DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

BATI KARADENİZ ZONGULDAK - AMASRA AÇIKLARINDA GAZ VE GAZ HİDRATLARIN JEOLOJİK VE JEOFİZİK YÖNTEMLERLE ARAŞTIRILMASI

Hilmi Mert KÜÇÜK

Eylül, 2016
İZMİR

BATI KARADENİZ ZONGULDAK - AMASRA AÇIKLARINDA GAZ VE GAZ HİDRATLARIN JEOLOJİK VE JEOFİZİK YÖNTEMLERLE ARAŞTIRILMASI

Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Anabilim Dalı, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı

Hilmi Mert KÜÇÜK

Eylül, 2016

İZMİR

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

HİLMİ MERT KÜÇÜK, tarafından **PROF.DR. DERMAN DONDURUR** yönetiminde hazırlanan **"BATI KARADENİZ ZONGULDAK – AMASRA AÇIKLARINDA GAZ VE GAZ HİDRATLARIN JEOLOJİK VE JEOFİZİK YÖNTEMLERLE ARAŞTIRILMASI"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Derman DONDURUR

Yönetici

Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof.Dr. Mahmut PARLAKTUNA

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Semih ERGİNTAV

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Ayşe OKUR

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Tez çalışmasının ortaya konmasında ve lisansüstü çalışmalarım süresince desteğini ve emeğini hiçbir zaman esirgememiş olan, her daim çalışmalarımın bir adım öteye taşınmasına katkıda bulunan tez danışmanım Prof. Dr. Derman DONDURUR' a teşekkürü bir borç bilirim. Doktora araştırmasının başlangıcından itibaren tezin gelişimi için bilgi, katkı ve desteklerini esirgemeyen tez izleme komitesi üyeleri Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ ve Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR' e en içten teşekkürlerimi sunarım.

Jeofizik ve jeolojik verilerin toplanması aşamasında özveri ile çalışan başta Araş. Gör. Özkan ÖZEL, Uzm. Orhan ATGIN, Jeof. Müh. Murat ER, Jeof. Müh. Melek K. ÖZEL ve SeisLab öğrencilerine teşekkür ederim. Jeolojik örneklerin toplanması için verdiği katkılardan dolayı İstanbul Teknik Üniversitesi' nden Prof. Dr. Namık ÇAĞATAY' a ve sismik verilerin işlenmesi aşamasında "Wiener Kestirim Süzgeci" ile ilgili desteklerinden dolayı Karadeniz Teknik Üniversitesi' nden Prof. Dr. Hakan KARSLI' ya teşekkürü bir borç bilirim. Tez araştırması için kullanılan sismik veriler Landmark-ProMAX ve Schlumberger-Vista yazılımlarıyla, çok ışınlı batimetri verileri ise IFREMER Caraibes yazılımıyla işlenmiş, jeolojik ve jeofizik verilerin tamamı IHS Kingdom Suite yazılımı kullanılarak yorumlanmıştır. SeisLab Sismik Laboratuarı' na akademik amaçlı olarak veri-işlem ve veri yorumlama yazılımlarının temin edilmesi sebebiyle, Landmark Halliburton' a, Schlumberger' e, IFREMER' e ve IHS' ye teşekkür ederim. Ayrıca, çok ışınlı batimetri verilerinin işlenmesi aşamasındaki yazılım desteği sebebiyle IFREMER' den Jean-Marc SINQUIN' e teşekkür ederim. Ayrıca sismik verilerin toplanması aşamasındaki yardım ve destekleri ile SeisLab Sismik Laboratuarı' na sağladığı altyapı desteğinden dolayı Hydroscience Technologies Inc' e teşekkürlerimi sunarım. Jeoteknik ve jeokimyasal analizlerin gerçekleştirilebilmesi aşamasındaki yardımlarından dolayı Dokuz Eylül Üniversitesi' nden Prof. Dr. Filiz KÜÇÜKSEZGİN' e, Öğr. Gör. Dr. Mustafa EFTELİOĞLU' na, Araş. Gör. Dr. Enis DARILMAZ' a, Jeo. Müh. Müge ATALAR' a ve tekniker Gamze K. UZKUÇ' a teşekkür ederim. Gaz hidrat laboratuar deneyleri ile gaz kromatografisi çalışmalarının gerçekleştirilmesine sağladığı çok değerli

katkılarından dolayı Orta Doğu Teknik Üniversitesi' nden Prof. Dr. Mahmut PARLAKTUNA' ya ve Yrd. Doç. Dr. Çağlar SINAYUÇ' a sonsuz teşekkürlerimi sunar, gaz hidrat deneyleri süresince Orta Doğu Teknik Üniversitesi Petrol Araştırma Merkezi Laboratuarı' nda başta lisansüstü öğrencisi Şükrü MEREY ve Abbas ABBASOV ile yardımlarını esirgemeyen tüm kurum çalışanlarına teşekkür ederim.

Tez araştırmasının gerçekleştirilmesi için kullanılan veriler, TÜBİTAK destekli (Proje kodu: 108Y110) bilimsel araştırma projesi ve Dokuz Eylül Üniversitesi destekli doktora bilimsel araştırma projesi (Proje kodu: 2012.KB.FEN.034) kapsamında elde edilmiştir. Tez araştırması için kullanılan konvansiyonel sismik veriler, Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü ile Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü arasında sağlanan "Deniz Araştırmaları Faaliyetlerinde Uygulanacak İşbirliği Protokolü" kapsamında temin edilmiştir ve bu verilerin temin edilmesi sürecindeki yardımlarından dolayı Dr. Kerim Tuncer SARIKAVAK' a, Oktar KURTULUŞ' a ve Dr. Hakan SARITAŞ' a teşekkür ederim. Tezde kullanılan deprem katalogları Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından temin edilmiş olup, verilerin temin edilmesi aşamasındaki yardım ve desteklerinden dolayı Prof. Dr. Eser ÇAKTI' ya, Prof. Dr. Ali PINAR' a, Prof. Dr. Semih ERGİNTAV' a ve Jeof. Müh. Zeynep COŞKUN' a teşekkürlerimi sunarım. Tez kapsamında kullanılan ısı akısı ve jeotermal gradyan ölçümlerini içeren veri grubu "The International Heat Flow Database of the International Heat Flow Comission" kanalıyla temin edilmiştir. Ayrıca çalışmanın gerçekleştirildiği Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü SeisLab Sismik Laboratuarı' nın kurulması ile altyapısının oluşturulması için verdiği proje desteğinden dolayı T.C. Kalkınma Bakanlığı' na (DPT proje kodu: 2003K120360) teşekkür ederim.

Tezin gaz ve gaz hidrat bölümünün ortaya çıkarılması aşamasında katkı ve desteklerini esirgemeyen başta Columbia University' den Prof. Dr. David S. GOLDBERG' e, University of Bremen' den Prof. Dr. Volkhard SPIESS' e, Dr. Thomas PAPE' ye ve Dr. Tomas FESEKER' e, U.S. Geological Survey' den Dr. Seth S. HAINES' e, University of Rhode Island' dan Dr. Marie-Helene CORMIER' e ve

University of Bergen' den Prof. Dr. Martin HOVLAND' a, Dokuz Eylül Üniversitesi' nden Prof. Dr. Mustafa ERGÜN' e, Prof. Dr. Faik Erdeniz ÖZEL' e ve İstanbul Üniversitesi' nden Prof. Dr. Bedri ALPAR' a teşekkürlerimi sunarım. Tez araştırmasının yapısal jeoloji ve stratigrafi bölümleri ile ilgili sağladıkları katkılardan dolayı Türkiye Petrolleri' nden Dr. Zühtü BATI' ya ve Dr. Özgür SİPAHİOĞLU' na teşekkürlerimi sunarım.

Tez araştırmasının University of Bremen, MARUM' da sürdürülmesi için ERASMUS Staj Hareketliliği programı kapsamında sağladığı finans desteğinden dolayı Avrupa Birliği' ne, bu sürecin yönetimsel kısmını sürdüren Avrupa Birliği Türkiye Ulusal Ajansı ile Dokuz Eylül Üniversitesi Dış İlişkiler Koordinatörlüğü' ne teşekkür ederim. Doktora öğrenimim süresince bilimsel faaliyetlere katılım konusunda sağladığı finansal destekler sebebiyle Avrupa Bilim Vakfı' na (ESF) teşekkür ederim.

Doktora araştırması, Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu, TÜBİTAK 2214-A Yurt Dışı Doktora Sırası Araştırma Burs Programı kapsamında desteklenmiş olup (Başvuru No: 1059B141401224), destek kapsamında doktora öğreniminin son yılı Columbia University, Lamont-Doherty Earth Observatory' de tamamlanmıştır.

Öğrenim hayatım boyunca hiçbir desteğini esirgemeyen, bilhassa lisansüstü öğrenimim süresince sabırla arkamda duran ve aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Lisans eğitimim sonrasında deniz jeolojisi ve jeofiziği alanında araştırma yapmam konusunda beni yönlendiren ve doktora tezimle ilgili fikir ve desteklerini esirgemeyen Dr. Mustafa Ali ENGİN' e teşekkürü bir borç bilirim. Ayrıca lisansüstü eğitim sürecimde sağladıkları yardım ve desteklerden dolayı Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri Enstitüsü ile başta Filiz GÜRSAN ile Aslan TÜRK olmak üzere Fen Bilimleri Enstitüsü çalışanlarına teşekkür ederim.

Hilmi Mert KÜÇÜK

BATI KARADENİZ ZONGULDAK - AMASRA AÇIKLARINDA GAZ VE GAZ HİDRATLARIN JEOLOJİK VE JEOFİZİK YÖNTEMLERLE ARAŞTIRILMASI

ÖZ

Bu çalışmada Zonguldak-Amasra açıklarının gaz ve gaz hidrat potansiyeli jeofizik yöntemler, jeolojik yöntemler ve gaz hidrat laboratuar deneyleriyle incelenmiştir. Jeofizik verilerle gaz ve gaz hidrat belirteçleri, jeolojik verilerle ise çalışma alanı sığ tortullarının jeoteknik ve jeokimyasal özellikleri ortaya konmuştur. Ayrıca gaz hidrat laboratuar deneyleri ile gaz hidrat belirteçleri ve gaz bileşimi ilişkisi saptanmıştır.

Gaz hidrat belirteçleri sismik verilerde sürekli veya süreksiz tabana benzeyen yansıtıcı ile ters polariteli gelişmiş karmaşık yansımalar halinde gözlenmektedir. Alanda gözlenen çoklu tabana benzeyen yansıtıcılar, farklı gaz bileşiminden oluşmuş gaz hidrat içeren sedimanter birimlere bağlı olarak gelişmekte ve bu yapıların gelişiminde gaz karışımından oluşmuş hidratların geçmiş dönemlerde durağanlığını yitirerek çözünmeye başlaması etkili olmaktadır. Çalışma alanın erozyonel süreçler açısından oldukça aktiftir ve yamaç aşağı kütle hareketleri sismik veriler üzerinde belirgin olarak görülmektedir. Gaz hidratların kararlılığını yitirmeleri ile çözünmeye başlaması halinde, çözünen gazların sığ tortullardaki boşluk basıncını arttırarak deniz tabanı heyelanlarını tetikleyebileceği olgusu kavramsal bir model ile ortaya konmuştur. Gaz hidrat anomalilerinin çalışma alanındaki dağılımından yola çıkılarak yüzde 99 metan bileşimi, yüzde 20 porozite ve yüzde 10 - 40 hidrat doymuşluğu için gaz hidratların içerebileceği toplam metan hacmi 90 - 360 Tcf olarak hesaplanmıştır. Bu değer, Karadeniz havzasındaki gaz hidratların içerdiği toplam metan hacminin yaklaşık yüzde 3,5 - 14' lük kısmını oluşturmaktadır.

Sismik veriler üzerindeki sığ gaz belirteçleri çamur volkanı, gaz bacası, pagoda yapıları, seyrek gaz alanları ve akustik türbidite alanları şeklinde gözlenmektedir. Bu tipteki yapılar genellikle çalışma alanın kıtasal yamaç ve kıtasal yükseliminde yoğun

olarak gözlenmekte olup, çalışma alanının derin basen kesiminde nadiren görülmekte, şelfte ise görülmemektedir. Çalışma alanının gaz kökeninin sadece biyojenik olmadığı ve sığ tortul örnekleri içerisinde ağır hidrokarbon gazlarının yer aldığı ispatlanmıştır. Ayrıca tortul örneklerinde çok yüksek oranlarda bulunan karbondioksit, bu gazın derinlerden volkanizma kökenli olarak da sağlanabileceğini göstermektedir. Bu bağlamda bölgedeki sığ gazların kökeni; i) biyojenik, ii) termojenik, iii) volkanizma olarak önerilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Gaz hidrat, BSR, sığ gaz, deniz jeofiziği, deniz jeolojisi, Batı Karadeniz.

GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS OF GAS AND GAS HYDRATES OFFSHORE ZONGULDAK - AMASRA, THE WESTERN BLACK SEA

ABSTRACT

In this study, gas and gas hydrate potential offshore Zonguldak-Amasra were investigated using geophysical and geological methods within gas hydrate laboratory experiments. Gas and gas hydrate anomalies were analyzed using geophysical data, sediment samples provided geotechnical and geochemical features of shallow sediments in this area and relations between gas hydrates and gas composition were revealed by gas hydrate laboratory experiments.

Gas hydrate indications were identified on seismic data, such as continuous and discontinuous bottom-simulating-reflections and enhanced-polarity-reversal chaotic reflections. It is suggested that multiple-bottom-simulating-reflections are formed by different sedimentary strata of mixture-hydrates, formed by gas hydrate dissociations in the past. Continental margin of the area is active by means of erosions and downslope mass-movements were widely observed on the seismic data. According to the conceptual model proposed in this study, gases arising from in-situ hydrate-dissociations can cause excess pore pressures along sediments and may trigger submarine-landslides. Considering a hydrate-structure of 99 percent of methane, based on the surficial distribution of the anomalies within 20 percent porosity, and a hydrate saturation 10-40 percent, it is calculated that a total of 90-360 Tcf methane is present in the hydrates in this area. This amount suggests that 3.5-14 percent of methane volume of hydrates of the Black Sea occurs in this area.

Although, widespread shallow gas structures, such as mud-volcanism, chimneys, pagodas, sparse-gas and acoustic-turbidities which were observed along the continental slope and rise, they rarely arise along basin and there is no gas indications along shelf. It has been proved that source of the gas is not only biogenic, also thermogenic gases exist in the area. In addition to the hydrocarbons, high rates

of carbondioxide existing in the compositions may be attributed to a volcanic source. Consequently, origin of the gases in the area as listed as; i) biogenic, ii) thermogenic, iii) volcanic.

Keywords: Gas hydrate, BSR, shallow gas, marine geophysics, marine geology, western Black Sea

İÇİNDEKİLER

Sayfa

SINAV SONUÇ FORMU ii
TEŞEKKÜR iii
ÖZ vi
ABSTRACT viii
ŞEKİLLER LİSTESİ xiv
TABLOLAR LİSTESİ xxix

BÖLÜM BİR - GİRİŞ 1

1.1 Tez Çalışmasının Amacı 1
1.2 Tez Çalışmasının İçeriği 5
1.3 Gaz Hidratlar 6
1.3.1 Gaz Hidrat Tipleri 9
1.3.2 Gaz Hidrat Denge Koşulları 10
1.3.3 Gaz Hidratların Denizel Tortullarda Oluşumu 12
1.3.4 Gaz Hidrat Arama/Araştırma Yöntemleri 14
1.3.5 Dünya' da ve Karadeniz' de Gaz Hidrat Araştırmaları 18
1.4 Sığ Gaz Birikimleri 25
1.4.1 Denizel Tortullarda Sığ Gazların Oluşumu 26
1.4.2 Sığ Gazların Araştırılması 28
1.4.3 Dünya' da ve Karadeniz' de Sığ Gaz Araştırmaları 30
1.5 Çalışma Alanı ve Kullanılan Veriler 32

BÖLÜM İKİ - VERİ TOPLAMA, VERİ İŞLEME VE GAZ HİDRAT LABORATUAR ÇALIŞMALARI 34

2.1 Akustik Veri 36
2.1.1 Akustik Verilerin Toplanması 36
2.1.1.1 Konumlandırma (Navigasyon) 36

2.1.1.2 Çok Kanallı Sismik Yansıma Verilerinin Toplanması.....38
2.1.1.3 Sığ Mühendislik Sismiği (CHIRP) Verilerinin Toplanması 42
2.1.1.4 Çok Işınlı Batimetri Verilerinin Toplanması.....43
2.1.2 Akustik Verilerin İşlenmesi 46
2.1.2.1 Çok Kanallı Sismik Yansıma Verilerinin İşlenmesi.....46
2.1.2.2 CHIRP Sığ Mühendislik Sismiği Verilerinin İşlenmesi 49
2.1.2.3 Çok Işınlı Batimetri Verilerinin İşlenmesi 50
2.2 Jeolojik Veri.....51
2.2.1 Jeolojik Verilerin Toplanması.....52
2.2.1.1 Gaz Kromatografisi Analizleri için Sediment Örnekleme 53
2.2.1.2 Jeoteknik Analizler için Sediment Örnekleme 54
2.2.2 Jeolojik Verilerin Analiz Edilmesi 54
2.2.2.1 Gaz Kromatografisi Analizleri 55
2.2.2.2 Jeoteknik, Karbonat ve Organik Karbon Analizleri 57
2.3 Gaz Hidrat Deneysel Çalışmaları.....58
2.3.1 Gaz Hidrat Laboratuar Deneyleri.....58
2.3.2 Teorik Gaz Hidrat Deneyleri.....61

BÖLÜM ÜÇ - KARADENİZ' İN COĞRAFİK, JEOLOJİK VE OŞİNOGRAFİK ÖZELLİKLERİ 62

3.1 Karadeniz' in Coğrafik Özellikleri 62
3.2 Karadeniz' in Jeolojik Özellikleri.....63
3.2.1 Karadeniz' in Oluşumu.....63
3.2.2 Karadeniz' in Jeomorfolojisi 68
3.2.3 Karadeniz' in Sedimantolojik Özellikleri.....71
3.2.4 Karadeniz' in Stratigrafik Özellikleri.....72
3.2.5 Karadeniz' in Depremselliği.....73
3.3 Karadeniz' in Oşinografik Özellikleri.....74
3.4 Çalışma Alanının Karadeniz Mimarisindeki Konumu.....78
3.4.1 Çalışma Alanının Jeolojik Konumu 78
3.4.2 Çalışma Alanının Stratigrafik Özellikleri.....79

3.4.3 Çalışma Alanının Morfolojik Özellikleri 81
3.4.4 Çalışma Alanının Depremselliği 83

BÖLÜM DÖRT - BULGULAR 86

4.1 Jeofizik Bulgular 86
4.1.1 Jeomorfolojik Bulgular 86
4.1.2 Stratigrafik Bulgular 91
4.1.3 Yapısal Bulgular 98
4.1.4 Gaz Hidrat Belirteçleri 101
4.1.4.1 Sismik Yansıma Genliği Karakterine Göre Gaz Hidrat Belirteçleri 103
4.1.4.2 Oluştukları Jeolojik Ortama Göre Gaz Hidrat Belirteçleri 120
4.1.4.3 Çoklu Gaz Hidrat Belirteçleri (Double/Multiple-BSRs) 126
4.1.4.4 Belirteç Düzensizlikleri 131
4.1.4.5 Gaz Hidrat Belirteç ve Kararlılık Zonu Dağılımları 137
4.1.5 Sığ Gaz Belirteçleri 142
4.1.5.1 Akustik Türbidite (Boşluk) Türü Sığ Gaz Belirteçleri 143
4.1.5.2 Akustik Sütun (Gaz Bacası) Türü Sığ Gaz Belirteçleri 148
4.1.5.3 Çamur Volkanları 152
4.1.5.4 Pagoda Türü Sığ Gaz Belirteçleri 161
4.1.5.5 Seyrek Gaz Türü Sığ Gaz Belirteçleri 162
4.2 Jeolojik Bulgular 164
4.2.1 Jeoteknik Bulgular 164
4.2.2 Jeokimyasal Bulgular 171
4.2.2.1 Toplam Organik Madde ve Toplam Organik Karbon Bulguları 171
4.2.2.2 Gaz Kromatografisi Bulguları 173
4.3 Deneysel Gaz Hidrat Çalışmalarına Ait Bulgular 178
4.3.1 Teorik Gaz Hidrat Deneyleri 178
4.3.2 Gaz Hidrat Laboratuar Deneyleri 189

BÖLÜM BEŞ - TARTIŞMA.....195

5.1 Gaz Hidratlar.....195
5.1.1 Çalışma Alanı İçindeki Gaz Hidrat Belirteçleri.....195
5.1.1.1 Sismik Yansıma Genliği Karakteristiğine Göre Çalışma Alanındaki Gaz Hidrat Belirteçleri.....195
5.1.1.2 İçinde Oluştuğu Jeolojik Yapıya Göre Çalışma Alanındaki Gaz Hidrat Belirteçleri.....203
5.1.2 Çalışma Alanındaki Gaz Hidrat Belirteçlerinin Sedimantasyon ile İlişkisi.....208
5.1.3 Çalışma Alanındaki Gaz Hidrat Belirteçleri Üzerinde Gözlenen Düzensizlikler.....220
5.1.4 Çalışma Alanındaki Gaz Hidrat Belirteçlerinin Yamaç Aşağı Kütle Hareketleri ile İlişkisi.....235
5.1.5 Çoklu Gaz Hidrat Belirteçlerinin Oluşum Mekanizması.....242
5.1.5.1 Deniz Tabanı Isınması.....246
5.1.5.2 Hızlı Sedimantasyon.....249
5.1.5.3 Deniz Seviyesi Düşmesi.....251
5.1.5.4 Hidrokarbon Gazlarının Gaz Hidrat Kararlılık Zonuna Nüfuz Etmesi.....255
5.1.5.5 Karadeniz' de Çoklu-TBY' lerin Oluşum Mekanizması.....258
5.1.6 Çalışma Alanının Gaz Hidrat Potansiyeli.....267
5.2 Sığ Gazlar.....271

BÖLÜM ALTI - SONUÇLAR.....281

KAYNAKLAR.....287

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Denizel tortullarda oluşmuş gaz hidratların jeolojik örnekleme ile elde edilmiş karotlar içindeki görünümleri. a) Nodül şeklinde oluşmuş gaz hidratlar, b) kırıklı/kılcal şekilde oluşmuş gaz hidratlar c) gözenek çimentosu şeklinde oluşmuş gaz hidratlar. 10

Şekil 1.2 Gaz hidrat kararlılık koşullarını gaz bileşimi %100 Metan gazı için gösteren denge eğrisi. Eğri SI yapısındaki gaz hidratlar ve %0 gözenek suyu tuzluluğu için oluşturulmuştur. 11

Şekil 1.3 SI yapısındaki saf Metan gazı için 2000 m deniz tabanı derinliğinden itibaren gaz hidrat kararlılık zonunu gösteren grafik.....13

Şekil 1.4 TBY anomalisinin sismik kesitteki örneği. Anomalinin altında yer alan düşük genlikli alan serbest gaz anomalisidir. Şeklin sağ alt tarafında yer alan grafik TBY' nın altı, TBY gözlenmeyen alanlar ve bütün izler için frekans spektrumunu göstermektedir.....16

Şekil 1.5 Sığ tortulların hidrat doygunluğu ve sismik dalga hızları ile ilişkisi 17

Şekil 1.6 Genlik anomalisi şeklindeki TBY' lerin sismik veri üzerindeki görünümü.... 18

Şekil 1.7 Dünya genelinde gaz hidratların araştırıldığı alanları gösteren harita 22

Şekil 1.8 Karadeniz' de günümüze kadar yapılmış gaz hidrat araştırmalarını gösteren derleme harita.....24

Şekil 1.9 Denizel tortullarda biyojenik gazların üretilmesi ve tüketilmesi süreçlerinin meydana geldiği zonlar.....27

Şekil 1.10 Sığ gaz birikimlerinin sismik verilerde oluşturduğu anomalilere ait örnekler. a) İzmir Körfezi' nde toplanmış CHIRP verisi üzerinde akustik türbidite zonu, b) Orta Karadeniz' in Türkiye kıtasal sınırında toplanmış sığ sismik bir profil üzerinde akustik örtü anomalisi ve gaz cephesi şeklindeki gelişmiş yansımalar, c) çalışma alanından elde edilen sismik veriler üzerinde görülen gaz bacası yapıları 29

Şekil 1.11 Dünya genelinde sığ gaz araştırmalarının gerçekleştirildiği alanları gösteren harita 31

Şekil 1.12 Çalışma alanı içerisindeki akustik veri toplama profillerinin, jeolojik örnekleme noktalarının ve jeotermal gradyan ölçümlerinin konumunu gösteren lokasyon haritası. Akustik veri toplama profillerinden beyaz renkte olanlar TÜBİTAK destekli bilimsel araştırma projesi kapsamında toplananları, kırmızı renkte olanlar Dokuz Eylül Üniversitesi destekli bilimsel araştırma projesi kapsamında toplananları ve sarı renkte olanlar MTA tarafından 1998 yılında çalışma alanı içinde toplananları göstermektedir.....33
Şekil 2.1 Navigasyon cihazlarının genel görünümü. a) navigasyon ekranı, b) gyro pusulası, c) diferansiyel GPS anteni ve d) diferansiyel GPS alıcısı görüntüsü.....37
Şekil 2.2 Çok kanallı sismik yansıma bileşenlerinin genel görünümü. a) alıcı kablo, b) hava tabancası, c) LMF marka yüksek basınçlı sismik hava kompresörü, d) Price marka yüksek basınçlı sismik hava kompresörü, e) sayısallaştırıcı ve f) derinlik kontrol birimi 40
Şekil 2.3 Chirp sisteminin genel görünümü. a) Bathy2010 model veri toplama sistemi, b) yandan sarkıtılan sığ mühendislik sismiği alıcı/verici (transdüser) düzeneği ve c) veri toplama sırasında alıcı/verici düzeneğin gemi yanından sarkıtılmış görüntüsü.....43
Şekil 2.4 Çok ışınlı batimetri verilerini toplamak için kullanılan ekipmanların gemi üzerindeki görünümü. a) Veri toplama sistemi, b) alıcı/verici, c) alıcı/verici yandan sarkıtma düzeneği, d) geminin merkez noktasına monte edilmiş hareket sensörü ve e) CTD birimi 45
Şekil 2.5 Çalışma kapsamında batimetri verilerinin yüksek doğrulukla toplanabilmesi için CTD verilerinden hesaplanan; a) kalibrasyon için elde edilmiş, b) veri toplama için elde edilmiş sudaki ses hızı gradyanının grafik gösterimi...46
Şekil 2.6 Çok kanallı sismik yansıma verileri için veri-işlem akışlarının şematik gösterimi. Kırmızı ile gösterilen adımlar MTA tarafından çalışma alanında toplanan çok kanallı sismik yansıma verilerine uygulanmamıştır.. 47
Şekil 2.7 CHIRP veri-işlem akışlarının şematik gösterimi 50
Şekil 2.8 Çok Işınlı Batimetri veri-işlem akışlarının şematik gösterimi.....51

Şekil 2.9 Jeolojik örnekleme için kullanılan standart "Box Core" türü ekipman. a) Ekipmanın suya indirilişi sonrasındaki görünümü ve b) Çamur örneğini aldıktan sonra ekipmanın gemi güvertesindeki görünümü 52
Şekil 2.10 Gaz kromatografisi için gerçekleştirilen jeolojik örnekleme çalışmasına ait görüntüler. a) Standart tıbbi şırınganın çamur öneğine saplanması, b) Şırınga içine alınan çamurun penisilin şişesine aktarılması ve c) Çamurun penisilin şişesine aktarılması sonrası geçirimsizliği sağlanmış penisilin şişesi..... 54
Şekil 2.11 GK analizi için kullanılan ekipmanların görünümü. a) Hassas terazi ile penisilin şişelerinin ağırlık ölçümleri, b) Sıcak su içerisinde penisilin şişesinin bekletilmesi ve çamur içindeki çözünmüş gazın şişenin üst kısmına toplanması, c) Gazın penisilin şişesinden alınması ve GC analiz cihazına aktarılması için kullanılan uygun ve geçirimsiz şırıngalar, d) Gazların penisilin şişesinden şırınga yardımıyla alınması, e) GC analiz cihazının genel görünümü..... 56
Şekil 2.12 Laboratuar ortamında gaz hidratların oluşturulması için kullanılan gaz hidrat deney düzeneği. a) Gaz hidrat oluşturma hücresi, b) Yaklaşık %30-40 gözenekliliğe sahip kum, c) Gaz karışımı oluşturma tüpü, d) Soğutma havuzu, e) Hidrolik pompa, f) Farklı türde gazları ihtiva eden sanayi tipi gaz tüpleri, g) Su soğutucu ve h) Vakum pompası..... 59
Şekil 3.1 Karadeniz' in bölgesel tektonik unsurları 64
Şekil 3.2 Karadeniz ve çevresinin paleo-tektonizmasının görünümü. a) Senomanyen dönemi paleotektonik haritası, b) Tetis Okyanusu' nun kuzeye yitimi ile Karadeniz havzasının açılmaya başlamasını A-A^{I} kesiti boyunca gösteren (ölçeksiz) şematik diyagram 66
Şekil 3.3 Karadeniz' in göreceli olarak geniş şelf alanları (kırmızı alanlar). Karadeniz bölgesindeki farklı alanlara ait topoğrafik profiller beyaz profiller boyunca Şekil 3.4' de gösterilmiştir..... 69
Şekil 3.4 Karadeniz' in farklı profiller boyunca günümüz topoğrafyasını gösteren kesitler. a) Karadeniz' in doğu - batı yönlü (Bulgaristan ile Gürcistan arası) jeomorfolojisi, b) BKB' yi güneydoğu - kuzeybatı yönlü kesen profil boyunca gözlenen jeomorfoloji, c) Orta Karadeniz' in kuzey - güney

yönlü jeomorfolojisi ve d) DKB' yi güneybatı - kuzeydoğu yönlü kesen profil boyunca gözlenen jeomorfoloji 70
Şekil 3.5 Karadeniz ve çevresinde aletsel dönemde meydana gelen depremlerin konumları, tarihleri ve odak çözümleri.....74
Şekil 3.6 Karadeniz ile Akdeniz arasındaki su ilişkisinin ölçeksiz şematik gösterimi. Oklar ile belirtilen rakamlar taşınan su kütlelerini, yağışı (Y), buharlaşmayı (B) ve akarsu girdilerini (A) göstermektedir (km^3 / yıl) 75
Şekil 3.7 Karadeniz' in son buzul döneminden günümüze kadar geçirdiği deniz seviyesi değişimleri ve etkilerini gösteren diyagram. Günümüz öncesi (GÖ) 25000 yılı aşan dönem içerisinde mavi ile gösterilen bölüm son buzul çağını (LGM) göstermekte olup, bu dönem aynı zamanda zorlanmış regresyon (FR) ve genç kuraklık (YD) dönemlerini de içermektedir. Kırmızı alan hızlı transgresyon (RT) sonrası dönem olup, bu dönem Karadeniz suyunun sıcak Akdeniz suyu ile ısıtıldığı dönem olarak söylenebilir.....77
Şekil 3.8 Çalışma alanının Karadeniz' in tektonik mimarisi içindeki konumu 79
Şekil 3.9 Ereğli-1 kuyusunun çalışma alanındaki stratigrafik birimler ile eşleştirilmiş halini gösteren şematik gösterim 80
Şekil 3.10 Çalışma alanının farklı bölgelerindeki deniz tabanı morfolojik özellikleri ve eğim değişimini veren şematik gösterim. a) Amasra açıklarında kıyıya dik bir profil boyunca deniz tabanı jeomorfolojisi, b) Akçakoca açıklarında kıyıya dik bir profil boyunca deniz tabanı jeomorfolojisi ve c) Çalışma alanı içerisinde kıyıya paralel uzanan bir profil boyunca deniz tabanı jeomorfolojisi.....82
Şekil 3.11 BKB kıtasal sınırları boyunca 1900' den günümüze kadar meydana gelmiş depremler 84
Şekil 4.1 Çok ışınlı batimetri verisinden elde edilen çalışma alanı deniz tabanı topoğrafyası.....87
Şekil 4.2 Çok ışınlı batimetri verisinden elde edilen deniz tabanı eğim haritası 89
Şekil 4.3 Çalışma alanı için de gözlenen standart (siyah düz çizgi) ve kör (siyah kesikli çizgi) kanyon eksenlerini gösteren topoğrafik harita. Kırmızı kesikli çizgiyle gösterilen beşgen alan Dondurur, Küçük ve Çifçi, (2013)

tarafından ortaya konan ve deniz tabanı heyelanlarını içeren Amasra Kütle Kayma Alanını göstermektedir. Beyaz çizgi ile gösterilen alanlar deniz tabanında meydana gelmiş heyelanların sınırlarını göstermektedir. Kesikli beyaz çizgi olası bir kütle kayma zonunu temsil etmektedir.....90

Şekil 4.4 Çalışma alanının kıyı kesiminde doğrudan karadan denize doğru meydana gelmiş heyelanlara (kırmızı oklar); a) Amasra' nın batısından ve b) Amasra' nın doğusundan örnekler.....91

Şekil 4.5 Çalışma alanının batı kesiminde bulunan bir sismik profil üzerinde yorumlanmış stratigrafik birimler.....92

Şekil 4.6 Kretase üst yüzeyinin görünür topoğrafyası (derinlikler saniye cinsindendir). Görünür topoğrafya sismik kesitler üzerinde işaretlenmiş Kretase üst yüzeyinin 1000 m aralıkla karelajlanmasından (gridleme) elde edilmiştir ve derinlik sismik kesitlerdeki sıfır zamanına (su yüzeyi) göredir.....93

Şekil 4.7 Çalışma alanının doğu kesiminde gözlenen Kretase Yükselimi (KY1) ve Kretase sonrası tortulların erozyonunu gösteren kesit.....94

Şekil 4.8 Paleosen üst yüzeyinin görünür topoğrafyası (derinlikler saniye cinsindendir). Görünür topoğrafya sismik kesitler üzerinde işaretlenmiş Paleosen üst yüzeyinin 1000 m aralıkla karelajlanmasından (gridleme) elde edilmiştir ve derinlik sismik kesitlerdeki sıfır zamanına (su yüzeyi) göredir.....95

Şekil 4.9 Eosen üst yüzeyinin görünür topoğrafyası (derinlikler saniye cinsindendir). Görünür topoğrafya sismik kesitler üzerinde işaretlenmiş Eosen üst yüzeyinin 1000 m aralıkla karelajlanmasından (gridleme) elde edilmiştir ve derinlik sismik kesitlerdeki sıfır zamanına (su yüzeyi) göredir.....96

Şekil 4.10 Miyosen üst yüzeyinin görünür topoğrafyası (derinlikler saniye cinsindendir). Görünür topoğrafya sismik kesitler üzerinde işaretlenmiş Miyosen üst yüzeyinin 1000 m aralıkla karelajlanmasından (gridleme) elde edilmiştir ve derinlik sismik kesitlerdeki sıfır zamanına (su yüzeyi) göredir.....98

Şekil 4.11 Çalışma alanı içerisinde gözlenen normal bileşenli fayların en güney sınırı ile ters bileşenli fayların en kuzey sınırını gösteren tektonik harita.....99

Şekil 4.12 Çalışma alanının doğu kesiminde, kıtasal yamaçta gözlenen bir kıvrım yapısı ve bu kıvrım yapısı üzerinde pozitif çiçek yapısı şeklinde yorumlanmış faylar 100
Şekil 4.13 Çalışma alanı içerisinde gözlenen gaz hidrat belirteçlerinin alansal olarak dağılımı 102
Şekil 4.14 Amasra Kütle Kayma Alanı içerisinde gözlenen sürekli-TBY' nin (siyah oklarla işaretlenmiş) sismik kesit üzerindeki görünümü. Sürekli-TBY altında akustik boşluk alanı düşük genlikli veya genliksiz transparan bölgeler olarak gözlenmektedir 104
Şekil 4.15 Deniz tabanı, TBY ve çevre genliklerin polaritelerini gösteren; a) Şekil 4.14' de dikdörtgen alanla (kesikli çizgi) sınırlanmış kesimin tamamının görünümü ve b) (a)' da siyah dikdörtgenle gösterilmiş alanın yakınlaştırılmış görünümü. Deniz tabanını temsil eden genlikler mavi ve deniz tabanına göre ters polariteli genlikler kırmızı renktedir. Polariteyi gösteren izler sismik kesit üzerine her üç ODN' nda bir çizdirilmiştir... 105
Şekil 4.16 Sürekli-TBY ve serbest gaz belirteci ilişkisini gösteren sismik kesitler. a) Altında serbest gaz anomalisi bulunmayan sürekli-TBY' lere çalışma alanının batı kesiminden örnek sismik veri, b) altında serbest gaz anomalisi bulunan sürekli-TBY' lere çalışma alanının batı kesiminden örnek sismik veri 107
Şekil 4.17 kz10-22 hattının kıtasal yamaç kesiminde hesaplatılmış karmaşık sismik nitelikler. a) Kazançsız genlik kesiti, b) yansıma gücü (zarf) kesiti, c) görünür polarite kesiti, d) anlık frekans kesiti ve e) anlık faz kesiti 110
Şekil 4.18 TBY' lerin gaz cephesiyle birleştiği bölgeleri gösteren; a) kazançsız genlik kesiti, b) genlik kesitinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın görünür polarite kesiti, c) genlik kesitinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın yansıma gücü (zarf) kesiti ve d) genlik kesitinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın anlık frekans kesiti 111
Şekil 4.19 TBY' lerin derin basende ürettiği çok yüksek genlikli anomalileri gösteren; a) genlik kesiti, b) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın görünür polarite kesiti, c) genlik kesiti üzerinde siyah

dikdörtgenle gösterilen alanın yansıma gücü (zarf) kesiti ve d) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın anlık frekans kesiti 112

Şekil 4.20 TBY' lerin derin basende ürettiği çok yüksek genlikli anomalileri gösteren; a) genlik kesiti, b) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın görünür polarite kesiti, c) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın yansıma gücü (zarf) kesiti ve d) genlik Kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın anlık frekans kesiti. 113

Şekil 4.21 Sığ gaz ve gaz hidrat belirteçleri üzerinde sismik veri türlerinin karşılaştırılması. a) Yüksek ayrımlı çok kanallı sismik veri, b) konvansiyonel sismik veri. Yüksek ayrımlı sismik verinin azami frekansı 200 Hz, konvansiyonel verinin ki ise 80 Hz civarındadır.....114

Şekil 4.22 Süreksiz-TBY' lerin sismik veri üzerinde görünümü. a) Çalışma alanın batı kesiminde gözlenen süreksiz-TBY' ler ve b) (a) şeklinde dikdörtgenle gösterilen alanın yakınlaştırılmış görünümü.....116

Şekil 4.23 Süreksiz TBY' leri kz12-44 hattı üzerinde gösteren; a) genlik kesiti, b) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın görünür polarite kesiti, c) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın yansıma gücü (zarf) kesiti ve d) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın anlık frekans kesiti.....117

Şekil 4.24 GD-KB yönlü kz12-39 hattı üzerinde gözlenen ve gaz hidrat kararlılık zonunun tabanını temsil eden ters polariteli, gelişmiş ve karmaşık yansımalar (kırmızı ok).....118

Şekil 4.25 Gelişmiş ters polariteli karmaşık yansımalar şeklinde gözlenen hidrat belirteçlerinin; a) genlik kesitindeki görünümü, b) yansıma gücü kesitindeki görünümü, c) görünür polarite kesitindeki görünümü ve d) anlık frekans kesitindeki görünümü 119

Şekil 4.26 Çalışma alanında gözlenen; a) basen tipi TBY içeren sismik kesit, b) kesitin yorumu.....120

Şekil 4.27 Çalışma alanında gözlenen; a) kıtasal yükselim tipi TBY içeren sismik kesit, b) kesitin yorumu 121

