralı anomali bölgesi güney şelf üzerinde ve İmrallı Adası'nın kuzeyinde yer almaktadır. Deniz tabanına paralel ve düzgün istiflenmiş tabakaları keserek derinlere ilerleyen doğudaki fayın yükselim kanadında yer alan bu anomali bölgesine ait nitelik analizleri Şekil 4.18'de verilmiştir. Şekil 4.18a'da kıvrım ve kırıkları net şekilde gözlenen paralel istif tabakaların görüldüğü bölgenin migrasyon kesiti mevcuttur. Bu düzgün istiflenmiş tabakalar arasında çevresine göre yaklaşık 100 kat yüksek genlik değerleri içeren seviye Şekil 4.18b'deki yansıma gücü kesitinde görülmektedir. Bu seviye içerisinde gözlenen muhtemel gaz birikimi kırık sistemleri sayesinde göç edebilmiştir. Görülen bu yüksek genlikli seviyeler Şekil 4.18c'de verilen görünür polarite kesitinde ters polarite özelliği göstermektedir. Şekil 4.18d'de verilen anlık frekans kesitinde

yüksek genlik ve ters polarite gösteren seviyelerin hemen altında frekansların 50Hz'in altına düştüğü görülmüştür ki bu durum fayların etkisiyle göç etmiş olan gaz birikimlerinin tabakalar arasında kapanlanmış olduğunu düşündürmektedir.

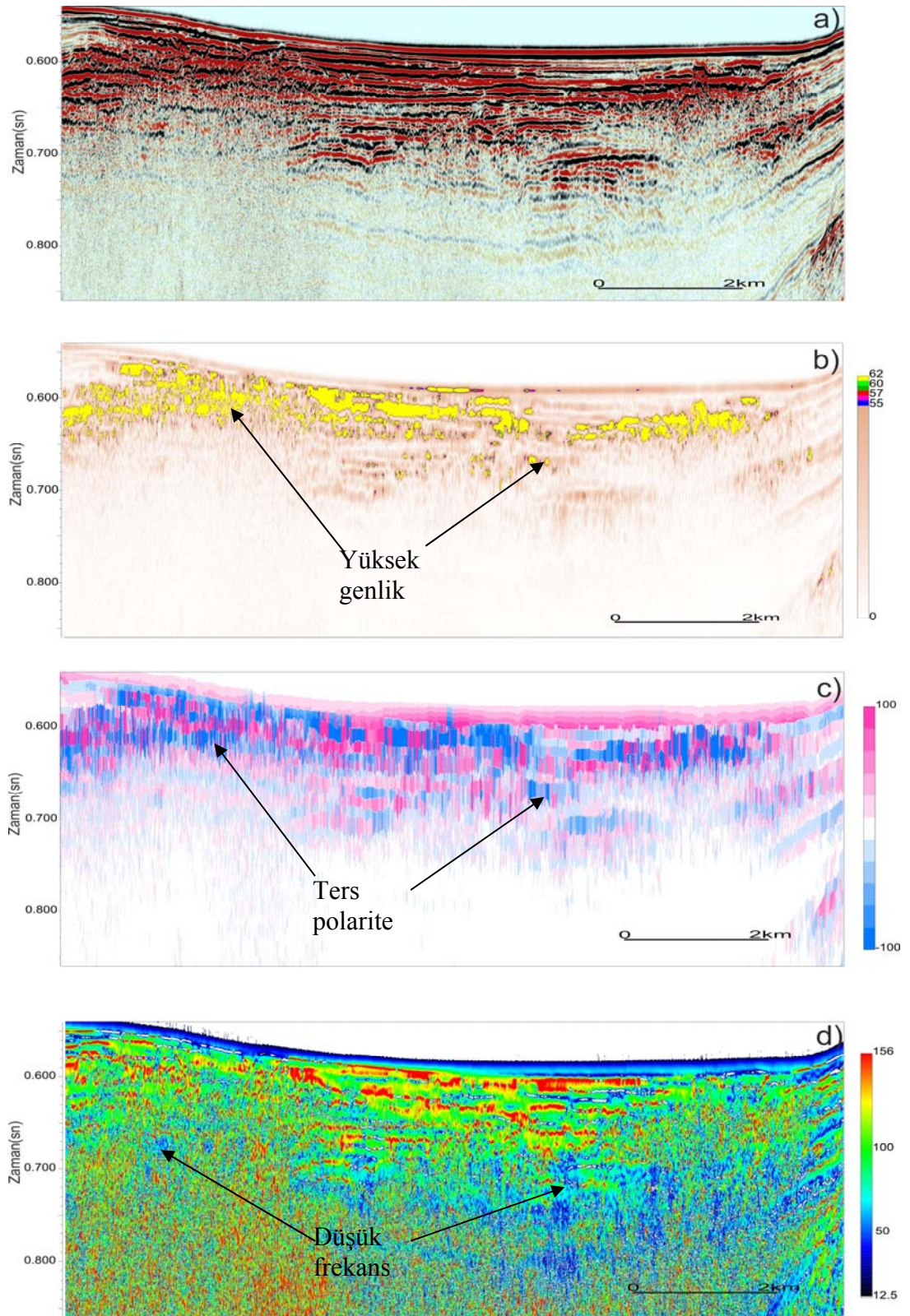
Mar08-52 nolu hatta paralel uzanarak doğuda Çınarcık Basenine giren mar08-58 nolu hat Şekil 4.19'da verilmiştir. Mar08-52 nolu hattın doğusunda görülen fayın devamı ile yine mar08-60, mar08-52 nolu hatlarda da kendini gösteren kanal yapısı, doğuda Çınarcık Basenine girişin dışında kesit içerisinde en dikkat çeken unsurlardır. Kesitin orta kesiminde gözlenen fayın derinlerdeki yüksek atımı ve yüzeyinde biriken sediment tabakası, bu fayın bir zamanlar oldukça aktif olduğu izlenimini vermektedir. Genel olarak paralel tabakalanmaların görüldüğü kesit genelinde, en geniş yeri yaklaşık 2,5km olan kanal yapısı bu paralel tabakalanmaları aşındırarak ilerlemiştir. Mar08-58 kesitinde I ve II ile numaralandırılmış iki farklı anomali bölgesi Şekil 4.19'da gösterilmiştir. Her bir alana nitelik analizleri uygulanarak gaz anomalileri ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır.

Şekil 4.20'de, Şekil 4.19'da verilen mar08-58 nolu hattın I numaralı anomali bölgesine ait nitelik analizleri verilmiştir. Bölgede parlak noktalar ve bozucu etkisiyle kendinini gösteren gaz alanı migrasyon kesitinde, Şekil 4.20a'da görülmektedir. Özellikle görülen bu parlak noktaların ve diğer gaz içeren tabakaların üst yüzeylerinden alınan yüksek genlikler Şekil 4.20b'deki yansıma gücü kesitinde, çevresindeki genliklerden yaklaşık 100 kat büyük yansımalarla kendini göstermektedir. Bu nokta ve seviyeler aynı zamanda ters polarite etkisi göstererek gaz şüphelerini desteklemektedir (Şekil 4.20c). Anlık frekans kesitinin yer aldığı Şekil 4.20d'de, ters polariteli parlak nokta ve yüksek genlik gösteren seviyelerin hemen altında frekansların yaklaşık 3 kat düşüş gösterdiği izlenmektedir.

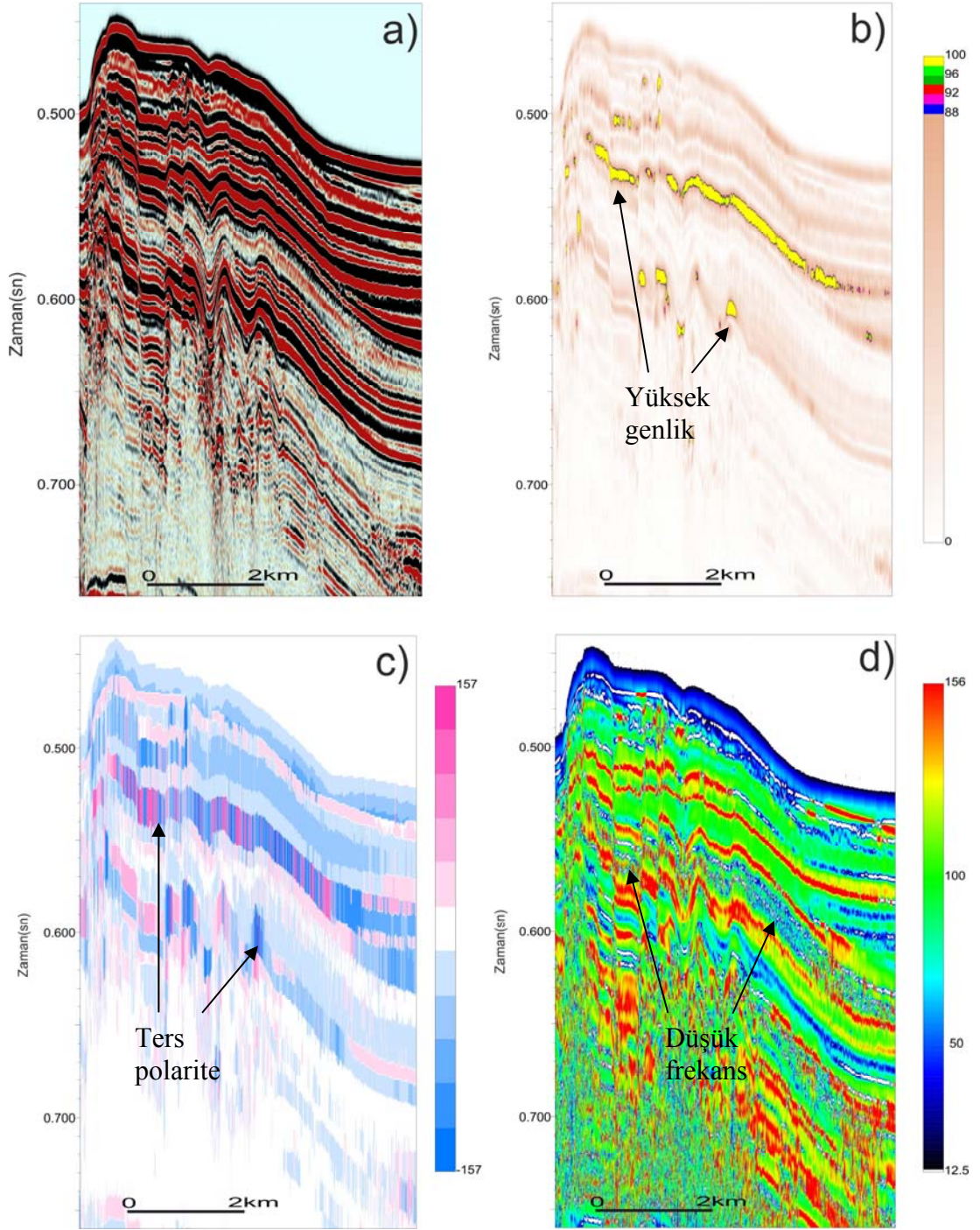
- mar08-52 -



Şekil 4.16. mar08-52 nolu sismik kesiti ve anomali gözlenen bölgeler. Olası sıg gaz birikimi gözlenen bölgeler dikdörtgen kutu ile gösterilmiş olup, bu alanların nitelik analizleri Şekil 4.7 ve Şekil 4.8'de verilmiştir.