Şekil 4.28 Çalışma alanında gözlenen; a) tortul dalgası tipi TBY içeren sismik kesit, b) kesitin yorumu.....122
Şekil 4.29 Çalışma alanında gözlenen; a) sırt tipi TBY içeren sismik kesit, b) kesitin yorumu.....123
Şekil 4.30 Çalışma alanında gözlenen; a) kayma tipi TBY içeren sismik kesit, b) kesitin yorumu.....124
Şekil 4.31 Çalışma alanında gözlenen; a) antiklinal tipi TBY içeren sismik kesit, b) kesitin yorumu.....125
Şekil 4.32 Çalışma alanında gözlenen; a) kanyon tipi TBY içeren sismik kesit, b) kesitin yorumu.....125
Şekil 4.33 Çalışma alanının doğu kesiminde yer alan ve sürekli TBY tipi çoklu gaz hidrat belirteçlerini içeren sismik verinin; a) kıtasal yükselimden derin basene doğru olan kesimi, b) (a)' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın yakınlaştırılmış görünümü. En üstteki TBY güncel TBY (GTBY) ve altındaki TBY' lar çoklu-TBY (ÇTBY1 ve ÇTBY2) olarak adlandırılmıştır.....128
Şekil 4.34 Çalışma alanının batı kesiminde yer alan ve sürekli/süreksiz TBY tipi çoklu gaz hidrat belirteçlerini içeren sismik verinin; a) kıtasal yükselim kesimi, b) (a)' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın yakınlaştırılmış görünümü. En üstteki TBY güncel TBY (GTBY) ve altındaki TBY' ler çoklu-TBY (ÇTBY1, ÇTBY2, ÇTBY3 ve ÇTBY4) olarak adlandırılmıştır 129
Şekil 4.35 Çoklu-TBY' lerin altında gözlenen gelişmiş ters polariteli yansımaları gösteren; a) kz10-10 sismik hattı, b) (a)' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın yakınlaştırılmış hali.....130
Şekil 4.36 GTBY' nin 130 ms yukarısında gözlenen TBY benzeri belirteçleri gösteren (mavi oklar) sismik kesit. Sarı noktalar ÇTBY1' i, lacivert noktalar ÇTBY2' yi ve turuncu noktalar ÇTBY3' ü göstermektedir.....131
Şekil 4.37 Gaz hidrat anomali yokluğunun gözlendiği ASL1 kayması (deniz tabanı heyelanı - DTH), olası çamur volkanı (ÇV) ve olası gaz bacası (GB) yapılarının GD-KB uzanımlı kz10-26 hattı üzerindeki görünümü 132

Şekil 4.38 Gaz hidrat anomali yokluğunun gözlendiği ve çalışma alanını ikiye ayıran anomalisiz alanların kz10-32 profili üzerindeki görünümü 133
Şekil 4.39 ASL1 kaymasına yakın alanlarda gözlenen gelişigüzel normal polariteli ve gelişmiş yansıtıcıların; a) kz10-30 hattının kıtasal yükselim civarındaki görünümü, b) yansıma gücü kesiti, c) görünür polarite kesiti ve d) anlık frekans kesiti 134
Şekil 4.40 TBY' nin derinlik değişkenlikleri ve yokluğunu gösteren sismik kesit .. 135
Şekil 4.41 Dalgalı TBY uzanımını gösteren a) zaman ortamındaki genlik kesiti, b) (a)' daki kesitin zaman-derinlik dönüşümü ile derinliğe çevrilmiş hali, c) deniz tabanı, gözlenen TBY ve şekil üzerinde gösterilen koşullar için hesplanan TBY' yı içeren diyagram 136
Şekil 4.42 TBY tiplerinin çalışma alanı içerisindeki dağılımları 139
Şekil 4.43 Çoklu-TBY anomalilerinin çalışma alanı içerisindeki dağılımı 140
Şekil 4.44 Gaz hidrat kararlılık zonu kalınlık haritası. Hidrat kararlılık zonu, çalışma alanının tamamında en sığ TBY (güncel TBY) için hesaplatılmıştır 141
Şekil 4.45 Sığ gaz belirteçlerinin çalışma alanı genelindeki dağılımı 143
Şekil 4.46 Amasra Kütle Kayma Alanı civarında gözlenen akustik boşluk alanına örnek bir sismik kesit 145
Şekil 4.47 Amasra Kütle Kayma Alanı boyunca görülen geniş akustik türbidite alanları 146
Şekil 4.48 Çalışma alanının güneydoğu kesiminde gözlenen akustik türbidite alanlarının; a) genlik kesiti üzerinde görünümü, b) genlik kesitinde kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın görünür polarite kesiti, c) genlik kesitinde kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın zarf (yansıma gücü) kesiti, d) genlik kesitinde kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın anlık frekans kesiti 147
Şekil 4.49 Çalışma alanının batısında kıtasal yükselim boyunca gözlenen gömülü gaz bacaları 149
Şekil 4.50 Çalışma alanının doğusunda bulunan kz10-13 profilinin derin basen başlangıcında gözlenen gömülü gaz bacaları 150
Şekil 4.51 Üst yüzeyinde gelişmiş ters polariteli yansımalar bulunan akustik sütun yapılarına çalışma alanının doğu kesiminden bir örnek 151

Şekil 4.52 Şekil 4.51' de kırmızı dikdörtgenle belirlenmiş alan için hesaplatılmış karmaşık sismik nitelikler. a) Görünür polarite kesiti, b) yansıma gücü kesiti ve c) anlık frekans kesiti 152
Şekil 4.53 Çalışma alanı içerisinde gözlenen; a) konik şekilli volkan kraterine sahip çamur volkanının sismik kesit üzerindeki görünümü, b) kesitin yorumu 153
Şekil 4.54 Çalışma alanı içerisinde gözlenen; a) düz şekilli volkan kraterine sahip çamur volkanının sismik kesit üzerindeki görünümü, b) kesitin yorumu. 154
Şekil 4.55 Çalışma alanı içerisinde gözlenen; a) volkan krateri düz olan çamur volkanının sismik kesit üzerindeki görünümü, b) aynı yapının Chirp sığ mühendislik sismiği verisi üzerindeki görünümü ve c) (a)' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın yakınlaştırılmış görünümü 155
Şekil 4.56 Çalışma alanı içerisinde gözlenen; a) çöküntü türü volkan kraterine sahip çamur volkanının sismik kesit üzerindeki görünümü, b) kesitin yorumu. 156
Şekil 4.57 Çalışma alanındaki çamur volkanlarının gaz hidrat belirteçleri ve gaz hidrat kararlılık zonunu keserek deniz tabanına ulaşmasını gösteren örnek sismik veri 157
Şekil 4.58 Çalışma alanı genelinde çamur volkanlarının dağılımı ve çamur volkanlarına verilen isimler 158
Şekil 4.59 Çamur volkanı yapıları üzerinde hesaplatışmış karmaşık sismik nitelikler. a) genlik kesiti, b) (a)' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın görünür polarite kesiti, c) (a)' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın zarf kesiti, d) (a)' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın anlık frekans kesiti 160
Şekil 4.60 Amasra Kütle Kayma Alanı' nda gözlenen pagoda yapıları 161
Şekil 4.61 kz10-27 hattı üzerinde gözlenen seyrek gaz alanları. ASL1 kayması altında gözlenen seyrek gaz alanları akustik türbidite türü sığ gaz belirtecinin üzerinde bulunan ve şekil itibariyle gaz bacasına benzeyen türdedir. Sismik kesitin KB kesiminde yer alan seyrek gaz alanı ise şekli itibariyle gelişigüzel bir geometriye sahip olup, TBY (kırmızı ok) üzerinde yer almaktadır 162

Şekil 4.62 kz10-27 hattı üzerinde gözlenen (Şekil 4.61 üzerinde gösterilen kırmızı dikdörtgen) seyrek gaz alanları için hesaplatılmış; a) görünür polarite, b) yansıma gücü ve c) anlık frekans kesiti.....163
Şekil 4.63 KZ11 istasyonundan alınan; a) karot örneğinin görünümü, b) kil yüzdesinin derinlikle değişimi, c) silt yüzdesinin derinlikle değişimi, d) kum yüzdesinin derinlikle değişimi, e) $CaCO_3$ yüzdesinin derinlikle değişimi ve f) su muhtevasının derinlikle değişimi.....167
Şekil 4.64 KZ12 istasyonundan alınan; a) karot örneğinin görünümü, b) kil yüzdesinin derinlikle değişimi, c) silt yüzdesinin derinlikle değişimi, d) kum yüzdesinin derinlikle değişimi, e) $CaCO_3$ yüzdesinin derinlikle değişimi ve f) su muhtevasının derinlikle değişimi.....168
Şekil 4.65 KZ14 istasyonundan alınan; a) karot örneğinin görünümü, b) kil yüzdesinin derinlikle değişimi, c) silt yüzdesinin derinlikle değişimi, d) kum yüzdesinin derinlikle değişimi, e) $CaCO_3$ yüzdesinin derinlikle değişimi ve f) su muhtevasının derinlikle değişimi.....169
Şekil 4.66 Spektrofotometri yöntemi sonucunda her 5 cm için elde edilen; a) KZ11 istasyonu, b) KZ12 istasyonu ve c) KZ14 istasyonu için organik karbon miktarı. Organik karbon her 5 cm için Spektrofotometri yöntemine tabi tutulan 1 gr tortul örneğindeki organik karbon miktarının mg cinsinden ağırlığını göstermektedir.....172
Şekil 4.67 Analiz edilen tortul örneklerinden elde edilen organik madde ve organik karbon değerleri kullanılarak her 5 cm için hesaplatılan; a) KZ11 istasyonu TOM ve TOK yüzdeleri, b) KZ12 istasyonu TOM ve TOK yüzdeleri, c) KZ14 istasyonu TOM ve TOK yüzdeleri. TOK eşik yüzdesi Claypool ve Kaplan, (1974) tarafından ortaya konan % 0,5' lik değerdir ve bir havzanın TOK açısından bu değerin üstünde olması, o havzayı serbest gaz üretimi açısından uygun hale getirmektedir 173
Şekil 4.68 Gaz kromatografisi neticesinde elde edilen ham analiz sonuçları.....175
Şekil 4.69 Normalizasyon sonrasında ekonomik değere sahip gazların kendi aralarındaki dağılımı.....177
Şekil 4.70 Gözenek suyu tuzluluğunun %100 CH_4 gaz bileşimi için gaz hidrat denge koşullarına etkisini gösteren gaz hidrat denge eğrileri. a) saf gözenek suyu

(kırmızı eğri) ve ‰3 gözenek suyu tuzluluğu (yeşil eğri) tanımlanarak elde edilen gaz hidrat denge eğrileri, b) (a) şeklinde dikdörtgen ile gösterilen alanın yakınlaştırılmış görünümü.....179
Şekil 4.71 Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrileri. CH_4 gazı karşısında artan Etan, Karbondioksit ve Hidrojen Sülfür gazı yüzdelerinin eğri şekli ve konumunda yarattığı değişiklikleri göstermektedir.....180
Şekil 4.72 Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrileri. CH_4 gazı karşısında artan ağır hidrokarbon gazı yüzdelerinin eğri şekli ve konumunda yarattığı değişiklikleri göstermektedir.....181
Şekil 4.73 Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrileri. CH_4 gazı karşısında artan ekonomik ve ekonomik olmayan gazların yüzdelerinin eğri şekli ve konumunda yarattığı değişiklikleri göstermektedir.....183
Şekil 4.74 Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrileri. CH_4 gazı karşısında artan ekonomik gazların yüzdelerinin eğri şekli ve konumunda yarattığı değişiklikleri göstermektedir.....185
Şekil 4.75 Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrileri. Karbondioksit ve Hidrojen Sülfür gazlarının belirli bir gaz bileşiminde birbirilerine göre artış/azalış göstermesi neticesinde elde edilen gaz hidrat denge eğrileri.....186
Şekil 4.76 Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrileri. Etan ve Propan gazlarının belirli bir gaz bileşiminde birbirilerine göre artış/azalış göstermesi neticesinde elde edilen gaz hidrat denge eğrileri.....187
Şekil 4.77 Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrileri. Toplam Etan ve Propan oranının belirli bir gaz bileşiminde diğer ekonomik gazlara göre artış/azalış göstermesi neticesinde elde edilen gaz hidrat denge eğrileri.....188
Şekil 4.78 Gaz hidrat deneysel oluşum ve çözünme süreçlerinin basınç ve sıcaklık açısından grafiksel gösterimi 190

Şekil 4.79 Gaz hidrat çözünme süreci (Şekil 4.79' de lacivert dikdörtgenle belirlenen alan) ve bu süreçte yüzey gazı örneğinin alındığı basınç değerleri ve zamanları gösteren grafik gösterimi 191
Şekil 4.80 Gaz hidrat basınç düşürme süresince elde edilen yüzey gazlarının bileşimi. 193
Şekil 5.1 Serbest gaz ve gaz hidrat belirteci ilişkisini ortaya koyan şematik gösterim. a) Altında serbest gaz belirteci bulunan TBY' lar, b) altında gaz hidrat oluşumu sonrasında kalıntı gaz bulunan TBY' lar. Şekiller ölçeksiz olarak hazırlanmıştır ve gaz hidrat içeren tortulların kalınlığı (TBY' dan itibaren) çalışma alanı hidrat içeren tortul kalınlığını yansıtmamaktadır 196
Şekil 5.2 Tortul dalgalarının geliştiği alanlar (siyah çizgi ile sınırlanmış alan) ve bu alanlar içerisinde gaz hidrat belirteçlerinin gözlendiği alanların (sarı transparan zon) detaylı deniz tabanı topoğrafyası üzerindeki görünümü 212
Şekil 5.3 Sürekli ve Süreksiz-TBY' ler ile şelfte gözlenen tortul ilerlemesi alanlarının çalışma alanı içerisindeki dağılımı 218
Şekil 5.4 Değişken morfolojiye sahip TBY' nin görünümü ve gaz hidrat oluşumu için gereken poroziteye sahip tortul kolonunu (kırmızı transparan alan) gösteren sismik kesit 226
Şekil 5.5 Yanal yönde değişken gaz hidrat kararlılık zonu kalınlığını yaratabilecek değişken gaz bileşimi alanlarını gösteren sismik kesit. Gaz hidrat alanları (kahverengi transparan alanlar) kararlılık zonunun kalınlaşmasını sağlayan ve metan gazı ile birlikte hidrokarbon, CO_2 ve H_2S gibi gazların bileşiminden oluşmuş gaz hidrat alanlarını, metan hidrat alanları (yeşil transparan alanlar) ise saf metan veya metan baskın gaz bileşimlerinden oluşmuş gaz hidrat alanlarını göstermektedir. 228
Şekil 5.6 Değişken morfolojiye sahip TBY ve civarında gelişen jeolojik süreçleri gösteren sismik profil. Sarı zig-zag şekilli oklar volkanik Kretase biriminden türediği düşünülen hidrotermal akışkanlar ve/veya volkanizma kökenli gazları göstermektedir. Değişken morfolojiye sahip TBY kırmızı oklarla gösterilmiştir. Şekil üzerindeki 1.zon yüksek gözenek basıncına bağlı olarak TBY' nin derinleştiği, 2. zon yüksek ısı akısına bağlı olarak

TBY' nin sığlaştığı, 3.zon düşük ısı akısı zonuna bağlı olarak TBY' nin tekrar derinleştiği ve 4.zon ise gaz bileşimin daha CH_4 baskın hale geldiği alanı temsil etmektedir 232
Şekil 5.7 Günümüzde değişken morfolojiye sahip TBY' nin geçmiş dönem deniz tabanı (kırmızı kesikli çizgi) ile uyumlu olması ve günümüze kadar erozyonel olarak aşınan tortullar (sarı alanlar) ve civarında gelişen jeolojik süreçleri gösteren sismik profil 234
Şekil 5.8 Gaz hidrat çözünmesi ile tetiklenebilecek deniz tabanı heyelanlarının şematik gösterimi. a) Genç Kuraklık dönemi koşullarında oluşmuş gaz hidrat kararlılık zonu, b) Hızlı Transgresyon dönemi ile kıtasal yamaçta meydana gelen değişimler neticesinde başlayan gaz hidrat çözünmesi, c) Gaz hidrat çözünmesi ile artan gözenek basıncına bağlı olarak kıtasal yamaçta tetiklenen deniz tabanı heyelanı 239
Şekil 5.9 Gaz hidrat oluşumu ile birincil kayma yüzeyi ilişkilerinin şematik gösterimi. a) gaz hidrat oluşumu öncesi yamaç tortulları, b) hidrat oluşumu sonrası gaz hidrat içeren konsolide tortullar. Şekillerde gösterilen ara yüzeyler deniz tabanını (DT), tabana benzeyen yansıtıcıyı (TBY) ve birincil kayma yüzeyini (BKY) göstermektedir 241
Şekil 5.10 Gaz hidrat oluşumu ile birincil kayma yüzeyi ilişkilerinin şematik gösterimi. a) gaz hidrat oluşumu öncesi yamaç tortulları, b) gaz hidrat oluşumu sonrası birincil kayma yüzeyinin gaz hidrat kararlılık zonu tabanına göç etmesi, c) gaz hidrat oluşumu sonrası birincil kayma yüzeyinin gaz hidrat kararlılık zonunun altına göç etmesi. Şekillerde gösterilen ara yüzeyler deniz tabanını (DT), tabana benzeyen yansıtıcıyı (TBY) ve birincil kayma yüzeyini (BKY) göstermektedir 242
Şekil 5.11 Sıcak Akdeniz Suyu (SAS) girişi ile değişen gaz hidrat denge koşullarını gösteren diyagram. a) Son buzul çağı süresince Karadeniz' de 1750 m su derinliğindeki gaz hidrat kararlılık koşulları, b) SAS girişine bağlı olarak meydana gelen deniz tabanı ısınmasının yarattığı kararlılık zonu incelmesi 249
Şekil 5.12 Karadeniz' de hızlı sedimantasyona bağlı olarak değişen gaz hidrat denge koşullarını gösteren diyagram. a) Tortul yükü gelişmeden önce Karadeniz'

de 1750 m su derinliğindeki gaz hidrat kararlılık koşulları, b) 100 m' lik tortul yükü oluştuktan sonra değişen gaz hidrat kararlılık zonu koşulları ve kararlılık zonu incelmesi 250

Şekil 5.13 Son gölsel dönemde Karadeniz havzasındaki farklı deniz seviyelerinin GHKZ üzerinde yarattığı etkilerin şematik gösterimi. DT_0 günümüz deniz tabanı koşullarını, GHKZT gaz hidrat kararlılık zonu tabanını ve JG jeotermal gradyanı ifade etmektedir 254

Şekil 5.14 CO_2 içeren hidratlarla hidrokarbon gazları arasındaki etkileşimin şematik gösterimi. a) Çalışma alanında oluşabileceği öngörülen CO_2 içeren hidratlar ve hidrat kararlılık zonuna doğru göç eden hidrokarbon gazları, b) hidrokarbon gazları ile CO_2 içeren hidratlar arasında meydana gelen gaz yer değiştirmesi ve c) Gaz yer değiştirmesi neticesinde oluşmuş hidrokarbon gazı içeren hidratlar ve CO_2' nin hidrat kararlılık zonu tabanının altına geçmesiyle bu derinliklerde meydana gelen gaz kompozisyonu değişimi 257

Şekil 5.15 Çoklu gaz hidrat içeren sedimanter birimler ve bunlara bağlı olarak sismik verilerde gözlenen çoklu-TBY' lerin oluşum ve gelişimini son 130000 yıllık süreçte gösteren diyagram 264

Şekil 5.16 Çoklu-TBY içeren sismik kesit ve farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrilerini içeren diyagram. 34° C/km jeotermal gradyan değeri için farklı derinliklerdeki TBY' lerin hangi gaz bileşimine istinaden oluştuğu, TBY derinliği, denge eğrileri ve jeotermal gradyanın kesiştiği derinliğe göre ortaya konulmaktadır. GTBY günümüz kararlılık koşullarında oluşmuş gaz hidrat kararlılık zonu tabanına denk gelen güncel TBY' yi, ÇTBY' ler ise çoklu TBY' leri ifade etmektedir 266

TABLOLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 2.1 Dönemlere göre toplanan veri türleri 35
Tablo 2.2 Tez kapsamında toplanan verilerin değerlendirilmesi için kullanılan laboratuar altyapıları 35
Tablo 2.3 Navigasyon parametreleri 37
Tablo 2.4 Sismik veri kayıt parametreleri 38
Tablo 2.5 Derinlik kontrol birimi ekipmanları 39
Tablo 2.6 Enerji kaynağı bileşenleri ve parametreleri 39
Tablo 2.7 Atış-Alıcı düzenine ait parametreler 39
Tablo 2.8 Çalışma alanında 1999 yılında MTA tarafından toplanan sismik veri toplama parametreleri 41
Tablo 2.9 Sığ mühendislik sismiği sistemine ait parametreler 42
Tablo 2.10 Çok ışınlı batimetri sistemine ait parametreler 44
Tablo 2.11 Jeolojik örnekleme çalışmasına ait genel bilgiler 52
Tablo 2.12 Jeolojik örnekleme istasyonlarına ait detaylı bilgiler 55
Tablo 3.1 Karadeniz' in oluşumu için önerilen jeolojik oluşum modelleri 67
Tablo 4.1 Çalışma alanında gözlenen çamur volkanlarının konum bilgileri ile geometrik özellikleri gibi bilgileri içeren tablo 159
Tablo 4.2 KZ11 istasyonu için jeoteknik analizlerden elde edilen yaş tortul ağırlığı, su ağırlığı, kuru tortul ağırlığı ve Ağırlık Hacim yöntemiyle hesaplanmış gözeneklilik yüzdeleri 170
Tablo 4.3 KZ12 istasyonu için jeoteknik analizlerden elde edilen yaş tortul ağırlığı, su ağırlığı, kuru tortul ağırlığı ve Ağırlık Hacim yöntemiyle hesaplanmış gözeneklilik yüzdeleri 170
Tablo 4.4 KZ14 istasyonu için jeoteknik analizlerden elde edilen yaş tortul ağırlığı, su ağırlığı, kuru tortul ağırlığı ve Ağırlık Hacim yöntemiyle hesaplanmış gözeneklilk yüzdeleri 170
Tablo 5.1 Farklı porozite ve hidrat doymuşluğu için hesaplatılan gaz hidrat hacmi (km^3) 268

Tablo 5.2 Farklı porozite ve satürasyon değerleri için gaz hidratların içerebileceği net CH_4 hacmi (km^3). Kırmızı değerler çalışma alanında sığ tortul örneklerinden hesaplatılmış % 20 ortalama porozite ve dünya genelindeki ortalama hidrat satürasyonu aralığı için CH_4 hacmini göstermektedir 269

BÖLÜM BİR
GİRİŞ

1.1 Tez Çalışmasının Amacı

Sığ gaz ve gaz hidratların jeofizik ve jeolojik anlamda araştırılması 1990' lı yıllardan günümüze kadar hızla artış göstermiş ve günümüzde en çok çalışılan bilimsel araştırma konularından biri halini almıştır. Özellikle dünyada artan enerji ihtiyacının, bu tipteki çalışmaların yaygınlaşması anlamında çekici güç olduğu söylenebilir. Enerji kaynakları açısından önem arz etmesinin yanı sıra, bu tipteki jeolojik yapılar potansiyel yer tehlike alanları (geo-hazard) ve potansiyel iklimsel tehlikeler açısından da önem teşkil etmektedir. Denizel tortullarda oluşabilen sığ gaz birikimleri gaz hidratların oluşumu için gereken serbest gazın birincil kaynağını oluşturmaktadır. Ayrıca derinlerdeki termojenik kökenli hidrokarbon gazları ve/veya volkanizma kökenli gazlar da sığ gaz birikimlerinin oluştuğu derinliklere çeşitli yollarla (fay, çatlak, vs.) ulaşarak sığ gaz birikimleri oluşturabilir ve gaz hidratların kompozisyonunda yer alabilir. Gaz hidratlar oluştukları ortamda gözenekleri çimentoladıkları için gaz hidrat içeren tortullar örtü kayaç özelliği göstermekte ve bu tipteki sedimanter ortamların altı serbest gazlar için kapan oluşturabilmektedir.

Metan gazının sığ gaz oluşumunda en yaygın gaz türü olduğu bilinmekte olup (Milkov ve Sassen, 2002), sığ gaz birikimleri ve bununla ilişkili olarak gaz hidrat birikimleri için birincil gaz bileşenini bu gazın oluşturduğu söylenebilir. Sığ gaz ve gaz hidrat birikimleri henüz endüstriyel açıdan üretim potansiyeli sunmasa da, bu tipteki alanlar özellikle metan gazı içeriği sebebiyle gelecekte potansiyel üretim alanları halini alabilir. Bununla birlikte, gaz hidratlar yüksek metan içeriğinden dolayı geleceğin enerji kaynakları olarak görülmektedir. Günümüzde gaz hidratlardan gaz üretilmesine yönelik olarak gerçekleştirilen araştırma-geliştirme projelerinin test aşamasına geçmiş olmasının, gaz hidratları yakın geleceğin enerji kaynakları haline getirdiği söylenebilir. Ayrıca, bu tipteki jeolojik oluşumların bileşimlerinde ağır hidrokarbon gazlarını da bulundurabiliyor olması, böyle alanlarda derinlerdeki termojenik kökenli hidrokarbon rezervuarlarının varlığına işaret etmekte

olup, bu durum özellikle gaz hidratların petrol endüstrisinde geleneksel olmayan (unconventional) hidrokarbon belirteçleri arasında yerini almasını sağlamıştır.

Sığ gazlar ve gaz hidratlar birbiri ile ilişkili iki farklı jeolojik yapı olsa da, gaz hidratlar, sığ gaz birikimlerinin varlığına bağlı olarak oluşabilen jeolojik yapılar arasında sayılmaktadır (Kvenvolden, Ginsburg ve Soloviev, 1993; Ginsburg ve Soloviev, 1997). Sığ gazların varlığı ile ilgili oluşabilecek diğer yapılar, çopurlar (Dondurur, Çifçi, Drahor ve Coşkun, 2011), çamur volkanları (Krastel ve diğer., 2003), çamur diyapirleri (Judd ve Hovland, 2007), gaz bacaları ve gaz sızıntıları (Judd ve Hovland, 1992) şeklinde sıralanabilir. Sığ gazlara bağlı olarak oluşmuş bu yapıların hidrokarbon belirteçleri olmaları ya da gaz hidratların yakın geleceğin enerji kaynakları olarak sayılması bir yana, bu tipteki yapıların oluştuğu ortamların potansiyel yer tehlike alanları oluşu nedeniyle iyi araştırılması ve ortaya konması endüstriyel faaliyetler ya da mühendislik yapılarının doğru bir şekilde üretilmesi ve sürdürülmesi açısından önemli bir gerekliliktir.

Karadeniz, dünyanın en büyük anoksik kıtalararası havzası olup, anoksik bir havza ve yüksek sedimantasyon oranına sahip oluşu, organik maddece zengin tortulların oluşması ve korunmasını beraberinde getirmektedir. Bu durumun doğal bir sonucu olarak Karadeniz tortulları, gaz üretimine oldukça elverişli hale gelmektedir. 1990' lı yıllardan bu yana gerçekleşen araştırmaların tamamına yakını, sığ gaz anomalileri (Blinova, Ivanov ve Bohrmann., 2003; Reitner, Peckmann, Reimer, Schumann ve Thiel, 2005; Krastel ve diğer., 2003; Popescu, Lericolais, Panin, De Batist ve Gillet, 2007; Dondurur ve Çifçi, 2008), deniz tabanında meydana gelen gaz sızıntıları (Klaucke ve diğer., 2006; Naudts ve diğer., 2006; Römer ve diğer., 2012) ve deniz tabanında meydana gelen petrol sızıntıları (Kruglyakova, Byakov, Kruglyakova, Chalenko ve Shevtsova, 2004; Körber ve diğer., 2014) gibi hidrokarbon varlığını gösteren jeolojik yapıları ortaya koymuştur.

Tez kapsamında çalışma alanı olarak Batı Karadeniz' de Zonguldak ile Amasra - Kurucaşile arasında kalan bölgenin kıtasal sınırındaki sığ gaz ve gaz hidrat birikimleri şelf ile abisal düzlük arasında jeofizik ve jeolojik yöntemler ile

araştırılmıştır ve bu yapıların oluşumu ile oluşum süreçleri sonrası etkileri ortaya konmaya çalışılmıştır. Çalışma kapsamında araştırılan alanın hidrokarbon potansiyeline sahip olduğu düşünülmektedir ve Türkiye Petrolleri (TP) tarafından çalışma alanının yakınlarındaki Akçakoca şelfinde Erken Eosen yaşlı türbidit istiflerinden önemli miktarda gaz üretiminin gerçekleştirilmesi bu düşünceyi kuvvetlendirmektedir. Tez çalışmasının temel amaçları;

i) Potansiyel sığ gaz birikimleri ve gaz hidratların çalışma alanındaki dağılımının belirlenmesi,

ii) Sığ gaz birikimi anomalilerinin ve gaz hidrat anomalilerinin sınıflanması,

iii) Potansiyel sığ gaz birikimleri ve gaz hidratların çalışma alanı içerisindeki jeolojik oluşum ve değişim süreçlerinin ortaya konulması,

iv) Sığ gaz kompozisyonu ve gaz hidrat kompozisyonunun jeolojik örnekleme ile ortaya konulması,

v) Bölgedeki potansiyel gazların kökeninin tayin edilmesi,

vi) Teorik gaz hidrat modelleme çalışması ile alandaki potansiyel gaz hidratların hangi gaz bileşimlerinden oluşabileceğinin tayin edilmesi,

vii) Potansiyel gaz hidrat alanlarında metan gazı için rezerv kestirimi yapılması,

viii) Gaz hidratların laboratuar ortamında modellenmesi ile oluşum ve çözünme davranışlarını inceleyerek, tortullar içerisinde gözlenen birden fazla gaz hidrat anomalilerinin oluşum mekanizmasının ortaya konulması,

ix) Gaz hidrat çözünmeleri ve erozyonel süreçler arasındaki bağlantıyı ortaya koymak,

olarak sıralanabilir. Bu problemlere ışık tutularak çalışmanın ortaya koyacağı yenilikler ekonomik, teknik ve bilimsel yenilikler olacaktır.

Ekonomik anlamdaki yenilikler, envanter niteliğinde olan potansiyel sığ gaz ve gaz hidrat alanlarının saptanması ve bölgenin yakın geleceğin enerji kaynakları olan gaz hidratlar açısından öneminin ortaya çıkarılması, potansiyel gaz hidrat alanlarında rezerv hesaplamaları yapılarak metan rezervinin kestirilmesi, sığ tortullardaki gaz bileşimi ve gaz kökeninin tayin edilmesi ile alanın hidrokarbon potansiyelinin ortaya çıkarılması şeklinde sıralanabilir. Tezin sağlayacağı teknik yenilikler sığ gaz ve gaz hidrat alanlarının belirlenmesi ile potansiyel yer tehlike alanlarının ortaya çıkarılması şeklindedir ve bu tipteki yenilikler özellikle gelecekte inşa edilebilecek mühendislik yapıları ve sondaj platformlarının konumlandırılması açısından önem arz etmektedir.

Çalışma alanında bilimsel araştırmaların çok az olması sebebiyle ve tez kapsamında elde edilen veri gruplarının geçmiş yıllardaki çalışmalarda bir emsali bulunmaması sebebiyle ekonomik ve teknik yeniliklerin tamamı aynı zamanda bilimsel yeniliklerin de bir kısmını oluşturmaktadır. Tez çalışmasının sağlayabileceği diğer bilimsel yeniliklerden ilki, sığ gaz ve gaz hidratların Karadeniz' in güney batısındaki oluşum mekanizması ve türlerini ortaya koymak şeklindedir. Diğer bir bilimsel yenilik, dünyada henüz oluşum mekanizması ile ilgili net bir açıklama olmayan çoklu gaz hidrat anomalilerinin oluşum süreçlerini gaz hidrat laboratuar deneylerinden faydalanılarak ortaya koymak olacaktır. Çalışma kapsamında elde edilen çok ışınlı batimetri verisi ile çalışma alanı içerisindeki detaylı deniz tabanı morfolojisi haritalanarak bilimsel olarak ilk defa açığa çıkartılmış olacaktır. Ayrıca tez çalışmasının birincil veri grubunu oluşturan sismik veriler ve batimetri verisi yardımıyla çalışma alanında gaz hidratlar ve yamaç aşağı kütle hareketleri arasındaki ilişkinin ortaya konulması hedeflenmektedir. Bununla birlikte çalışma alanındaki ana stratigrafik seviyeler ve faylar gibi yapısal unsurlar da haritalanarak bu bulguların da sığ gaz ve gaz hidratlarla bağlantısı olup olmadığı araştırılacak konular arasında yer almaktadır.

1.2 Tez Çalışmasının İçeriği

Tez çalışması sığ gaz ve gaz hidratların jeolojik ve jeofizik yöntemlerle, belirlenen çalışma alanında araştırılmasını ve teorik ve laboratuar ortamında modelleme çalışmaları ile bu yapıların oluşum mekanizmasının ortaya konulmasını kapsamaktadır. Tez çalışmasının içeriği, teze konu olan bilimsel problemlerle ilgili haritalama, anomali gruplaması, anomalinin oluşmasına sebep olabilecek bileşenlerin ve kökeninin ortaya çıkarılması, anomali alanlarında hacim hesabı ile rezerv kestirimi ve anomalileri oluşturan jeolojik yapılar için oluşum modeli ortaya koyma temellerine dayanmaktadır.

Çalışmanın birinci bölümü olan giriş bölümünde çalışmanın amacı, tez çalışmasına konu olan problemler ve tezin ortaya koyabileceği yenilikler açıklanmaya çalışılmış ve ardından gaz hidratlar ve sığ gaz birikimlerine dair genel bilgiler verilmiştir. Sığ gaz ve gaz hidratların oluşum koşulları, araştırılması ve literatürde dünya genelinde ve Karadeniz' de bu konular hakkında yapılan çalışmalar anlatılarak tez çalışmasının önemi vurgulanmıştır.

İkinci bölüm metodoloji üzerine olup, tez çalışması kapsamında saha verilerinin temin edilmesi, saha verilerinin analizi ve laboratuar ortamında gerçekleştirilen analiz çalışmaları anlatılmıştır. Bu bölümde saha verileri jeofizik veriler ve jeolojik veriler olmak üzere iki alt başlıkta verilerin toplanması ve analiz edilmesi olarak anlatılmıştır. Ayrıca gaz hidrat modelleme çalışmaları hem teorik hem de laboratuar ortamında gaz hidrat oluşturma deneyleri olarak iki farklı başlıkta detaylandırılmıştır.

Tezin üçüncü bölümünde Karadeniz' in jeolojik, tektonik ve oşinografik çatısı literatüre dayalı olarak Karadeniz' in oluşumundan günümüze kadar olan süreçte anlatılmıştır. Takip eden alt başlıklar içerisinde çalışma alanı tanıtılmış ve çalışma alanının içerisinde bulunduğu bölgenin jeolojik, tektonik ve jeomorfolojik özellikleri detaylandırılmıştır.

Dördüncü bölüm tez çalışması kapsamında kullanılan verilerin yorumlanmasıyla elde edilen bulguları ortaya koymaktadır. Bu bölümde jeolojik, jeofizik ve deneysel laboratuar çalışmalarından elde edilen bulgular ve bu bulgulara dair detaylar anlatılarak, tartışma bölümü için gereken bilgi zemini oluşturulmuştur. Elde edilen bulgular analiz edilmiş veri örnekleri ile zenginleştirilerek anlatılmaya çalışılmıştır. Bölüm, gaz hidrat anomalilerinin ve sığ gaz anomalilerinin çalışma alanında dağılımını, anomali türlerini ve veriler üzerindeki anomali özelliklerini içermektedir. Çalışma alanından elde edilen jeolojik verilere dair sonuçlarla jeofizik veriler üzerinde gözlenen anomaliler desteklenerek zenginleştirilmeye çalışılmıştır.

Beşinci bölümde elde edilen bulgulara istinaden tartışma bölümü tamamlanmıştır. Bölüm içerisinde anomalilerin işaret ettiği sığ gaz ve gaz hidrat yapılarının oluşum ve gelişim sebepleri çalışma alanı kapsamında değerlendirilmiş daha sonra gerek dünyada gerekse de Karadeniz' de yapılan çalışmalarla mukayese edilerek benzerlik ve farklılıklar tespit edilmiştir. Literatüre nazaran farklılık arz eden bulgular farklılıkları yaratan oluşum nedenleri açısından değerlendirilmeye çalışılmıştır.

1.3 Gaz Hidratlar

Gaz hidratlar, su moleküllerinin düşük molekül ağırlığına sahip gazları kapanlamasıyla oluşabilen buz görünümüne sahip kristal yapıdaki katılardır. Yüksek basınç ve düşük sıcaklık koşulları (termo-barik koşullar) altında oluşabilen gaz hidratlar, başta metan gazı olmak üzere bazı farklı gazlardan ya da bu gazların karışımından nadiren karasal ortamlarda ve genellikle denizel tortullarda oluşabilmektedir (Max, Johnson ve Dillon, 2013). Metan gazı için teorik olarak 1 m^3 gaz hidrat 0,8 m^3 su ve 164 m^3 Metan gazı içermektedir. Rakamsal oran, gaz hidratların çok küçük hacimler için bile çok büyük bir gaz rezervi sunduğunu göstermektedir. Kumar, (2009)' a göre gaz hidratların içerdiği doğal gaz miktarı, dünyada bilinen konvansiyonel gaz rezervlerinin yaklaşık 110 katı civarındadır ve bu hesaplamaya kutup bölgeleri, doğu Avrupa ve Karadeniz dahil değildir. Ayrıca,

doğada bulunan organik karbon miktarının yarısından fazlasının da gaz hidratlarca barındırıldığı da öngörülmektedir (Kvenvolden, 1988).

Gaz hidratlar ekonomik önem, potansiyel yer tehlikeleri ve potansiyel atmosferik tehlikeler arz etmektedir. Bu tipteki jeolojik oluşumların ekonomik olarak sunduğu önem, yüksek metan gazı içeriği sebebiyle geleceğin enerji kaynağı sayılması, oluştukları sedimanter ortamı çimentolama özelliği sebebiyle geçirimsiz hale getirmeleri ve dolayısıyla gaz hidrat içeren tortulların iyi bir kapan oluşturması, gaz hidratların bileşiminde ağır hidrokarbon gazlarının varlığı tespit edilebilirse, o bölge için derinlerdeki hidrokarbon rezervuarlarının varlığına işaret etmeleri olarak sıralanabilir. Özellikle ağır hidrokarbon gazları ile ilgili bilgi verebilmesi açısından gaz hidratlar petrol endüstrisinde alışılagelmedik (unconventional) enerji kaynakları arasında yer almaktadır. Ayrıca çok küçük miktarlar için çok büyük gaz depolama imkanı sunduğundan dolayı, karbon emisyonunun önüne geçilmesi için karbondioksit gazının yer içinde gaz hidrat olarak depolanması veya gaz hidratların hidrokarbon taşımacılığı sektöründe kullanılması günümüzde gaz hidratların öngörülen katma değerleri arasında sayılmaktadır. Bütün bunlara ek olarak gaz hidratlar günümüzde bir gaz ayrıştırma veya su içerisindeki minerallerin ayrıştırılması tekniği olarak da kullanılmaktadır. Hidrat oluşturabilen her gazın kendine özgü bir gaz hidrat oluşturma veya çözünme koşulu olduğu için gaz bileşimlerindeki gazların birbirinden ayrıştırılması veya tuzlu sudan saf su üretebilmek için gaz hidratlar kullanılabilmektedir (Sloan ve Koh, 2007; Eslamimanesh, Mohammadi, Richon, Naidoo ve Ramjugernath, 2012).

Gaz hidratların yaratabileceği yer tehlikeleri petrol endüstrisini doğrudan ilgilendirmektedir. Bilhassa, sondajcılıkta, gaz hidrat içeren tortullar riskli bölgeler olarak bilinmektedir (Helgeland, Kinn, Kvalheim ve Wenaas, 2012). Bu durumun sebebi, sondaj faaliyetlerinin gaz hidrat içeren tortullarda devam ettiği süre zarfında basınç ve sıcaklık koşullarının değişerek gaz hidratların kararsız hale gelebilmesidir. Böyle bir durum gerçekleştiğinde gaz hidrat çözünmesine bağlı "Blow out" ya da "Gas Kick" diye tabir edilen kontrolsüz üretim faaliyetleri meydana gelebilmekte ve bu durum sondaj ekipmanı veya sondaj platformuna zarar verebilmektedir. Bu

olumsuzluklar, gaz hidrat içeren tortulların altında birikebilen serbest gaz ile de ilişkili olarak meydana gelebilmekte olup, sondaj takımı bu derinliklere ulaştığında aşırı yüksek gaz basıncı sebebiyle aynı sorunlar oluşabilmektedir. Gaz hidratlar ayrıca, kuyu ekipmanı boyunca taşınan malzemenin içeriğine bağlı olarak muhafaza borusu içerisinde de oluşabilmekte ve ekipmanda tıkanmalar meydana gelebilmektedir.

Gaz hidratlarla ilgili diğer bir jeolojik problem, hidratların herhangi bir sebeple kararlılığını yitirip çözünmeye başlamasıyla ilişkilidir. Gaz hidratların kapanlayabildikleri gaz miktarının çok yüksek olması sebebiyle, gaz hidratlar tortullar içerisinde çözünürse gözenek basıncı aşırı artış gösterebilir. Gaz hidratların genellikle kıtasal sınırlarda oluştuğu düşünüldüğünde, sığ tortullardaki gözenek basıncı artışının yamaç aşağı kütle hareketlerini tetikleyebileceği önerilmektedir. Bu durum kaymaların meydana geldiği alanlarda deniz tabanı ile ilişkisi olan mühendislik yapılarına (sondaj platformu, denizaltı boru hatları, vs.) zarar verebilir. Ayrıca, deniz altı heyelanlarının bu şekilde tetiklenmesi neticesinde Tsunami' leri beraberinde getirebileceği ihtimali de son yıllarda bilimsel olarak tartışılan konular arasındadır. Gaz hidratlar, yüksek basınç ve düşük sıcaklık koşullarında oluşabildiği için, denizaltı doğal gaz nakil hatları, hidratların oluşumuna oldukça elverişli ortamlar olup, nakil boruları içerisinde gaz hidrat oluşumu meydana gelerek tıkanıklığa sebep olabilmektedir. Bu durum doğal gaz naklinin durmasının yarattığı zararların dışında, tıkanmış olan boruların tekrar çalışabilir hale getirilmesi için oldukça yüksek mühendislik maliyetlerini de beraberinde getirmektedir (Dondurur, 2012).

Gaz hidratların yaratabileceği atmosferik riskler de bulunmaktadır. Bu durumun sebebi gaz hidratların genellikle metan gazından oluşuyor olmaları ve metan gazının yüksek sera etkisi özelliğine sahip oluşudur. Metan gazının sera etkisi karbondioksit gazına oranla 21 kat daha fazladır (Hükümetlerarası İklim Değişikliği Paneli, 2007' ye göre). Bu sebeple gaz hidratların çözünmesi durumunda, barındırdığı metan gazının önce su kolonuna oradan da atmosfere karışması ihtimalinin, atmosferde yüksek miktarlarda sera etkisi yaratabileceği düşünülmektedir. Son yıllarda gaz

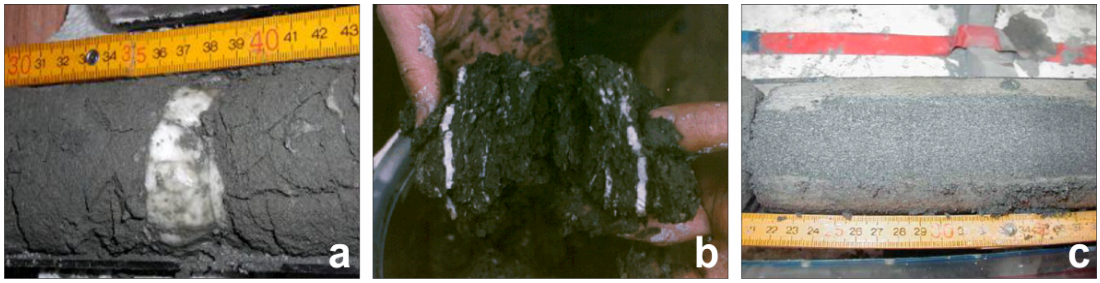
hidratların, orta ve uzun süreçlerde oluşan döngüsel iklim olayları ile ilişkisi de araştırılmaya başlanmıştır.

1.3.1 Gaz Hidrat Tipleri

Gaz hidratların, Yapı-1 (SI), Yapı-2 (SII) ve Yapı-H (SH) olmak üzere yapısal, nodül şekilli, kırıklı/kılcal şekilli veya gözenek çimentosu olmak üzere şekil anlamında (Şekil 1.1) üç farklı türü mevcuttur. Yapısal farklılıklar kristalin yapının farklılık göstermesinden ileri gelmekte olup, şekil farklılıkları ise gaz hidratların içinde oluştuğu sedimanter birim farklılıklarından ileri gelmektedir (Dvorkin, Gutierrez ve Grana, 2014). Farklı kristalin yapıların oluşumunu kontrol eden faktör gaz molekülü büyüklüğü ve kafes yapısının oluşması için tüketilen su molekülü miktarı ve buna bağlı olarak oluşabilecek kristal yapısıdır. Su molekülleri üç farklı kombinasyonda bir araya gelerek 3 farklı kafes türü meydana getirir. SI türü kafesler 46 su molekülünün bir araya gelmesiyle 2 adet küçük ve 6 adet orta-büyüklükte ayrı kafesler oluşturur. Genellikle Metan (CH_4), Etan (C_2H_6), Karbondioksit (CO_2) ve Hidrojen Sülfür (H_2S) S1 gaz hidratları oluşturan gazlardır (Thakur ve Rajput, 2011).

SII türü kafesler, 136 su molekülünün bir araya gelmesi ile oluşurlar. 136 su molekülü bir araya gelerek 16 küçük ve 8 büyük kafes oluşturur. SI hidratları oluşturan gazlarla birlikte Propan (C_3H_8), i-Bütan (C_4H_{10}) ve diğer benzer gazlar SII türü gaz hidrat oluşturabilmektedir (Thakur ve Rajput, 2011).

SH gaz hidrat türü 34 su molekülünün 2 orta büyüklükte ve göreceli olarak bir büyük kafes oluşturması ile meydana gelen gaz hidrat türüdür ve bu tipteki gaz hidratların doğada bulunup bulunmadığı tartışmalı olsa da (Thakur ve Rajput, 2011), bu tipteki gaz hidratlara Meksika Körfezi' nde rastlanmıştır (Sassen ve McDonald, 1994). SII hidratları oluşturan gazlarla birlikte i-Pentan gibi ağır hidrokarbon gazları bir araya gelerek SH hidratlar meydana gelebilmektedir.



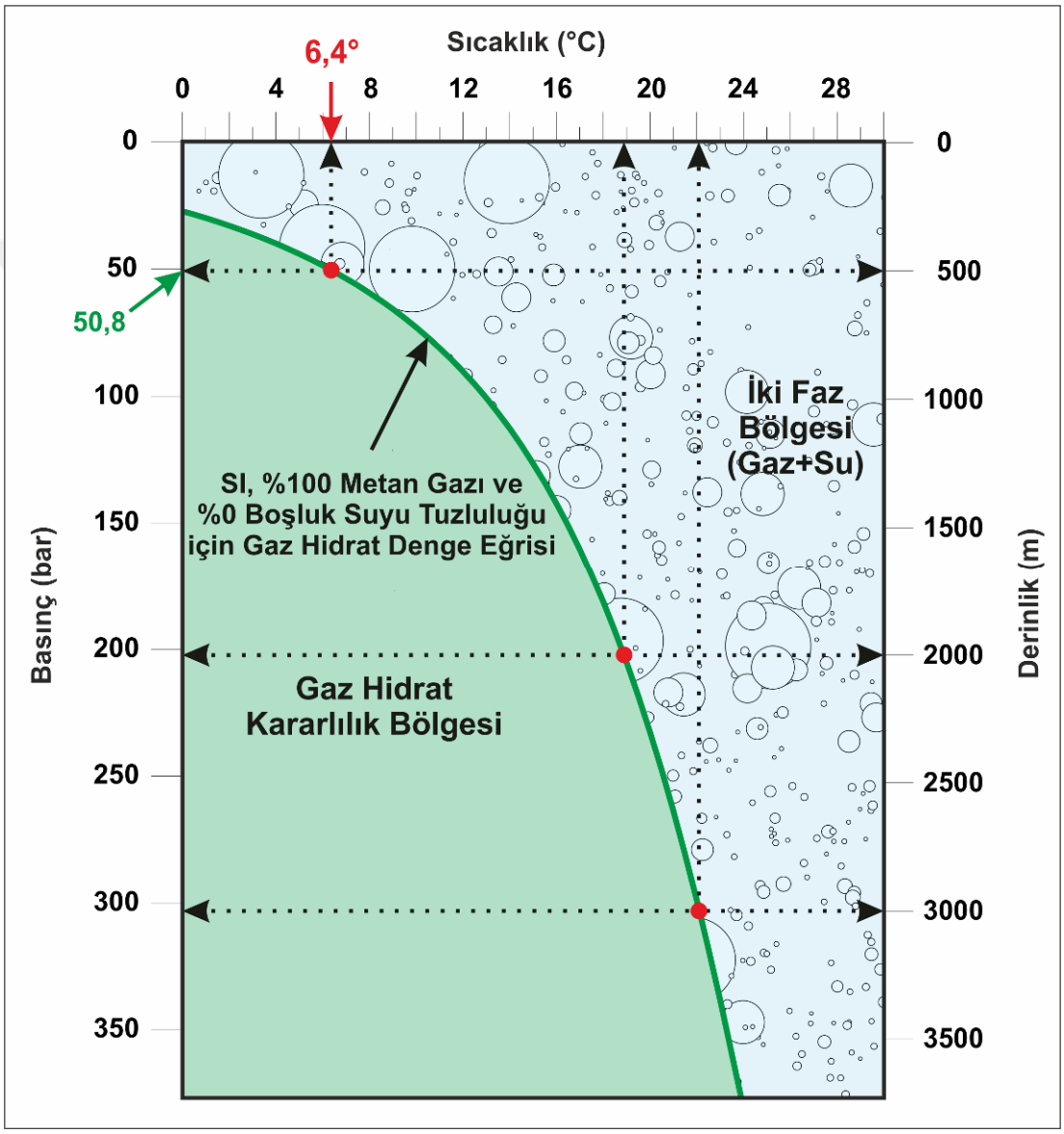
Şekil 1.1 Denizel tortullarda oluşmuş gaz hidratların jeolojik örnekleme ile elde edilmiş karotlar içindeki görünümleri. a) Nodül şeklinde oluşmuş gaz hidratlar, b) kırıklı/kılcal şekilde oluşmuş gaz hidratlar c) gözenek çimentosu şeklinde oluşmuş gaz hidratlar.

1.3.2 Gaz Hidratların Denge Koşulları

Denizel tortullarda ya da karasal buzul bölgelerinde (permafrost alanları) gaz hidratı oluşturabilecek su ve gaz, gaz hidratın oluşabileceği gözenek içeren sedimanter ortamlarda bulunsa bile termo-barik koşullar sağlanmadan gaz hidrat oluşumu başlamayacaktır (Sloan ve Koh, 2008). Gaz hidrat oluşum sürecini kontrol eden parametreler gaz hidrat yapısı, gaz bileşimi, basınç, sıcaklık ve iyonik güçlülük (Sloan ve Koh, 2008; Thakur ve Rajput, 2011) olarak düşünülebilir. Belirli bir gaz bileşimi için gaz hidratın yapısı, sıcaklık, basınç ve gazı kapanlayan suyun tuzluluk değerine (iyonik güçlülük) bağlı olarak ortaya çıkan gaz hidrat denge koşulları, denge eğrileri (phase curve) ile gösterilir.

Şekil 1.2, tez kapsamında elde edilen gaz hidrat denge eğrilerinden birini göstermektedir. Üretilen eğri SI yapıdaki gaz hidratlar için, gözenek suyu tuzluluğunun sıfır seçildiği ve % 100 Metan gazı bileşiminden oluşabilecek gaz hidratların sıcaklık ve basınç koşullarını göstermektedir. Eğri üzerinde üç farklı derinlik için gaz hidrat denge koşullarının sınır değeri görülmektedir. Bu durumu en üstteki sınır değer üzerinden açıklamak gerekirse, sıcaklığın 6,4° C olduğu anda, basınç 50,8 bar veya daha yüksek ise gaz bileşimi % 100 Metan olan SI gaz hidratın oluşumu başlayacaktır. Tam tersinden yola çıkılarak, basıncın 50,8 bar olduğu anda sıcaklık 6,4° C veya daha düşük ise, yine aynı bileşim için gaz hidrat oluşumu başlayacaktır. Bu durumda, gaz hidratın oluşması için gereken asgari basınç ve sıcaklık koşulları, sıcaklığın daha da azalacağı ve/veya basıncın daha da artacağı şekilde değişim gösterirse gaz hidratlar daha kararlı hale gelir. Değerlerin sınır

değere nazaran kararlılık koşullarının aksi yönünde değişmesi ise gaz hidrat oluşumunu engeller yada oluşmuş olan gaz hidratın çözünmesine sebep olur. Dolayısıyla gaz hidrat denge eğrisi ve eğri içinde kalan bölge gaz hidrat kararlılık bölgesi ve eğrinin dışında kalan alan ise gaz ve su olmak üzere 2 farklı fazın karışımından oluşan iki faz bölgesi olarak adlandırılmaktadır.



Şekil 1.2 Gaz hidrat kararlılık koşullarını gaz bileşimi %100 Metan gazı için gösteren denge eğrisi. Eğri SI yapısındaki gaz hidratlar ve %0 gözenek suyu tuzluluğu için oluşturulmuştur.

Şekil 1.2' de gösterilen denge eğrisinin şekli ve konumu bazı parametrelerin farklı hale gelmesiyle değişebilir. Buna göre, serbest gazı kapanlayacak suyun

tuzluluğundaki artış eğrinin trendi değişmeksizin sola kaymasını veya gaz bileşimine Hidrojen Sülfür, Etan, Propan, Karbondioksit ve diğer ağır hidrokarbon gazlarının eklenmesi ise eğrinin sağa kaymasını sağlayacaktır. Eğrinin sola kayması durumunda gaz hidrat oluşumu benzer basınç koşulları altında daha düşük sıcaklıklara ya da benzer sıcaklık koşullarında daha yüksek basınç değerlerine ihtiyaç duyacaktır ki bu durum gaz hidrat oluşumunu zorlaştırır. Eğrinin sağa kayması ise gaz hidrat oluşumunun benzer basınç koşullarında daha yüksek sıcaklıklarda ya da benzer sıcaklık koşullarında daha düşük basınç değerlerinde de gaz hidrat oluşumuna olanak sağlayacaktır. Bu durumda ise gaz hidrat oluşumu kolaylaşır.

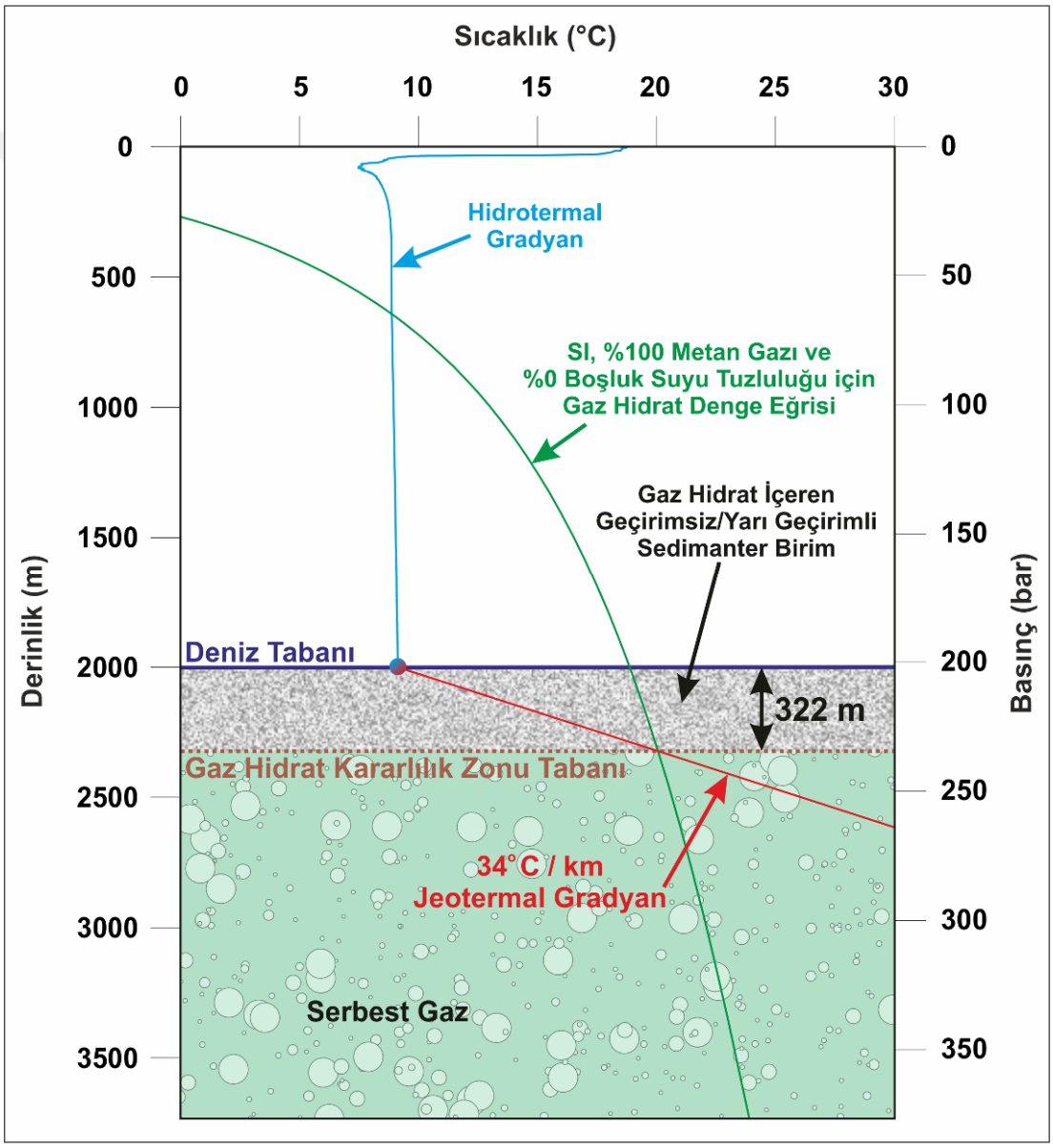
1.3.3 Gaz Hidratların Denizel Tortullarda Oluşumu

Gaz hidratların oluşması ve kararlı hale gelebilmesi için düşük sıcaklık ve yüksek basınç koşullarının sağlanmış olması gerekmektedir. Denizel tortullar su kolonunun sağladığı yüksek hidrostatik basınç ve suya doymuş tortulların düşük sıcaklık koşullarına sahip olmasından dolayı gaz hidrat oluşumu açısından oldukça elverişli ortamlardır. Gaz hidrat oluşumu için gerekli olan gözenekli sedimanter yapının serbest gazları içermesi durumunda gaz hidrat oluşumu başlayacaktır (Sloan ve Koh, 2008; Thakur ve Rajput, 2011; Max, Johnson ve Dillon, 2013).

Denizel tortullar içerisinde gaz hidratın oluşumu ile ilgili en önemli parametrelerden biri jeotermal gradyan olup, jeotermal gradyan deniz tabanından itibaren derinlikle artış gösterdiği için gaz hidratın sığ tortullarda oluşabileceği azami bir derinlik olacaktır. Bu derinlik basınç, gaz hidratın yapısı, gaz bileşimi ve gözenek suyu tuzluluğuna göre jeotermal gradyan tarafından belirlenir. Şekil 1.3' de 2000 m deniz tabanı derinliğinden itibaren 34° C / km jeotermal gradyan ve ~ 9° C deniz tabanındaki su sıcaklığı için SI yapıdaki saf Metan gazı (%100) ile oluşabilecek kararlı gaz hidratların azami derinlik değerini gösterilmektedir.

Şekil 1.3' de görüldüğü gibi deniz tabanından itibaren artan jeotermal gradyanın, denge eğrisi ile kesiştiği noktaya karşılık gelen derinlik, bu gaz bileşimi için gaz hidratın oluşabileceği azami derinliği göstermektedir ve bu derinlik gaz hidrat

kararlılık bölgesinin tabanı (base of gas hydrate stability zone) olarak adlandırılmaktadır. Bu derinlikten sonra basınç ne kadar yüksek olursa olsun, sıcaklık gaz hidratın oluşumu için gerekenden yüksek olacaktır ve bu sebeple kararlılık bölgesinin altında gaz hidrat oluşumu mümkün olamayacaktır. Bu durumun bir sonucu olarak, herhangi bir gaz bileşimi için gaz hidrat kararlılık zonunun tabanı aslında bir izo-term sınırını temsil eder ve bu sınır jeotermal gradyanda herhangi bir değişim olmadığı sürece deniz tabanını aynı derinlikte takip edecektir.



Şekil 1.3 SI yapısındaki saf Metan gazı için 2000 m deniz tabanı derinliğinden itibaren gaz hidrat kararlılık zonunu gösteren grafik.

Şekil 1.3' e göre deniz tabanından itibaren ilk 322 m ' lik sedimanter bölge gaz hidratların oluşumuna izin vermektedir ve bu bölge gaz hidrat kararlılık bölgesi (gas hydrate stability zone) olarak adlandırılmaktadır. Öte yandan, bu durum gaz hidrat kararlılık bölgesinin tamamında gaz hidrat oluşacağı anlamına gelmemektedir. Gaz hidratlar kararlılık bölgesinin tamamında veya belirli derinliklerinde oluşabilirler. Bazı durumlarda gaz hidratlar, kararlılık zonunu aşarak deniz tabanında da yayılım gösterebilirler (Brewer ve Kirkwood, 2006).

Denizel tortullar içerisinde oluşan gaz hidratlar denge koşulları herhangi bir sebeple değişmediği sürece kararlılığını korurlar (Dickens, O'Neil, Rea ve Owen, 1995; Sloan ve Koh, 2008). Denge koşullarının değişmesine sebep olabilecek faktörler ise tektonik hareketlilik, volkanik aktivite, jeotermal gradyanda oluşabilecek lokal ve veya bölgesel değişimler, sığ tortullarda oluşan erozyonal süreçler ve oşinografik nedenler olabilir. Bu nedenler ve detayları ilerleyen konu başlıklarında anlatılacaktır.

1.3.4 Gaz Hidrat Arama/Araştırma Yöntemleri

Gaz hidratların araştırılması son 50 yılı aşkın süreçte devam eden bir konu olup, araştırmalar 1980 yılı ve sonrasında hız kazanmaktadır. Gaz hidrat araştırmaları, deneysel gaz hidrat araştırmaları ve saha araştırmaları olmak üzere iki ana başlık altında toplanabilir. Deneysel araştırmalar, gaz hidratların laboratuar ortamında teorik ya da gerçek olarak oluşturulmasına dayanmaktadır. Gaz hidratların denge koşulları, bu koşulları kontrol eden fiziksel parametrelere istinaden matematiksel olarak ortaya konulabilmektedir (Parish ve Prausnitz, 1972; Bishnoi ve Natarajan, 1996). Teorik gaz hidrat deneyleri, belirli bir gaz bileşimi ve tanımlanan diğer fiziksel parametreler için (gözenek suyu tuzluluğu ve gaz hidrat yapısı gibi) gaz hidrat kararlılık koşullarını sıcaklık ve basınca göre grafiksel olarak ortaya koyar. Bu tipteki gaz hidrat araştırmaları saha verileri açısından önemli bir katma değer sunmakta olup, bu katma değer teorik bulguların saha verileriyle ilişkilendirilmesine dayanmaktadır. Buna göre teorik olarak elde edilen gaz hidrat kararlılık koşulları saha araştırmalarında gözlenen gaz hidrat anomalilerinin hangi gaz hidrat yapısı ve

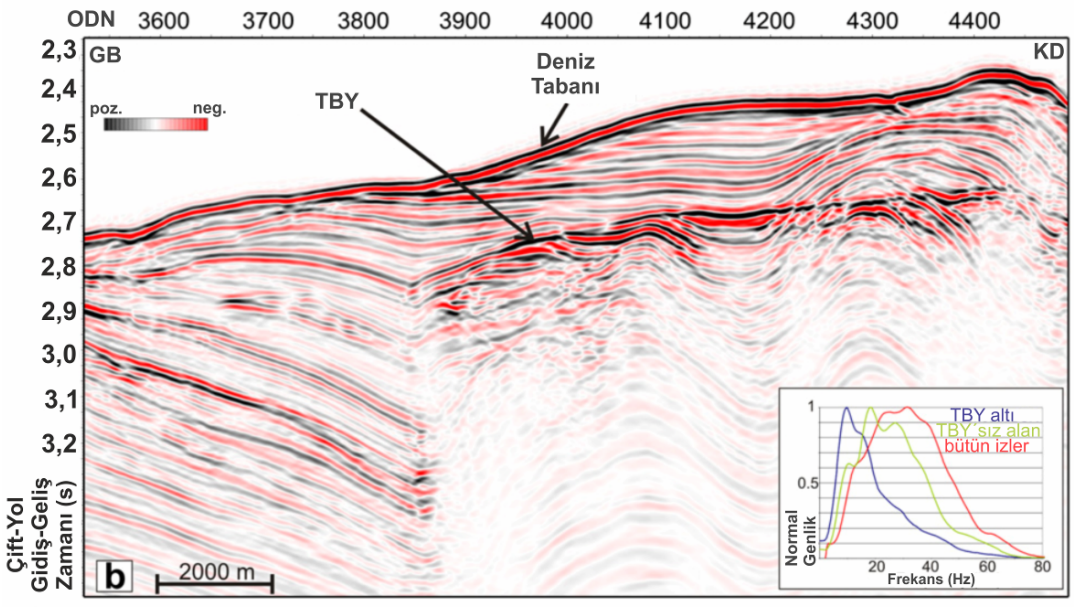
gaz bileşimine işaret ettiğini ortaya koymak için kullanılabilir. Gaz hidratların gerçek olarak oluşturulması deneyleri, uygun ekipmanla gaz hidratların laboratuar ortamında oluşturulması ile oluşum sürecinin ve oluşum sonrası kararlılık koşullarının incelenmesi şeklinde gerçekleştirilmektedir. Özellikle günümüzde gaz hidratlardan gaz üretimi ile ilgili yapılan üretim testleri bu tipteki deneysel araştırmaların daha da artmasını sağlamıştır. Deneysel araştırmalar, yukarıda belirtilen gaz hidrat oluşum süreçleri, oluşmuş gaz hidratın kararlılık koşullarını etkileyen faktörler ve gaz hidratlardan belirli gazları, yerine başka bir gaz koyarak yada bir katalizör ile çıkarabilmek şeklinde sıralanabilir (Maekawa, 2001; Kawamura ve diğer., 2006; Jung, Espinoza ve Santamarina, 2010; Shicks, Spangenberg, Giese, Steinhauer, Klump ve Luzi, 2011; Xiong, Li, Wang ve Xu, 2012).

Gaz hidratların sahada araştırılması, potansiyel veya gaz hidrat varlığı bilinen alanlarda farklı jeofizik, jeolojik ve görüntüleme yöntemlerinin uygulanması esasına dayanmaktadır. Jeofizik yöntemler sismik yöntemler, deniz tabanı sismometresi (OBS), batimetri, kuyu jeofiziği yöntemleri, hidro-elektromanyetik yöntemler, yanal tarama sonarı ve ısı akısı ölçümleri olarak sıralanabilir. Jeolojik yöntemler ise daha ziyade gaz hidrat örnekleme üzerine olup çeşitli karot alma yöntemleri ile gerçekleştirilmektedir. Bununla birlikte bahsi geçen iki yöntemden yalnızca jeolojik yöntemler ile şayet karot alma gerçekleştirilmişse kuyu araştırmaları gaz hidratlar için doğrudan belirteç olarak sayılmaktadır. Jeofizik yöntemlerin tamamı doğrudan olmayan belirteçler arasındadır. Görüntüleme yöntemleri ise nadiren uygulanmakta olup deniz tabanı üzerinde yayılım gösteren gaz hidratların ROV (Remotely Operating Vehicle) ya da AUV (Autonomous Underwater Vehicle) üzerine monte edilmiş kameralarla görüntü alınması temeline dayanmaktadır (Brewer ve Kirkwood, 2006).

Gaz hidratların jeofizik yöntemlerle araştırılması için yaygın olarak kullanılan yöntemler başta sismik yansıma yöntemleri olmak üzere akustik yöntemlerdir. Gaz hidratlar, sismik verilerde tabana benzeyen yansıtıcı (bottom-simulating-reflector) denilen sanal yansımaların gözlenmesine sebep olur (Şekil 1.4). Bu sanal yansımaların oluşum sebebi, gaz hidrat içeren tortullar ile bu tortulların altında yer

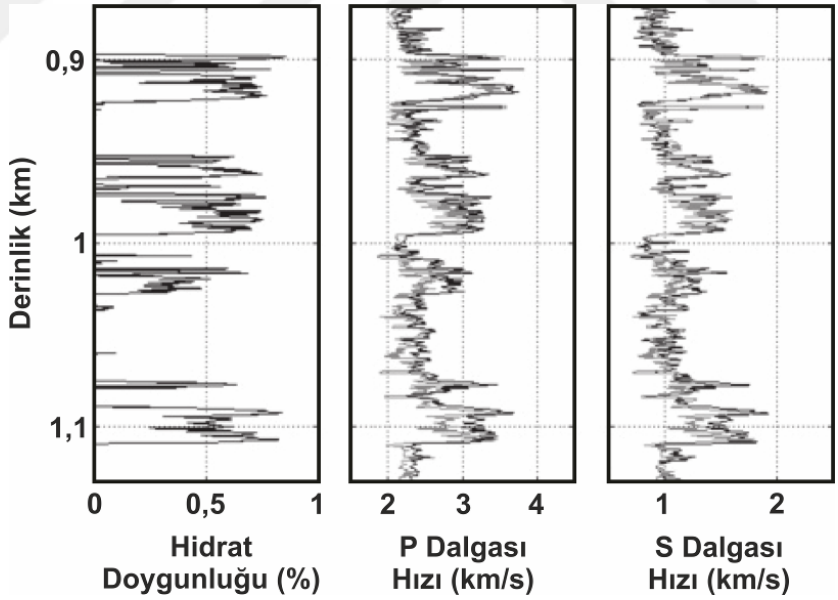
alan gaz birikimidir. Gaz hidrat içeren tortullar gaz hidratların gözenek çimentosu oluşturması sebebiyle yüksek sismik hızlara sahipken (Şekil 1.5), gaz hidrat içeren tortulların altında bulunabilen serbest gaz, sismik hızlarda dramatik bir düşüşe sebep olur. Bu iki farklı fiziksel özellikteki sedimanter ortamın sınırı ise sismik verilerde tabana benzeyen yansıtıcı (TBY) olarak gözlenmektedir.

Max (1990), TBY anomalilerinin oluşum sebebini gaz hidrat içeren tortulların altında yer alan serbest gaz olarak önermiştir. Öte yandan, sismik verilerde TBY anomalilerinin görülmeyişi o alanda gaz hidrat olmadığı anlamına gelmemektedir. Bilakis, Karadeniz' de bulunan Sorokin Çukuru' nda yapılan araştırmalar TBY anomalisi olmamasına rağmen jeolojik örnekleme veya kuyulardan elde edilen karotlar ile gaz hidratın varlığını ispatlamıştır (Limonov, Van Weering, Kenyon, Ivanov ve Meisner, 1997; Krastel ve diğer., 2003). TBY' ların sismik veriler üzerinde bazı kendine özgü özellikleri mevcuttur. Bu özellikler deniz tabanını taklit etme, deniz tabanına göre ters polariteye sahip olma, sismik verilerde gözlenen eğimli stratigrafik ara yüzeyleri keserek devamlılık gösterme olarak sıralanabilir.



Şekil 1.4 TBY anomalisinin sismik kesitteki örneği. Anomalinin altında yer alan düşük genlikli alan serbest gaz anomalisidir. Şeklin sağ alt tarafında yer alan grafik TBY' nın altı, TBY gözlenmeyen alanlar ve bütün izler için frekans spektrumunu göstermektedir (Riedel ve Rohr, (2012)' den alınarak Türkçe' ye çevrilmiştir).

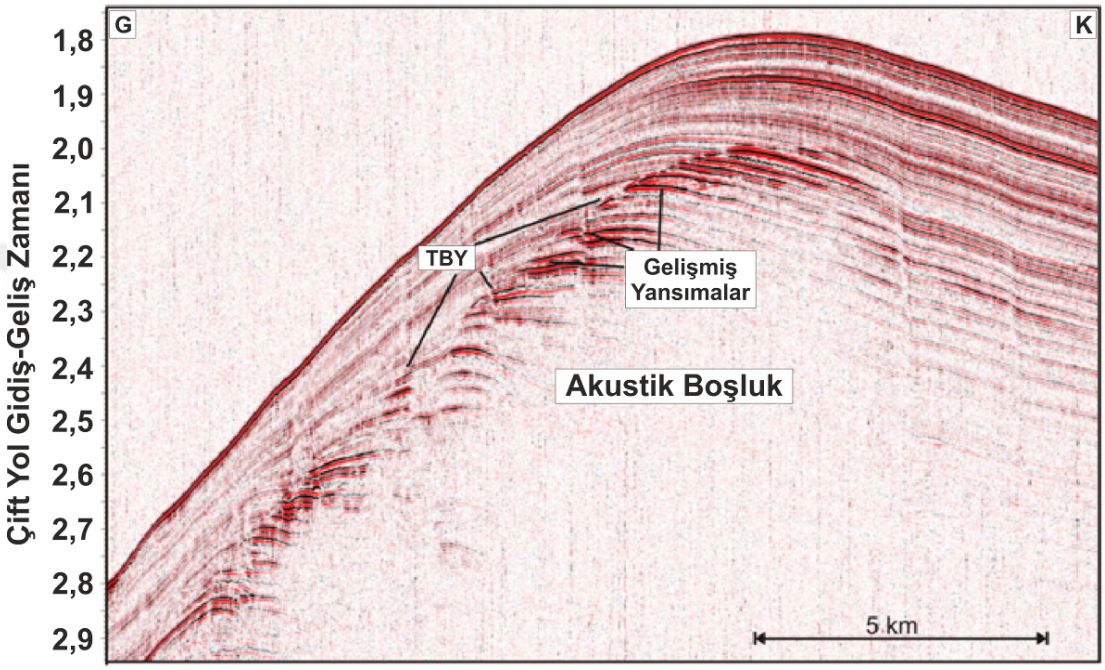
TBY' lerin deniz tabanını taklit etme ve dolayısıyla ara yüzeyleri keserek devamlılık göstermesi durumu jeotermal gradyan ile ilişkili bir durumdur. Daha önceden de anlatıldığı gibi sıcaklık parametresi gaz hidratların oluşabileceği azami derinliği belirleyen sınırlayıcı parametredir. Aksi olmadığı sürece deniz tabanından itibaren artış gösteren jeotermal gradyan yerel ölçekte hemen her yerde benzer bir sıcaklık değerine sahip olabilir. Bu durumda, belirli bir gaz bileşimi için jeotermal gradyana bağlı olarak gaz hidratın oluşabileceği azami sıcaklık ve bu sıcaklık değerine karşılık gelen derinlik deniz tabanından itibaren sabit bir değeri takip edecektir. Bu sebeple gaz hidrat birikimlerinin tabanı sismik verilerde TBY olarak anılırlar. Bazı çalışmalar gaz hidrat anomalilerinin yukarıda anlatılan TBY' ler ile gözlenmediğini ve bazı genlik anomalileri şeklinde TBY' ler ile de gözlenebileceğini ortaya koymuştur (Şekil 1.6). Bu genlik anomalileri, deniz tabanına göre ters polariteli ve güçlü yansıtıcıların belirli bir seviyede ani genlik düşüşü ve sismik sinyalin polarite değiştirmesi şeklindedir. Bu değişimin gerçekleştiği seviye yukarıda anlatılan TBY anomalilerinde olduğu gibi deniz tabanını takip eder.



Şekil 1.5 Sığ tortulların hidrat doymuşluğu ve sismik dalga hızları ile ilişkisi (Dvorkin, Gutierrez ve Grana, 2014).

Konvansiyonel ve yüksek ayrımlı sismik veriler haricinde sığ sismik, batimetri, yanal tarama sonarı ve ısı akısı gibi arama jeofiziği yöntemleri gaz hidrat araştırmalarında ikincil veri grubu olarak düşünülebilir. Kuyulardan elde edilen log

verileri ise doğrudan olmayan belirteçler arasındaki en önemli veri grubunu teşkil eder. Gaz hidratların kuyularda uygulanan jeofiziksel ölçüm yöntemlerinde de bazı kendine özgü anomalileri vardır. Bu anomalilerden başlıcaları gaz hidrat içeren tortul için artan gama-ışını logu (Gamma-ray), artan rezistivite logu, artan sonik log ve azalan yoğunluk logu şeklindedir (Goldberg ve diğer., 2010).



Şekil 1.6 Genlik anomalisi şeklindeki TBY' lerin sismik veri üzerindeki görünümü (Bünz, Polyanov, Vadakkepuliyambatta, Consolaro ve Mienert, (2012)' den alınarak Türkçe' ye çevrilmiştir).

1.3.5 Dünya' da ve Karadeniz' de Gaz Hidrat Araştırmaları

1990' lı yıllardan itibaren yoğunlaşmaya başlayan gaz hidrat araştırmaları anomali bölgelerinin saptanması ve anomali alanlarında gaz hidrat varlığının tespitine ilişkin araştırmalar olmak üzere iki ana başlık altında toplanabilir. Kıtasal sınırlar gerek biyojenik gerekse de termojenik gazlar açısından denizel tortullarda birincil üretim alanları olarak düşünülebilir. Termo-barik koşullar açısından bu bölgelerin oldukça uygun oluşu, biyojenik ve/veya termojenik kökenli gazların bu bölgelerde bulunmasıyla gaz hidrat oluşumlarını mümkün kılacaktır. Geçtiğimiz yıllarda kıtasal sınırların bu tipteki karakteristik özelliklerine istinaden potansiyel gaz hidrat alanlarının belirlenmiş olmasına karşılık, günümüzde bu durum saptanmış

anomali alanları ve ispatlanmış gaz hidrat alanları olarak öne çıkmaktadır (Şekil 1.7). 1990' lı yıllardan itibaren gaz hidrat araştırmaları hız kazanmış olsa da günümüzde hala Doğu Akdeniz, Karadeniz, Marmara Denizi, Güney Amerika kıtasının doğu ve batı sahillerinin önemli bir kısmı, Avustralya, Afrika kıtasının kuzey batı ve doğusu ve kutup bölgelerinin önemli bir kısmı gibi çalışılmamış ya da az çalışılmış ve potansiyel sunan pek çok alan bulunmaktadır (Chong, Yang, Babu, Linga ve Li, 2016).

Dünya genelinde gerek potansiyel gerekse de varlığı ispatlanmış alanlardan bazıları oldukça yoğun olarak çalışılmış ve halen çalışılmaktadır. Bu alanların başlıcaları Meksika Körfezi (Milkov ve Sassen, 2000; Cook, Goldberg ve Malinverno, 2014), Japonya kıtasal sınırında yer alan Nankai çukuru (Ashi, Tokuyama ve Taira, 2002; Baba ve Yamada, 2004), Amerika' nın doğu kıyısında bulunan Hidrat Sırtı (Tréhu ve diğer., 2004; Bangs, Hornbach, ve Berndt, 2011) ve Kore' nin doğu kıtasal sınırında yer alan Ulleung baseni (Horozal ve diğer., 2009; Riedel ve diğer., 2012; Yoo ve diğer., 2013) olarak sayılabilir. Gaz hidrat araştırmaları çok nadir de olsa gölsel ortamlarda da yapılabilmekte olup, Hazar Gölü' nde (Diaconescu, Kieckhefer ve Knapp, 2001) ve Baykal Gölü' nde (Golmshtok, Duckhov, Hutchison ve Khanukaev, 2000) jeofizik yöntemler uygulanarak gaz hidrat anomalileri tespit edilmiş ve Baykal Gölü' nde jeolojik örnekleme ile gaz hidrat varlığı ispat edilmiştir (Vanneste, Batist, Golmshtok, Kremlev ve Versteeg, 2001).

Dünyada bazı alanlar yukarıda anlatılan gaz hidrat araştırma çalışmalarına ek olarak çoğu petrol endüstrisinin araştırma-geliştirme desteğinde kuyu açılarak da araştırılmış ve araştırılmaya devam etmektedir. Ayrıca "Ocean Drilling Program" (ODP) ve "International Ocean Discovery Program" (IODP) kapsamında bilimsel amaçlarla açılan bazı kuyularda da gaz hidratlara yönelik araştırmalar gerçekleştirilmiştir. Kuyu açılarak çalışılan alanların en yoğun olanı Meksika Körfezi (Cook, Goldberg ve Kleinberg, 2008; Shelander, Dai ve Bunge, 2010; Frye, Shedd ve Boswell, 2012) olup, bu araştırmalar Chevron Petrol Şirketi ve Birleşik Devletler Enerji Departmanı (U.S. Department of Energy) tarafından yönetilen "Joint Industry Project" kapsamında sürdürülmektedir.

Kuyu verileri ile değerlendirilen diğer alanlar arasında, Blake Sırtı (Coren, Volpi ve Tinivella, 2001), Hidrat Sırtı (Piñero ve diğer., 2007), Hint Okyanusu' nda yer alan Krishna-Godavari Baseni (Riedel, Collet ve Shankar, 2011), ve Kore açıklarındaki Ulleung Baseni de (Riedel ve diğer., 2013) yer almaktadır. Anlatılan bu araştırma yöntemleri ile gaz hidratlara yönelik araştırmaların dayandığı bilimsel problemler özetlenecek olursa, potansiyel gaz hidrat alanlarının belirlenmesi (Yoo ve diğer., 2013), gaz hidrat varlığının ispatlanması (Ruffine ve diğer., 2013), gaz hidrat anomalilerinin sismik nitelikler ve ofset bağımlı genlik analizleri ile gaz hidrat konsantrasyonunun ve içerdiği gaz hacminin kestirilmesi (Andraessen, Hart ve MacKay, 1997; Shankar, Sinha, Thakur ve Khanna, 2005; Fohrmann ve Pecher, 2012) deniz tabanı gaz sızıntılarının gaz hidratlarla ilişkisinin ortaya konması (Lüdmann ve diğer., 2004), gaz hidrat anomalileri ve ısı akısı ilişkisinin ortaya konması (Golmshtok, Duckhov, Hutchinson ve Khanukev, 2000; Grevemeyer ve diğer., 2003; Macelloni ve diğer., 2015), gaz hidrat çözünmeleri ve erozyonel süreçler arasındaki ilişkinin ortaya konması (Gee, Uy, Warren, Morley ve Lambiase, 2007) ve gaz hidrat içeren tortulların fiziksel özelliklerinin tayin edilmesi (Zhang, McConell ve Han, 2012) olarak sıralanabilir.