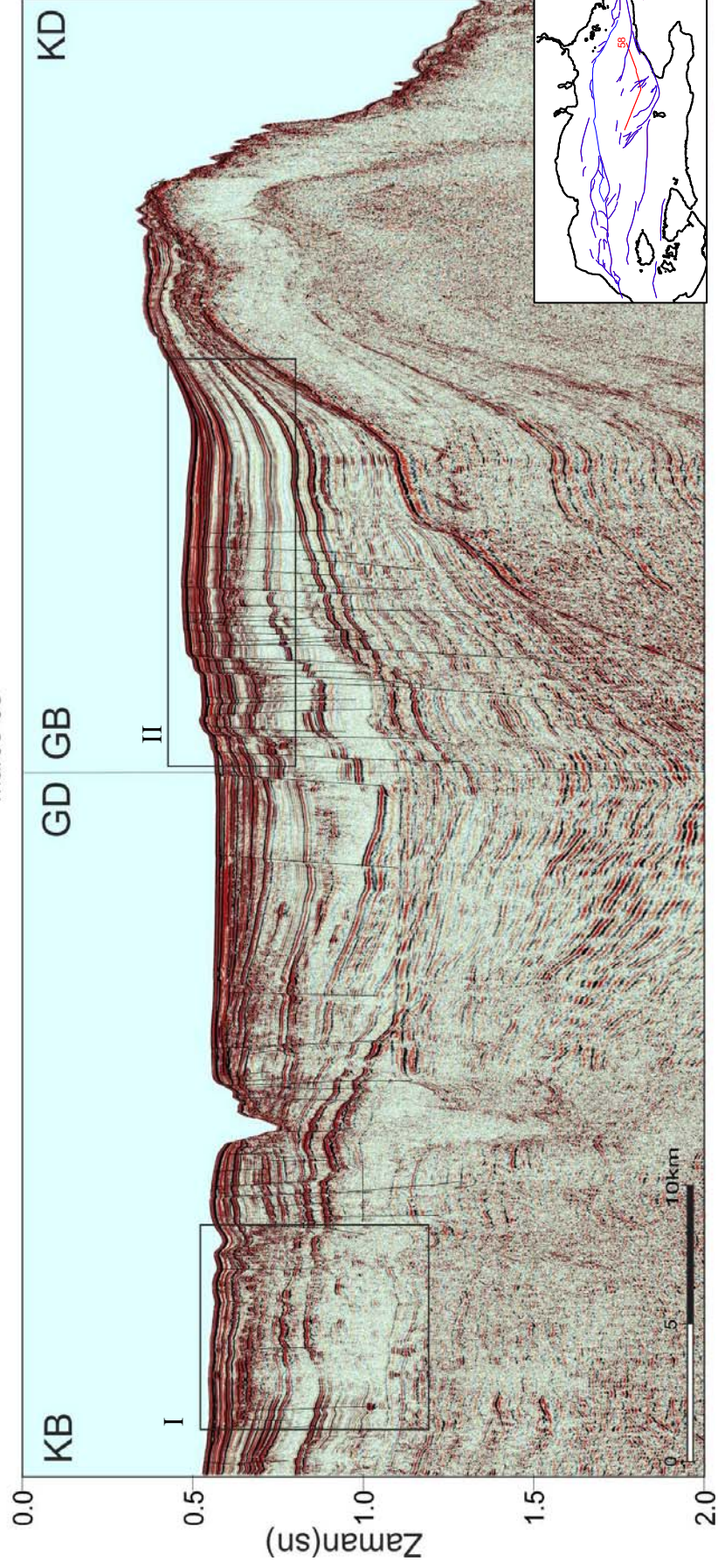


Şekil 4.17. mar08-52 nolu sismik kesitinde I nolu anomali bölgesine ait a)migrasyon, b) yansıma gücü, c)görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri

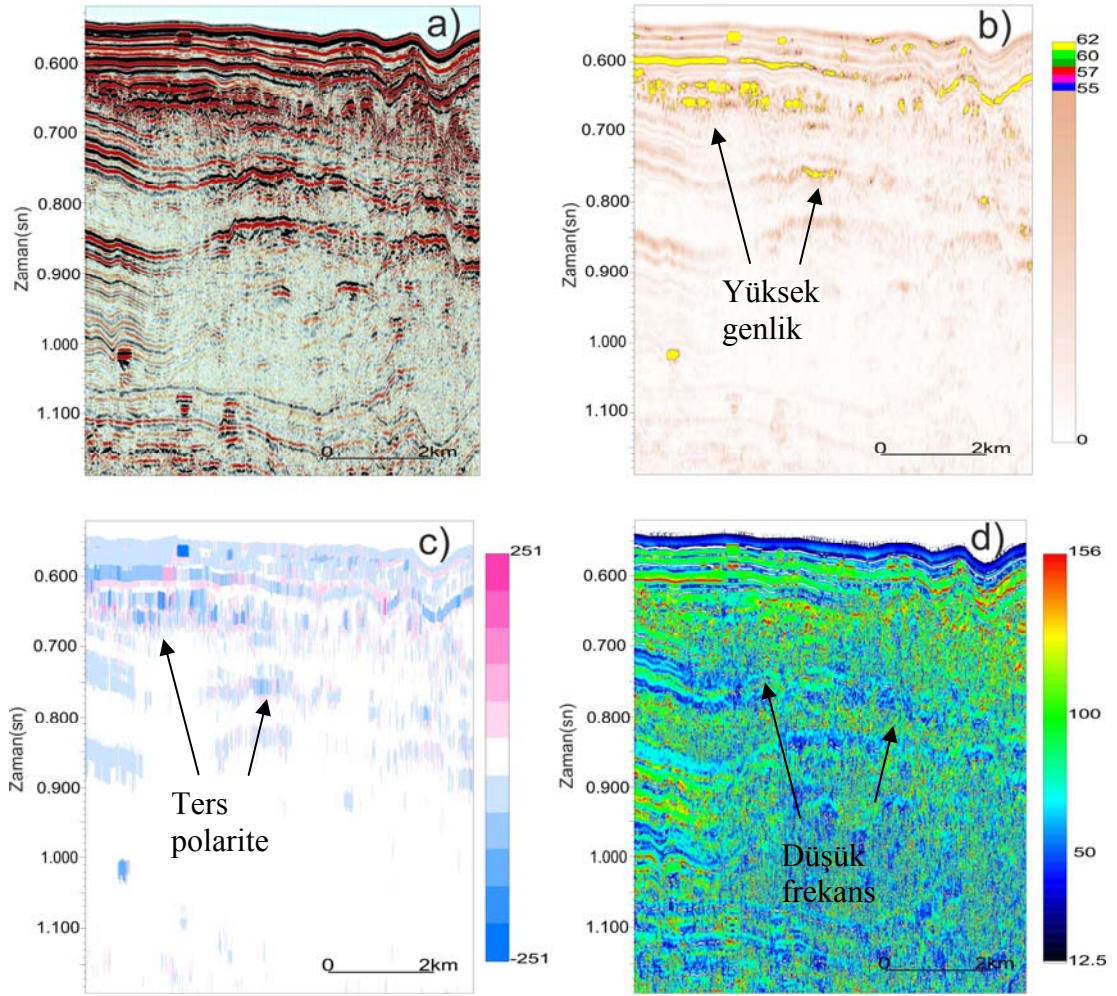


Şekil 4.18 mar08-52 nolu sismik kesitinde II nolu anomali bölgesine ait a)migrasyon, b) yansıma gücü, c) görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri

- mar08-58 -

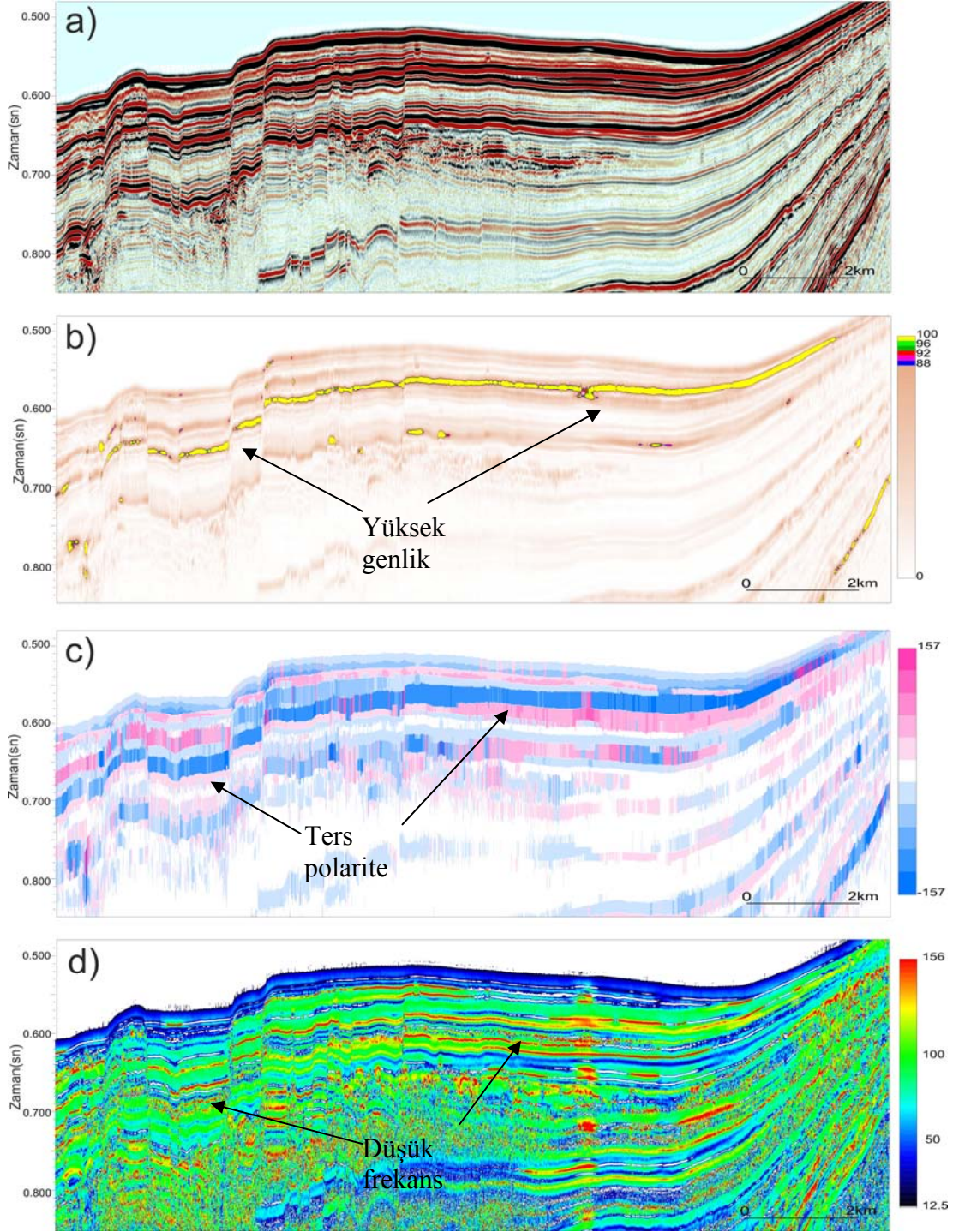


Şekil 4.19. mar08-58 nolu sismik kesiti ve anomali gözlenen bölgeler. Olası sıg gaz birikimi gözlenen bölgeler dikdörtgen kutu ile gösterilmiş olup, bu alanların nitelik analizleri Şekil 4.20 ve Şekil 4.21 'de verilmiştir.



Şekil 4.20 mar08-58 nolu sismik kesitinde I nolu anomali bölgesine ait a)migrasyon, b) yansıma gücü, c) görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri

Mar08-58 nolu hattın orta kesimlerinde kalan ve fayların etkin olduğu ikinci anomali bölgesi II numara ile Şekil 4.19’de verilmektedir. Bu bölgeye ait nitelik analizleri ise Şekil 4.21’de yer almaktadır. Fay etkisinin dışında tabakalanmaların deniz tabanına paralel devam ettiği ve Şekil 4.21a’ da migrasyon kesitinin verildiği bölgede gaz anomalilerine rastlanmıştır. Şekil 4.21a’daki yansıma gücü kesitinde, gazın üst yüzeyi olarak değerlendirilebilecek olan seviyeden diğer yansımalara göre 100 kat daha güçlü genlikler alınmıştır. Aynı seviye Şekil 4.21c’deki görünür polarite kesitinde ters polarite niteliği göstermektedir. Bu yüksek genlikli ve ters polariteli tabakanın altında ise gaz içeriğini işaret eden düşük frekanslı bir zon karşımıza çıkmaktadır (Şekil 4.21d).



Şekil 4.21 mar08-58 nolu sismik kesitinde II nolu anomali bölgesine ait a) migrasyon, b) yansıma gücü, c) görünür polarite ve d) anlık frekans kesitleri

BÖLÜM BEŞ

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Denizel sedimentlerdeki sıg gaz birikimlerinin araştırılması ve haritalanması uzun zamandır birçok farklı nedenden dolayı ilgi duyulan bir alan olmuştur. Konunun hidrokarbon araştırma ve üretim endüstrisi için ise önemi tartışılmazdır. Gaz alanları öncelikle, sondaj kuyularının açılması sırasında patlama riski taşıyan alanlardır. Kurulacak platformların oturtulduğu deniz tabanının taşıma kapasitesi açısından da tehlike ve risk alanlarıdır. İkincil olarak önemli nokta ise sıg gaz mevcudiyeti daha derinlerdeki hidrokarbon rezervlerini işaret edebilir ki bu da o bölgede daha ayrıntılı çalışmaların yapılmasını gerektirir. Kimi sıg gaz alanları ise yeterince geniş bir alanda birikim gösterdiğinde ticari üretime uygun olarak değerlendirilebilir (Schrootl ve Schüttenhelm, 2003).