Gaz hidratlarla ilgili olarak 1990' lı yıllardan bu yana tartışması süren ve henüz net bir açıklama getirilememiş bir diğer konu ise birden fazla TBY' nin sismik veriler üzerinde alt alta gözlenmesidir. Gaz hidratların sismik verilerdeki en belirgin göstergeçi olan TBY yansımaları, dünyanın çeşitli bölgelerinde birden fazla ve alt alta oluşmuş şekilde gözlenmekte olup, bu alanların başlıcaları Nankai Çukuru (Baba ve Yamada, 2004), Kanada' nın batı sahilleri (Mosher, 2008), Norveç kıtasal sınırı (Posewang ve Mienert, 1999), Oregon kıtasal sınırı (Tréhu, Torres, Moore, Suess ve Bohrmann, 1999), Şili kıtasal sınırı (Brown, Bangs, Froelich ve Kvenvolden, 1996), Blake Sırtı (Hornbach ve diğer., 2003), Peru açıklarında yer alan Yaquina Baseni (Hübscher ve Kukowski, 2003), Batı Karadeniz' in Romanya kıtasal sınırı (Popescu ve diğer., 2006), Pakistan' ın Makran kıtasal sınırı (Ding ve diğer., 2010) ve Hindistan' ın Andaman Denizi (Shankar ve Riedel, 2013) olarak sayılabilir. Henüz gerçek bir anomali olup olmadığı bile tartışılan bu çoklu TBY anomalileri ile ilgili öne sürülen bazı görüşler mevcuttur. Bu görüşlerden başlıcaları;

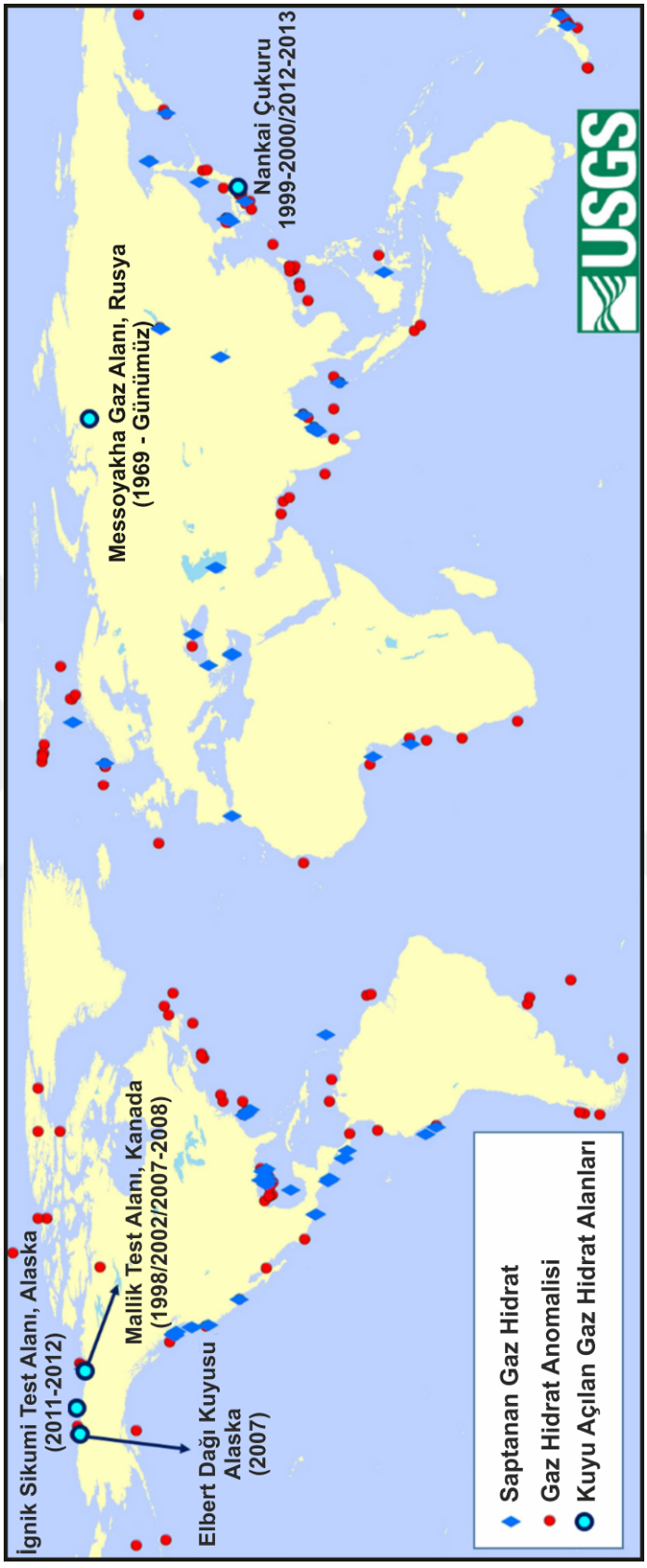
i) farklı derinliklerde oluşmuş ve farklı gaz bileşimine sahip gaz hidrat içeren tortullar (Posewang ve Mienert, 1999; Andreassen, Mienert, Bryn ve Singh, 2000; Ai-Guo, Biao, Feng-You ve Yun, 2006; Popescu ve diğer., 2006; Geletti ve Busetti, 2011),

ii) gaz hidratların değişen termobarik koşullar sebebiyle çözünmesine bağlı gaz hidrat kararlılık zonunun deniz tabanına doğru göç etmesi ve ardında serbest gazların da varlığına bağlı kalıntı-TBY bırakması (paleo-BSR) bırakması (Golmshtok ve Soloviev, 2006),

iii) diyajenez neticesinde oluşan diyajenetik ara yüzeyler ya da diğer adıyla diyajenetik-TBY' ler (Nouzé ve diğer., 2009; Chand ve diğer., 2011; Somoza ve diğer., 2014)

şeklinde sıralanabilir. Kalıntı-TBY anomalilerinin oluşmasına sebep olan olaylar tektonik yükselim (tectonic uplift) olarak açıklanmıştır ve tektonik yükselim neticesinde değişen termo-barik koşullara istinaden gaz hidratlar çözünmeye başlar ve çözünen gazlar deniz tabanına doğru göç ederek uygun termo-barik koşullara sahip bir derinliğe ulaştığında yeniden gaz hidrat oluşturur (Foucher, Nouzé ve Henry, 2002; Baba ve Yamada, 2004; Shankar ve Riedel, 2013). Bu durum gaz hidrat kararlılık zonu ve TBY' nin derinliğinin değişmesini beraberinde getirmiş olacaktır.

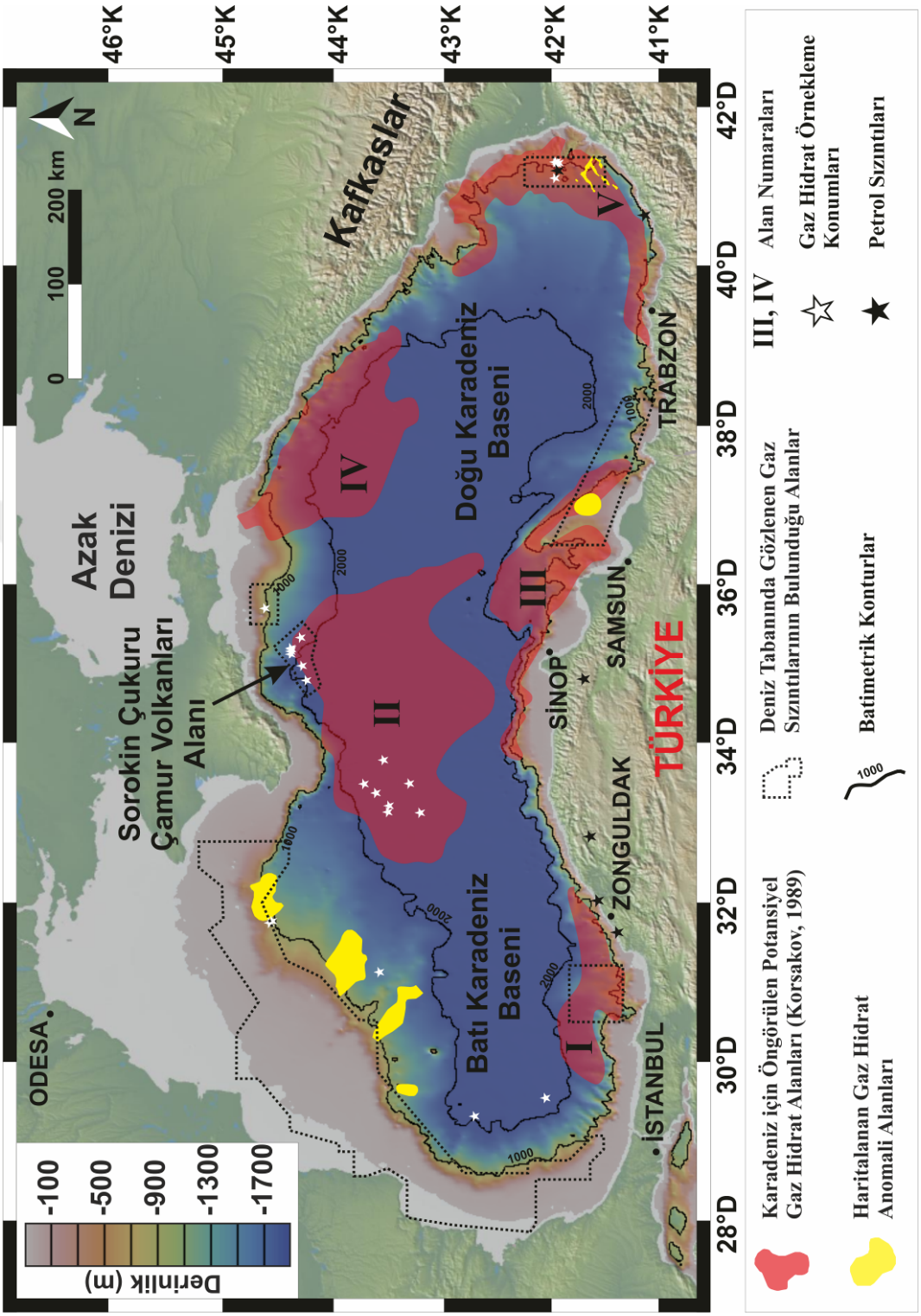
Gaz hidratların çözünmesi ve TBY' lerin yer değiştirmesine sebep olabilecek diğer bazı süreçlerin ise deniz tabanı civarındaki sıcaklık değişimi (Foucher, Nouzé ve Henry, 2002; Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013), hızlı sedimantasyona bağlı olarak artan tortul yükü (Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013) ve deniz seviyesi değişimleri (Posewang ve Mienert; 1999; Nouzé, Henry, Noble, Martin ve Pascal, 2004) olabileceği de tartışılmaktadır.



Şekil 1.7 Dünya genelinde gaz hidratların araştırıldığı alanları gösteren harita (Chong, Yang, Babu, Linga ve Li, (2016)' den alınarak Türkçe' ye çevrilmiştir).

Karadeniz son yıllarda gaz hidratlar açısından araştırılmaya başlanmış olsa da, henüz az çalışılmış bir bölge olarak düşünülebilir. Bu sebeple, gerek bu tez kapsamında gerekse de gelecekte yapılacak diğer çalışmalar kapsamında ortaya konulacak bulgular Karadeniz' in pek çok kesimi için ilk defa ortaya konulacak bulgular olacaktır. Karadeniz' in batı baseninin, kuzey, batı ve güney kesimlerinde gaz hidratların akustik yöntemlerle araştırılmasını içeren muhtelif araştırmalar bulunmaktadır (Lüdmann ve diğer., 2004; Popescu, Lericolais, Panin, De Batist ve Gillet, 2007; Dondurur, Çifçi ve Ergün, 2012; Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013). Bu üç farklı bölgede yapılan araştırmalar ağırlıklı olarak sismik yöntemlerle gaz hidrat alanlarının belirlenmesine yönelik olarak gerçekleştirilmiş ve halen gerçekleştirilmektedir (Şekil 1.8). Bununla birlikte, bu bölgelerde nadiren de olsa gaz hidrat örnekleme ile gaz hidrat varlığının ispatlandığı konumlar bulunmaktadır (Şekil 1.8). Şekil 1.8' de gaz hidrat örneklemeleri açısından diğer bir önemli alan ise Kırım' ın güneyinde yer alan ve Korsakov, (1989)' un önerdiği potansiyel gaz hidrat alanlarından II ile gösterilen alan olup, II numaralı alanın batı kesiminde gaz hidratların örneklendiği alanlar yoğunluk kazanmaktadır. Orta Karadeniz' in güney kıtasal sınırında ise Hidrojen Sülfür' ce zengin gaz hidratların varlığına yönelik çalışmalar da geçmiş yıllarda diğer bölgelere göre daha sığ su derinliklerinde gerçekleştirilmiştir (Dondurur ve Çifçi, 2008).

Doğu basende gerçekleştirilen çalışmalar ise Kırım' ın doğusunda ve Gürcistan açıklarında yoğunlaşmaktadır. Hopa açıklarında tamamlanan bir araştırma, gaz hidratların haritalanması ve gaz hidrat anomalisi ile ısı akısı ilişkisinin ortaya konmasını içermektedir (Minshull, 2011). Doğu basenin kuzey kesimlerinde Sorokin Çukuru ve Kerch kıtasal sınırlarında da gaz hidratların araştırılmasına yönelik gerek jeofizik gerekse de jeolojik çalışmalar mevcuttur (Limonov, van Weering, Kenyon, Ivanov ve Meisner, 1997; Römer ve diğer., 2012). Bu alanlardan özellikle Sorokin Çukuru' nda çok sayıdaki jeolojik örnekleme istasyonundan elde edilen karotlarda gaz hidrat varlığına rastlanmıştır (Bohrmann ve diğer., 2003). Ayrıca Gürcistan açıklarında deniz tabanına olan petrol sızıntılarının bulunduğu alanlarda da (Körber ve diğer., 2014) gaz hidrat örneklemesi yapılarak, bu alanda da gaz hidrat varlığı ispatlanmıştır (Pape, Bahr, Klapp, Abegg ve Bohrmann, 2011).



Şekil 1.8 Karadeniz' de günümüze kadar yapılmış gaz hidrat araştırmalarını gösteren derleme harita (Korsakov, Byakov ve Stupak, 1989; Limonov, van Weering, Kenyon, Ivanov ve Meisner, 1997; Vassilev ve Dimitrov, 2002; Bohrmann ve diğer., 2003; Shnyukov, Kleshchenko ve Artemov, 2003; Lüdmann ve diğer., 2004; Mazzini ve diğer., 2004; Dondurur, 2005; Klaucke ve diğer., 2006; Naudts ve diğer., 2006; Popescu, Lericolais, Panin, De Batist ve Gillet, 2007; Sahling ve diğer., 2009; Pape, Bahr, Klapp, Abegg ve Bohrmann, 2011; Römer ve diğer., 2012; Körber ve diğer., 2014).

1.4 Sığ Gaz Birikimleri

Sığ gaz birikimleri su derinliği önem arz etmeksizin deniz tabanından itibaren ilk 1 km' lik derinlikte oluşan gaz birikimleri için yapılmış genel bir tanımlamadır (Judd, Hovland, Dimitrov, Garcia-Gil ve Jukes, 2002; Judd ve Hovland, 2007). Denizel tortullar sığ gaz birikiminin oluşumuna oldukça elverişlidir. Bu durumun oluşmasındaki temel sebep, gerek denizel kalıntıların hızla denizel tortullara karışması, gerekse de karalardan denizlere tortul taşınım yolları boyunca organik malzemece zengin tortulların sürekli olarak taşınmasıdır. Sığ gaz birikimleri arasında en yaygın olarak görülen gaz Metan gazı olup (Milkov ve Sassen, 2002), bu gazın kökeni termojenik veya biyojenik olabilmektedir. Termojenik kökenli Metan gazı göreceli olarak daha derinlerde yüksek basınç ve yüksek sıcaklık gibi ağır hidrokarbonların oluşmasında etkili olan süreçlerle oluşurken (Schoell, 1988), biyojenik kökenli Metan gazı sığ derinliklerde canlı kalıntılarının biyolojik aktivite ile ayrıştırılması sonucu meydana gelmektedir (Rice ve Claypool, 1981; Judd, Hovland, Dimitrov, Garcia-Gil ve Jukes, 2002). Öte yandan, derinlerdeki hidrokarbonlar fay ve çatlaklar boyunca sığ sedimanter ortamlara göç ederek sığ gaz bileşimlerinde yer alabilmektedir (Etiope ve diğer., 2014). Termojenik ve biyojenik kökenli Metan gazı farklı oluşum süreçlerinden geçerek oluşmuşmaktadır ve bu iki farklı oluşum kökenine sahip aynı gazın karbon ve hidrojen moleküllerinin izotopik imzası birbirinden farklıdır (Schoell, 1980).

Sığ gaz birikimleri özellikle petrol endüstrisi açısından alışılagelmedik yöntemler anlamında ekonomik önem sunmaktadır. Sığ tortullarda termojenik gaz varlığı, derinlerdeki hidrokarbon varlığını dolaylı olarak gösterebilmektedir (Kvenvolden, Vogel ve Gardner, 1981; Okyar ve Ediger, 1999). Ayrıca sığ gazlar halihazırda geleceğin enerji kaynağı olarak kabul gören gaz hidratlar için birincil gaz kaynağını oluşturmaktadır. Bütün bunlara karşılık, sığ gazların yaratabileceği bazı yer tehlikeleri mevcuttur. Özellikle sondajcılıkta bu alanlar kaçınılan alanlar olarak bilinmekte ve sığ gaz bölgelerinde açılan kuyularda kontrolsüz üretim meydana gelebilmekte ve sondaj ekipmanı ile kuyular zarar görebilmektedir. Bununla birlikte, sığ gaz birikimleri sedimanter ortamın gözenek basıncını arttırdığından dolayı, bu

tipteki jeolojik oluşumlar yamaç duraysızlıklarını da beraberinde getirebilir. Bu durum neticesinde deniz tabanı heyelanlarının gerçekleşmesi daha kolay bir hal alarak, kaymalar tetiklenebilir ve kaymalara bağlı Tsunami dalgaları oluşabilir. Sığ gaz birikimleri ile ilgili diğer bir önemli konu ise bu birikimlerin yüksek metan gazı içeriğidir. Metan gazının sera etkisi karbondioksit gazına göre 21 kat daha fazla olup, yüksek miktarlarda metan gazının su kolonuna ve oradan da atmosfere karışmasının iklim değişikliklerine sebep olabileceği de öngörülmüştür (Hovland, Judd ve Burke, 1993; Judd, Hovland, Dimitrov, Garcia-Gil ve Jukes, 2002).

1.4.1 Denizel Tortullarda Sığ Gazların Oluşumu

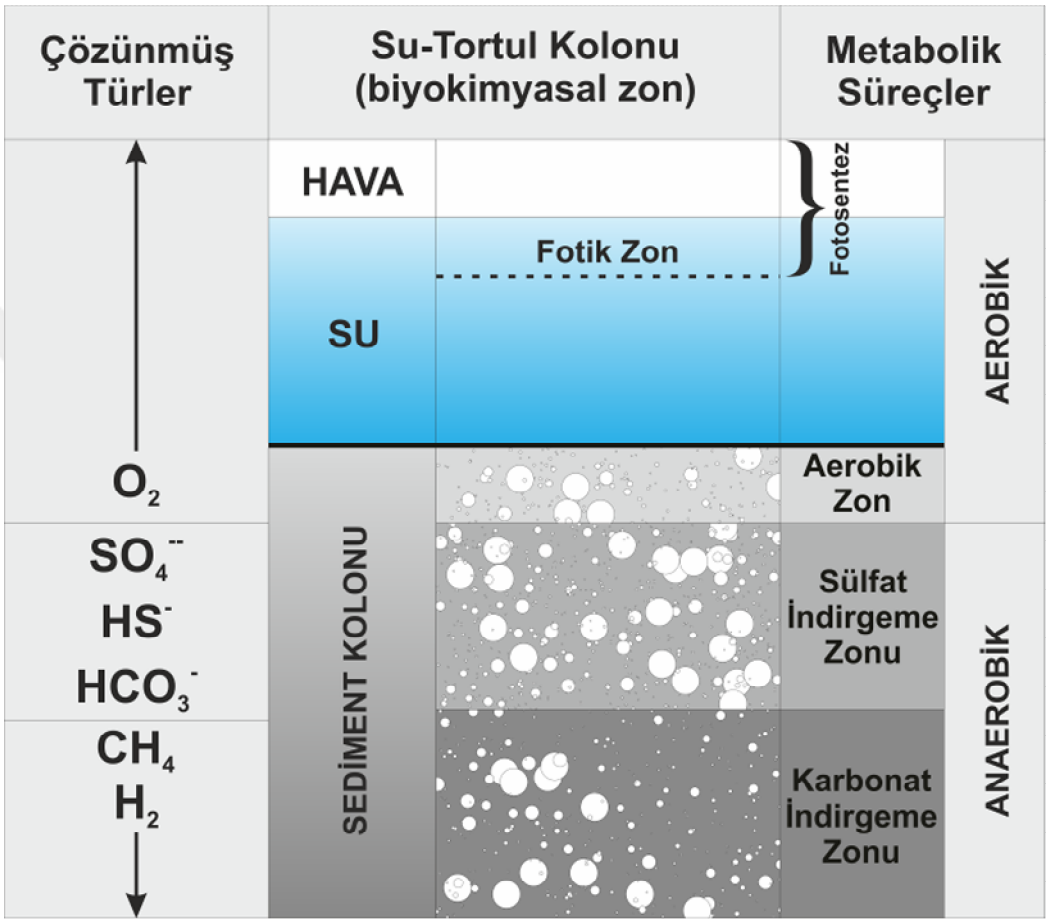
Sığ gazların oluşumu, gerek sığ denizlerdeki tortullarda aerobik solunumun gerçekleşebildiği ortamlarda, gerekse de hipoksik ya da anoksik derin su basenlerinde meydana gelebilmektedir (Egorov ve diğer., 2003; Lorenson, Claypool ve Dougherty, 2008; Bourry ve diğer. 2009). Sığ gazların biyojenik olarak üretilmesi bakteriyel ölçekte bir dizi biyolojik süreç içerisinde meydana gelir (Rice ve Claypool, 1981). Biyojenik gaz üretimi, sadece CH_4 gazı için olmayıp H_2S ve CO_2 için de meydana gelmektedir. Bu gazların denizel tortullarda oluşumu su derinliğine de bağlı olarak deniz tabanından itibaren belirli derinliklerde ve farklı zonlarda meydana gelmektedir (Şekil 1.9). Bu zonların ilki aerobik zon olup bu derinliklerde oksijenli solunum meydana gelerek oksijen gazı tüketilir ve genellikle bu zon deniz tabanından itibaren 1 m' yi geçmeyecek derinliklerdedir (Hovland ve Judd, 1988). Aerobik zon ile ilgili bilinmesi gereken en önemli unsur, bu zonun anoksik ortamlarda var olmayışıdır. Aerobik zondan sonra gelen diğer bir zon sülfat indirgeme zonu olup, bu zonda H_2S üretimi sülfatın oksidize olmasıyla meydana gelir. Sülfat indirgeme zonunun deniz tabanından itibaren hangi derinliklere kadar ulaşabileceği su derinliği ile ilişkili bir konudur ve su derinliğinin artışı ile sülfat indirgeme zonunun derinliği artabilir. Sülfat indirgeme zonunun altında yer alan diğer bir zon ise, karbonat indirgeme zonudur. Bu zonda CO_2 indirgenmesi meydana gelir ve biyojenik olarak oluşan CH_4 gazının ana kaynağını bu zon oluşturur (Whiticar, Faber ve Schoell, 1986). Biyojenik aktivite ile üretilen metan gazı;

i- Sülfat indirgeme zonuna ulaştığında oksidize olabilir,

ii- Geçirimsiz birimlerin altında kapanlanabilir,

iii- Su kolonuna ve oradan da atmosfere karışabilir,

iv- Gaz hidrat oluşturabilir.



Şekil 1.9 Denizel tortullarda biyojenik gazların üretilmesi ve tüketilmesi süreçlerinin meydana geldiği zonlar (Rice ve Claypool, 1981).

Yukarıda bahsedilen olasılıklar arasından son üç tanesi, üretilen metanın sülfat indirgeme zonunda oksidize olmamış kısmı için geçerlidir. Sığ gaz oluşumları ile ilgili diğer bir önemli husus ise bir alandaki sedimantasyon oranı ve toplam organik karbon değeridir (TOC). Buna göre, bir alanda sığ gaz oluşumunun gerçekleşebilmesi için TOC değerinin % 0,5 veya daha yüksek olması gerekmektedir (Claypool ve Kaplan, 1974). Sığ gazların oluşması için gereken organik maddeyi sağlayan sedimantasyonun da en az 30 m / My olması gerekmektedir (Mienert ve Posewang, 1999). Bu koşulların sağlandığı bütün denizel ortamlarda sığ gaz oluşumu

meydana gelebilmekte olup, günümüze kadar yapılan araştırmalar kıtasal sınırların bu oluşumlar için oldukça uygun ortamlar olduğunu göstermiştir (Yun, Orange ve Field, 1999; Ussler, Paul, Boucher, Friederich ve Thomas, 2003; Savini, Malinverno, Etiope, Tessarolo ve Corselli, 2009; Dondurur, Çifçi, Drahor ve Coşkun, 2011). Okyanusal düzlükler genellikle sığ gaz oluşturmaya uygun ortamlar değildir. Bu durumun sebebi, karasal alandan gelen organik malzemece zengin tortulların okyanusal düzlüklere ulaşması için geçen süreyle ilişkilidir ve karasal alandan gelen organik malzeme derin basene ulaşmadan önce ayrıştırılarak gaz üretimi gerçekleşmiş olur. Öte yandan pelajik sedimantasyonun organik madde içeriyor olması derin basende çökelen tortullar içerisinde bir miktar biyojenik gaz oluşumunu beraberinde getirebilir.

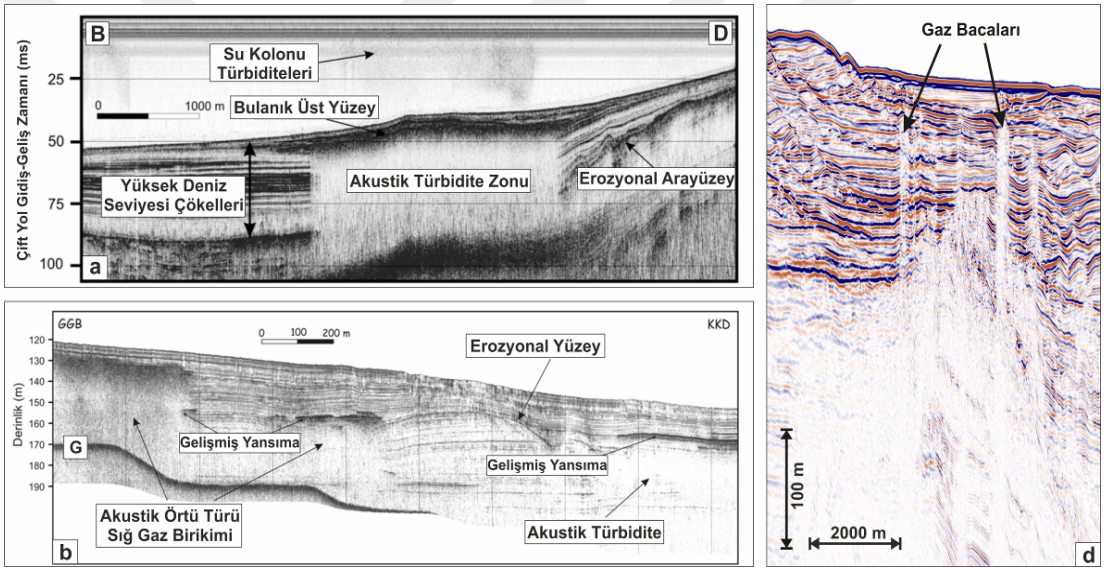
1.4.2 Sığ Gazların Araştırılması

Son yıllarda sığ gazlara yönelik yapılan araştırmalar, örnekleme ile bu yapıların doğrudan tespit edilmesi ve/veya jeofizik yöntemlerle potansiyel sığ gaz alanlarının belirlenmesi şeklinde gerçekleştirilmektedir. Jeofizik yöntemler sığ gaz anomalilerinin akustik olarak araştırılmasını, jeolojik yöntemler ise çeşitli örnekleme ekipmanlarıyla deniz tabanı tortullarından yada su kolonundan elde edilebilecek örneklerin analiz edilmesini içermektedir. Jeofizik araştırmaları gerçekleştirmek amacıyla, derin ve sığ sismik yansıma yöntemleri ve su kolonu verisi toplama yeteneğine sahip batimetrik sistemler kullanılabilmektedir. Sığ gaz içeren tortullar, gaz içermeyen tortullara göre akustik sinyallerin tamamen sönümlenmesine sebep olurlar. Bu sebeple gaz içeren alanlar ve daha derinlerinden akustik sinyal yansıması almak mümkün olamamaktadır (Çifçi, Dondurur ve Okay, 2005). Bu durumun bir sonucu olarak gaz içeren tortullar ile içermeyen tortullar arasında çok büyük bir akustik empedans farkı doğar ve bu durum genellikle gaz cephesi olarak adlandırılan yüksek yansıma genliklerine sahip anomaliler üretir.

Sığ gaz birikimlerinin sismik yansıma verilerinde ürettiği bir takım özel anomaliler mevcut olup bunlar; akustik türbidite zonu, akustik örtü zonu, akustik perde, gaz bacası olarak yorumlanabilen dar ve kolon şekilli akustik sönümlenme

yapıları şeklindedir (Şekil 1.10). Konvansiyonel sismik araştırmalarda ise gaz anomalileri doğrudan hidrokarbon belirteçleri (direct hydrocarbon indicators) olarak nitelenen üç ana ve farklı anomali tipiyle anılmaktadır. Bu anomaliler parlak nokta (bright-spot), düz nokta (flat-spot) ve sönük nokta (dim-spot) anomalileridir.

Sığ gazlarla ilgili doğrudan belirteçler ise deniz tabanı tortul örneklemesi veya deniz tabanına gaz çıkışlarının olduğu bölgelerden alınan deniz suyu örnekleri ile gerçekleştirilebilmektedir. Bu örneklere gaz analizleri uygulayarak tortul içerisinde ve/veya su içerisinde çözünmüş olarak bulunan gazın bileşimi ortaya konularak hem gaz varlığı ispatlanabilir hem de bu gazın kökeni ile ilgili bilgi edinilebilir.



Şekil 1.10 Sığ gaz birikimlerinin sismik verilerde oluşturduğu anomalilere ait örnekler. a) İzmir Körfezi' nde toplanmış CHIRP verisi üzerinde akustik türbidite zonu (Dondurur, Çifçi, Drahor ve Coşkun, 2011), b) Orta Karadeniz' in Türkiye kıtasal sınırında toplanmış sığ sismik bir profil üzerinde akustik örtü anomalisi ve gaz cephesi şeklindeki gelişmiş yansımalar (Dondurur, 2005), c) çalışma alanından elde edilen sismik veriler üzerinde görülen gaz bacası yapıları (Küçük, Dondurur ve Çifçi, 2012).

Her ne kadar analiz sonuçlarının ağır hidrokarbon gazlarını içermesi bölgedeki termojenik gaz kökenine işaret etse de bununla ilgili bazı rakamsal sınırlar da ortaya konmuştur. Bu sınırlar metan, etan ve propan gazlarının oranları ile elde edilmekte olup, Buruss ve Laughrey, (2010) tarafından Metan gazının (C_1), Etan (C_2) ve

Propan (C_3) gazlarının yüzdece toplamına oranının belirli aralıklar için belirli sonuçlara işaret ettiği önerilmiştir. Buna göre;

- $C_1 / (C_2 + C_3) < 100$ ise Termojenik
- $C_1 / (C_2 + C_3) < 1000$ ise Biyojenik
- $100 < C_1 / (C_2 + C_3) < 1000$ ise Biyojenik+Termojenik

olarak gazın kökeni ile ilgili çıkarsama yapılabilir.

Sığ gazlarla ilgili doğrudan olmayan belirteçler, deniz tabanı morfolojisindeki bazı kendine özgü değişimler ve deniz tabanından su kolonuna doğru gerçekleşen gaz sızıntılarıdır (Fleischer ve diğer., 2001). Deniz tabanı morfolojisinde gözlenebilen doğrudan olmayan belirteçler, çopurlar (pocmark) çamur volkanları, çamur diyapirleri ve deniz tabanından yüksek genlikli sismik yansıma alanları şeklinde olabilmektedir. Son yıllarda çok ışınlı batimetri sistemlerinin su kolonu verisi toplayabilme yeteneğini kazanmasıyla, gerek tek ışınlı, gerekse de çok ışınlı batimetri verileri ile su kolonunda gaz sızıntılarına dair anomalilerin de gözlenebileceği anlaşılmıştır. Bununla birlikte, yanal tarama sonarı ile gerçekleştirilen araştırmalarda da deniz tabanında gerçekleşen gaz sızıntılarının, sonar mozaiklerinde bazı geri saçınım anomalileri verdiği de bilinen bir durumdur (Klaucke ve diğer., 2006). Ayrıca doğrudan olmayan bulgular arasında deniz tabanında meydana gelen gaz sızıntıları ile oluşmuş karbonat yükselimleri de (carbonate build-up) sayılabilmektedir. Deniz tabanından elde edilen tortul örneklerine jeoteknik ve jeokimyasal analizler uygulanarak elde edilebilecek karbonat içeriği ve organik madde içeriğiyle ilişkili olarak yüksek organik karbon yüzdeleri de bir bölgenin gaz potansiyeli hakkında belirteç olabilmektedir.

1.4.3 Dünya' da ve Karadeniz' de Sığ Gaz Araştırmaları

Yukarıda anlatılan yöntemler kullanılarak sığ gazların araştırılması dünyada yoğun olarak sürdürülmekte olan çalışmalar arasında yer almaktadır. Özellikle kıtasal sınırlarda bu tipteki çalışmaların dünyada belirli bölgelerde yoğunlaştığı

bilinmekte olup bu alanlar kuzey Amerika' nın doğu ve batı sahilleri, Norveç kıtasal sınırı, doğu Çin Denizi kıtasal sınırları, Akdeniz kıtasal sınırları ve Barents Denizi olarak sayılabilir (Şekil 1.11).

Sığ gaz araştırmalarının Karadeniz' de gerçekleştirilmesi ise yoğunlukla deniz tabanı tortul örnekleme ile gaz analizlerinin yapılması üzerinedir. Bununla birlikte akustik yöntemlerle sığ gaz birikimlerinin araştırılması ile ilgili de Karadeniz' in çeşitli bölgelerinde çalışmalar mevcut olmasına karşılık, bu anoksik basen günümüzde sığ gazlar açısından halen az çalışılmış bir alandır. Karadeniz' de akustik yöntemlerle yapılan gaz araştırmaları Romanya açıkları (Popescu, Lericolais, Panin, De Batist ve Gillet, 2006), Dinyeper açıkları (Naudts ve diğer., 2006), Kırım' ın doğusunda yer alan Sorokin Çukuru ve Kerch kıtasal sınırı (Krastel ve diğer., 2003; Römer ve diğer., 2012), orta Karadeniz (Kruglyakova, Byakov, Kruglyakova, Chalenko ve Shevtsova, 2004), doğu Karadeniz' de Gürcistan kıtasal sınırı (Sahling ve diğer, 2009), Hopa açıkları (Minshull, 2011) ve orta Karadeniz güney kıtasal sınırı (Dondurur ve Çifçi, 2008) boyunca günümüze kadar gerçekleştirilmiştir.



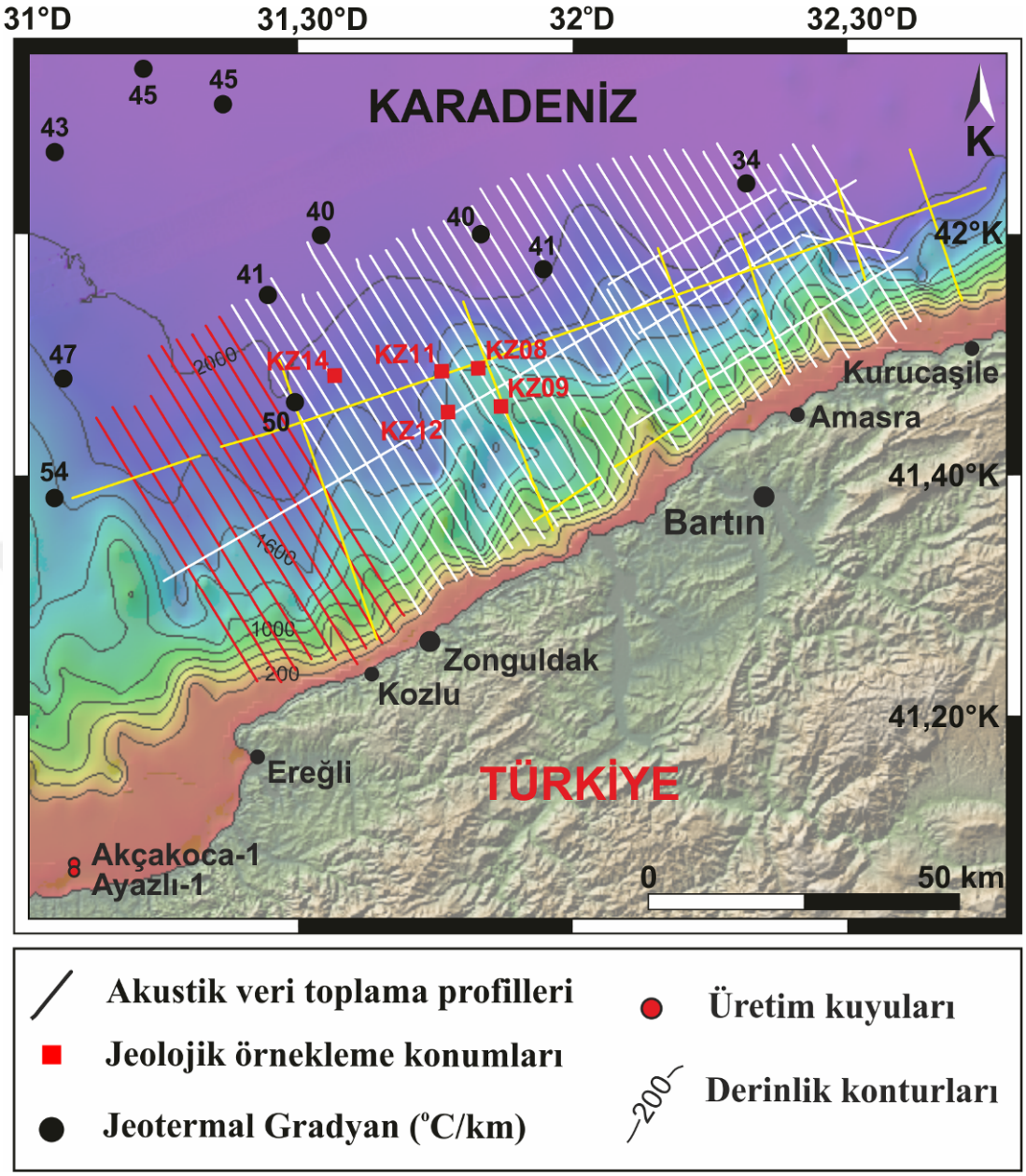
Şekil 1.11 Dünya genelinde sığ gaz araştırmalarının gerçekleştirildiği alanları gösteren harita (Fleischer ve diğer., 2001).

Karadeniz' de gazın varlığı ve bileşimine yönelik yapılan çalışmaların tamamı akustik araştırmaların da yapıldığı bölgelerde gerçekleştirilmiştir (Blinova, Ivanov ve Bohrmann, 2003; Schubert ve diğer., 2006; Pape ve diğer., 2011). Bununla birlikte orta Karadeniz' in kuzeyi ve doğu Karadeniz' de deniz tabanında meydana gelen petrol sızıntıları da geçmiş yıllarda tespit edilen bulgulardan bir tanesidir (Kruglyakova, Byakov, Kruglyakova, Chalenko ve Shevtsova, 2004; Körber ve diğer, 2014). Bahsi geçen çalışmaların büyük çoğunluğu gaz analizlerinde biyojenik Metan ile birlikte termojenik kökenli gazların varlığını da göstermektedir. Bu bilgilere ek olarak Karadeniz' de geçmiş yıllarda özellikle gaz sızıntıları ve çamur volkanları ile ilgili yapılmış çalışmalara istinaden, basenin tamamı için deniz tabanında meydana gelen gaz sızıntılarından ve gaz hidratlardan yıllık metan gazı bütçesinin yıllık 4,95 ila 5,65 Tg arasında değişebileceği hesaplanmıştır (Kessler ve diğer., 2006).

1.5 Çalışma Alanı ve Kullanılan Veriler

Tez çalışmasının gerçekleştiği alan, batı Karadeniz havzası sınırları içerisinde kalmaktadır. Şelf ile derin basen arasında kalan alan olmak üzere Zonguldak-Kozlu ile Amasra-Kurucaşile arasında kalan bölgenin sığ gaz ve gaz hidrat potansiyeli araştırılmıştır. Çalışma için TÜBİTAK destekli ve Dokuz Eylül Üniversitesi destekli bilimsel araştırma projeleri kapsamında *R/V K. Piri Reis* ile toplanan 2 boyutlu yüksek ayrımlı çok kanallı sismik, Chirp sığ mühendislik sismiği, çok ışınlı batimetri verileri ve deniz tabanı sığ tortul örnekleri kullanılmıştır (Şekil 1.12).

Çalışma alanında geçmiş yıllarda Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından toplanan 2 boyutlu çok kanallı konvansiyonel sismik veriler MTA tarafından tez kapsamında kullanılmak üzere temin edilmiş ve bu veriler de tez çalışmasının amacına uygun olarak kullanılmıştır. Çalışma alanında ölçülmüş olan ısı akısı ve jeotermal gradyan verilerine "Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Comission" kanalıyla ulaşılmıştır.



Şekil 1.12 Çalışma alanı içerisindeki akustik veri toplama profillerinin, jeolojik örnekleme noktalarının ve jeotermal gradyan ölçümlerinin konumunu gösteren lokasyon haritası. Akustik veri toplama profillerinden beyaz renkte olanlar TÜBİTAK destekli bilimsel araştırma projesi kapsamında toplananları, kırmızı renkte olanlar Dokuz Eylül Üniversitesi destekli bilimsel araştırma projesi kapsamında toplananları ve sarı renkte olanlar MTA tarafından 1998 yılında çalışma alanı içinde toplananları göstermektedir.

BÖLÜM İKİ
VERİ TOPLAMA, VERİ İŞLEME VE GAZ HİDRAT LABORATUAR ÇALIŞMALARI

Bu bölümde denizel jeolojik ve jeofizik verilerin toplanmasına, analiz edilmesine ve laboratuar ortamında teorik ve deneysel olarak gaz hidrat araştırmalarının gerçekleştirilmesine yönelik çalışmalar anlatılacaktır. Bu çalışmaların denizel veri toplama bölümü üç farklı araştırma seferi ile tamamlanmıştır. Çalışmalar Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü' ne bağlı olarak faaliyet gösteren araştırma gemisi Koca Piri Reis ile gerçekleştirilmiş olup, toplanan veriler seferlere göre zamansal olarak Tablo 2.1' de gösterilmiştir. Farklı dönemlerde yapılan araştırma seferlerinin tamamında farklı türde akustik veriler eş zamanlı olarak toplanmıştır. 2012 yılında son kez gerçekleştirilen araştırma seferinde akustik veri toplama çalışmalarına ek olarak deniz tabanı jeolojik örnekleri alınmıştır. Jeolojik örneklemenin yapılacağı konumlar önceki seferlerden elde edilen verilerin incelenmesiyle belirlenmiş ve örneklerin çoğu sismik verilerde gözlenen olası gaz bacalarının bulunduğu konumlardan elde edilmeye çalışılmıştır. Ayrıca batimetri verilerinin yüksek doğrulukla toplanması için çalışma alanında CTD ölçümleri yapılmıştır. CTD ölçümlerinden elde edilmiş bir diğer parametre ise su kolonu içerisindeki sıcaklık gradyanıdır. Bu şekilde elde edilen hidrotermal gradyan deniz tabanı civarındaki su sıcaklığını vermektedir ve bu değer aynı zamanda jeotermal gradyanın başlangıç sıcaklığını yansıtmaktadır. Araştırma seferlerine ek olarak, 2014 yılı içerisinde Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü' nün (MTA) doktora tez alanı içerisinde geçmiş yıllarda toplamış olduğu sismik veriler resmi olarak talep edilmiştir. MTA tarafından tez kapsamında kullanılmak üzere temin edilen veriler 1998 yılında Akçakoca ve Kurucaşile arasında toplanan 2 boyutlu çok kanallı konvansiyonel sismik verilerdir (Tablo 2.1).

Tez araştırması için elde edilen verilerin sefer sonrası değerlendirilmesi çalışmaları ise Dokuz Eylül Üniversitesi, Orta Doğu Teknik Üniversitesi ve Bremen Üniversitesi (University of Bremen) kurumları bünyesinde tamamlanmıştır (Tablo 2.2). 2012 yılında son araştırma seferi süresince elde edilen deniz tabanı jeolojik

örneklerinin tortul içeriği ve diğer jeoteknik analizleri Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü Jeoloji/Jeoteknik ve Deniz Kimyası Laboratuarları bünyesinde, gaz kromatografisi (GC) analizleri ise Orta Doğu Teknik Üniversitesi Petrol Araştırma Merkezi Laboratuarları bünyesinde tamamlanmıştır. Ayrıca, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Petrol Araştırma Merkezi Laboratuar olanakları yardımıyla gaz hidrat oluşturma ve çözünme davranışını inceleyen gaz hidrat laboratuar deneyleri de tez araştırması kapsamında gerçekleştirilmiştir. Gaz hidratların teorik olarak modellenmesi çalışmaları için ise University of Bremen, Center for Marine Environmental Science (MARUM) ve Orta Doğu Teknik Üniversitesi Petrol Araştırma Merkezi bünyesinde bulunan "HWHydrate" yazılımı kullanılmıştır.

Tablo 2.1 Dönemlere göre toplanan veri türleri.

Sefer	Dönem	Proje Destekleyicisi ve Proje Kodu	Toplanan Veri Türü	Toplam Profil Uzunluğu (km)
MTA Araştırma Seferi	Eylül 1998	TÜBİTAK	Konvansiyonel çok kanallı sismik yansıma	407,5*
1. Araştırma Seferi	Haziran 2010	TÜBİTAK 108Y110	Yüksek ayrımlı çok kanallı sismik, çok ışınlı batimetri ve Chirp verisi	1802,3
2. Araştırma Seferi	Ekim 2010	TÜBİTAK 108Y110	Yüksek ayrımlı çok kanallı sismik ve Chirp verisi	146,2
3. Araştırma Seferi	Haziran 2012	Dokuz Eylül Üniversitesi 2012.KB.FEN.034	Yüksek ayrımlı çok kanallı sismik, çok ışınlı batimetri, Chirp verisi ve deniztabanı jeolojik örnekleri	526,1

* Çalışma alanı içerisinde kalan sismik hatların toplam uzunluğu.

Tablo 2.2 Tez kapsamında toplanan verilerin değerlendirilmesi için kullanılan laboratuar altyapıları.

Çalışma	Kurum / Departman	Kullanılan Yazılım
Yüksek ayrımlı çok kanallı sismik verilerin işlenmesi	DEÜ-DBTE / Seislab	Landmark ProMAX
Chirp sığ mühendislik sismiği verilerinin işlenmesi	DEÜ-DBTE / Seislab	Bathy2010/Kogeo
Çok ışınlı batimetri verilerinin işlenmesi	DEÜ-DBTE / Seislab	Caraibes
Jeoteknik analizler	DEÜ-DBTE / Jeolab	Yoktur
Gaz kromatografisi	ODTÜ / PAL	ChemStation
Teorik gaz hidrat modelleme	Bremen Üniversitesi / MARUM	HWHydrate
Gaz hidrat laboratuar deneyleri	ODTÜ / PAL	HydraFlash
Akustik verilerin yorumlanması	DEÜ-DBTE / Seislab	Kingdom Suite

2.1 Akustik Veri

Tez kapsamında kullanılan veriler saha çalışması ile verilerin elde edilmesi, verilerin işlenmesi/analiz edilmesi ve verilerin değerlendirilmesi/yorumlanması aşamalarından geçirilmiştir. Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü altyapısı kullanılarak toplanan veriler, kurumun laboratuarına ait donanım ve yazılım altyapısı ile değerlendirilmiştir.

2.1.1 Akustik Verilerin Toplanması

Tez kapsamında üç farklı denizel akustik veri toplanmıştır. Bu veriler Tablo 2.1' de gösterildiği gibi yüksek ayrımlı çok kanallı sismik yansıma, Chirp sığ mühendislik sismiği ve çok ışınlı batimetri verileridir. Bu bağlamda verilerin toplanmasına yönelik kullanılan donanım ve yazılım altyapısı ile veri toplama parametreleri bu bölümde detaylı olarak anlatılacaktır. Tezin amacına uygun olarak çok kanallı sismik yansıma verileri birincil veri topluluğunu oluşturmaktadır. Chirp ve batimetri verileri ikincil veri grubu olarak değerlendirilmiş olup, bütün veri gruplarına ek olarak batimetri verilerinin yüksek ayrımlı olarak toplanması için CTD verileri de çalışma alanında birkaç farklı istasyonda toplanmıştır. Batimetri verileri ikincil veri grubunu oluşturmasına karşılık, verilerin toplanacağı profiller arası dik uzaklık batimetri sisteminin çalışılacak derinliklerdeki azami tarama alanına göre tayin edilmiştir. Verilerin tamamı Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü bünyesinde faaliyet gösteren araştırma gemisi Koca Piri Reis ile toplanmıştır.

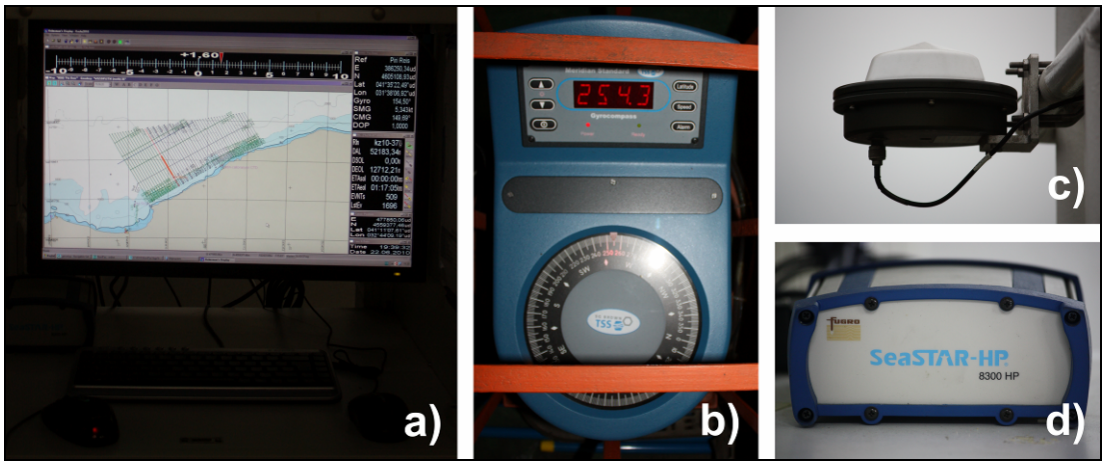
2.1.1.1 Konumlandırma (Navigasyon)

Akustik verilerin toplanması için diferansiyel GPS (Global Positioning System) ve bütünleşik navigasyon sistemi kullanılmıştır. Kullanılan GPS türü diferansiyel olduğu için konumlandırmadaki hata değerleri 1 metreden daha azdır. Araştırma seferleri süresince kullanılan navigasyon sistemi ve koordinat sistemi ile ilgili bilgiler Tablo 2.3' de gösterilmiştir.

Tablo 2.3 Navigasyon parametreleri.

GPS	Diferansiyel (en az 8 uydu)
Ellipsoid	WGS 84
Inverse Flattening	298,2572235630
Semi Major Axis	6378137,0000
Projection	UTM (kuzey)
Scale Factor	0,9996
Eccentricity	0,081819190843
Central Meridian	033°00'0,0000"
Origin Latitude	000°00'0,0000"
False Easting	500000,0000
False Northing	0,0000
UTM zone	36

Bütünleşik navigasyon sistemi temel olarak sensörlerin koordinatlarını ayrı ayrı hesaplayabilmekte ve ilgili sisteme anlık olarak koordinat bilgilerini yollayabilmektedir. Buna göre, navigasyon sistemi GPS anteninin konumu ve antenden elde edilen koordinat bilgilerinden yola çıkarak gemi referans noktasının koordinatlarını hesaplar. Buna ek olarak gemi üzerinde bulunan ve kullanılan sensörlerin koordinatları da daha önceden sisteme tanımlanmış sensör mesafelerine istinaden navigasyon sistemi tarafından hesaplanır ve ilgili sisteme çıktı olarak bu koordinatlar yollanır. Bütünleşik navigasyon sistemi için kullanılan cihazlara ait sensörlerden bazılarının gemi üzerindeki görünümleri Şekil 2.1' de gösterilmiştir.



Şekil 2.1 Navigasyon cihazlarının genel görünümü. a) navigasyon ekranı, b) gyro pusulası, c) diferansiyel GPS anteni ve d) diferansiyel GPS alıcısı görüntüsü.

Entegre navigasyon işlemi için "Navipac-EIVA" yazılımı kullanılmıştır. Sistem aynı zamanda hesaplanan sensör koordinatlarından istenilenleri sayısal olarak her

profil için kaydetmiştir. Ayrıca zaman, tek ışınlı batimetri alıcısından gelen derinlik bilgisi, sismik sisteme ait atış numaraları ve "GYRO" pusulasından gelen azimut değerleri de profillere ait log dosyalarında yer almaktadır. Navigasyon sisteminin bir diğer önemli işlevi ise hava tabancası kontrol biriminin tetiklenmesini sağlayan tetikleme kutusunun (trigger box) her atış noktası için tetiklenmesini sağlamaktır.

2.1.1.2 Çok Kanallı Sismik Yansıma Verilerinin Toplanması

Yüksek ayrımlı çok kanallı sismik yansıma verilerinin toplanması çalışmaları 2010 yılı Haziran ayı, 2010 yılı Ekim ayı ve 2012 yılı Haziran ayı olmak üzere 3 farklı araştırma seferi kapsamında tamamlanmıştır. Ayrıca 2014 yılı içerisinde çalışma alanı içerisinde kalan ve Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından 1998 yılında toplanan konvansiyonel 2 boyutlu çok kanallı sismik yansıma verileri MTA tarafından tez kapsamında kullanılmak üzere temin edilmiştir. Araştırma seferlerinin her birinde farklı ekipmanlar farklı düzenlerde kullanılmıştır. Buna göre her araştırma seferi için farklı uzunluklarda alıcı kablo (streamer), enerji kaynağına yüksek basınçlı havayı sağlamak üzere farklı kompresörler ve farklı sayılarda enerji kaynağı kullanılarak araştırma seferleri tamamlanmıştır. Her üç seferde kullanılan veri toplama parametreleri Tablo 2.4, Tablo 2.5, Tablo 2.6 ve Tablo 2.7' da verilmiştir.

Tablo 2.4 Sismik veri kayıt parametreleri.

Ekipman	Haziran 2010	Ekim 2010	Haziran 2012
Sismik Kayıtçı	HydroScience NTRS2	HydroScience NTRS2	HydroScience NTRS2
Alıcı Kablo	SeaMUX	SeaMUX	SeaMUX
Alıcı Kablo Uzunluğu (m)	1500 veya 1350	1350	1050
Alıcı Kablo Derinliği (m)	3,4,5 veya 6	4	4
Kanal Sayısı	240 veya 216	216	168
Maksimum Katlanma	30 veya 27	27	21
Örnekleme Aralığı (ms)	1	1	1
Kayıt Uzunluğu (s)	6	6	6
Veri Biçimi	SegY 32 Bit IEEE	SegY 32 Bit IEEE	SegY 32 Bit IEEE

Tablo 2.5 Derinlik kontrol birimi ekipmanları.

Ekipman	Haziran 2010	Ekim 2010	Haziran 2012
Derinlik Kontrol Birimi	I/O DMU	I/O DMU	I/O DMU
Derinlik Düzenleyici (Bird) Sayısı	4	4	6
Pusulalı Derinlik Düzenleyici (Bird) Sayısı	1	1	2

Tablo 2.6 Enerji kaynağı bileşenleri ve parametreleri.

Ekipman	Haziran 2010	Ekim 2010	Haziran 2012
Enerji Kaynağı Kontrol Birimi	Macha	Macha	Macha
Enerji Kaynağı Tipi	GI Hava Tabancası	GI Hava Tabancası	GI Hava Tabancası
Enerji Kaynağı Sayısı	1	2	1
Enerji Kaynağı Hacmi (kübik inç)	45+45	2 x (45+45)	45+105
Enerji Kaynağı Derinliği (m)	2 veya 3	2	2
Yüksek Basınçlı Kompresör	LMF FL413/F	Price	LMF FL413/F
Kompresör Çalışma Basıncı (psi)	2000	2200	2000

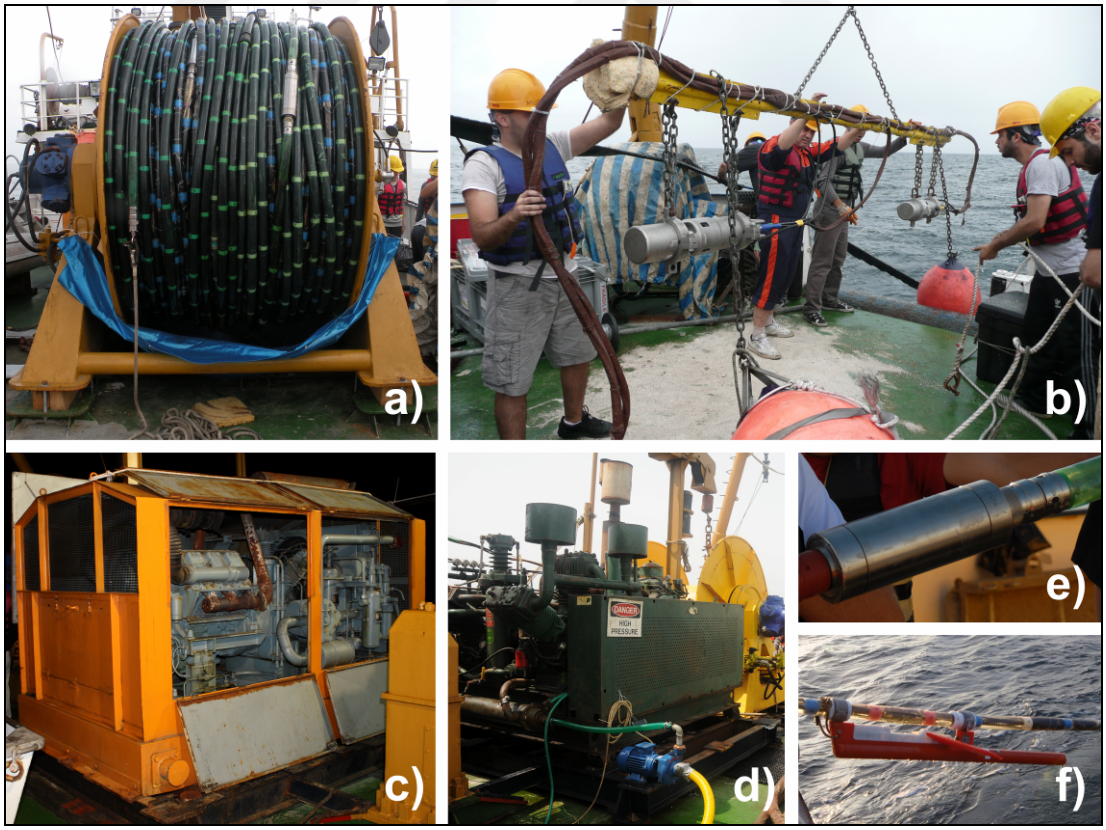
Tablo 2.7 Atış-Alıcı düzenine ait parametreler.

Parametre	Haziran 2010	Ekim 2010	Haziran 2012
Atış Aralığı (m)	25	25	25
Minimum Ofset (m)	70 veya 100	70	50
Dik Ofset (m)	5	5	5
Grup Aralığı (m)	6,25	6,25	6,25

Sismik veriler önceden belirlenen profiller boyunca toplanmış olup, hat başları ve hat sonlarında dönüşler süresince veri toplama yapılmamıştır. Veri toplama süresince kullanılan sismik bileşenlerin bazıları Şekil 2.2' de gösterilmiştir. Enerji kaynağı olarak GI (Generator-Injector) tipi hava tabancası kullanılmıştır. Bu enerji kaynağının en büyük avantajı iki farklı hava odasına sahip olmasıdır. Bu iki hava odası birbirilerine göre belirli bir gecikme zamanı ile patlatılırsa, patlatma sonucu oluşan hava kabarcığının su yüzeyine kavuşana kadar gösterdiği hava tabancası kabarcık etkisi (air gun bubble effect) büyük ölçüde elimine edilmiş olur. Araştırma

seferlerinin tamamında hava tabancası atış aralığı mesafeye bağlı olarak ve her 25 metrede atış yapılacak şekilde tayin edilmiştir.

Minimum ofset değeri çalışmadan çalışmaya farklılık göstermektedir ve 1. Araştırma seferinde bu değer çalışma alanının tamamına yakınında 70 m ve bazı hatlarda 100 m olarak seçilmiştir. 2. ve 3. araştırma seferlerinde bu mesafe 50 m olarak seçilmiştir. Çalışma süresince alıcı kablonun derinliğini kontrol etmek için pusula içeren ve pusulasız derinlik kontrol birimleri (bird) kullanılmıştır. Pusulalı birimler ve gemi azimutundan faydalanarak hat başları ve hat sonlarında manevra sırasında alıcı kablonun sapma açısı (feathering) gözlenmiş ve sapmanın sona ermesi ile hatlar boyunca veri toplama çalışmaları başlatılmıştır. Derinlik düzenleyiciler yardımıyla alıcı kablo için belirlenen derinlik genelde 3 m olarak tayin edilmiş olup, değişen hava koşullarına göre belirli zamanlarda alıcı kablo derinliği profiller boyunca değiştirilmiştir.



Şekil 2.2 Çok kanallı sismik yansıma bileşenlerinin genel görünümü. a) alıcı kablo, b) hava tabancası, c) LMF marka yüksek basınçlı sismik hava kompresörü, d) Price marka yüksek basınçlı sismik hava kompresörü, e) sayısallaştırıcı ve f) derinlik kontrol birimi.

Çok kanallı sismik yansıma verilerinin toplanması navigasyon sistemi, tetikleme kutusu, hava tabancası kontrol birimi ve sismik kayıtçının birbirilerine bağlı olarak çalışmasına dayanmaktadır. Ardışık olarak birbirileriyle entegre çalışan navigasyon sistemi, tetikleme kutusu, hava tabancası kontrol birimi ve sismik kayıtçıya ek olarak, sadece sismik kayıtçı ile entegre çalışan diğer bir sistem ise derinlik düzenleyici kontrol birimidir. Veri toplama süresince alıcı kablonun istenen derinlikten çekilmesi için kullanılan bu kontrol birimi, alıcı kablo üzerine yerleştirilmiş derinlik düzenleyiciler yardımıyla çalışır. Veri aktarımı sismik kayıtçıya ve oradan da derinlik düzenleyici kontrol birimine iletilir. Dolayısıyla bu birimin sismik kayıtçı ile iki yönlü bir veri iletim ilişkisi mevcuttur. Ayrıca kontrol birimi düzenleyicilerden gelen derinlik ve pusulalı düzenleyicilerden gelen azimut bilgilerini kullanarak alıcı kablonun anlık açısal değişimlerinin ve anlık derinliğinin gözlenmesini sağlar.

MTA tarafından 1998 yılında Akçakoca ve Kurucaşile açıkları arasında 2 boyutlu konvansiyonel sismik veriler araştırma gemisi MTA Sismik-1 kullanılarak elde edilmiştir. Toplanan ilk hat boyunca 1200 m uzunluğunda ve çalışmanın devamında da 1050 m uzunluğunda alıcı kablo kullanılmıştır. MTA ekiplerince belirlenen veri toplama parametreleri ve bazı ekipman bilgileri Tablo 2.8' da verilmiştir.

Tablo 2.8 Çalışma alanında 1999 yılında MTA tarafından toplanan sismik veri toplama parametreleri.

Kanal Sayısı	72 veya 84
Grup Aralığı (m)	12,5
Alıcı Kablo Derinliği (m)	10
Alıcı Kablo Uzunluğu (m)	1050 veya 1200
Kayıt Süresi (s)	8
Örnekleme Aralığı (ms)	2
Minimum Ofset (m)	150
Atış Aralığı (m)	50
Hava Tabancası Sayısı	10
Hava Tabancası Türü	Bolt
Toplam Hava Tabancası Hacmi (kübik inç)	1500
Hava Tabancası Derinliği (m)	5
Derinlik Kontrol Birimi Sayısı	7

2.1.1.3 Sığ Mühendislik Sismiği (CHIRP) Verilerinin Toplanması

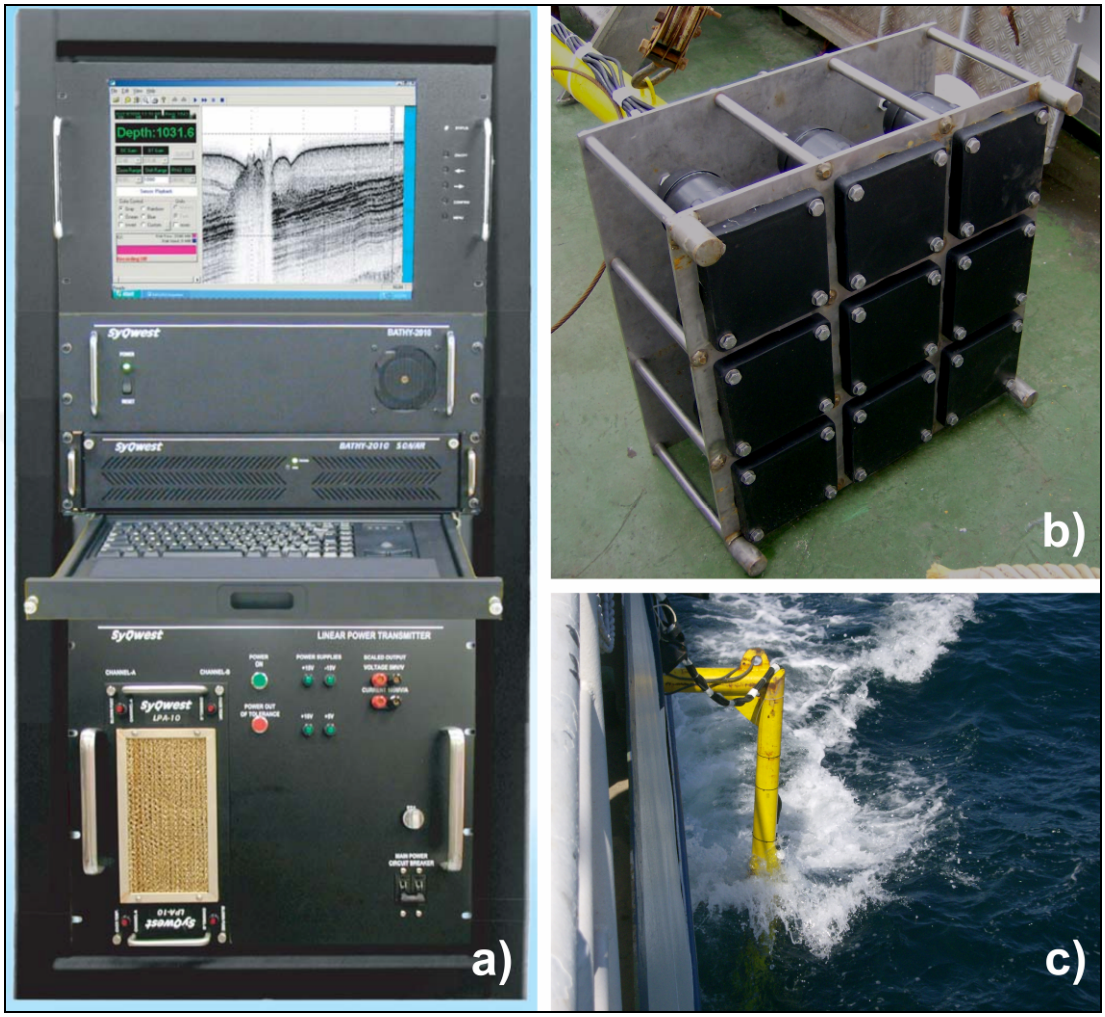
Çok yüksek ayrımlı sığ mühendislik sismiği (CHIRP) verileri üç farklı araştırma seferi süresince toplanmıştır. Veri toplama çalışmaları süresince bu sisteme ait alıcı/vericiler gemi yanından sarkıtılarak (pole-mounted) kullanılmıştır. Genellikle etki derinliğinin deniz tabanından itibaren 50 m' ye kadar ulaşabildiği bu sistem, çok sığ tortullar içerisindeki gaz birikimlerine dair anomalileri ve sedimanter yapıları çok detaylı bir şekilde görüntüleyebilmektedir. Sistemin bir diğer avantajlı özelliği ise verileri işlenmiş olarak anlık göstermesi ve kayıt edilen veriyi yine işlenmiş olarak saklamasıdır. Araştırma seferleri süresince kullanılan sistemin özellikleri Tablo 2.9' de verilmiştir. Çalışmalar süresince 9 alıcı/verici içeren bir alıcı/verici düzeneği kullanılmıştır.

Tablo 2.9 Sığ mühendislik sismiği sistemine ait parametreler.

Ekipman/Parametre	Haziran 2010	Ekim 2010	Haziran 2012
Model	Bathy 2010	Bathy 2010	Bathy 2010
Alıcı/Verici (Transdüser) Sayısı	9	9	9
Sistemin Frekans Aralığı (kHz)	2,75 - 6,75	2,75 - 6,75	2,75 - 6,75
Bant Genişliği (kHz)	4	4	4
Merkez Frekansı (kHz)	3,5	3,5	3,5
Sinyal Türü	Chirp	Chirp	Chirp

Sistemin veri toplama amacıyla kullanımı oldukça pratik olup, manevralar sırasında da veri toplamak mümkün olabilmektedir. Verilerin toplanması süresince bütünleşik navigasyon sisteminden bu sisteme gelen navigasyon bilgisi verinin başlık bölümüne (header) anlık olarak kayıt edilir. Ayrıca, sistemin erim mesafesine bağlı olarak oluşan gecikme değerleri de verinin başlık bölümüne sistem tarafından kayıt edilir. Kayıt edilen navigasyon bilgisi coğrafik koordinatları içerir ve bu koordinatların metrik koordinatlara dönüşümü ile gecikme düzeltmelerinin nasıl yapıldığı sığ mühendislik sismiği verilerinin işlenmesi bölümünde anlatılacaktır. Veri

toplama çalışmaları süresince kullanılan sığ mühendislik sismiği sisteminin görünümü Şekil 2.3' de verilmiştir.



Şekil 2.3 Chirp sisteminin genel görünümü. a) Bathy2010 model veri toplama sistemi, b) yandan sarkıtılan sığ mühendislik sismiği alıcı/verici (transdüser) düzeneği ve c) veri toplama sırasında alıcı/verici düzeneğin gemi yanından sarkıtılmış görüntüsü.

2.1.1.4 Çok Işınlı Batimetri Verilerinin Toplanması

Deniz tabanı topoğrafyasının detaylı olarak haritalanması için çok ışınlı batimetri verileri 2010 yılı Haziran ayı ve 2012 yılı Haziran ayı içerisinde toplanmıştır. 2010 yılı Ekim ayı içerisinde gerçekleştirilen araştırma seferinde ise sistem veri toplamak üzere kullanılmamıştır. Çok ışınlı batimetri sistemi, sığ mühendislik sismiği sistemi gibi hem gemi karinasına monte olarak (hull-mounted), hem de yardımcı düzenek

kullanılarak gemi yanından (iskele veya sancak) sarkıtılarak kullanılmaya uygundur. Sistem, 2010 yılı Haziran ayı içerisinde gerçekleştirilen seferde yandan sarkıtılarak, 2012 yılı Haziran ayı içerisinde gerçekleştirilen seferde ise gemi tabanına monte olarak kullanılmıştır. Gemi tabanına monte edilerek kullanılan çok ışınlı batimetri sistemleri daha istikrarlı olarak veri toplayabildikleri için 2012 yılında toplanan batimetri verilerinin kalitesi daha yüksektir. Çalışmalar süresince ELAC-SeaBeam 1050D sistemi kullanılmış olup sisteme dair kullanılan parametreler Tablo 2.10' da verilmiştir.

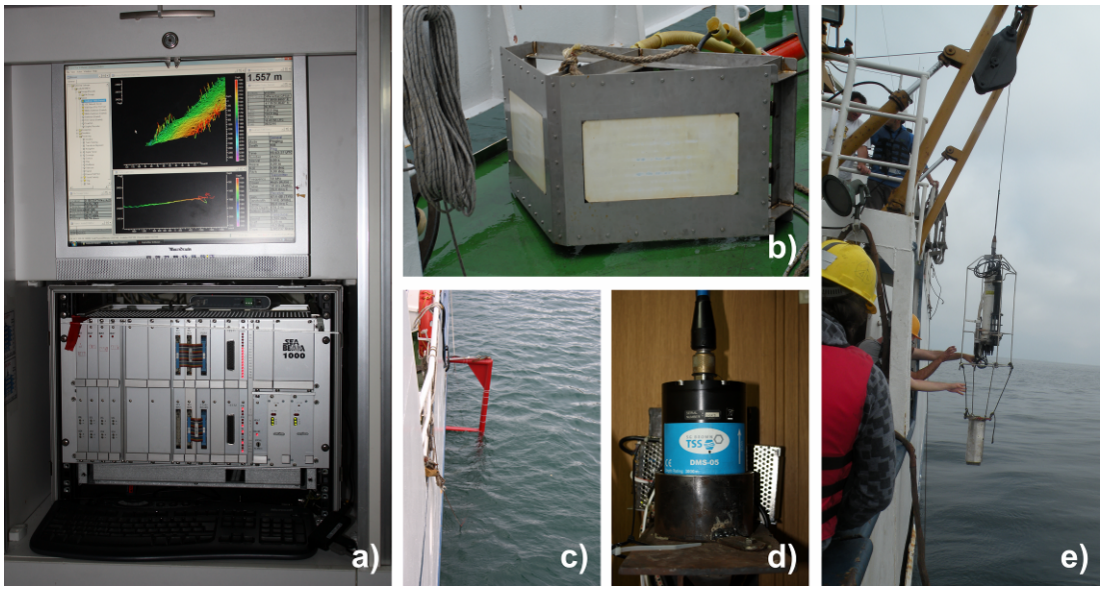
Tablo 2.10 Çok ışınlı batimetri sistemine ait parametreler.

Parametre	Haziran 2010	Haziran 2012
Maksimum Tarama Alanı (derece)	153	153
Maksimum Işın Sayısı	126	126
Sistemin Çalışma Frekansı (kHz)	50	50
Tarama Yönündeki Ayrımlılık (derece)	1,2	1,2
Sinyal Uzunluğu (ms)	10	10
Kazanç Türü	Zamana Göre Değişen (TVG)	Zamana Göre Değişen (TVG)
Maksimum Kazanç Değeri (dB)	24	24
Alıcı Bant Genişliği (kHz)	10	10
Transdüser Bağlantı Türü	Yandan Sarkıtma	Gemi Karinasına Monte

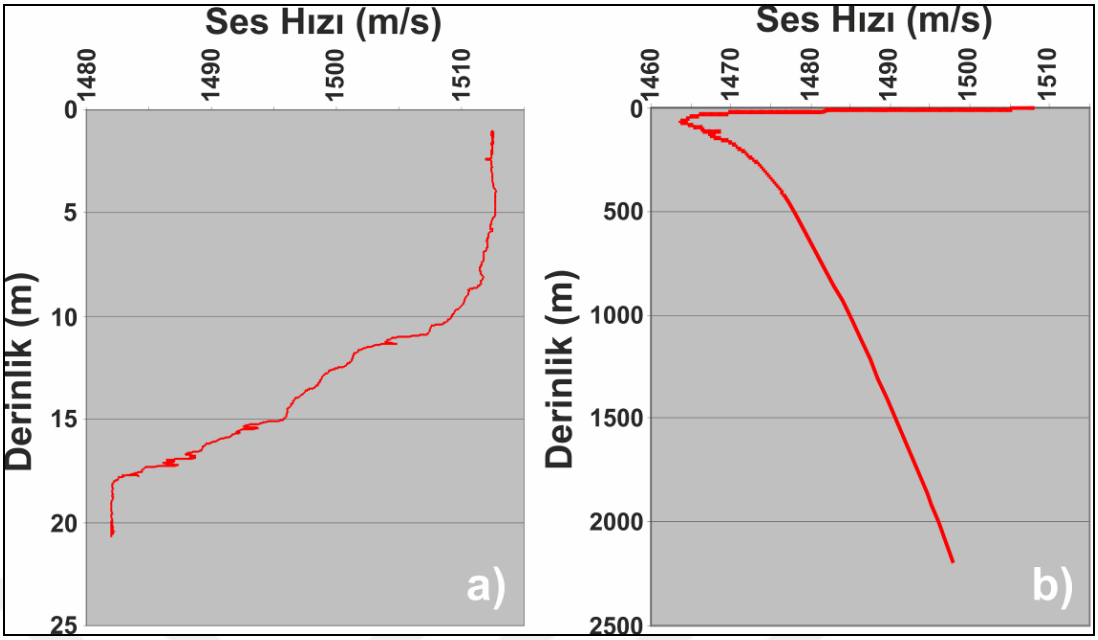
Çok ışınlı batimetri verisinin toplanması kayıt başlatma/bitirme ve erim mesafesi ile tarama alanının değişen su derinliğine göre ayarlanması işlemlerini kapsamaktadır. Kullanılan batimetri sistemine ek olarak batimetrik verilerin yüksek doğrulukla toplanabilmesi için CTD birimi ve hareket sensörü de kullanılmıştır. CTD birimi ile deniz suyu fiziksel özelliklerinden bazıları (tuzluluğa bağlı iletkenlik ve sıcaklık) derinliğe göre ölçülmüş ve ölçülen değerler yardımıyla su kolonu içerisindeki ses hızı gradyanı elde edilmiştir. Elde edilen sudaki ses hızı gradyanı, batimetri sistemine tanımlanarak derinlik ölçümlerinde doğruluk arttırılmış olur. Batimetri verilerinin toplanması sırasında yapılan diğer bir düzeltme, hareket sensörü

(motion sensor) yardımıyla yapılmıştır. Geminin merkez noktasına yerleştirilmiş bu cihaz sayesinde geminin yalpa (roll), trim (pitch), ve alçalma/yükselme (heave) hareketleri anlık olarak ölçülür ve alıcı/vericiler tarafından gönderilen/alınan geri saçınımlara anlık olarak düzeltme uygulanır. Bu sayede deniz tabanını temsil eden geri saçınım sinyalleri ile ilgili oluşabilecek açısal bozukluklar giderilmiş olur. Kullanılan cihazların gemi üzerindeki görünümü Şekil 2.4' de gösterilmiştir.

Batimetri verilerinin toplanması süreci kalibrasyon, CTD verisi toplama ve veri toplama olmak üzere 3 aşamada gerçekleşir. Gemi yanından sarkıtılan alıcı/verici düzeneğinde kalibrasyon işlemi düzeneğin suya sarkıtılmış stabil durumu her bozulduğunda (örneğin çalışmaya ara verilmesi ve karaya yanaşılması gibi durumlarda düzeneğin güverteye alınması gibi durumlarda) tekrar edilmiştir. Çalışma kapsamında kalibrasyon işleminin tamamlanmasından sonra çalışılacak alanda su derinliğinin azami olduğu bir noktada CTD ölçümü gerçekleştirilmiş ve veri toplama süresince bu CTD verisi kullanılmıştır. Batimetri verisinin yüksek doğrulukla toplanabilmesi için elde edilen CTD verilerinden hesaplanmış sudaki ses hızı gradyanının grafik gösterimi Şekil 2.5' de kalibrasyon için ve veri toplama için ayrı ayrı gösterilmiştir.



Şekil 2.4 Çok ışınlı batimetri verilerini toplamak için kullanılan ekipmanların gemi üzerindeki görünümü. a) Veri toplama sistemi, b) alıcı/verici, c) alıcı/verici yandan sarkıtma düzeneği, d) geminin merkez noktasına monte edilmiş hareket sensörü ve e) CTD birimi.