Dünyanın birçok yerinde yapılan çalışmalarda gerek derinlerdeki hidrokarbon rezervlerinin öncü belirtisini ortaya çıkarmak gerekse üretime elverişli birikimlerin belirlenmesi için birçok gaz araştırması yapılmıştır. Bu araştırmalar temel olarak sismik ve sonar kayıtlarındaki verilere dayanmaktadır. Özellikle sıg ve derin sismik verilerde gözlenen gaz etkileri (soğurulma alanları, pockmarklar, gaz bacaları, parlak noktalar) bölgenin gaz içeriğine dair öncü veri olarak kabul edilmiştir (Schroot ve Schfittenhelm, 2003; Lee ve diğ., 2000; Garcia-Garci ve diğ., 2007; Halliday ve diğ., 2008; Mazumdar ve diğ., 2009; Mosher, 2011). Bunun yanında sonar verilerinde gözlenen gaz çıkışları veya gaz çıkış alanlarının yüzey görüntüleri de yine gaz varlığına işaret sayılmıştır (Schroot ve Schfittenhelm, 2003). Ancak en güçlü kanıt olarak değerlendirilen ve genellikle gaz varlığı bilinen alanlarda uygulanarak etkinliği gösterilen yöntem nitelik analizleriyle yapılan incelemeler olarak karşımıza çıkmaktadır (Taylor ve diğ., 2000, Berndt ve diğ., 2004, Satyavani ve diğ., 2005, Rollet ve diğ. 2009, Riedel ve diğ., 2010, Sun ve diğ., 2012). Bu incelemeler temelde sismik kesit üzerinde görülen gaz anomalilerine dayandırılmaktadır ve genellikle düzgün istiflenmiş tabakalar arasında, fay ve kırıklar vasıtasıyla göç eden gaz alanları hakkında detaylı bilgi alınmasını sağlamaktadır.

Çalışma alanının bulunduğu Marmara Denizi genelinde hidrokarbon araştırmalarıyla ilgili birçok çalışma yapılmıştır ve yapılmaktadır. Bu çalışmalarda çoğunlukla Marmara Denizi içerisinden batıya doğru ilerleyen KAF hattının aktivitesiyle ilişkilendirilmiş gaz çıkışları ilgi alanı olmuştur. Bu gaz çıkışları deniz altı görüntüleme cihazlarıyla görüntülenmiş ve gaz ve hidrokarbon alanlarından örnekler alınmıştır (Zitter ve diğ. 2008; Boury ve diğ. 2009; Chevalier ve diğ. 2011; Burnard ve diğ. 2012; Cre'miere ve diğ., 2012). Diğer taraftan benzer şekilde gaz çıkış ve depolanma alanları sığ ve derin sismik kesitlerde maskeleyen etkisi, gaz bacaları veya pockmarklarla, yanal taramalı sonar kayıtlarında ise deniz tabanından yükselen gazların gözlemlendiği verilerle ortaya konmuştur (Kuşçu ve diğ., 2005; Géli ve diğ. 2008; Ritt ve diğ., 2010). Ancak dünyanın başka bölgelerinde uygulandığı gibi Marmara Denizi'ndeki sığ gaz birikimlerini karmaşık nitelik analizleriyle açıklayan bir çalışma şu ana kadar literatüre geçmemiştir.

Bu tez çalışmasında, 2008 yılında yapılan TAMAM projesi kapsamında Marmara Denizi genelinden alınan çok kanallı sismik yansıma verilerinden Orta Sırt ve Kumburgaz Baseni üzerinden seçilen hatlar kullanılarak sığ gaz alanları belirlenmeye çalışılmıştır. Kullanılan veri setindeki, uygulanan veri işlem aşamaları sonucu yoruma hazır hale getirilen sismik kesitler üzerinde özellikle maskeleyen etkisiyle birçok gaz alanı kendisini göstermiştir. Migrasyon kesitlerinde kendini gösteren bu gaz alanları, kesitlere uygulanan karmaşık nitelik analizleri ile gaz özellikleri desteklenmiştir. Bu alanların dışında migrasyon kesitlerinde belirgin bir etki göstermeyen ve ince tabakalarda kapanlanmış veya fay çevrelerinde kümelenmiş gaz anomalileri de yine nitelik analizleriyle belirlenmeye çalışılmıştır.

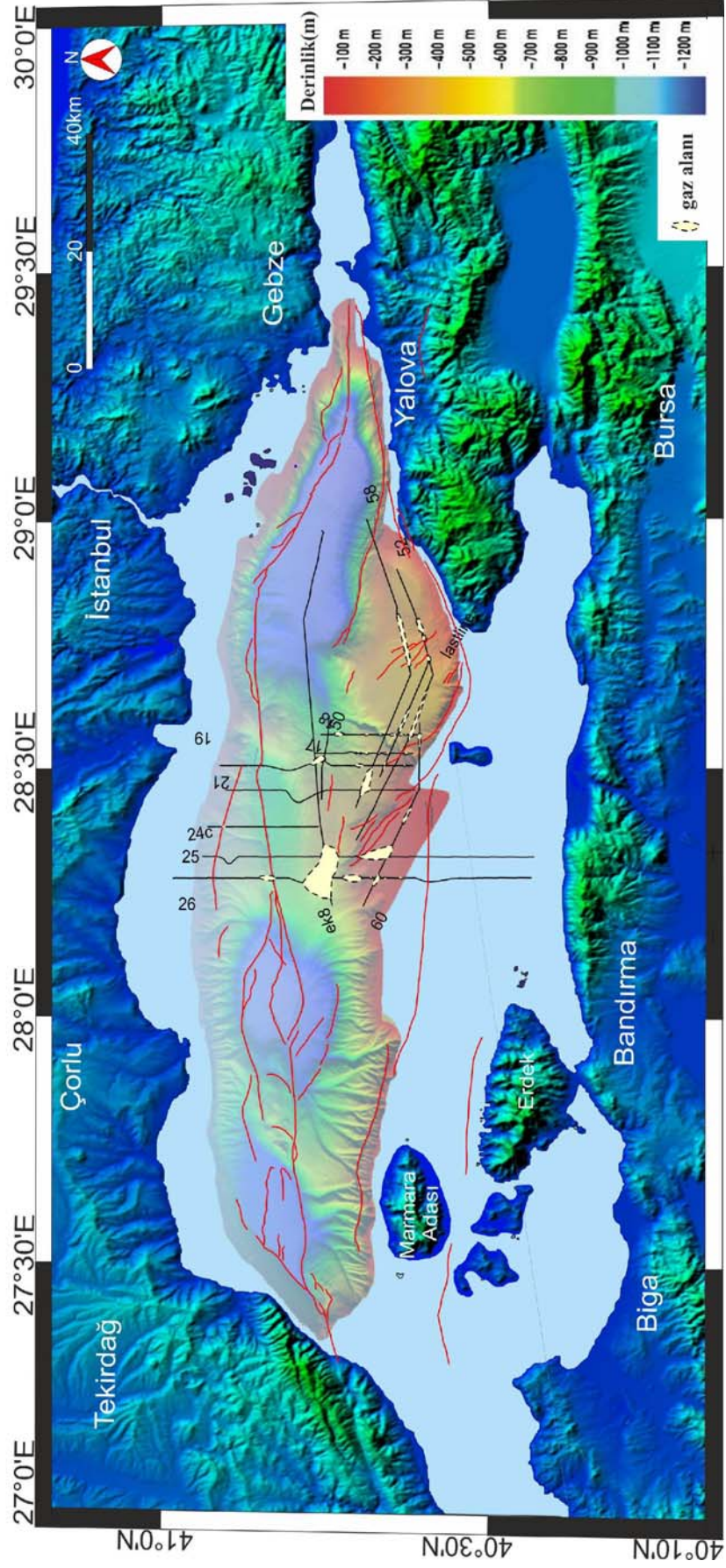
Kullanılan veri setindeki her bir hat için ayrı ayrı, gaz alanlarının tespitine yönelik kullanılan yansıma gücü, görünür polarite ve anlık frekans karmaşık nitelik analizleri hesaplatılmıştır. Bu hesaplamalarda amaç her bir nitelik analiz kesitinde birbirini destekleyici özellikleri yakalayabilmektir. Tez kapsamındaki kesitlere uygulanan bu analizlerde yansıma gücü kesitlerinde çevresine göre oldukça yüksek genlik değerleri gösteren yansımalar belirlenmiştir. Bu yansımaların aynı zamanda gazın hızda yaptığı ani düşüş sebebiyle ters polarite verdiği gözlemlenmiştir. Aynı zamanda bu