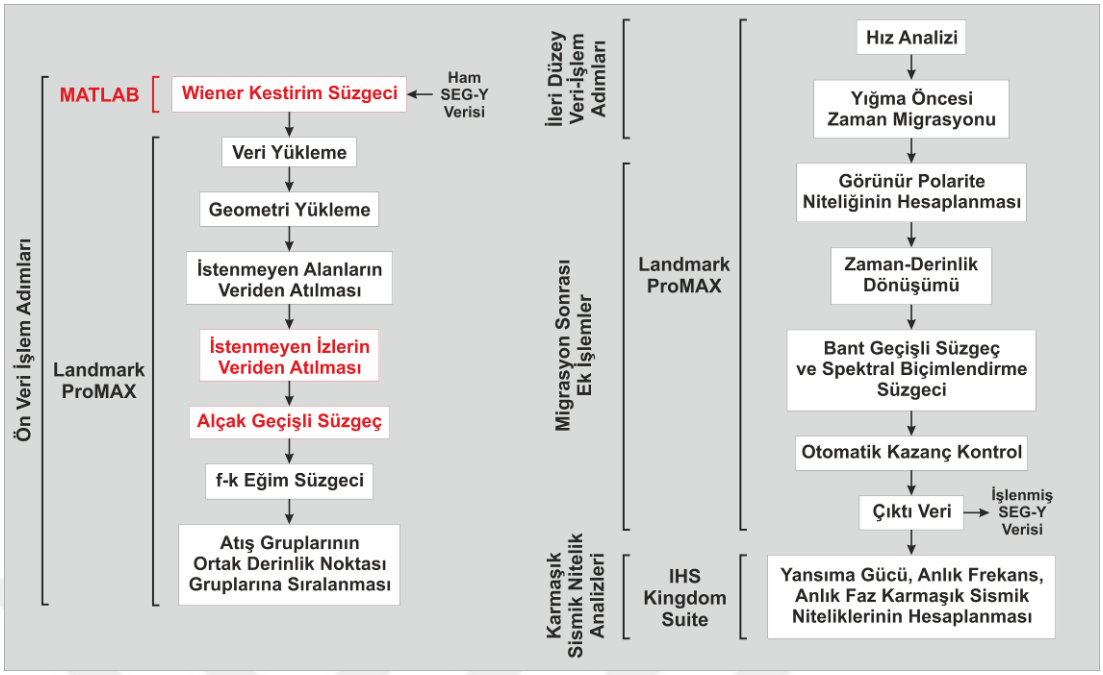
Şekil 2.5 Çalışma kapsamında batimetri verilerinin yüksek doğrulukla toplanabilmesi için CTD verilerinden hesaplanan; a) kalibrasyon için elde edilmiş, b) veri toplama için elde edilmiş sudaki ses hızı gradyanının grafik gösterimi.

2.1.2 Akustik Verilerin İşlenmesi

Akustik verilerin işlenmesi çalışmaları tez çalışmasının en çok zaman alan aşamalarından biridir. Bu bölümde veri işlem aşamalarının toplanan veriler için hangi adımlardan oluştuğuna ve sebeplerine değinilecektir.

2.1.2.1 Çok Kanallı Sismik Yansıma Verilerinin İşlenmesi

Çok kanallı sismik yansıma verilerinin işlenmesi çalışmaları süresince konvansiyonel sismik veri işlem adımları uygulanmıştır. Çalışma kapsamında dört farklı veri işlem akışı kullanılmış olup bunlar ön veri işlem, ileri düzey veri işlem, migrasyon sonrası ek işlemler ve karmaşık sismik nitelik analizleri olarak sıralanabilir. (Şekil 2.6). Veri işlem aşamalarının tamamlanması için, "MATLAB", "Landmark - Promax" ve "IHS Kingdom Suite" olmak üzere üç farklı yazılım kullanılmıştır. Veri işlem akışları sırasıyla "MATLAB" yazılımı ile başlayıp daha sonra "Landmark - ProMAX" veri işlem yazılımı ve son olarak da "IHS Kingdom Suite" yorumlama yazılımı ile tamamlanmıştır.



Şekil 2.6 Çok kanallı sismik yansıma verileri için veri-işlem akışlarının şematik gösterimi. Kırmızı ile gösterilen adımlar MTA tarafından çalışma alanında toplanan çok kanallı sismik yansıma verilerine uygulanmamıştır.

"MATLAB" yazılımı düşük frekanslı derin yansımaların korunması adına Wiener Kestirim Süzgeci (Dondurur ve Karslı, 2013) yöntemini uygulamak üzere konvansiyonel sismik veri işlem adımları öncesi ham veriye uygulanmıştır. Yöntem deniz dalgası gürültüsünün veriden yola çıkarak modellenmesi ve veriden çıkartma işlemi ile atılmasını sağlamaya çalışır. MTA tarafından toplanan veriler için ise Wiener Kestirim Süzgecine ihtiyaç duyulmamıştır. Bunun sebebi, verinin MTA tarafından düşük frekanslı gürültüleri süzülmüş verilerin temin edilmiş olmasıdır. "Wiener" kestirim süzgeci uygulamasından sonra veriler "Landmark - ProMAX" veri-işlem yazılımına yüklenmiştir.

"Wiener" kestirim süzgeci uygulamalarının tamamlanmasının ardından atış gruplarını içeren veriler "Landmark - Promax" yazılımına yüklenmiştir. Bu işlemden sonra atış-alıcı geometrisi gerçek atış koordinatları kullanılarak yüklenmiştir. Geometri verisi yüklenmiş veriye sırasıyla, istenmeyen alanların atılması (trace muting), kullanılamaz durumdaki izlerin atılması (trace kill), Wiener kestirim süzgeci sonrası veride kalan yüksek frekanslı gürültülerin atılması için alçak geçişli süzgeç, farklı eğime sahip kuyruk şamandrası, derinlik düzenleyici ve/veya sismik

alıcı kablo mekanik gürültüsü gibi gürültülerin veriden atılması için f-k eğim süzgeci ve atış gruplarının ortak derinlik noktası gruplarına sıralanması (sort to CDP) adımları ön veri işlem aşamaları olarak uygulanmıştır. Ön veri işlem adımları içerisinde yaşanan en büyük sorun 2010 yılı verilerinden bazı profillerin atış gruplarında, kanalların gelişi güzel ve çok sayıda iğnecik (spike) türü gürültü içermesidir. Bu gürültülerin veriden atılması için her atışın her kanalı görsel kontrolden geçirilmiş ve iğnecik türü gürültü içeren kanallar tek tek seçilerek veriden atılmıştır.

Ön veri işlem aşamalarından sonra ileri düzey veri işlem aşamaları olarak veriye sırasıyla hız analizi ve yığma öncesi zaman migrasyonu (Prestack Time Migration) uygulanmıştır. Hız analizi uygulanacak ortak derinlik noktası (ODN) konumları değişen deniz tabanı morfolojisi ve deniz tabanı altı jeolojisinin değişkenliğine göre seçilmiştir. Verinin değişken morfolojiye sahip bir alanda toplanmış olması sebebiyle yığma öncesi zaman migrasyonu tercih edilmiştir. Öte yandan bu tercih öncesi f-k sabit hız migrasyonu ve "Kirchoff" zaman migrasyonu gibi yaygın olarak kullanılan yığma sonrası zaman migrasyonu türleri de veriye uygulanarak yığma öncesi/sonrası migrasyon sonuçları karşılaştırılmış ve yığma öncesi zaman migrasyonu kullanımının uygunluğuna karar verilmiştir.

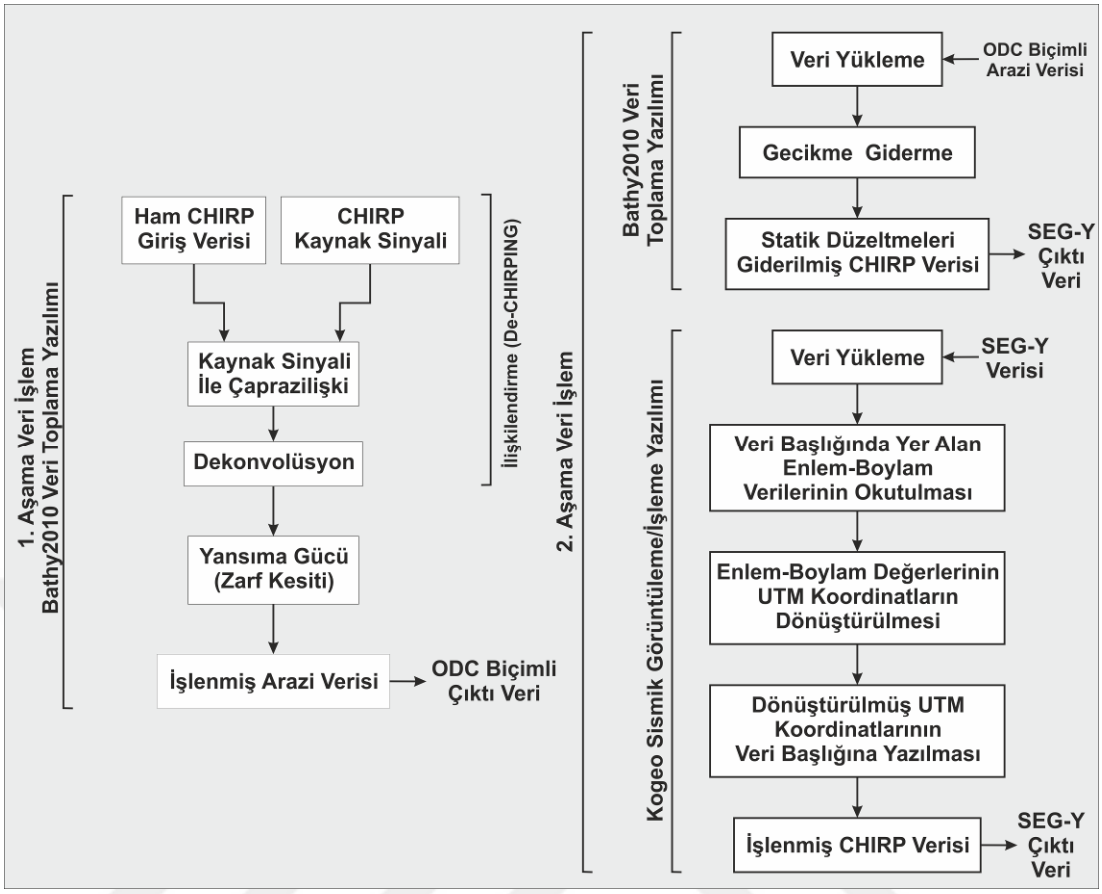
Migrasyon işleminin bütün hatlara uygulanmasından sonra veriye migrasyon sonrası ek işlemler de uygulanmıştır. Bu işlemler zaman-derinlik dönüşümü, görünür polarite kesitlerinin hesaplanması, filtreleme ve yorumlama yazılımı için migrasyon kesitlerinin çıktı veri olarak kaydedilmesidir. Zaman-derinlik dönüşümü için hız analizinden elde edilen normal kayma zamanı hızları yumuşatılmış ve bu hızlardan ortalama hız ile ara hızlara geçilmiştir. Her iki hız türü ile yapılan derinlik dönüşümlerinden elde edilen çıktılar batimetri verisi ile karşılaştırılmış ve ortalama hızlar kullanılarak elde edilen derinlik dönüşümü kesitleri deniz tabanı yansımaları itibari ile batimetri verilerine daha uyumlu çıkmıştır. Bu sebeple derinlik dönüşümü aşamasında ortalama hızlar kullanılmıştır. Migrasyon sonrası uygulanan filtreler görsel olarak daha düzgün bir çıktının elde edilmesi için uygulanmıştır. Bu süzgeçler bant geçişli süzgeç ve spektral biçimlendirme süzgeçleridir. Özellikle yığma öncesi

zaman migrasyonunun ortaya çıkardığı bazı düşük frekanslı gürültülerin atılması açısından düzgün sonuç vermiştir. Verilerin çıktısı alınırken (işlenmiş verinin SEG-Y çıktısı) veri işlem yazılımı tarafından hesaplanan ODN koordinatları verinin başlığına yazdırılmıştır. Sığ gaz ve gaz hidrat anomalileri açısından değerlendirilecek verilere herhangi bir kazanç işlemi uygulanmamıştır. Bununla birlikte stratigrafik ve yapısal yorumlama yapılabilmesi açısından 500 ms otomatik kazanç kontrol (AGC) işlemi uygulanmış çıktı veriler de ek olarak hazırlanmıştır. Wiener Kestirim Süzgeci ve iğnecik türü gürültü ayıklama haricindeki bütün veri işlem adımları MTA tarafından alanda toplanan 1998 yılı verilerine de aynı akışta uygulanmıştır.

Karmaşık sismik nitelik analizlerinin tamamlanması için "IHS Kingdom Suite" yazılımı kullanılmıştır. Yazılım anlık olarak tercih edilen herhangi bir nitelik kesitini istenen sismik profil üzerinde zaman veya derinlik ortamında hesaplayabilmektedir. Yazılımın hesaplayamadığı tek nitelik anlık polarite kesiti olup, bu kesitler veri işlem yazılımı ile hesaplanmış ve her hat için ek bir sismik kesit olarak yorumlama yazılımına yüklenmiştir. Tez kapsamında kullanılan sismik nitelikler, anlık polarite, yansıma gücü (zarf), anlık frekans ve anlık faz nitelikleri olup anomali içeren kesitlere uygulanmıştır.

2.1.2.2 CHIRP Sığ Mühendislik Sismiği Verilerinin İşlenmesi

Chirp sığ mühendislik sismiği verilerinin işlenmesi iki aşamada gerçekleştirilmektedir (Şekil 2.7). İlk aşama verilerin toplanması sırasında veri toplama sistemi tarafından gerçekleştirilir. Bu aşamada "de-chirping" ve zarf kesiti hesaplanmaktadır. Operatör tarafından yapılan veri işlem ise sinyal analizi içermeyip uygulanan işlemler daha ziyade gecikme düzeltmesi ve verinin konumlandırılması üzerinedir. Veri toplama sisteminin kullandığı yazılım yardımıyla verinin toplanmasından sonra gecikme düzeltmeleri giderilir. Bu işlemden sonra veriler "Kogeo" yazılımına aktarılarak veri başlıklarında bulunan coğrafi koordinatlar metrik koordinatlara dönüştürülür ve dönüştürülen metrik koordinatlar tekrar veri başlığına kaydedilir. Bu işlemlerden sonra verinin yorumlamaya hazır hali çıktı verisi olarak kaydedilir ve Chirp verilerinin işlenmesi tamamlanır.

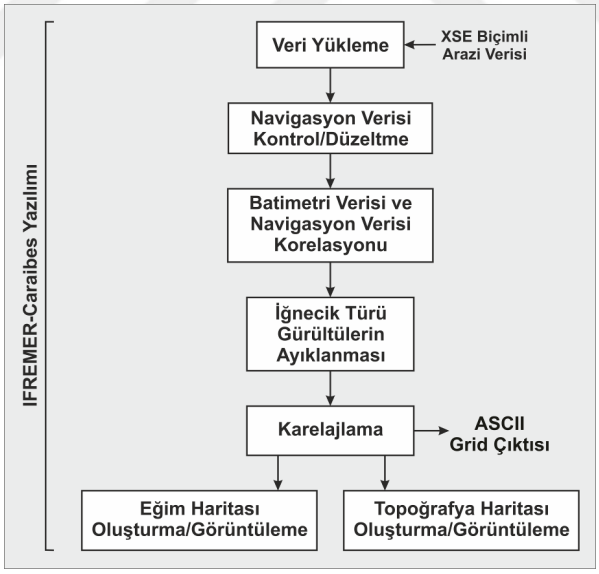


Şekil 2.7 CHIRP veri-işlem akışlarının şematik gösterimi.

2.1.2.3 Çok Işınlı Batimetri Verilerinin İşlenmesi

Çok ışınlı batimetri verilerinin işlenmesi sismik yansıma verilerinin işlenmesine benzer olarak, saha verilerinin veri işlem için kullanılan yazılımın dahili formatına dönüştürülmesi ile başlamaktadır. Çalışmanın bu aşamasında, IFREMER tarafında geliştirilen "Caraibes" batimetri veri işlem yazılımı kullanılmıştır. Verilerin işlenmesi, veri yükleme sonrasında, navigasyon verisinin kontrol edilmesi, gürültülerin ayıklanması, karelajlama ve karelajlama neticesinde çeşitli haritalama işlemlerini içermektedir (Şekil 2.8). Verinin yüklenerek yazılımın dahili formatına dönüştürülmesini takiben navigasyon verisi görsel kontrole tabi tutulur. Varsa konumlandırma hataları bulunur ve hatalı değerler silinir, hatalı değerden önceki son ve sonraki ilk düzgün değerler dikkate alınarak silinen değerler enterpolasyonla yeniden elde edilir. Çalışma süresince DGPS kullanıldığı ve GPS' in konumlandırma hatası 1 m' den daha küçük olduğu için herhangi bir konumlandırma hatası/sapması

tespit edilmemiştir. Dolayısıyla tez verileri bu aşamada herhangi bir değişime uğramamıştır. Bu aşamadan sonra derinlik ölçümlerini içeren batimetri verisi navigasyon verisi ile ilişkilendirilerek derinlik ölçümü değerlerinin koordinatlandırılması sağlanmış olur. Batimetri veri işlem adımlarının en zahmetli aşaması iğnecik türü gürültülerin ayıklanması aşamasıdır. Çalışma alanında alıcı/vericinin gemi yanından çekilmesi ile toplanan veriler gemi tabanına monte alıcı/vericiye nazaran çok fazla gürültü ürettiği için bilhassa 2010 yılında toplanan verilerde iğnecik türü gürültü baskın olarak görülmüş ve ayıklanmıştır. Gürültülerin ayıklanmasını takiben veri karelajlanarak (girdding) detaylı deniz tabanı topoğrafyası ve deniz tabanı eğim haritası elde edilmiştir. Ayrıca verinin sismik yorumlama programına yüklenebilmesi için karelajlanmış verinin "ASCII" çıktısı da üretilmiştir. Karelajlama ile ilgili belirtilmesi gereken bir husus ise alanda veri toplamaya rağmen veri bulunmayan konumların doldurulması için enterpolasyon işleminin gerçekleştirilmiş olmasıdır. Enterpolasyon miktarı 100 m olan karelajlama miktarının % 10' u kadar yani 10 m seçilmiştir.



Şekil 2.8 Çok Işınlı Batimetri veri-işlem akışlarının şematik gösterimi.

2.2 Jeolojik Veri

Çalışma kapsamında tezin amacına uygun olarak anomali gözlenen alanlar için jeolojik örnekleme çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Çalışmanın yapılabilmesi için

Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Jeoteknik Laboratuarına ait donanım kullanılmış olup çalışmanın bu kısmı sadece 2012 yılı Haziran ayında gerçekleştirilen araştırma seferinde yapılmıştır.

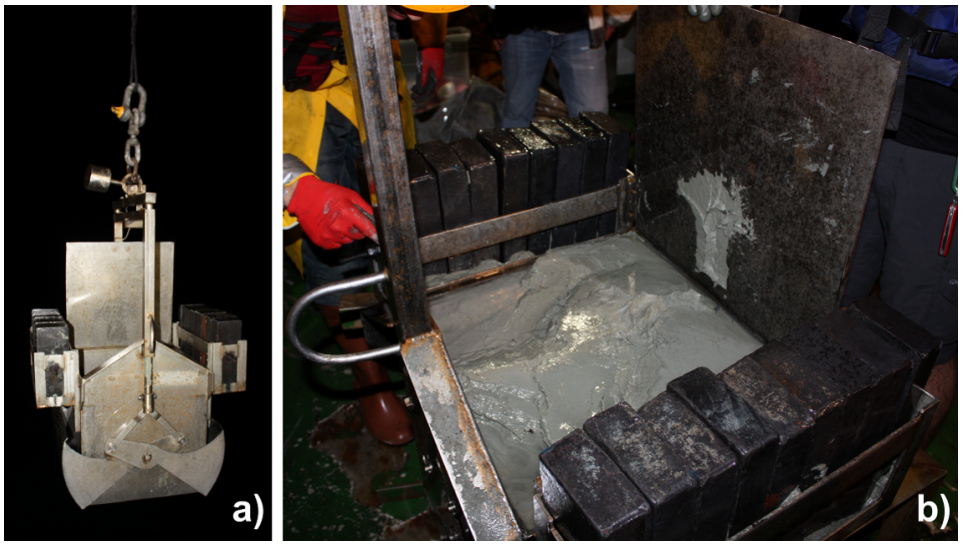
2.2.1 Jeolojik Verilerin Toplanması

Tortul örneklerinin toplanması üç farklı analiz türü için yapılmış olup, bu analizler gaz kromatografisi analizleri, jeoteknik analizler ve organik karbon analizleri olmak üzere detaylı olarak anlatılacaktır. Jeolojik örnekleme çalışması için kullanılan "box core" ekipmanı (Şekil 2.9) ve diğer bilgiler Tablo 2.11' de verilmiştir.

Tablo 2.11 Jeolojik örnekleme çalışmasına ait genel bilgiler.

Örnekleme Ekipmanı	Standart Box Core
Konumlandırma*	Diferansiyel GPS
Maksimum Penetrasyon (m)	0,61
Örnek Alınan İstasyon Sayısı	5
Jeoteknik Analiz için Elde Edilen İstasyon Sayısı	3
Gaz Kromatografisi için Elde Edilen İstasyon Sayısı	5
Gaz Kromatografisi Örneği Saklama Ekipmanı	20 cc Penisilin Şişesi

*** Örnek konumları örnekleme cihazının deniz tabanından kopması sırasında bütünleşik navigasyon sisteminden alınmıştır.**



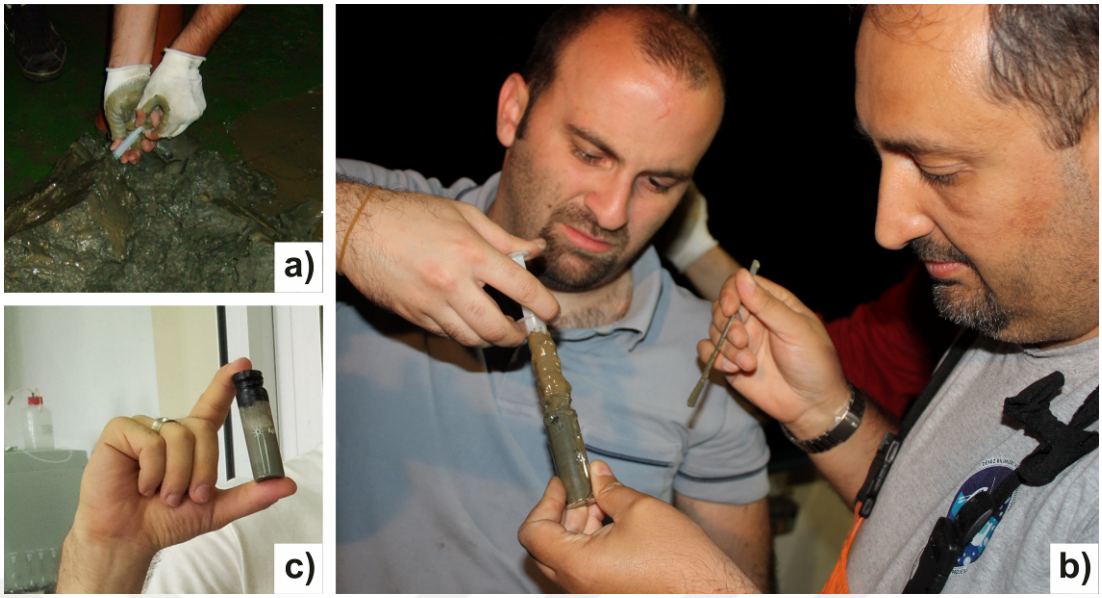
Şekil 2.9 Jeolojik örnekleme için kullanılan standart "Box Core" türü ekipman. a) Ekipmanın suya indirilişi sonrasındaki görünümü ve b) Çamur örneğini aldıktan sonra ekipmanın gemi güvertesindeki görünümü.

Jeolojik örnekleme cihazı kullanılarak yapılan örnekleme çalışmaları su derinliğine göre cihazın deniz tabanının 15-20 m yukarısına kadar indirilmesi ve deniz tabanının 15-20 m yukarısında serbest düşüşe bırakılması şeklindedir. Böylece cihazın üzerindeki kurşun ağırlıkların da yardımıyla örnekleme cihazı sığ tortullara saplanmış olur. Deniz tabanına saplanan örnekleme ekipmanını geri çekme sırasında ekipmanın alt kısmında yer alan kepçe kapanırken cihazın üzerindeki yardımcı aparat sayesinde üst kısmı da bir kapak yardımıyla kapanmaktadır. Böylece alınan sığ tortul örneği, cihazın yukarı çekilmesi sırasında bozulmaya uğramamaktadır.

2.2.1.1 Gaz Kromatografisi Analizleri için Jeolojik Örnekleme

Gaz kromatografisi (GK) için jeolojik örnekleme çalışması, bölgede var olduğu öngörülen sığ gaz birikimlerinin ispat edilmesi açısından öncelikli veri grubunu oluşturmaktadır. GK için jeolojik örnekleme çalışması, örnekleme ekipmanı deniz tabanından gemi güvertesine alınır alınmaz süratle tamamlanmıştır. Bunun sebebi, tortul içerisinde bulunması muhtemel çözünmüş gazların örneği terk edebilmesi ihtimalidir. Buna rağmen örneklerin geçirimsiz ortama aktarılması atmosfer koşullarında yapıldığından dolayı gaz kayıpları kaçınılmaz olarak gerçekleşebilmektedir. GK için yapılan örnekleme "Head Space" türü gaz kromatografisi analizlerini yapmaya uygun olarak tamamlanmıştır. Bunun içim 20 cc penisilin şişeleri, penisilin şişelerinin geçirimsizliğini sağlayacak contalı kapak ve kapağın sıkıştırılması için sıkıştırma aparatı (crimper) ile çamur örneklerinin penisilin şişesine aktarılması için plastik şırınga kullanılmıştır (Şekil 2.10).

Çamur örnekleri jeoteknik analizler için numunenin alınacağı yerden uzak bir noktadan alınmıştır. Bu işlemlerin ardından geçirimsizliği sağlanmış penisilin şişeleri derin dondurucuya konularak analiz yapılacağı zamana kadar - 20° C' de veya başka bir deyişle soğuk zincirde muhafaza edilmiştir. Böylece derin dondurucu ortamı sayesinde, çamur örneklerinin içinde biyolojik aktivitenin başlaması engellenmiş ve çamur örneğinin penisilin şişesine aktarıldığı andaki özelliklerinin korunması amaçlanmıştır.



Şekil 2.10 Gaz kromatografisi için gerçekleştirilen jeolojik örnekleme çalışmasına ait görüntüler. a) Standart tıbbi şırınganın çamur öneğine saplanması, b) Şırınga içine alınan çamurun penisilin şişesine aktarılması ve c) Çamurun penisilin şişesine aktarılması sonrası geçirimsizliği sağlanmış penisilin şişesi.

2.2.1.2 Jeoteknik Analizler için Jeolojik Örnekleme

Jeoteknik analizler için numune alma işlemi, jeolojik örnekleme cihazının deniz tabanına saplanması ve güverteye alınmasından sonra yapılmıştır. Örnekleme cihazının güverteye alınmasından sonra üst kapak açılarak 60 cm uzunluğunda hazırlanmış 5 cm çapında şeffaf PVC boruları çamur içine saplanır. Bu saplama işlemi örnekleme cihazının taban seviyesine kadar sürdürülür. PVC borunun çamurdan ayrılmasından sonra borunun üzeri çamurdan temizlenerek saplanma yönü boru üzerine işaretlenir ve borunun alt ve üst seviyesi uygun kapaklarla kapatılarak geçirimsizliği sağlanır. Daha sonra sarsıntı/devrilme gibi etkileri engelleyecek şekilde ve dik duracak şekilde muhafaza edilerek çamur örnekleri laboratuar ortamına nakledilir.

2.2.2 Jeolojik Verilerin Analiz Edilmesi

Jeolojik örneklerin analiz edilmesi iki farklı laboratuar bünyesinde tamamlanmıştır. GK analizleri Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Petrol Araştırma

Laboratuarı imkanlarıyla, jeoteknik analizler ise Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Jeoloji/Jeoteknik Laboratuarı imkanlarıyla gerçekleştirilmiştir. Örnekleme için kullanılan ekipman her istasyonda tam anlamıyla deniz tabanına saplanamadığı için bazı istasyonlarda jeoteknik analiz yapabilecek veri elde edilememiş, bu istasyonlardan sadece GK için örnek alınabilmiştir (Tablo 2.12).

Tablo 2.12 Jeolojik örnekleme istasyonlarına ait detaylı bilgiler.

	KZ8	KZ9	KZ11	KZ12	KZ14
Gaz Kromatografisi Örneklemesi	✓	✓	✓	✓	✓
Jeoteknik Analiz Örneklemesi	✘	✘	✓	✓	✓
Maksimum Penetrasyon (cm)	**0**	**0**	**52**	**61**	**55**
Örneğin Alındığı Su Derinliği (m)	**1272**	**1283**	**1460**	**1578**	**1961**
GC için İstasyon Başına Alınan Örnek Sayısı	**2**	**2**	**2**	**2**	**2**

2.2.2.1 Gaz Kromatografisi Analizleri

Gaz kromatografisi analizleri için "Head Space" analiz türüne uygun olarak soğuk zincirdeki numuneler analizin yapılacağı laboratuara aktarıldıktan sonra oda sıcaklığında çözülmeye bırakılmıştır (Şekil 2.11). Donmuş halden oda sıcaklığına gelen numuneler hassas tartı ile tartılarak penisilin şişesinden gaz çekilmeden önceki ağırlığı ölçülmüştür (Şekil 2.11a). Ağırlık ölçme işlemi penisilin şişesi içinden analiz için gaz alındıktan sonra da tekrarlanarak analize tabi tutulan gazın ağırlığı belirlenmiş olur. Ağırlık ölçme işlemi sonrasında penisilin şişesinin sıcak su içerisinde bekletilmesi işlemi gerçekleştirilmiştir (Şekil 2.11b). Penisilin şişesinin içinde bekletileceği suyun sıcaklığı şişenin ısıya dayanım gücü ile ilişkili bir durum olup, GK analizleri öncesinde örnekler ~ 50° C sıcaklıktaki suyun içinde bekletilmiştir. Penisilin şişelerinin sıcak su içerisinde bekletilmesi işlemi "Head Space" GK analizinin doğası gereği uygulanmaktadır ve bu uygulamanın amacı çamur içerisinde çözünmüş olarak bulunan gazların penisilin şişesini üst bölümüne toplanmasını sağlamaktır. Bu uygulama basitçe ısınan akışkanların yükselmesi fizik kuralına dayanmaktadır. Çamur içerisinde çözünmüş olarak bulunan gazların bu

aşama boyunca penisilin şişesinin üst bölümüne göç edişi görsel olarak da gözlenebilmektedir (Şekil 2.11b).



Şekil 2.11 GK analizi için kullanılan ekipmanların görünümü. a) Hassas terazi ile penisilin şişelerinin ağırlık ölçümleri, b) Sıcak su içerisinde penisilin şişesinin bekletilmesi ve çamur içindeki çözünmüş gazın şişenin üst kısmına toplanması, c) Gazın penisilin şişesinden alınması ve GC analiz cihazına aktarılması için kullanılan uygun ve geçirimsiz şırıngalar, d) Gazların penisilin şişesinden şırınga yardımıyla alınması, e) GC analiz cihazının genel görünümü.

Sıcak su içerisinde bekletme işleminin ardından uygun şırıngalar (Şekil 2.11c) yardımı ile penisilin şişesinin üst kısmına toplanan gazlar penisilin şişesinden

alınarak GK analizi sistemine "inlet" (doğrudan enjeksiyon) metodu (Şekil 2.11d) ile aktarılır ve cihaz (Şekil 2.11e) yaklaşık 20 dakika süre ile sisteme iletilen gazları analiz eder. Bu işlemler her istasyonun her numunesi için ayrı ayrı tekrar edilmiş ve GK analizleri tamamlanmıştır. Veri toplama sırasında çamur örneğinin atmosferik koşullarda penisilin şişesine aktarılması sebebiyle atmosferik gazların da örneğin saklandığı geçirimsiz penisilin şişesine karışması ve bu gazların da hidrokarbon gazlarıyla birlikte analiz sonuçlarında gözlenmesi kaçınılmazdır. Atmosferik gazlar çalışmanın amacına uygun olarak istenmeyen gaz türleri olarak düşünülebilir ve bu sebeple GK analizleri ham sonuçları vermektedir. Ham sonuçlara normalizasyon işlemi uygulanarak atmosferik gazlar bileşimden çıkartılmıştır. Bu işlem neticesinde ekonomik değeri olan gazlar ve CO_2 ile sadece ekonomik değeri olan gazlar yüzdece elde edilmiştir.

2.2.2.2 Jeoteknik, Karbonat ve Organik Karbon Analizleri

Çalışmanın bu kısmı Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Jeoloji/Jeoteknik ve Deniz Kimyası Laboratuarlarında gerçekleştirilmiştir. Jeoteknik analizler elek analizi ve hidrometre analizi olmak üzere tane boyu analizlerini kapsamaktadır. Analizler Türk Standartları Enstitüsü (TSE) 1997' ye göre gerçekleştirilmiş olup, tane boyu 63 mikrondan büyük olan örnekler için standart kuru elek tekniği, tane boyu 75 mikrondan küçük olan örnekler için hidrometre tekniği kullanılmıştır. Analiz sonuçları yarı-logaritmik ortamda değerlendirilmiştir. Laboratuara aktarılan örnekler her 5 cm' de bir kesilerek/örneklenerek analizlere tabi tutulmuştur. Karbonat analizleri için ise aynı örneklerden 0,355 mm elekten geçebilen tortullar kullanılmıştır ve bu tortullara Piper, (1974) tarafından önerilen $CaCO_3$ analizleri uygulanarak karbonat analizleri gerçekleştirilmiştir.

Organik madde analizlerinin uygulanması için kurum bünyesinde Demir Amonyum Sülfatla Titrasyon ve Spektrofotometre yöntemleri olmak üzere iki farklı analiz tekniği kullanılabiliyor olmasına karşın, Spektrofotometre yöntemi daha yüksek doğrulukla yapılabildiği için bu yöntem tercih edilmiştir.

2.3 Gaz Hidrat Deneysel Çalışmaları

Gaz hidrat deneysel çalışmaları iki farklı aşamada tamamlanmıştır. İlk aşamada Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Petrol Araştırma Laboratuarı bünyesinde uygun ekipmanlar kullanılarak gerçek gaz hidrat oluşturma ve gaz hidratın çözünme süreçlerini izleme çalışmaları yapılmıştır. İkinci aşamada ise doktora eğitim süresi içerisinde ERASMUS staj hareketliliği kapsamında University of Bremen, MARUM kurumunda teorik gaz hidrat deneyleri yapılmış ve farklı gaz bileşimleri için gaz hidrat denge eğrileri üretilmiştir.

2.3.1 Gaz Hidrat Laboratuar Deneyleri

Laboratuar ortamında gaz hidrat oluşturma/çözünme deneyleri gaz hidrat deneysel düzenekleri ile yapılabilmektedir. Gaz hidratların oluşması için gereken yüksek basınç koşuluna istinaden bu tipteki deneysel düzenekler pnömatik ve hidrolik açıdan yüksek dayanım gücüne sahip olmalıdır. Temelde bu tipteki düzenekler, içerisinde gözenekli tortul, gaz ve su içerebilecek sızdırmaz bir gaz hidrat oluşum hücresi, bir soğutma havuzu, gaz/sıvı iletimini sağlayacak bir hidrolik pompa, gerekli durumlarda bütün sistemi boşaltabilecek bir vakum pompası, istenilen gazın veya gaz karışımının yüksek basınçta muhafaza edilmesi için bir karışım tüpü ve bu sistemleri birbirine bağlayan yüksek basınca dayanıklı ve sızdırmaz boruları kullanarak oluşturulmaktadır (Şekil 2.12).

Bütün bu düzenekler birbirine yüksek dayanımlı metal borularla bağlı olmasına karşılık istenildiği zaman bağlantının istenilen yerden kesilebilmesi için her bağlantı noktasında yüksek basınca dayanıklı vanalar mevcuttur. Atmosferik gazların sistemin kullanımında sisteme karışmaması için her aşama sonrasında vakum pompası ile istenmeyen gazlar sistem dışına atılmaktadır. Deneye başlamadan önce bazı sistem testlerinin yapılması gerekmektedir. İlk olarak deney düzeneğinin sızdırmazlık kontrolü yapılmıştır. Bunun için düzenek kurulduktan sonra gaz hidrat oluşturma hücresi içerisine belirli bir basınçta gaz enjekte edilmiş ve içerideki gaz 24 saat süreyle bekletilmiştir. Hücrenin iki ucunda da basınç ve sıcaklık sensörleri mevcut

olup, bu iki parametreyi bilgisayar ortamında anlık olarak gözleyebilmek mümkündür. 24 saatin sonunda gaz basıncında bir azalma olmadığı gözlendikten sonra karışım tüpü ve gaz hidrat oluşturma hücresinin iç hacimlerini kesin olarak belirleme aşamasına geçilmiştir. Bunun için hidrolik pompanın kendi deposuna su doldurulmuştur. Doldurulan su, hidrolik pompa yardımıyla gaz hidrat oluşturma hücresine enjekte edilmiştir. Sıvıların sıkışmazlığı nedeniyle hücre tamamen su ile dolduktan sonra pompa düzeneğe daha fazla su enjekte edemeyecektir. Bu aşamaya gelene kadar hangi hacimde suyun hücreye aktarıldığı pompa üzerindeki göstergeden takip edilmiştir. Böylelikle gaz hidrat oluşturma hücresi ve pompa ile hücreler arasında bağlantıyı sağlayan boruların toplam hacmi elde edilmiştir ve enjekte edilen su hidrolik pompaya geri çekilirmiştir. Daha sonra gaz hidrat oluşturma hücresi ile metal borular arası bağlantı, vanalar yardımıyla kesilerek bu kez aynı işlem bağlantı borularına su enjekte etme ve boruların hacminin aynı şekilde belirlenmesi şeklinde gerçekleşmiştir. Böylelikle ilk aşamada bağlantı boruları ve hücre için kullanılan su ile sadece bağlantı boruları için kullanılan su hacminin farkı hücrenin tam hacmini bulmayı sağlamıştır. Bu işlemin ardından aynı süreç gaz karışımı oluşturma tüpü için de gerçekleştirilerek karışım tüpü hacmi aynı aşamalarla bulunur.



Şekil 2.12 Laboratuar ortamında gaz hidratların oluşturulması için kullanılan gaz hidrat deney düzeneği. a) Gaz hidrat oluşturma hücresi, b) Yaklaşık %30-40 gözenekliliğe sahip kum, c) Gaz karışımı oluşturma tüpü, d) Soğutma havuzu, e) Hidrolik pompa, f) Farklı türde gazları ihtiva eden sanayi tipi gaz tüpleri, g) Su soğutucu ve h) Vakum pompası.

Gaz hidrat oluşturma hücresinde kullanılacak olan malzeme kum olarak belirlenmiştir. Kum öncelikle 24 saat süreyle etüvde bekletilerek varsa su muhtevasının giderilmesi sağlanmıştır. Daha sonra kum gaz hidrat oluşturma hücresine doldurularak sistem tekrar kurulmuştur. Kumun gözenek hacminin kesin olarak hesaplanması için de bu kez kuru kum içeren gaz hidrat oluşturma hücresine su basılmış olup, kum dolu deney düzeneğinin gözenek hacmi bulunmuştur. Bu aşama da tamamlandıktan sonra karışım tüpünde istenilen gazların karıştırılması işlemi gerçekleştirilmiştir. İstenilen gazlar sırayla sanayi tipi gaz tüplerinden metal bağlantı boruları ile karışım tüpüne aktarılmış ve her gazdan sonra bağlantı boruları vakumlanarak artık yada istenmeyen gazlar sistemden atılmıştır. Karışım oluşturulduktan sonra kum ile dolu gaz hidrat oluşturma hücresinin toplam gözenek hacminin yarısı su ile dolacak şekilde içeri tekrar su basılmıştır ve gaz hidratın oluşması için gereken su böylelikle sağlanmıştır. Suyun basılmasından sonra bağlantı boruları tekrar vakumlanarak borularda kalan artık su sistemden atılır.

Son olarak karışım tüpündeki gaz karışımı gaz hidrat oluşturma hücresine aktarılmıştır. Aktarılan gazın basıncı, oluşum hücresi üzerindeki basınç sensörleri sayesinde bilgisayarlardan anlık olarak takip edilmiş ve istenilen basınç değerine ulaşıldıktan sonra sisteme gaz enjeksiyonu tamamlanmıştır. Bu aşamadan sonra gaz hidrat oluşturma hücresinin içinde bulunduğu soğutma havuzu istenilen değere kadar soğutulmuştur. Bu çalışma için uygun görülen sıcaklık 4° C' dir. Havuzun soğutulması işlemini havuz suyu ile bağlantısı sağlanmış ve su sirkülasyonu yapabilen soğutucu gerçekleştirmektedir. Soğutma işleminde herhangi bir donma ve sistemde donmaya bağlı tıkanıklık olmaması için havuz suyuna antifriz zerk edilmiştir. Bu aşamadan sonra gaz hidratın oluşumu için bekleme aşamasına geçilmiştir. Gaz hidratların oluşması ve denge koşuluna gelmesi yine oluşum hücresi üzerindeki basınç ve sıcaklık sensörleri yardımıyla takip edilmiştir. Gaz hidratın deney kapsamında oluşmasından sonra basınç düşürülerek çözünme davranışı izlenmiştir. Çözünmeye bırakılan gaz hidrattan belirli zamanlarda gaz numunesi alınarak GK analizi uygulanmış ve gaz bileşimi ortaya konmuştur.

2.3.2 Teorik Gaz Hidrat Deneyleri

Teorik gaz hidrat deneyleri bilgisayar ortamında ve uygun yazılımları kullanılarak tamamlanmıştır. Teorik gaz hidrat modelleme çalışmalarının amacı farklı gaz bileşimleri için gaz hidrat denge eğrileri üretmek ve gaz hidratların hangi derinliklerde kararlı kalabilmesi için hangi termobarik koşullara ihtiyaç duyduğunu ortaya koymaktır. Elde edilen gaz hidrat denge eğrileri, çalışma alanındaki jeotermal gradyan değerleri ve sismik verilerde gözlenen gaz hidrat anomalilerinin derinliği ile ilişkilendirilerek bölgede gaz hidrat anomalisine sebep olan hidratların gaz bileşimini ortaya koymaktadır. Çalışma alanı için üretilen gaz hidrat denge eğrileri çalışma alanından elde edilmiş gaz bulguları için, farklı kombinasyonlardaki gaz bileşimleri için ve laboratuar ortamında gaz hidrat oluşturma deneylerinden elde edilen bulgular için hesaplatılmıştır. Denge eğrilerinin üretilmesi için seçilen suyun tuzluluk değeri, Karadeniz' de gaz hidrat anomalilerinin gözlendiği derinlikteki gözenek suyu tuzluluğu ile aynı seçilmiştir. Karadeniz' in gözenek suyundaki tuzluluk değerleri Derin Deniz Sondaj Projesi (Deep Sea Drilling Project) 379A istasyonundan alınmıştır. Bu değer, çalışma alanında gaz hidrat anomalilerinin gözlendiği derinliklere karşılık gelen kuyu derinliğinin gözenek suyu tuzluluğu olup ~ % 0,3 civarındadır (Shishkina, 1978).

BÖLÜM ÜÇ
KARADENİZ' İN COĞRAFİK, JEOLOJİK VE OŞİNOGRAFİK ÖZELLİKLERİ

3.1 Karadeniz' in Coğrafik Özellikleri

Karadeniz, batısında doğu Avrupa, kuzeyinde Rusya, doğusunda Kafkaslar ve güney kıyıları boyunca Türkiye ile çevrili kıtalararası bir iç denizdir. Yaklaşık kıyı şeridi uzunluğu 8350 km' yi aşan Karadeniz, doğu-batı yönünde 1175 km uzanıma sahiptir. Azak Denizi de dahil olmak üzere 461000 km^2 alan ve 547000 km^3 su hacmine sahip bu iç denizin en derin kesimi 2210 m su derinliğine sahiptir. Karadeniz' e Kerch kanalı ile bağlı olan Azak Denizi, yüzölçümü Marmara Denizi' nden daha büyük olan bir körfez şeklindedir ve bu deniz, su derinliği açısından Karadeniz kuzey şelfi ile benzer batimetrik özelliklere sahiptir.

Karadeniz' in Türkiye kıyıları, kıyıya paralel uzanan yükseltiler ve bu yükseltileri kıyıya dik yönlü kesen vadilerle çevrilidir. Karadeniz, akarsu girdileri açısından da oldukça önemli bir bölge olup, güney kıyıları boyunca batıdan doğuya doğru sırasıyla Karasu' dan denize dökülen Sakarya Nehri, Akçakoca' dan denize dökülen Melen Çayı, Zonguldak' tan denize dökülen Akgüney Deresi, Zonguldak' ın Filyos ilçesinden denize dökülen Filyos Çayı (Yenice Irmağı), Bartın' da denize dökülen Bartın Çayı, Kumluca civarından denize dökülen Cide Irmağı, Ayancık' dan denize dökülen Ayancık Çayı, Bafra' dan denize dökülen Kızılırmak Nehri, Çarşamba' dan denize dökülen Yeşilırmak Nehri, Tirebolu' nun doğusunda denize dökülen Yağlı dere ve Gelevera (Özlüce) Deresi, Tirebolu' dan denize dökülen Harşit (Doğankent) Çayı, Trabzon' dan denize dökülen Değirmendere, Ardeşen' den denize dökülen Fırtınaderesi ve Türkiye-Batum sınırında yer alan Çoruh Nehri olarak sıralanabilir.

Karadeniz bölgesi hem karasal hem de denizel alanlarda önemli yeraltı zenginlikleri içermektedir. Türkiye sınırları içerisinde karasal alanda özellikle Zonguldak civarında geniş yayılım gösteren Karbonifer yaşlı kömür yataklarının varlığı, 150 yılı aşkın süredir bilinmektedir (Schlehan, 1852; Spratt, 1872). Ayrıca

yine aynı bölgede kömür yataklarında oluşmuş olan metan gazının karbondioksit ile yer değiştirmesi sağlanarak kömür yataklarında karbon depolanması ve metan üretiminin gerçekleştirilebileceğini öngören çalışmalar da mevcuttur (Sınayuç, 2007).

Denizel alanlarda gerek sığ gaz varlığı, gerekse de derinlerdeki hidrokarbon varlığına yönelik araştırma, keşif ve üretim çalışmaları Karadeniz' in öngörülen potansiyelini özellikle son 30 yıl içerisinde doğrulamıştır. Romanya açıklarında OMV (Österreichische Mineralölverwaltung) petrol şirketi ve Akçakoca açıklarında TP (Türkiye Petrolleri), hidrokarbon keşifleri ve üretim faaliyetleri gerçekleştirmiştir. Bunlardan en önemlisi tez alanının hemen güneybatısında yer alan Akçakoca-1 ve Ayazlı-1 kuyuları olup, TP 2007 yılından bu yana Akçakoca-1 kuyusunda Erken Eosen yaşlı türbidit rezervuarlarından termojenik gaz üretmektedir. Bununla birlikte Karadeniz' in kıtasal sınırları boyunca gerçekleştirilmiş pek çok çalışma, sığ gaz varlığına işaret eden anomali alanları (Woodside, Modin ve Ivanov, 2003; Popescu ve diğer., 2007; Küçük ve diğer., 2015; Dondurur ve Çifçi, 2008) ve sığ gazlar yardımı ile derinlerdeki hidrokarbon varlığına işaret eden dolaylı belirteçler ortaya koymuştur (Bohrmann ve diğer., 2003; Sahling ve diğer., 2009; Körber ve diğer., 2014).

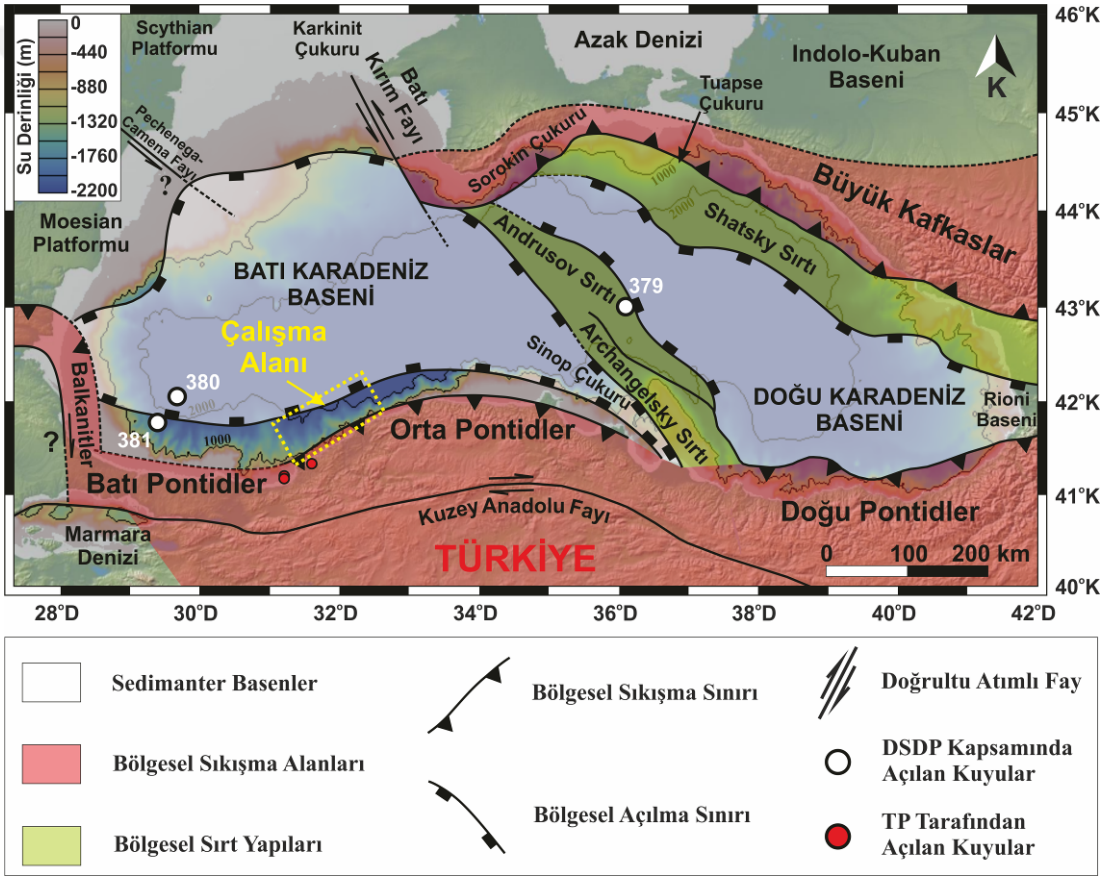
3.2 Karadeniz' in Jeolojik Özellikleri

3.2.1 Karadeniz' in Oluşumu

Pek çok jeolojik oluşum modeli önerilen (Tablo 3.1) Mesozoyik-Erken Senozoyik yaşlı Karadeniz havzası, Tetis Okyanusu' nun Pontid volkanik yayının güneyinde, kuzey yönlü yitimi ile oluşmaya başlamış bir yay ardı havza olarak günümüzde kabul görmektedir (Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Finetti, Bricchi, Del Ben, Pipan ve Xuan, 1988; Okay, Şengör ve Görür, 1994; Robinson, Rudat, Banks ve Wiles, 1996; Nikishin, Korotaev, Ershov ve Brunet, 2003). Havza Kuzey Anadolu Fayı' nın (KAF) kuzeyinde ve Avrasya-Arap bloklarının çarpışma sınırının batısında

yer almaktadır (Finetti, Bricchi, Del Ben, Pipan ve Xuan, 1988; Robinson, Spadini, Cloetingh ve Rudat, 1995; Robinson, Rudat, Banks ve Wiles, 1996).

Günümüzde Karadeniz' in tek bir havza halinde olmasına karşılık, basen Andrusov ve Archangelsky sırtlarından oluşan orta Karadeniz Sırtı (OKS) ile Batı Karadeniz Baseni (BKB) ve Doğu Karadeniz Baseni (DKB) olmak üzere ikiye ayrılmaktadır (Şekil 3.1). Buna karşılık, OKS' nin Erken Miyosen' den bu yana gömülü olması (Kazmin, Schreider ve Bulychev, 2000; Nikishin ve diğer., 2015a) sebebiyle Karadeniz bu dönemden itibaren tek bir havza halini almıştır.



Şekil 3.1 Karadeniz' in bölgesel tektonik unsurları (Stoffers ve Müller, 1979; Finetti, Bricchi, Del Ben, Pipan ve Xuan, 1988; Robinson, Spadini, Cloetingh ve Rudat, 1995; Kazmin, Schreider ve Bulychev, 2000' den derlenerek oluşturulmuştur).

Havzanın oluşumu açılma tektoniği kökenine sahip olsa da Erken Eosen döneminde meydana gelen Avrasya-Arap levhalarının çarpışması sonucunda tektonik mimari sıkışma tektoniğine dönmüştür ve günümüz Karadeniz kıta kenarları sıkışma

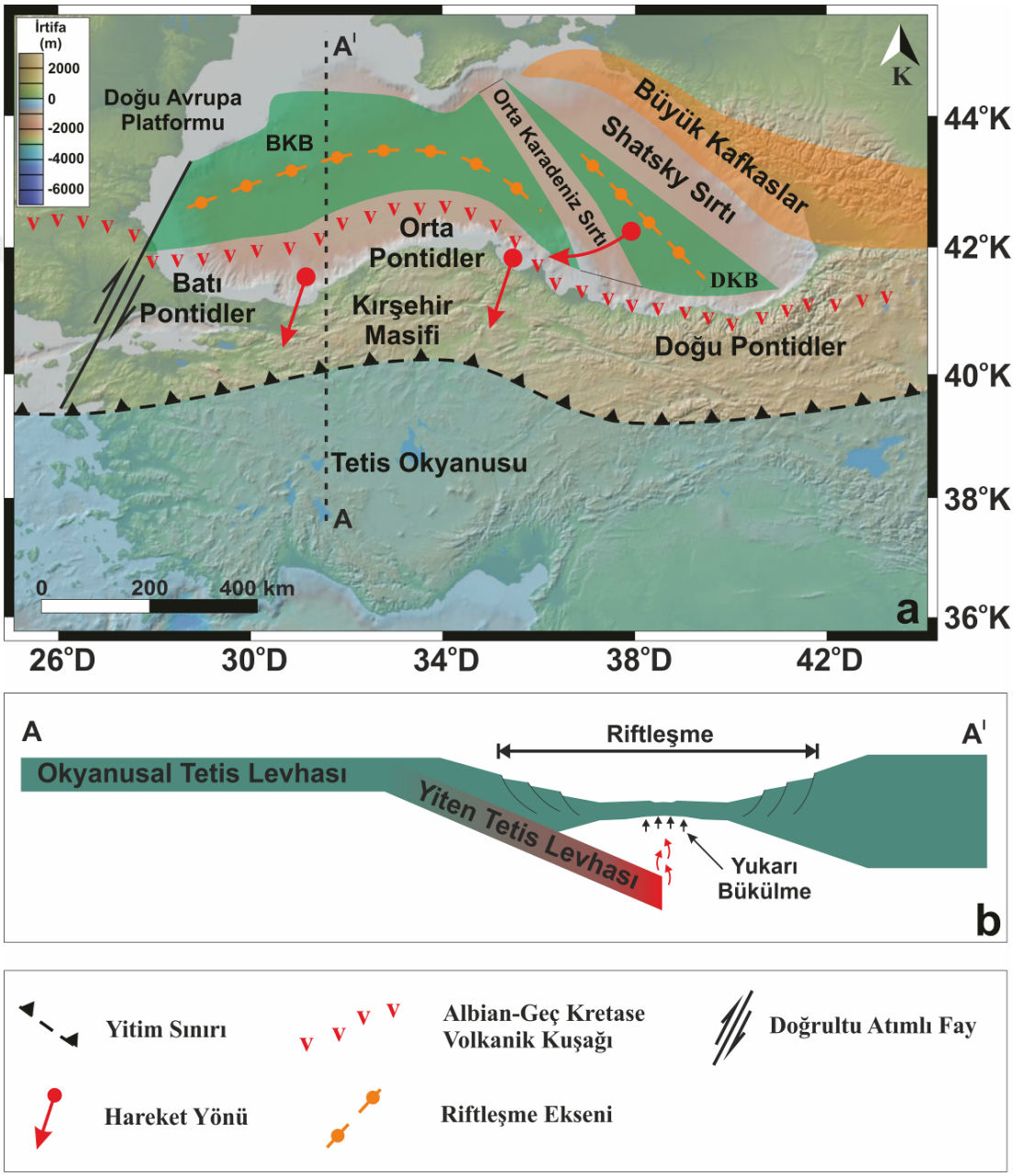
deformasyonu ile çevrilidir (Robinson, Spadini, Cloetingh ve Rudat, 1995; Spadini, Robinson ve Cloetingh, 1996; Tarı ve diğer., 2000).

Batı ve Doğu Karadeniz havzalarının oluşumu Andrusov Sırtı' nın saatin tersi yönünde rotasyona uğramasına dayandırılmakta olup, bu rotasyon ile beraber iki basenin eş zamanlı olarak geç Kretase' de açıldığı öne sürülmüştür (Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Finetti, Bricchi, Del Ben, Pipan ve Xuan, 1988; Kazmin, 1997). Bu oluşum modeli, takip eden çalışmalarda kabul görerek bazı yeni bulgularla geliştirilmiş ve BKB için Albian - Senomanyen döneminde İstanbul Zonu adı verilen ve Moesian Platformu' nun bir parçası olarak öngörülen (Görür, 1988) bir bloğun yay ardı genişlemesi (Şekil 3.2) ile Karadeniz' in kuzey pasif kıyısından açıldığı önerilmiştir (Okay ve Şahintürk, 1994; Nikishin, Korotaev, Ershov ve Brunet, 2003). Bu süreç Aptian döneminde başlamış ve Moesian Platformu' ndan ayrılan parça riftleşerek güneydoğuya doğru ötelenmiştir (Görür, 1988). Ötelenen bloğun doğu ve batı sınırında bulunması gereken doğrultu atımlı fayların varlığı geçmiş yıllarda yapılan araştırmalarla sismik veriler üzerinde gösterilmiş (Finetti, Bricchi, Del Ben, Pipan ve Xuan, 1988) ve kopan bloğun Moesian Platformu' nun bir parçası olduğu stratigrafik benzerliklerle desteklenmiştir (Okay, Şengör ve Görür, 1994).

İstanbul bloğu günümüzde güney batı - kuzey doğu yönünde ve İstanbul ile İnebolu arasında uzanan bölgeye karşılık gelmekte olup, bloğun kuzeyi kıyı çizgisi ile güneyi ise İntra - Pontid keneti ile sınırlıdır (Okay ve Görür, 2007). DKB, BKB' ye göre daha genç bir havzadır ve DKB' nin OKS' nin rotasyona uğraması neticesinde bu sırt ve Shatsky Sırtı' nın ayrılmasına bağlı olarak Paleosen' den Eosen' e kadar olan dönemde açıldığı öne sürülmüştür (Finetti, Bricchi, Del Ben, Pipan ve Xuan, 1988; Robinson, Spadini, Cloetingh ve Rudat, 1995; Spadini, Robinson ve Cloetingh, 1996).

Çalışma alanının da içinde bulunduğu BKB, okyanusal kabuk özelliği göstermektedir (Nikishin ve diğer., 2015a) ve basen ortasındaki riftleşme sonrası tortul kalınlığı Üst – Kretase' den günümüze ~13 km civarındadır (Finetti, Bricchi, Del Ben, Pipan ve Xuan, 1988; Robinson, Spadini, Cloetingh ve Rudat, 1995).

Güncel çalışmalar, basenin oluşumu ile başlayan ve devamlılığı tartışmalı olan riftleşme ve BKB' de sürmekte olduğu düşünülen deniz tabanı yayılımının (Letouzey ve diğer., 1977; Okay, Şengör ve Görür, 1994; Stephenson ve Schellart, 2010; Munteanu, Matenco, Dinu ve Cloetingh, 2012) Orta-Santonian' da sonlandığını ileri sürmüştür (Nikishin ve diğer., 2015a).



Şekil 3.2 Karadeniz ve çevresinin paleo-tektonizmasının görünümü. a) Senomanyen dönemi paleotektonik haritası (Nikishin, Korotaev, Ershov ve Brunet, 2003), b) Tetis Okyanusu' nun kuzeye yitimi ile Karadeniz havzasının açılmaya başlamasını A-A^{I} kesiti boyunca gösteren (ölçeksiz) şematik diyagram (Spadini, Robinson ve Cloetingh, 1996).

Tablo 3.1 Karadeniz' in oluşumu için önerilen jeolojik oluşum modelleri.

Model Tanımlaması	Model Açıklaması	Araştırmacı(lar)
Graben Benzeri Yapı	Kıtalararası graben benzeri bir basen olan Karadeniz Neojen' den Kuvaterner' e kadar Kırım ve Asya' nın küçük bir bölümünü de kapsayan ve büyük bir kara parçası çerçevesinde oluşmuş olabilir.	Andrussov, 1983; Dobrynin, 1922
Modern Dinamik Senklinal	Karadeniz, sürekli bir çökmeyle oluşmuş modern bir jeosenklinal bölge olarak önerilmiştir.	Obruchev, 1926; Nalivkin, 1928; Lichkov, 1933; Archangelskii ve Strahov, 1938
Kalıntı Okyanus Tabanı	Karadeniz' in bazaltik temele sahip bir okyanusal kalıntı kabuk olduğu yorumu getirilmiştir	Muratov, 1955
Paleozoyik veya Prekambriyen yaşlı basen	Kalıntı Okyanus Tabanı modelinin geliştirilmesine dayanmaktadır. Sediment kalınlığı göz önünde bulundurularak Karadeniz baseninin Paleozoyik veya Prekambriyen yaşlı olabileceği düşünülmüştür.	Milanovskii, 1963; Sorskii, 1962; Goncharov, Neprechnov ve Neprechnova, 1972
Okyanus Tipi Kabuk	Granit içeren tabakanın orta basende bulunmadığı ilk bulgular olarak sunulmuş ve bu durumun bölgede okyanus tipi kabuk olduğunu gösterdiği savunulmuştur.	Gezhel' yantz, Galperin, Kosminskaya ve Krafshina, 1958; Neprochonov, 1966
Riftleşme Yapısı	Karadeniz' in tabanı Adjaro-Triatlet çöküntü alanında oluşmuş ve başlangıcı Jurasik olan bir riftleşme yapısı olarak farz edilmiştir	Kropotkin, 1967; Adamia, Gamkrelidze, Zakariadze ve Lordkipanidze, 1974
Tetis Okyanus Tabanı Kalıntısı	Kalıntı Okyanus Tabanın modelinin geliştirilmesiyle granitik tabaka içermeyen orta basene istinaden Karadeniz basitçe Tetis Okyanusu tabanının kalıntısı olarak düşünülmüştür.	Dewey, Ryan, ve Bonin, 1973; Sorokhtin, 1979
Çek-Ayır Basen	Karadeniz ve Hazar Denizi, Karpatlar' ın güney doğusundan Hazar Denizi' nin olduğu bölgeye doğru hareket eden sol-yanal "En-echelon" fayların ürettiği havzalar olarak değerlendirilmiştir	Apolskii, 1974
Kalıntı Yay Ardı Basen	Karadeniz' in tabanının Geç-Kretase' den Paleojen' e kadar meydana gelen açılmanın sebep olduğu bir kalıntı yay baseni olduğu önerilmiştir.	Adamia, Gamkrelidze, Zakariadze ve Lordkipanidze, 1974; Bocaletti ve Guazzone, 1974
Pontid Ötesi Yay Ardı Baseni	Kalıntı Yay Ardı Baseni modelinin geliştirilmesiyle, Karadeniz Mesozoyik' de Tetis Okyanusu' nun kuzeye doğru yitimiyle Pontid' lerin ötesinde oluşmuş bir yay ardı baseni olarak önerilmiştir.	Letouzey ve diğer., 1977
Kıtasal Kabuğun Sadeleşmesi	Riftleşme modellerini yoksayarak, orta Karadeniz ve Hazar Denizi okyanusal kabuğunun, granitik kayaçların Eklojitleşmesi sonucu kıtasal kabuk sadeleşmesi geçirdiğini öne sürmüştür.	Janshin, Basenyants, Pilipenko ve Shlezinger, 1980; Shlezinger, 1981
Neo-Tetis Yitimi	Bu modele göre ise Karadeniz Neo-Tetis' in kuzeye doğru yitimi ile oluşmuş bir Mesozoyik yay ardı basenidir.	Zonenshain ve Lepichon, 1986

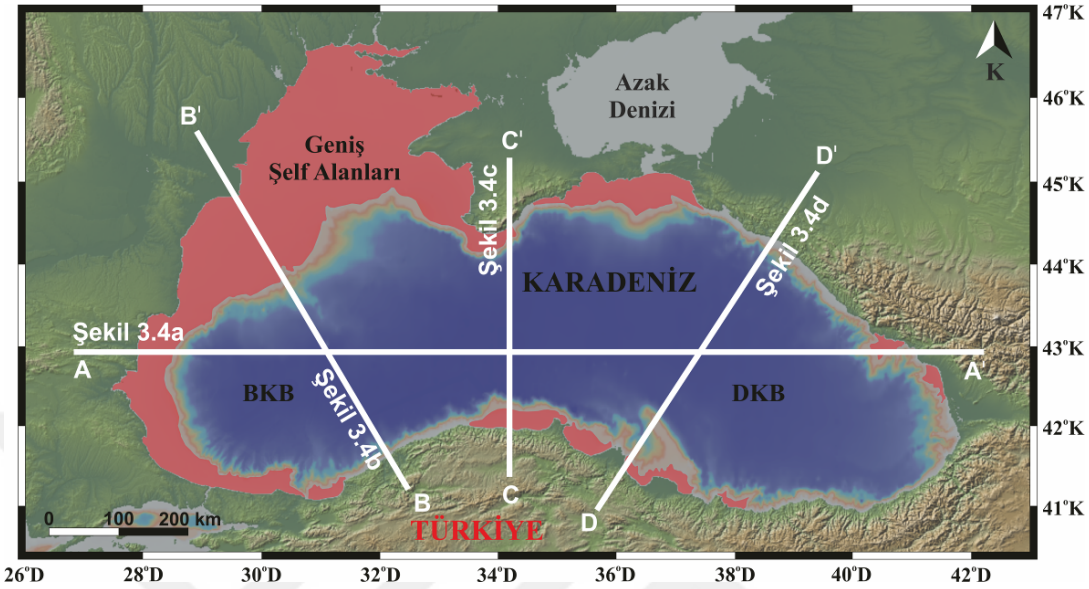
Karadeniz ile ilgili diğer önemli bir konu ise havzanın termal gelişim sürecidir. Havzanın kökeni her ne kadar okyanusal kabuk özelliği gösterse de, Kretase sonrası yüksek sedimantasyon ve buna bağlı istiflenme sebebiyle havza göreceli olarak düşük ısı akısı özelliği sunmaktadır (Golmshtok, Zonenshain, Terekhov ve Shainurov, 1992; Kutas, Kobolev ve Tsvyashchenko, 1998). Havza orta basende 30 mW / m^2' den daha düşük ısı akısı özelliği gösterirken, Kretase sonrası tortul kalınlığı orta basene göre daha düşük olan volkanik Kozlu yükselimi civarında ısı akısının 60 mW / m^2 değerine ulaştığı öne sürülmüştür (Kutas, Kobolev ve Tsvyashchenko, 1998).

3.2.2 Karadeniz' in Jeomorfolojisi

Karadeniz, geneli itibariyle modern kıtasal sınır özellikleri sunan bir jeomorfolojiye sahip olup, güney, doğu, kuzeydoğu ve kuzey kıyılarında genellikle iyi bir şelf gelişimi gözlenmemektedir. Bununla birlikte, batı, kuzeybatı ve kısmen de güney batı ile orta Karadeniz kesimleri için şelf gelişiminden bahsetmek mümkündür (Şekil 3.3). Genel hatlarıyla, kıyı çizgisinin birkaç km ötesinde şelf kırığı yer almakta olup, Karadeniz' in ortalama şelf kırığı deniz seviyesi 100-130 m civarındadır (Algan ve diğer., 2002; Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013; Yanchilina, Ryan ve Kenna, 2013). Şelf kırığını takiben yüksek eğimli kıtasal yamaç gelmektedir ve kıtasal sınırın bu kesimi şelf kırığından itibaren 1400 m su derinliğine kadar olan bölge olarak tanımlanabilir. Güncel çalışmalar kıtasal yamaç eğiminin 30°' ye yaklaşan değerler sunduğunu göstermektedir (Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013; Özel ve diğer., 2013).

Kıtasal yamaç ile derin basen arasında kıtasal yamaca göre nispeten daha düşük eğimlere sahip kıtasal yükselim yer almaktadır. Özellikle batı Karadeniz' de gerçekleştirilen güncel çalışmalar, kıtasal yamaç ve kıtasal yükselimin erozyonel süreçler açısından oldukça aktif olduğunu göstermektedir (Popescu, Lericolais, Panin, Wong, ve Droz, 2001; Algan ve diğer., 2002; Popescu ve diğer., 2004; Kuşçu ve diğer., 2004; Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013; Özel ve diğer., 2014). Kıtasal yükselimin Karadeniz için genellikle 1400-2000 m su derinliği aralığında değiştiği

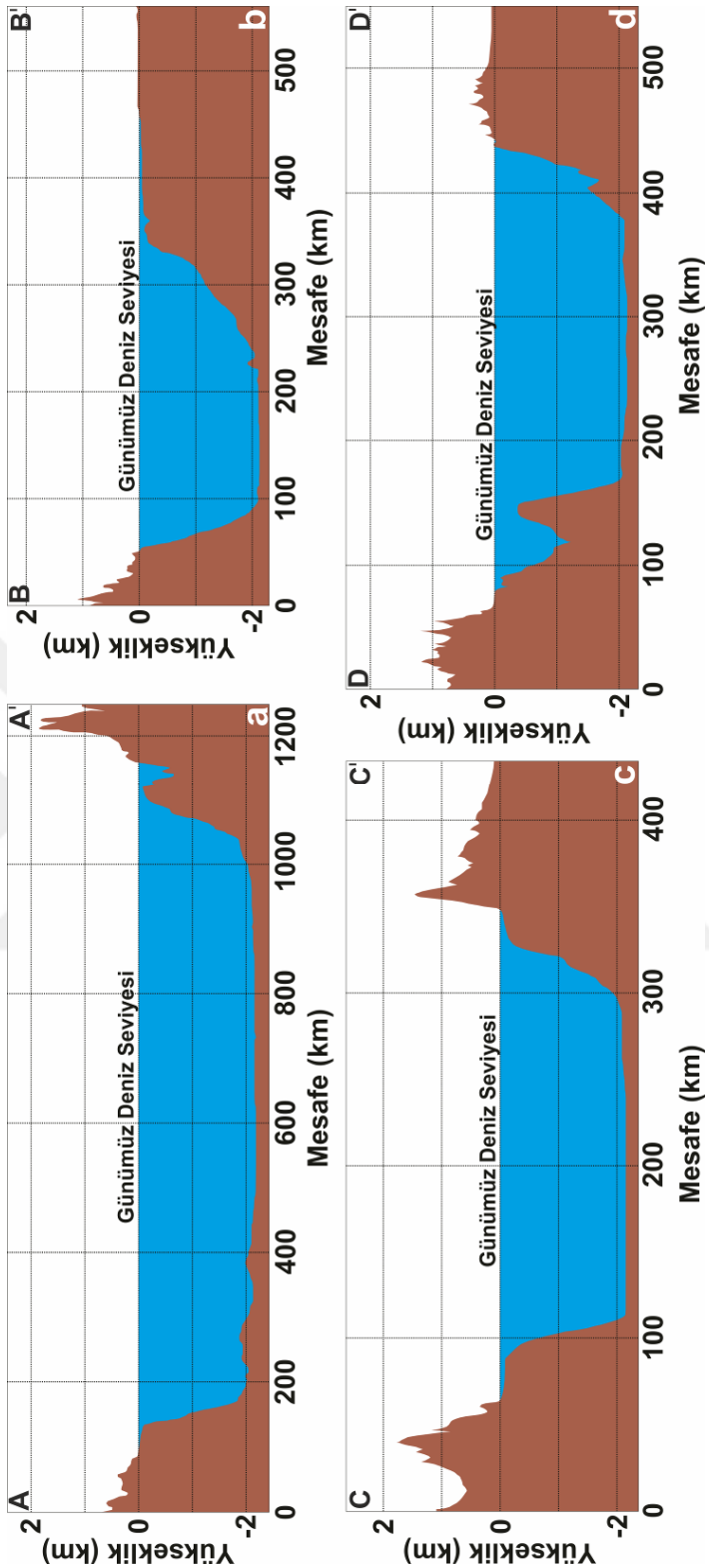
söylenebilir ve kıtasal yükselimin ardından azami derinliği 2200 m civarında olan ve neredeyse düz bir eğime sahip abisal düzlük (derin basen) gelmektedir.



Şekil 3.3 Karadeniz' in göreceli olarak geniş şelf alanları (kırmızı alanlar). Karadeniz bölgesindeki farklı alanlara ait topoğrafik profiller beyaz profiller boyunca Şekil 3.4' de gösterilmiştir.

Şekil 3.4 Karadeniz' in bahsedilen topoğrafik özelliklerini farklı bölgelerde belirli profiller boyunca göstermektedir. Karadeniz' in kıtasal yamaç bölgeleri havzanın neredeyse tamamında kıyıya dik yönlü gelişmiş kanyon ve kanal sistemleri ile karakterize edilmektedir. İyi gelişmiş şelf bölgelerinde nehir girdileri (Tuna ve Sakarya nehirleri gibi) şelf de dahil olmak üzere kıtasal sınırın tamamında deniz tabanında gözlenebilen menderesler oluşturmuştur (Popescu, Lericolais, Panin, Wong ve Droz, 2001; Dondurur ve diğer., 2012).

Çalışma alanının da içinde bulunduğu BKB' nin güney kesimleri, İğneada ile Akçakoca arasında kalan alanda şelf gelişimi göstermektedir (Algan ve diğer., 2002; Özel, 2012; Özel ve diğer., 2012). Buna karşılık Akçakoca ile Sinop arasında kalan alanda çok dar bir şelf olduğu ve Akçakoca ile Amasra arasında kalan alanda şelf gelişiminin neredeyse görülmediği (Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013) ortaya konmuştur. Dolayısıyla Karadeniz' de bulunan bu tipteki dar şelf alanlarının karadan taşınan tortulların uzun süre beklemeden derin basene doğru iletilmesi için oldukça uygun alanlar olabileceği düşünülebilir.



Şekil 3.4 Karadeniz' in farklı profiller boyunca günümüz topoğrafyasını gösteren kesitler. a) Karadeniz' in doğu - batı yönlü (Bulgaristan ile Gürcistan arası) jeomorfolojisi, b) BKB' yi güneydoğu - kuzeybatı yönlü kesen profil boyunca gözlenen jeomorfoloji, c) Orta Karadeniz' in kuzey - güney yönlü jeomorfolojisi ve d) DKB' yi güneybatı - kuzeydoğu yönlü kesen profil boyunca gözlenen jeomorfoloji.

3.2.3 Karadeniz' in Sedimantolojik Özellikleri

Karadeniz havzası göreceli olarak yüksek sedimantasyon hızına sahip bir havza olup, daha önceden de değinildiği gibi derin basende Kretase' den günümüze kadar olan ortalama tortul kalınlığı 14 ile 18 km arasında değişmektedir (Finetti, Bricchi, Del Ben, Pipan ve Xuan, 1988; Kazmin, 1997; Kutas, Kobolev ve Tsvyashchenko, 1998; Meredith ve Egan, 2002). Havzada çökelmekte olan tortulların birincil kaynağı nehir girdileri olup, askı (pelajik) tortullar da yüksek sedimantasyonu belirgin bir şekilde arttırmaktadır (Ross, 1977). Bununla birlikte, Karadeniz' in sarp jeomorfolojiye sahip kıyılarında karadan doğrudan denizel ortama meydana gelebilen heyelanların ve/veya kıtasal yamaçtaki kütle hareketlerinin de sedimantasyona etkisi olabileceği düşünülebilir.

Karadeniz' de sedimantasyon hızı ile ilgili yapılmış çalışmalar kıtasal yükselim civarında 30 cm / 1000 yıl ' dan daha fazla (Ross, 1977) ve 1 - 2 m / 1000 yıl (Duman, 1994) gibi birbirinden farklı sedimantasyon hızları önermektedir. Öte yandan, son çökelme noktası olan derin basende Kretase' den günümüze ortalama tortul kalınlığının 15 km' lere ulaşması ise basen ortası sedimantasyon hızının ~ 23 cm / 1000 yıl civarında olduğuna işaret etmektedir. "Deep Sea Drilling Project" (DSDP) kapsamında 1975 yılında Karadeniz' in üç farklı konumunda açılan bilimsel araştırma kuyuları, havzada karasal, kimyasal ve biyojenik olmak üzere üç farklı tortul türü ortaya çıkarmıştır ve buna göre karasal çamur girdileri Pleistosen birimlerde baskın olarak, kimyasal çökeller Miyosen ile Alt-Pleistosen arasında bol miktarda, biyojenik çökeller ise bu birimler içerisinde nadiren bulunmaktadır (Stoffers ve Müller, 1979).

Karadeniz tortulları organik karbon ve kalsitçe oldukça zengin olup (Vuchev ve diğer., 1979), DSDP kapsamında 1975 yılında açılan ve BKB' de yer alan 380 numaralı bilimsel araştırma kuyusundan alınan tortullar için ölçülen organik karbon miktarı %0,3 - 5 arasında değişmektedir (Simoneit, 1978). Ayrıca elde edilen tortul örnekleri %21' e ulaşan karbonat içeriğine sahiptir (Vuchev ve diğer., 1978). İlerleyen konu başlıklarında da anlatılacağı üzere Karadeniz' in anoksik oşinografik

özellik sunması, organik maddece zengin olan bu tortulların korunması için baseni oldukça elverişli hale getirmektedir. Bu durumun bir sonucu olarak Karadeniz tortullarının hidrokarbon ve sığ gaz üretimi açısından önem arz ettiğini gösteren çalışmalar da mevcuttur (Ergün, Dondurur ve Çifçi, 2002; Bohrmann ve diğer., 2003; Dondurur ve Çifçi, 2008; Dondurur ve diğer., 2012; Küçük ve diğer., 2015).

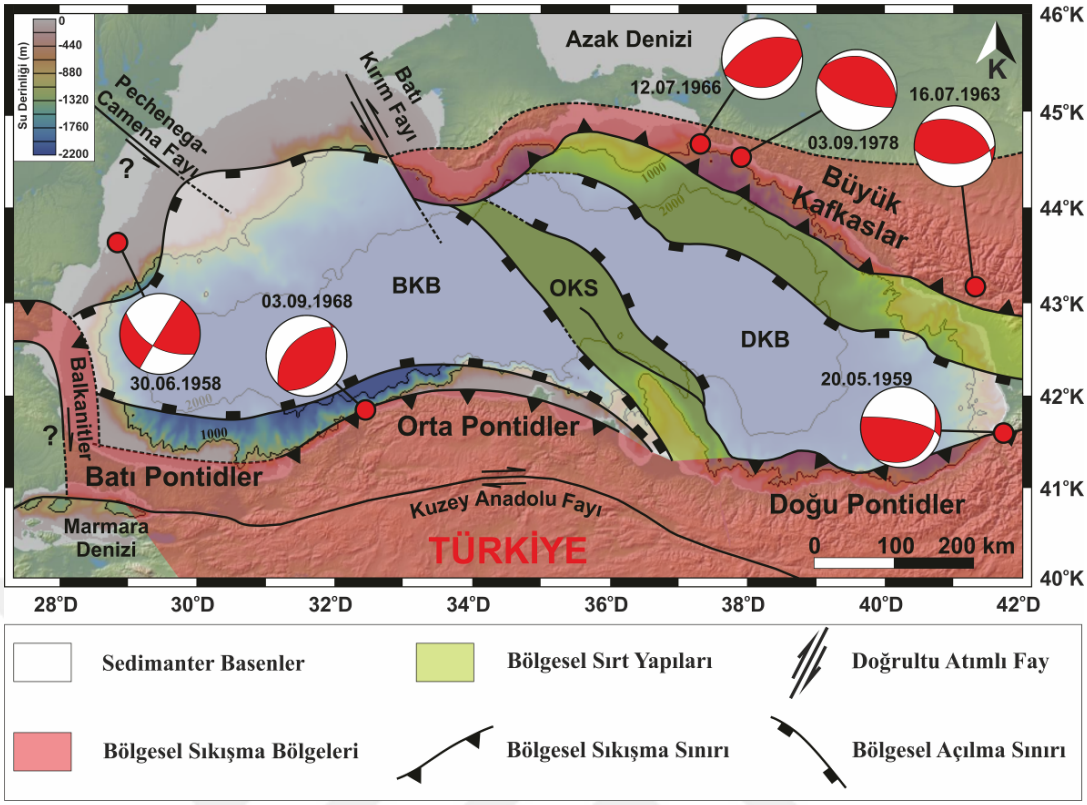
3.2.4 Karadeniz' in Stratigrafik Özellikleri

Karadeniz havzası stratigrafik birimler açısından riftleşme ile eş zamanlı oluşmuş stratigrafik birimler ve riftleşme sonrası stratigrafik birimler olmak üzere iki grupta toplanmaktadır (Nikishin ve diğer., 2015a, 2015b). Riftleşme ile eş zamanlı sedimantasyona bağlı olarak meydana gelmiş birimler Aptian-Santonian yaşlı birimlerdir ve derin basende belirgin bir şekilde görünürken, kıtasal yamaca doğru lokal istifler halinde gözlenebilmektedir (Nikishin ve diğer., 2015b). Riftleşme sonrası istiflerin oluşturduğu birimler derinden sığ kısımlara doğru Santonian-Maastrichtian, Paleosen-Eosen, Oligosen-Alt Miyosen, Miyosen ve Pliyosen-Kuvaterner stratigrafik birimleri olarak sıralanmaktadır (Nikishin ve diğer., 2015a, 2015b). Bu birimler arasında Oligosen-Alt Miyosen yaşlı olan birim, Karadeniz' de hidrokarbon varlığının tespit edildiği Maykop adlı stratigrafik birime karşılık gelmektedir. Karadeniz ile ilgili diğer bir durum ise Oligosen biriminin derin basende varlığı bilinirken kıtasal yamaca doğru bu birimin varlığının azalması veya kaybolmasıdır (Nikishin ve diğer., 2015a, 2015b). Karadeniz havzasında gözlenen birimler genel hatları ile uyumlu bir istiflenme göstermesine karşılık, özellikle kıtasal yamaç boyunca belirgin bir Messiniyen uyumsuzluğu erozyonel aşınma olarak sismik veriler üzerinde gözlenmektedir (Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013; Nikishin ve diğer., 2015a, 2015b). Öte yandan, derin basende açılan DSDP 380 numaralı kuyuda Messiniyen yaşlı birimlerde herhangi bir stratigrafik uyumsuzluk kesilmezken kıtasal yamaçta açılan 381 numaralı kuyuda erozyonel ara yüzeyin gözlenebiliyor olması kıtasal yamacın bu dönemde karasal erozyona maruz kaldığı (Stoffers, Degens ve Trimonis, 1978; Stoffers ve Müller, 1979) ve derin basenin aynı dönemde tamamen kurumadığı, sığ su derinliğine sahip gölsel bir havza olarak kaldığı şeklinde yorumlanmıştır (Gillet, Lericolais ve Réhault, 2007).