yüksek genlikli ve ters polariteli yansımaların hemen altında gazın sismik sinyalde yaptığı soğurma etkisi nedeniyle anlık frekans kesitlerinde düşük frekanslı alanlar görülmesi alanın gaz barındırdığına yönelik kanıt olarak değerlendirilmiştir.

Şekil 5.1’de tez kapsamındaki hatlar üzerinde yapılan araştırmalar sonucu belirlenmiş gaz içerikli bölgeler haritalanmıştır. Bölgede en dikkat çekici gaz alanı Orta Sırt üzerinde üç farklı kesitte aynı bölgede gözlenen anomali alanıdır. Bu bölge Şekil 4.1’de görülen mar08-25 hattında I numara ile, Şekil 4.3 ’te verilen mar08-26 kesitinde II numara ile ve Şekil 4.8 ’da mar08-ek8 kesitinde yine I numara ile gösterilen anomali bölgelerinin kesişimleridir. Bu bölgenin belirlendiği kesitledeki gaz yapılarının ortak özelliği migrasyon kesitlerinde rahatlıkla gözlenebilen gazın maskeleyici etkisidir. Gaz içeren bölgenin sismik sinyali soğurmasıyla oluşan ve yansıma alınamayan bu bölge gaz yoğunluğuyla ilişkilendirilebilir. Yapılan çalışma sonuçlarına genel olarak bakıldığında ise Şekil 5.1’deki gaz alanlarının özellikle Orta Sırt ve Güney Şelfi üzerinde yoğunluk gösterdiği söylenebilir.

TAMAM projesinin devamı kapsamında 2010 yazında yine R/V Piri Reis gemisiyle, 2008 yılında yapılan çalışmadaki boşlukları doldurmak amacıyla Kumburgaz baseni ve Orta Sırtın güneyinde 3 günlük bir çalışma gerçekleştirilmiştir. Bu tez kapsamında olmayan bu veri seti bölgeyi aydınlatmak ve gaz alanlarını daha ayrıntılı belirlemek açısından etkili olacaktır.

Diğer taraftan 2007 yılında Marmara Denizi’nde gaz çıkışlarının incelendiği ve Bourry ve diğ. tarafından 2009’da yayın haline getirilmiş çalışmada, Orta Sırt’ın kuzeyinden alınan örneklerde yapılan analizler sonucu o bölgedeki gazın kaynağı termojenik olarak belirlenmiştir. Bu çalışma kapsamında belirlenen sıg gaz alanları için yapılabilecek benzer bir çalışma ile alınacak örnekler hem gaz varlığının ispatlanması hem de ekonomik değeri açısından gazın kaynağının belirlenmesi açılarından önerilebilir.



Şekil 5.1 Değerlendirilen sismik kesitler üzerindeki gaz alanlarının dağılımı.

KAYNAKLAR

- Aksu, A. E., Calon, T. J., Hiscott, R. N. ve Yaşar, D., (2000). Anatomy of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea, Western Turkey: Extensional Basins Above a Continental Transform, *Gsa Today*, June, 3-7.
- Alpar, B., Yalçın, A. C., Özbay, I., (2000), Marmara Denizinde Potansiyel Heyelan Alanları ve Bunlara İlişkin Depreşim Dalgası (Tsunami) Oluşumu ve Hareketleri, *III. Ulusal Kıyı Mühendisliği Sempozyumu*, Çanakkale
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G., (2002). Symmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart; a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? *Terra Nova* 13, 80 – 86.
- Barka A. A. (1992) The North Anatolian Fault zone, *Annales Tectonicae*, 6,164–195
- Barka, A. A. ve Kadinsky-Cade, K., (1988). Strike-slip Fault Geometry in Turkey and its Influence on Earthquake Activity, *Tectonics*, 7, 663-684.
- Barka, A., (2002). The 17 august 1999 Izmit earthquake, *Science*, 285, 1858–1859.
- Barnes, A.E., (2007), A tutorial on complex seismic trace analysis, *Geophysics*, Vol. 72, No. 6 P. W33–W43
- Berndt, C., Bünz, S., Clayton, T., Mienert, J., Saunders, M., (2004), Seismic character of bottom simulating reflectors: examples from the mid-Norwegian margin, *Marine and Petroleum Geology* 21, 723–733
- Bornovas J, Rondogianni-Tsiambau T. H. (1983) Geological Map of Greece, 1:500,000. Dissertation, Institute of Oil and Mineral Exploration
- Bourry, C. Chazallon, B., Charlou, J. L., Donval, J. P., Ruffine, L., Henry, P., Geli, L., Çagatay, M. N., İnan, S., Moreau, M., (2009), Free gas and gas hydrates from the Sea of Marmara, Turkey, *Chemical Geology* , 264, 197– 206.

- Burnard, P., Bourlange, S., Henry, P., Geli, L., Tryon, M.D., Natal'in B., Şengör, A.M.C., Özeren, M.S., Çagatay, M.N., (2012), Constraints on fluid origins and migration velocities along the Marmara Main Fault (Sea of Marmara, Turkey) using helium isotopes, *Earth and Planetary Science Letters*, 341–344, 68–78
- Chopra, S., Marfurt, K., (2006), Seismic Attributes – a promising aid for geologic prediction, *CSEG Recorder special edition*, p 111-121
- Çagatay, M. N., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C., Tchapylyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., Kuşçu, I. (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
- Chevalier, N., Bouloubassi, I., Birgel, D., Crémière, A., Taphanel, M-H., Pierre, C., (2011), Authigenic carbonates at cold seeps in the Marmara Sea (Turkey): A lipid biomarker and stable carbon and oxygen isotope investigation, *Marine Geology* 288, 112–121
- Çifçi, G., Dondurur, D., Okay, S., (2005), *Yüksek Ayrımlı Deniz Jeofiziği Yöntemleri*, Ankara. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Eğitim Yayınları
- Crémière, A., Pierre, C., Blanc-Valleron, M.-M., Zitter, T., Çagatay, M. N., Henry, P., (2012), Methane-derived authigenic carbonates along the North Anatolian fault, system in the Sea of Marmara (Turkey), *Deep-Sea Research I* 66, 114–130
- Demirbağ, E., (2000). Multi-channel seismic and Multi-beam Acoustic Surveys in the Marmara Sea for Exploration of Active Faults: A Review of the Methods and Results Integration of Earth Sciences Research on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Cooperative Research, N. Görür, ed., 62-63, TÜBİTAK, İstanbul.
- Dondurur, D.(2009), *Deniz Sismiğinde Veri İşlem*. Ankara. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Eğitim Yayınları
- Ergin, M., Uluadam, E., Sarıkavak , K., Keskin, E., Gökaşan, E., Tur, H., (2007). Late Quaternary Sedimentation and Tectonics in The Sub marine Şarköy Canyon ,

- Western Marmara Sea (Turkey). In: Taymaz, T., Yılmaz, Y., Dilek, Y. (Eds.), *The Geodynamics of the Aegean and Anatolia: Geological Society, London, Special Publications*, 291, 231–257.
- Ergün, M. ve Özel, E., (1995). Structural Relationship Between the Sea of Marmara Basin and the North Anatolian Fault, *Terra Nova*, 7, 278-288.
- García-García, A., Orange, D.L., Misrocchi, S., Correggiari, A., Langone, L., Lorenson, T.D., Trincardi, F., Nittrouer, C.A., (2007), What controls the distribution of shallow gas in the Western Adriatic Sea?, *Continental Shelf Research* 27, 359–374
- Garcia-Gil, S., Vilas, F., & Garcia-Garcia, A. (2002). Shallow gas features in incised-valley fills (Ria de Vigo, NW Spain): a case study. *Continental Shelf Research*, 22, 2303-2315
- Gazioğlu, C., Gökaşan, E., Algan, O., Yücel, Z.Y., Tok, B., Doğan, E., (2002). Morphologic features of the Marmara Sea from multi-beam data. *Marine Geology*. 190, 333–356.
- Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Doğan, E., (2005). Morphological features of major submarine landslides of Marmara Sea using multibeam data, *J. Coast. Res.* 21 (4), 664–673.
- Géli, L., Henry, P., Zitter, T., Dupré, S., Tryon, M., Çağatay, M.N., Mercier de Lépinay, B., Pichon, X. Le, Şengör, A.M.C., Görür, N., Natalin, B., Uçarkuş, G., Özeren, S., Volker, D., Gasperini, L., Burnard, P., Bourlange, S., the Marnaut Scientific Party, (2008), Gas emissions and active tectonics within the submerged section of the North Anatolian Fault zone in the Sea of Marmara, *Earth and Planetary Science Letters* 274, 34–3
- Gökaşan, E., Ustaömer, T., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Oztürk, K., Tur, H., Ecevitoglu, B., Tok, B., (2003). Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multi-beam bathymetric and seismic data, *Geo.-Mar. Lett.* 23 (1), 19–33.

- Halbach, P., Kuşçu, İ., Inthorn, M., Kuhn, T., Pekdeğer, A. ve Seifert, R., (2000). Methane in Sediments of the Deep Marmara Sea and its Relation to Local Tectonic Structures, *NATO Advanced Research Seminar*, May 14-17, 74-75, İstanbul.
- Halliday, E.J., Barrie, J.V., Chapman, N.R., Rohr, K.M.M., (2008), Structurally controlled hydrocarbon seeps on a glaciated continental margin, Hecate Strait, offshore British Columbia, *Marine Geology* 252, 193–206
- Hovland, M., & Judd, A.G. (1988). *Seabed pockmarks and seepages, impact on geology, biology and marine environment*. London, Graham & Trotman.
- İlhan, E., (1971). Earthquakes in Turkey, Proceedings, *Petroleum Exploration Society of Libya*, 431-442,
- İmren C., Le Pichon X., Rangin C , Demirbağ E., Ecevitoglu B., Görür N., (2001) The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new interpretation based on multi-channel seismic and multi-beam bathymetry data, *Earth and Planetary Science Letters* 186, 143-158
- İmren, C., Demirbağ,E., Şengör,A.M.C., (2003), Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi İçindeki Devamı, *İTÜ dergisi*, Mühendislik, Cilt:2, Sayı:6, 47-58
- Jackson J, McKenzie D., (1984), Active tectonics of the Alpine–Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys J R Astron Soc*, 77, 185–265
- Karabulut H., Schmittbuhl J., Özalaybey S., Lengline O., Kömeç-Mutlu A., Durand V., Bouchon M., Daniel G., Bouin M.P., (2011), Evolution of the seismicity in the eastern Marmara Sea decade before and after the 17 August 1999 Izmit *Earthquake, Tectonophysics*
- Ketin, İ., (1968). Relations Between General Tectonic Features and the Main Earthquake Regions in Turkey, *MTA Dergisi*, 71, 63-67.
- King, L.H., & MacLean, B. (1970). Pockmarks on the Scotian Shelf. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 141-148.

- Kuşçu, İ., Okamura, M., Matsuoka, H., Göktaşan, E., Awata, Y., Tur, H., Şimşek, M., Keçere, M., (2005), Seafloor gas seeps and sediment failures triggered by the August 17, 1999 earthquake in the Eastern part of the Gulf of İzmit, Sea of Marmara, NW Turkey, *Marine Geology* 215, 193–214
- Lee, G.H., Kim, D.C., Kim, H.J., Jou, H.T., Lee, Y.J., (2005), Shallow gas in the central part of the Korea Strait shelf mud off the southeastern coast of Korea, *Continental Shelf Research* 25, 2036–2052
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür N., Çağatay, N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., Tok, B., (2001), The active Main Marmara Fault, *Earth and Planetary Science Letters* 192, 595-616
- Mazumdar, A., Peketi, A., Dewangan, P., Badesab, F., Ramprasad, T., Ramana, M.V., Patil, D.J., Dayal, A., (2009), Shallow gas charged sediments off the Indian west coast: Genesis and distribution, *Marine Geology* 267, 71–85
- Milkov, A .V., (2005). Molecular and stable isotope compositions of natural gas hydrates: a revised global dataset and basic interpretations in the context of geological settings. *Organic Geochemistry* 36, 68 1– 702.
- Mosher, D.C., (2011), A margin-wide BSR gas hydrate assessment: Canada's Atlantic margin, *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1540-1553
- Okay, A.I., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, Demirbağ A.,E., Kuşçu, İ., (2000), Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study, *Tectonophysics*, 321, 189–218
- Pınar, N., (1943). *Marmara Denizi Basensı'nın Sismik, Jeoloji ve Meteorolojisi, Doktora Tezi*, İstanbul Üniversitesi,
- Rangin, C., Demirbag, E., Imren, C., Crusson, A ., Normand, A ., Le Drezen, E., Le Bot, A ., (2000), Marine Atlas of the Sea of Marmara (Turkey). IFREMER, Brest.

- Rice, D.D., ve Claypool, G.E. (1981). Generation, accumulation and resource potential of biogenic gas. *AAPG Bulletin*, 65, 5-25.
- Riedel, M., Collett, T.S., Kumar, P., Sathe, A.V., Cook, A., (2010), Seismic imaging of a fractured gas hydrate system in the KrishnaeGodavari Basin offshore India, *Marine and Petroleum Geology* 27,1476-1493
- Ritt, B., Sarrazin, J., Caprais, J.C., Noel, P., Gauthier, O., Pierre, C., Henry, P., Desbruyeres, D., (2010), First insights into the structure and environmental setting of cold-seep communities in the Marmara Sea, *Deep-Sea Research I* 57, 1120–1136
- Rollet, N., Logan, G.A., Ryan, G., Judd A.G., Totterdell J.M., Glenn K., Jones A.T., Kroh F., Struckmeyer H.I.M., Kennard J.M., Earl K.L., (2009) Shallow gas and fluid migration in the northern Arafura Sea (offshore Northern Australia), *Marine and Petroleum Geology*, 26, 129–147
- Satyavani, N., Thakur, N.K., Aravind Kumar, N., Reddi, S.I., (2005) Migration of methane at the diapiric structure of the western continental margin of India — insights from seismic data, *Marine Geology* 219, 19–25
- Schroot B.M., Schfittenhelm, R.T.E. ,(2003), Shallow gas and gas seepage: expressions on seismic and other acoustic data from the Netherlands North Sea, *Journal of Geochemical Exploration* 78- 79 , 305- 309
- Schroot B.M., Schfittenhelm, R.T.E. ,(2003), Expressions of shallow gas in the Netherlands North Sea), *Netherlands Journal of Geosciences*, 82 (1): 91-105
- Sorlien, C., C., Akhun, S., D., Seeber, L., Steckler, M. S., Shillington, D. Kurt, J.H., Çifçi, G. Poyraz, D. T., Gürçay, S., Dondurur, D., İmren, C., Perinçek, E., Okay, S., Küçük, H. M., Diebold, J. B., (2012), Uniform basin growth over the last 500ka, North Anatolian Fault, Marmara Sea, Turkey, *Tectonophysics* 518,521 1–16

- Stein, R. S., Barka, A. A., Dieterich, J. H., (1997), Progressive failure on the North Anatolian Fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophysical Journal International*, 128, 594–604.
- Sun, Y., Wu, S., Dong, D., Lüdmann, T., Gong, Y., (2012), Gas hydrates associated with gas chimneys infine-grained sediments of the northern South China Sea,, in press
- Şaroğlu, F., Boray, A., Emre, Ö., (1987), Active faults of Turkey, Dissertation, Mineral Research and Exploration Institute of Turkey
- Şengör, A. M. C., (1979). The North Anatolian Transform Fault: Its Age, Offset and Tectonic Significance, *Journal of the Geological Society of London*, 136, 269-282.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., (1985). Strike-slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study, in *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. , 37, 227-264
- Şengör, A., Tüysüz, O., Imren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Pichon, X. L., Rangin, C., (2005), The North Anatolian Fault: a new look, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 37–112.
- Taner, M.T., Koehler F., Sheriff, R E.,(1979), Complex seismic trace analysis, *Geophysics*, 40, 1041-1063
- Taner, M.T., (2001), Seismic Attributes, Rock Solid Images, Houston, U.S.A., *CSEG*, 49-56
- Tardu, T., Baysal, E., (1995), “Sequence” Stratigrafi Prensipleri, Ozan Sungurlu Bilim, Eğitim ve Yardım Vakfı Eğitim yayınları, No:1
- Taylor, M.H., Dillon, W.P., Pecher, I.A., (2000), Trapping and migration of methane associated with the gas hydrate stability zone at the Blake Ridge Diapir: new insights from seismic data, *Marine Geology* 164, 79–89

- Toksöz, M., Shakal, A., Michael, A., (1979), Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian Fault zone and seismic gaps. *Pure and Applied Geophysics*. 117, 1258–1270.
- Utkucu, M., Kanbur, Z., Alptekin, Ö., Suünbuül F., (2009), Seismic behaviour of the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara (NW Turkey): implications for earthquake recurrence times and future seismic hazard, *Nat Hazards*, 50, 45–71
- Whiticar, M.J., (1999). Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. *Chemical Geology* 161, 291 –314 .
- Wong, H. K., Lüdman, T., Uluğ, A. ve Görür, N., (1995). The Sea of Marmara: A Plate Boundary Sea in an Escape Tectonic Regime, *Tectonophysics*, 244, 231-250.
- Yılmaz, Y., Gökaşan, E., Erbay, A. Y., (2010). Morphotectonic development of the Marmara Region, *Tectonophysics*, 488, 51-70.
- Zitter, T. A. C., Henry, P., Aloisi, G., Delaygue, G., Çağatay, M. N., Mercier de Lepinay, B., Al-Samir, M., Fornacciari, F., Tasmer, M., Pekdeğer, A., Wallmann, K., Lericolais, G., (2008), Cold seeps along the main Marmara Fault in the Sea of Marmara (Turkey), *Deep-Sea Research I* 55, 552–570