Karadeniz' de stratigrafik açıdan yakın zamanda tartışılmaya başlanan diğer bir problem ise Messiniyen döneminde Doğu Akdeniz' de olduğu gibi Karadeniz' de de bir tuzluluk krizinin meydana gelip gelmediğidir (Tarı ve diğer., 2015). Bununla birlikte DSDP araştırmaları süresince tek bir seviyede tuzluluğa dair bulgular elde edilmiştir. Karadeniz' de tuzluluk krizine alternatif olarak önerilen diğer bir varsayım ise havzanın Pleistosen' de aşırı tuzluluğa sahip bir tuz gölü halini aldığı yönündedir (Stoffers, Degens ve Trimonis, 1978).

3.2.5 Karadeniz' in Depremselliği

Karadeniz bölgesi aletsel dönem içerisinde genellikle orta veya büyük magnitüdlü depremler üretmiş olsa da, bölge düşük depremselliğe sahip bir bölge olarak anılmaktadır (Eva, Riuscetti ve Slejko, 1988). Daha önceki konu başlıklarında da belirtildiği gibi günümüz Karadeniz kıtasal sınırları sıkışma deformasyonu ile çevrili olup, bölgede meydana gelen depremlerin odak mekanizmaları da bu durumu desteklemektedir (Şekil 3.5). Şekil 3.5' de gösterilen odak çözümlerinden Bartın ili civarında 1968 yılında meydana gelen deprem, çalışma alanına yakınlığı ile dikkat çekmektedir. Karadeniz' in bölgesel depremselliği ile ilişkili olan bir diğer bölgesel unsur ise Kuzey Anadolu Fayı' dır (KAF) ve KAF üzerinde meydana gelmiş ve gelebilecek olan depremlerin Karadeniz güney kıyılarının büyük kısmında etkili olabileceği söylenebilir. Karadeniz güney kıyıları boyunca uzanan sıkışma sınırının birkaç km kuzeyinde uzanan bölgesel açılma sınırına dair var olan tek kayıt 5,5 magnitüdlü, odak derinliği 25 km ve odak çözümü normal bileşenli fay karakteristiği sunan 30 Haziran 1956 depremidir (Tarı ve diğer., 2000). Ayrıca Karadeniz' in güneybatı kesimi için önemli bir sismik aktivite olmayışı bölgenin güncel kinematiğinin ortaya konulamamasında önemli bir etken olarak gösterilmiş ve GPS hızlarının bölgesel tektonik çatının tanımlanması için yeterli veri sunmayışı bu sonucu desteklemiştir (Tarı ve diğer., 2000). Karadeniz' in kuzey kıtasal sınırlarının sıkışma açısından aktif olduğu bilinmekte olup, özellikle Kırım' ın güney doğusunda son yıllarda keşfedilmiş olan çamur volkanlarının bölgenin aktif sıkışma tektoniği ile ilişkili olarak meydana geldiği önerilmektedir (Bohrmann ve diğer., 2003).

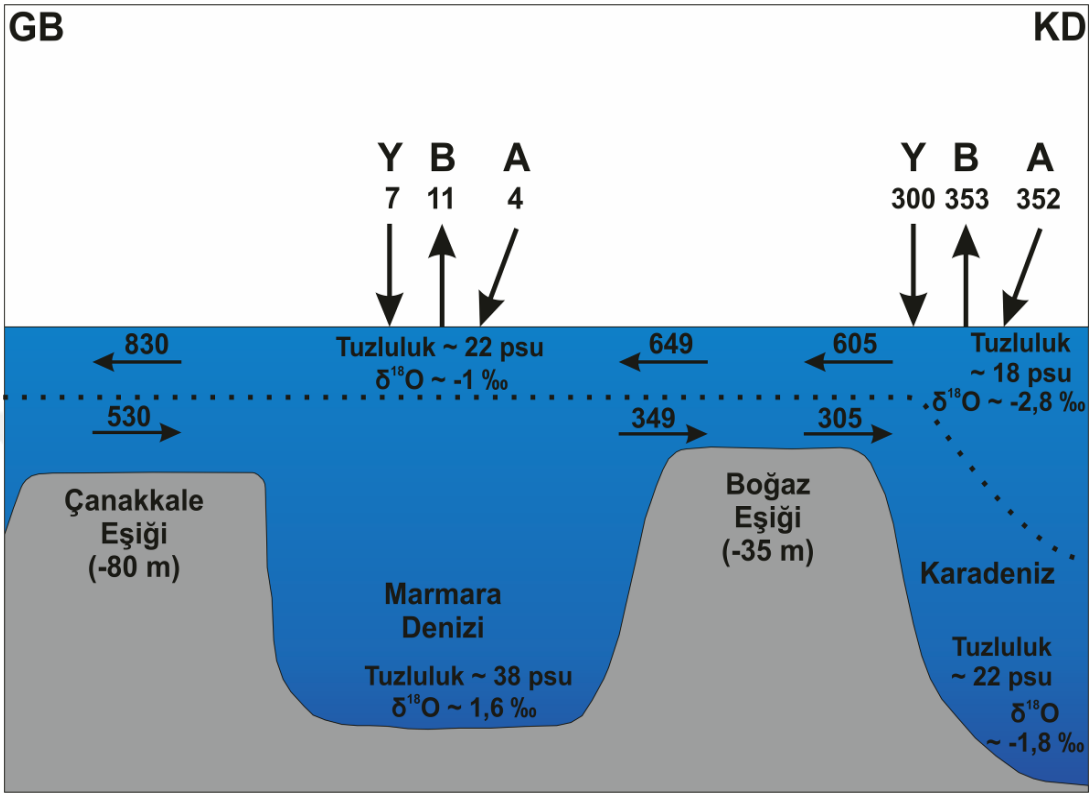


Şekil 3.5 Karadeniz ve çevresinde aletsel dönemde meydana gelen depremlerin konumları, tarihleri ve odak çözümleri (Finetti ve diğer., 1988; Robinson ve diğer., 1996; Barka ve Reilinger, 1997; Kazmin, Schreider ve Bulychev, 2000' den alınarak derlenmiştir).

3.3 Karadeniz' in Oşinografik Özellikleri

Karadeniz oşinografik açıdan oldukça kendine özgü sucul ortam özellikleri gösteren bir iç denizdir. Günümüzde Karadeniz, kuzeyden güneye doğru sırasıyla Marmara Denizi ve Ege Denizi kanalıyla Akdeniz' e bağlanmaktadır. Bu bağlantı aynı zamanda günümüz Akdeniz - Karadeniz su kütlesi ilişkisini doğurmuş olup, bu ilişki Karadeniz' den Akdeniz' e tuzluluğu ve dolayısıyla yoğunluğu düşük yüzey suyu akıntı sistemi ile Akdeniz' den Karadeniz' e doğru yüksek tuzluluk oranına sahip daha yoğun derin su akıntı sistemi şeklindedir (Şekil 3.6). Akdeniz ile Karadeniz arasında süreklilik arz eden iki farklı yoğunluktaki su kütlesi, bu taşınım boyunca ve Karadeniz havzasında tabakalanmış bir su kolonuna sebep olmaktadır. Bu tabakalanmış su kolonu, özellikle Karadeniz' de 150 m' den daha derin sularda oksijen olmayışına/azlığına bağlı olarak canlı yaşamına izin vermemektedir. Bu

derinliklerden sonra ve derin deniz çökellerinde yalnızca bakteriyel yaşamın devam edebildiği Karadeniz için bilinen bir durumdur.



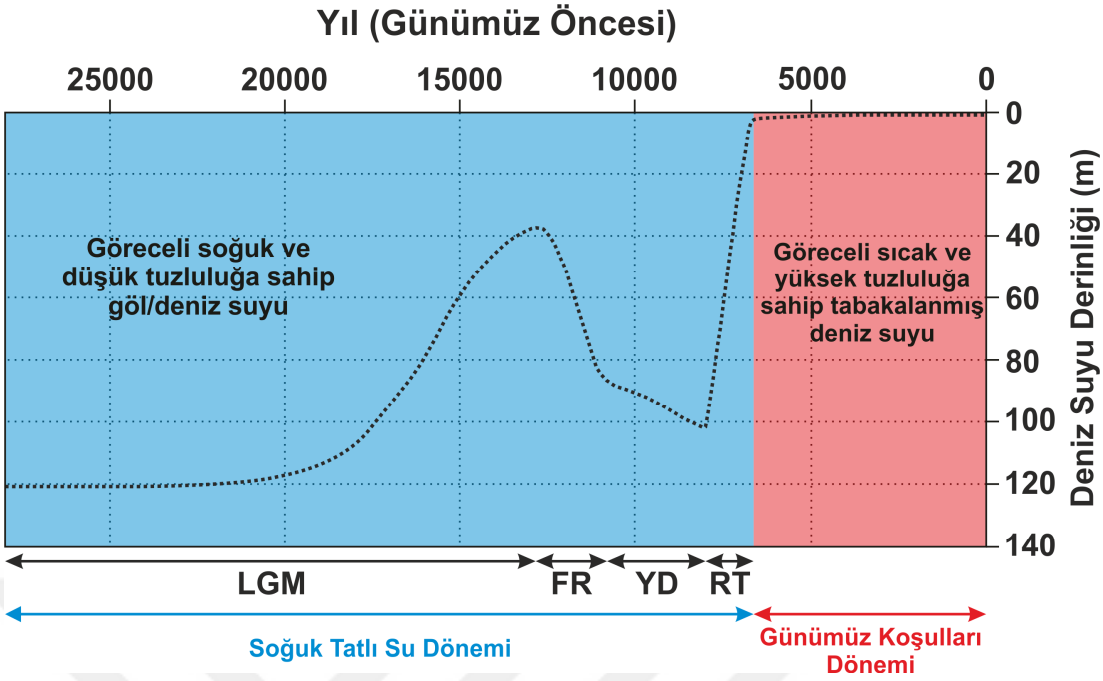
Şekil 3.6 Karadeniz ile Akdeniz arasındaki su ilişkisinin ölçeksiz şematik gösterimi (Soulet ve diğer., 2010' dan). Oklar ile belirtilen rakamlar taşınan su kütlelerini, yağışı (Y), buharlaşmayı (B) ve akarsu girdilerini (A) göstermektedir (km^3 / yıl).

Bir havzanın anoksik hale gelmesinde ilk aşamanın hipoksikleşme olduğu düşünülebilir. İlk aşamanın gerçekleşmesi ise tabakalanmış su kolonu ve buna bağlı olarak izole hale gelmiş bir derin su kütlesi ve organik madde çözünmesine bağlı olarak su kütlesinin derin kısımlarında oksijen miktarının giderek azalması ile açıklanmaktadır (Rabalais, Turner ve Wiseman, 2002). Bu bağlamda Akdeniz – Karadeniz arasında devam etmekte olan su kütlesi ilişkisi, anoksikleşme için gereken tabakalanmış su kolonunu, organik maddece zengin Karadeniz tortulları da organik madde ayrışması ve buna bağlı olarak oksijen miktarının giderek azalması unsurlarını karşılamaktadır. Dünya' da pelajik organizmaların yer değiştirmesine ve bentik canlılığın sonlanmasına sebep olabilen oksijensiz (anoksik) ya da çok düşük oksijen oranına sahip (hipoksik) bu tipteki havzalar (Rabalais, Turner ve Wiseman,

2002), anoksikleşmenin gerçekleşmesiyle organik maddece zengin tortulların iyi korunduğu ya da oksik ortamlara göre organik madde indirgenmesinin daha az olduğu havzalar haline gelmektedir (Addy ve Behrens, 1980).

Deniz seviyesi değişimleri açısından Karadeniz halen tartışmalı bir alan olarak anılmakta olup, son buzul çağı ile birlikte Karadeniz' in göl haline geldiği bilinmektedir (Zubakov, 1988). Gölsel ve denizel veya başka bir deyişle oksik ve anoksik dönemler arasında değişim göstermiş olan Karadeniz havzasını (Degens ve Ross, 1974; Hsü, 1978; Nagler, Siebert, Lüschen ve Böttcher, 2005; Soulet ve diğer., 2010) oşinografik açıdan tartışmalı kılan iki farklı hipotez bulunmaktadır: i) Tufan Hipotezi (Ryan, Major, Lericolais ve Goldstein, 2003; Okay, 2008), ii) Taşkın Hipotezi (Aksu ve diğer., 2002; Hiscott ve diğer., 2007). Temel olarak birinci hipotez Akdeniz, Ege ve Marmara Denizleri boyunca deniz seviyesi yükselmesine bağlı olarak su hareketinin ilk kez Akdeniz' den Karadeniz' e doğru olduğunu öngörmektedir ve Akdeniz ile Karadeniz' in birleşmesiyle günümüz akıntı sisteminin oluştuğu savunulmaktadır (Ryan, Major, Lericolais ve Goldstein, 2003). İkinci hipotez ise Karadeniz' in kuzey kesimlerinde buzulların erimesine bağlı olarak meydana gelmesi muhtemel olan bir taşkın görüşüne dayanmakta olup, birinci hipotezin aksine ilk olarak su hareketinin Karadeniz' den Akdeniz' e doğru olduğunu savunmaktadır (Aksu ve diğer., 2002; Hiscott ve diğer., 2007). Bununla birlikte bu hipotezler günümüzde halen bilimsel bir netlik kazanmamıştır.

Karadeniz' de deniz seviyesi ile ilgili yapılan çalışmalar daha çok son buzul döneminden günümüze kadar yoğunlaşmaktadır. Bu çalışmalarla ilgili olarak öne çıkan ve tez çalışması açısından referans olarak kabul edilen çalışma son buzul çağından günümüze kadar olan süreci (Şekil 3.7) son buzul çağı (LGM), güçlü regresyon (FR), genç kuraklık ya da genç Dryas (YD), hızlı transgresyon (RT) ve yüksek deniz seviyesi olmak üzere 5 aşamada değerlendirmektedir (Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009). Ayrıca son buzul çağı öncesi ve sonrası deniz seviyesi değişimleri ve zamanlamaları için Rohling ve diğer., (1998)' in son 500000 yıl için ortaya koyduğu deniz seviyesi değişim modelinden de istifade edilmiştir.



Şekil 3.7 Karadeniz' in son buzul döneminden günümüze kadar geçirdiği deniz seviyesi değişimleri ve etkilerini gösteren diyagram. Günümüz öncesi (GÖ) 25000 yılı aşan dönem içerisinde mavi ile gösterilen bölüm son buzul çağını (LGM) göstermekte olup, bu dönem aynı zamanda zorlanmış regresyon (FR) ve genç kuraklık (YD) dönemlerini de içermektedir. Kırmızı alan hızlı transgresyon (RT) sonrası dönem olup, bu dönem Karadeniz suyunun sıcak Akdeniz suyu ile ısıtıldığı dönem olarak söylenebilir (Poort, Vassilev ve Dimitrov, 2005; Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009).

Karadeniz' in oşinografik açıdan geçirdiği en önemli olay, bahsi geçen dönemlerden hızlı transgresyon döneminde meydana gelmiş olup, bu dönem ile birlikte sıcak Akdeniz suyunun Karadeniz' e karışmasıyla deniz tabanı civarında yaklaşık 5° C' lik bir deniz suyu ısınmasının meydana geldiği ve bu durumun bir sonucu olarak o dönemde mevcut olan gaz hidrat rezervlerinin % 15 - 62' lik bir kısmının çözünmüş olabileceği öne sürülmüştür (Poort, Vassilev ve Dimitrov, 2005). Her ne kadar 120 m' lik bir deniz seviyesi yükselişi Karadeniz havzasında o dönemde bulunması muhtemel gaz hidratların denge koşulları üzerinde 12 bar' lık bir basınç artışı yaratarak gaz hidratların kararlılığını arttırıyor gibi görünse de son aşamada sıcaklık artışının basınca nazaran daha baskın geldiği ve gaz hidratların bu sebeple kararlılığını yitirdiği önerilmektedir (Poort, Vassilev ve Dimitrov, 2005). Karadeniz' in deniz seviyesi değişimiyle ilgili diğer bir çalışma ise Akdeniz suyunun günümüzden 9200 yıl önce Karadeniz' e girmesi ile bu süreyi takiben ilk 1000 yıllık süreçten sonra (günümüzden 8200 yıl önce) Karadeniz' in günümüz koşullarına

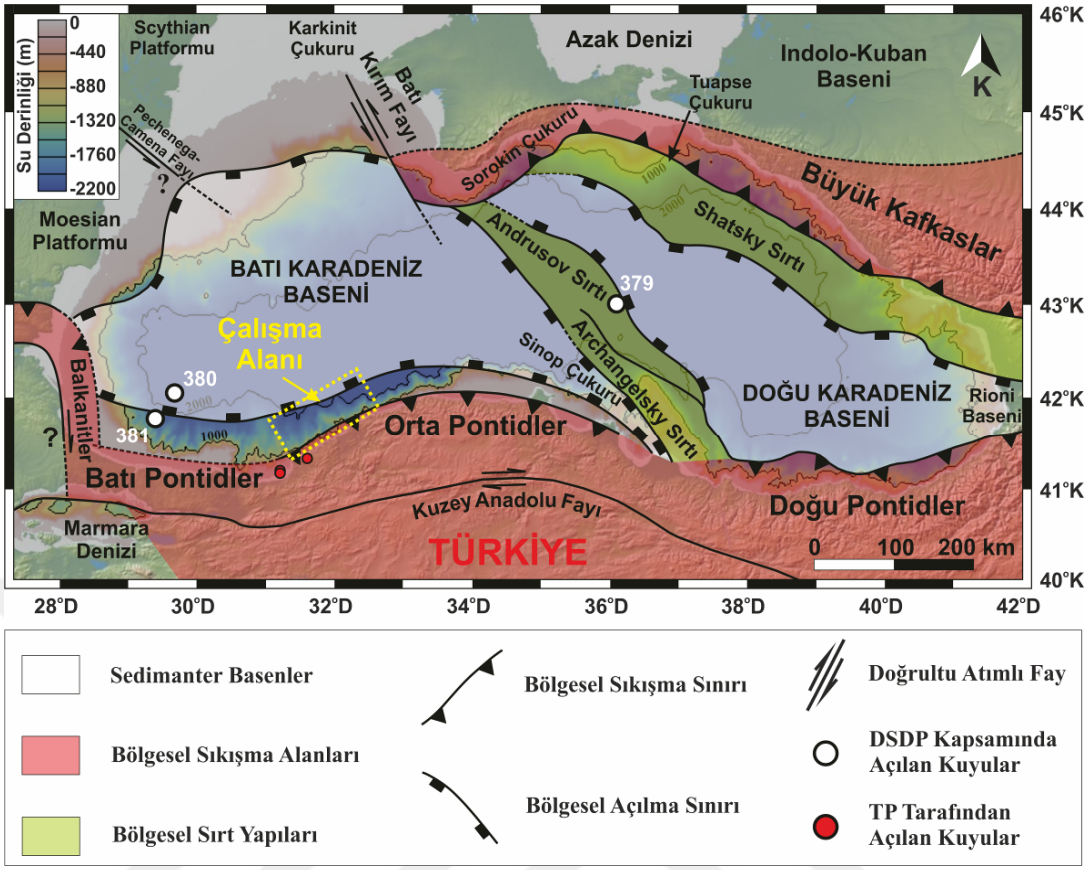
kavuştuğu ve tabakalanmış su kolonu halini aldığını ortaya koymuştur (Yanchilina ve diğer., 2013). Buzul çağları arası dönemlerin dışında Karadeniz' de diğer belirgin bir deniz seviyesi değişiminin Akdeniz' de de olduğu gibi (Hsü, Ryan ve Cita, 1973) Messiniyen döneminde gerçekleştiği düşünülmektedir. Bu duruma bağlı olarak Karadeniz' de de bir tuzluluk krizinin meydana gelip gelmediği günümüzde halen tartışılmaktadır (Suc ve diğer., 2015).

3.4 Çalışma Alanının Karadeniz Mimarisindeki Konumu

Karadeniz' in jeolojik çatısı açısından çalışma alanı, batı Karadeniz baseni içerisinde yer almaktadır. Zonguldak-Kozlu ile Amasra-Kurucaşile arasında kalan bölgenin kıtasal sınırını kapsayan alan, İstanbul zonunun kuzeyinde bulunmaktadır. Ayrıca Karadeniz' in güney sınırında yer alan ana açılma ve sıkışma sınırları çalışma alanı sınırları içerisinde kalmaktadır.

3.4.1 Çalışma Alanının Jeolojik Konumu

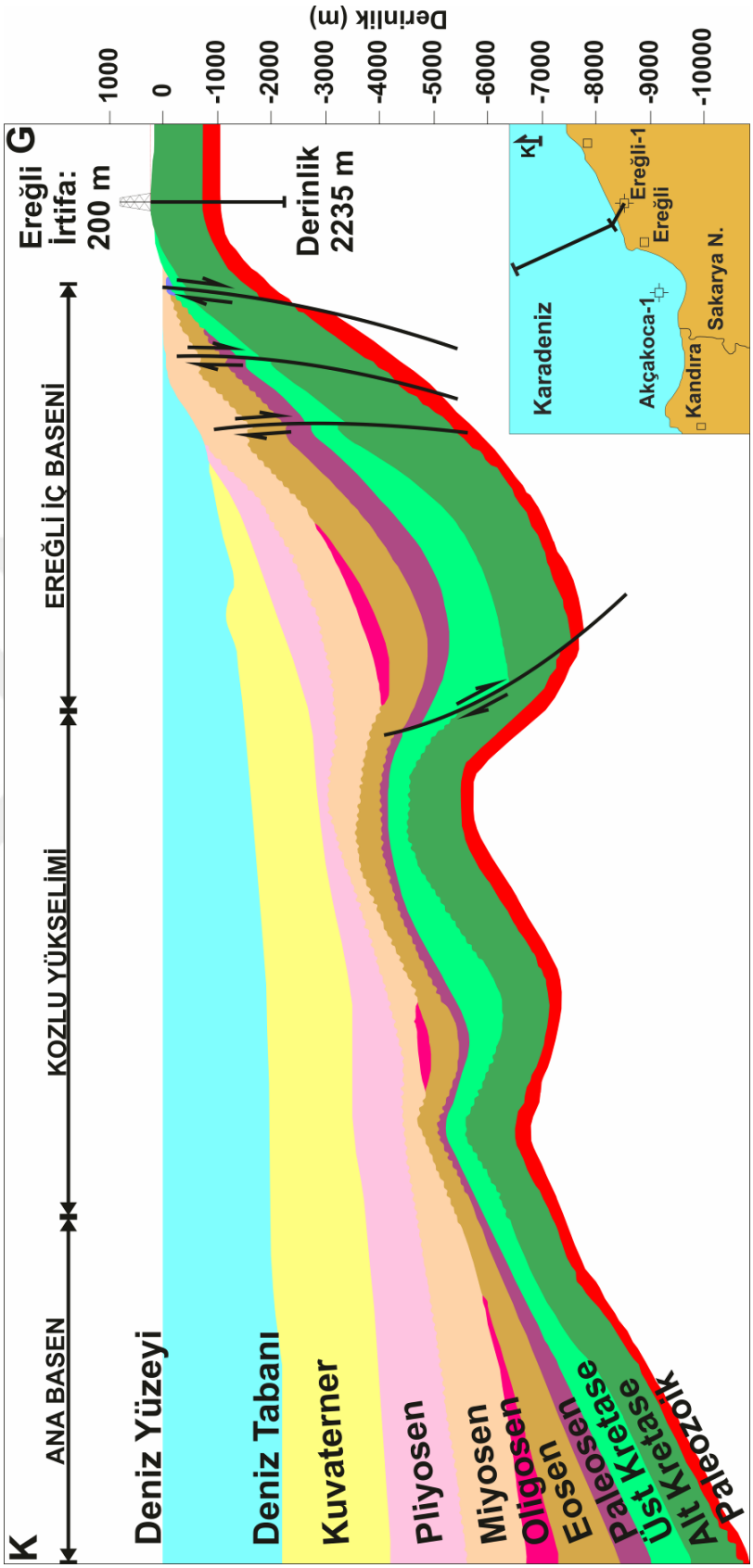
Çalışma alanı Karadeniz' in jeolojik mimarisi içerisinde batı Karadeniz kıtasal sınırının kritik bir bölgesinde bulunmaktadır. Alanın kritik olmasının sebebi, batı Karadeniz baseni içerisinde var olduğu bilinen volkanik Kozlu yükselimini kapsamasıdır. Ayrıca çalışma alanı şelf ile derin basen arasında kaldığından batı Karadeniz baseninin açılma ve sıkışma olmak üzere bölgesel tektonik sınırlarını da içermektedir (Şekil 3.8). Çalışma alanının şelf ve kıtasal yamaç kesimi, Karadeniz' in güney sıkışma sınırını Zonguldak-Kozlu ile Amasra-Kurucaşile arasında kalan bölge arasında kapsamaktadır. Bununla birlikte, Batı Karadeniz havzasının ana açılma sınırı da çalışma alanı sınırları içerisinde kıtasal yükselim ve derin basen bölgelerinden geçmektedir. Dolayısıyla, tez alanının Karadeniz' in oluşumu ve gelişiminde etkili olan iki ayrı tektonik çatıyı içinde barındırdığını söylemek yanlış olmaz. Ayrıca Volkanik Kozlu Yükselimi' nin doğu kanadı da çalışma alanının kuzeybatı kesimlerinde yer almakta olup, bu yapı gerek gaz hidratların kararlılığı, gerekse de bu yapının gaz hidrat kararlılık zonuna sağlayabileceği volkanik gazlardan dolayı ayrı bir öneme sahiptir.



Şekil 3.8 Çalışma alanının Karadeniz' in tektonik mimarisi içindeki konumu (Finetti ve diğer., 1988; Robinson ve diğer., 1996; Kazmin, Schreider ve Bulychev, 2000' den derlenerek oluşturulmuştur).

3.4.2 Çalışma Alanının Stratigrafik Özellikleri

Batı Karadeniz Baseni içerisinde kalan çalışma alanı, Paleozoik ve sonrası stratigrafik birimleri içermektedir (TP Farmout Report, 2004). Çalışma alanı daha önceden yapılan keşif çalışmalarında kuzeyden güneye doğru Ana Basen (Main Basin), Kozlu Yükselimi (Kozlu High Trend) ve Ereğli Alt Baseni (Ereğli Sub-Basin) olmak üzere üç farklı alan ile tanımlanmıştır. Çalışma alanı Ana Basen' in başlangıcında sona erdiğinden daha çok Kozlu Yükselimi ve Ereğli Alt Baseni' nde gözlenebilecek stratigrafik birimlerden bahsetmek mümkündür. Buna göre çalışma alanının tamamında çok ince bir Paleozoik birim ve genellikle bu birim üzerinde farklı kalınlıklarda istiflenmiş Üst ve Alt olmak üzere Kretase, Paleosen, Eosen, Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner birimleri görülmektedir (Şekil 3.9).



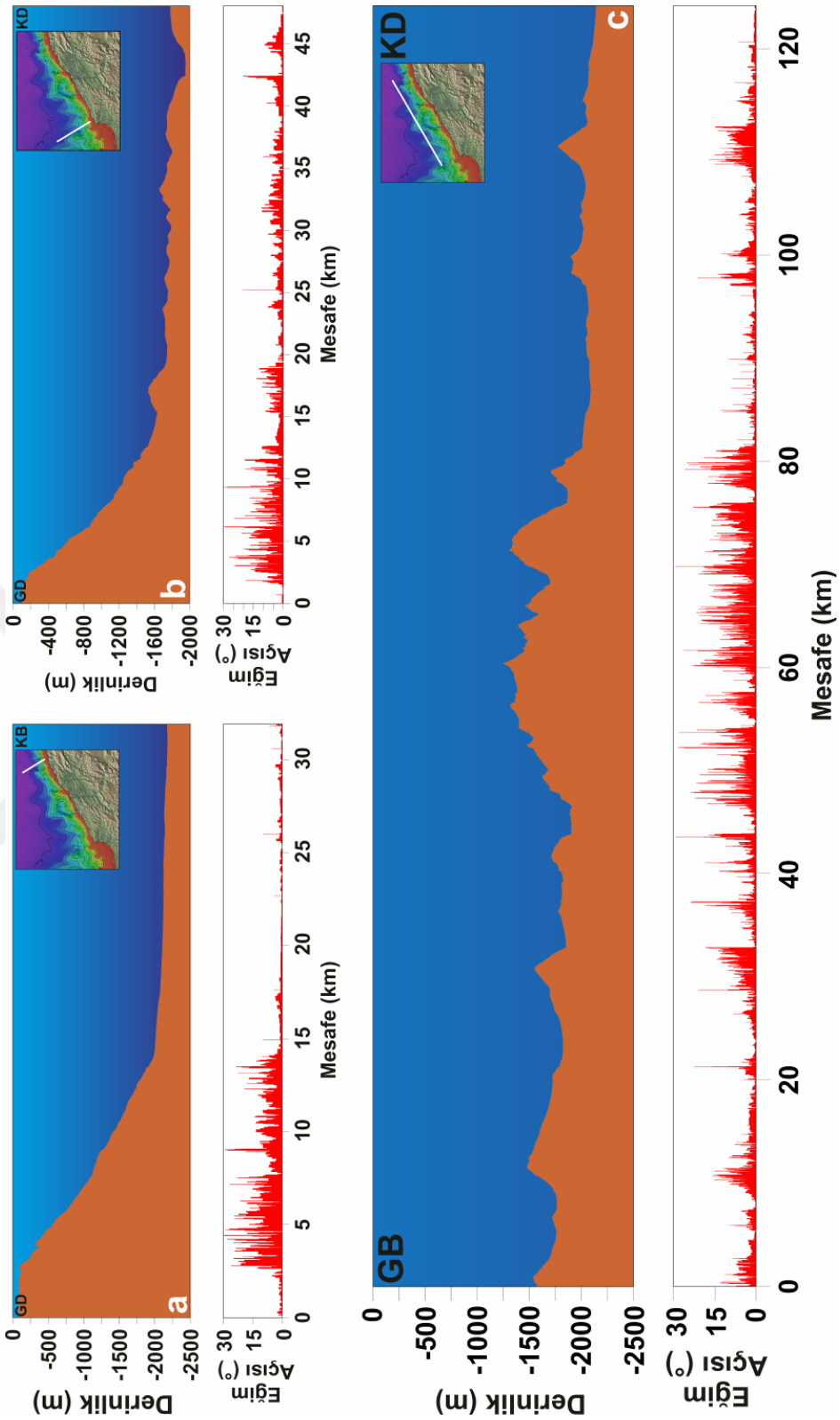
Şekil 3.9 Ereğli-1 kuyusunun çalışma alanındaki stratigrafik birimler ile eşleştirilmiş halini gösteren şematik gösterim (TP Farmout Report, 2004).

Bununla birlikte yine TP tarafından Eosen ve Miyosen birimleri arasında lokal Oligosen istifleri de gösterilmektedir. Eosen birimi Kozlu Yükselimi' nin güney kanadında normal bileşenli faylarla kesilmekte olup, bu faylar daha üst birimlere ulaşmamaktadır. Ancak Eosen ve altında istiflenmiş birimler üzerinde düşey atım önerilmektedir. Çalışma alanının daha güneyli kesimlerinde ise güncel birimlere kadar ulaşan ters bileşenli faylar önerilmiş olup, bu fayların da stratigrafik birimler üzerinde uyumsuzluk yarattığı görülmektedir.

Çalışma alanı içerisinde bilinen en belirgin stratigrafik uyumsuzluk Miyosen üst yüzeyine (Messiniyen) karşılık gelmektedir ve bu uyumsuzluğun Karadeniz havzası için kıtasal yamaç boyunca karasal erozyon ile oluştuğu geçmiş çalışmalarda önerilmiştir (Gillet, Lericolais ve Réhault, 2007; Stoffers, Degens ve Trimonis, 1978; Nikishin ve diğer., 2015a, 2015b). Dolayısıyla Miyosen' in son evresinde Akdeniz' de gerçekleşen buharlaşmanın su kütlesinde yarattığı azalımın (Hsü ve diğer., 1977) benzer olarak Karadeniz' de de gerçekleştiğini söylemek yanlış olmaz.

3.4.3 Çalışma Alanının Morfolojik Özellikleri

Çalışma alanı dar bir şelf, yüksek eğimli kıtasal yamaç, göreceli olarak daha düşük eğimlere sahip kıtasal yükselim ve neredeyse düz abisal düzlük (Şekil 3.10) olmak üzere modern kıtasal sınır özellikleri göstermektedir (Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013). Çalışma alanında şelf kırığı yer yer kıyı çizgisinden itibaren 2 km' den daha kısa mesafelerde yer almaktadır. Şelfin bu denli dar oluşu geniş şelf alanlarına nazaran karadan gelen tortulların sığ su derinliklerinde çok fazla beklemeden kıtasal yamaca iletilmesini sağlamaktadır. Gerek çok kanallı sismik gerekse çok yüksek ayrımlı sığ sismik verileri şelf alanının büyük çoğunluğunda tortullaşma ve/veya tortul ilerlemesi (sediment progradation) izlerini göstermemiş hatta şelf alanının pek çok kesiminde deniz tabanı dışında yansıma alınamamıştır. Çalışma alanı içerisinde şelf ile ilgili diğer bir dikkat çeken özellik kademeli deniz tabanı morfolojisi olup, belirli bölgelerde şelf teras şeklinde basamaklı bir morfoloji göstermektedir.



Şekil 3.10 Çalışma alanının farklı bölgelerindeki deniz tabanı morfolojik özellikleri ve eğim değişimini veren şematik gösterim. a) Amasra açıklarında kıyıya dik bir profil boyunca deniz tabanı jeomorfolojisi, b) Akçakoca açıklarında kıyıya dik bir profil boyunca deniz tabanı jeomorfolojisi ve c) Çalışma alanı içerisinde kıyıya paralel uzanan bir profil boyunca deniz tabanı jeomorfolojisi.

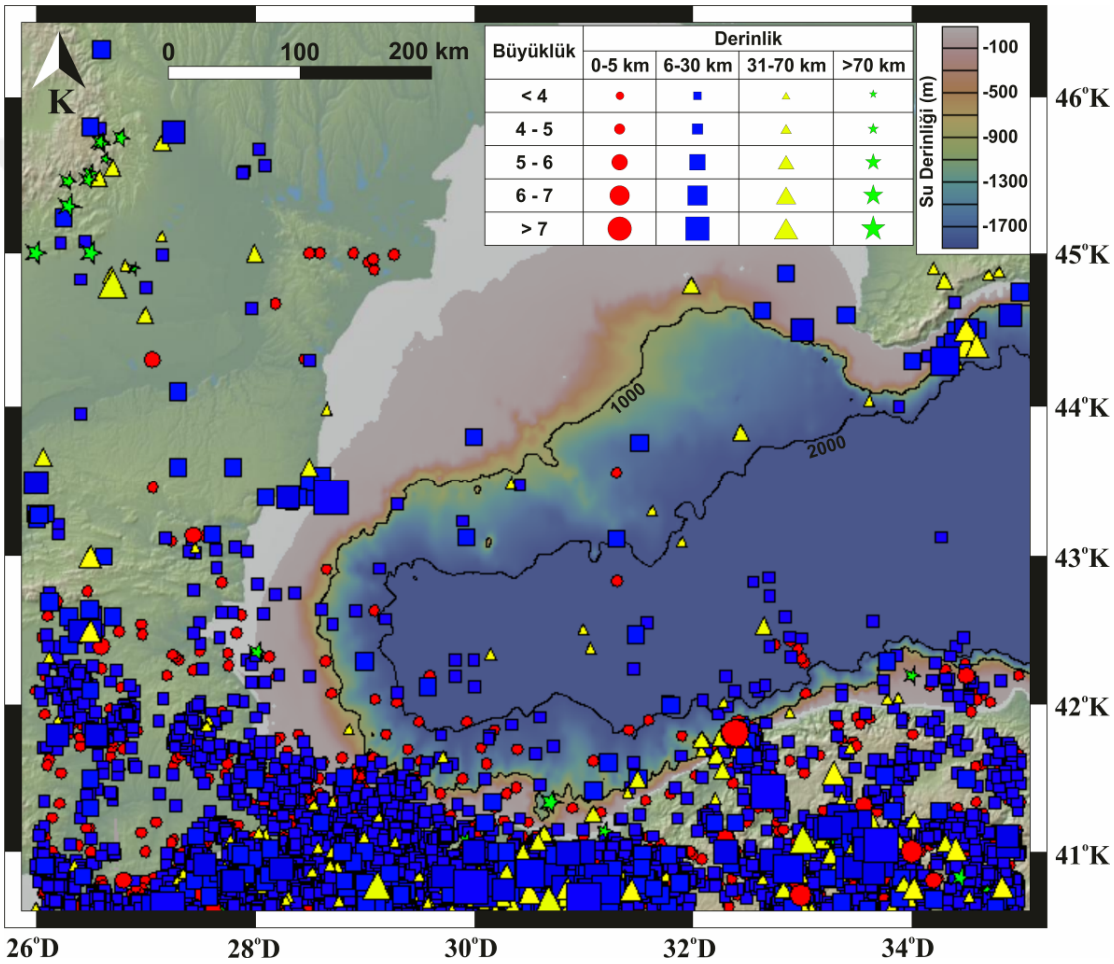
Yaklaşık 100 - 120 m su derinliklerinde yer alan şelf kırığından sonra eğimi 30°' ye ulaşan kıtasal yamaç başlamaktadır. Kıtasal yamaç 120 - 1400 m su derinlikleri arasında yer almaktadır ve çalışma alanı içerisinde bölgeden bölgeye değişmek üzere şelf kırığının birkaç km kuzeyinde sonlanmaktadır. Kıtasal yamacın bu denli dik oluşu, şelften yamaca göreceli olarak daha çabuk iletilen tortulların derin basene taşınması için oldukça uygun bir ortam sağlamaktadır. Kıtasal yamaç morfolojisi Karadeniz güney kıyılarının genel bir özelliği olarak kıyıya dik yönde gelişmiş kanyonlar ve sedimanter sırtlar sunmaktadır. Yamaç boyunca kanallar, deniz tabanı heyelanları ve uçurumlar gibi arızalı deniz tabanı özelliklerinin varlığı çalışma alanı içerisinde ortaya konmuştur (Kuşçu ve diğer., 2004; Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013). Kıtasal yamacın en kuzeye uzandığı kesim çalışma alanının orta kesimlerinde yer alan Amasra Bankı' dır (Dondurur ve diğer., 2012). Amasra Bankı' nın kuzey kesimlerinin çok sayıda erozyonel yapı içerdiği ortaya konmuş ve özellikle erozyonel süreçlerin gözlendiği bu alan Amasra Kütle Kayma Alanı (Amasra Mass Failure Zone) olarak adlandırılmıştır (Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013).

Kıtasal yamacı takiben 1400 - 2100 m su derinlikleri arasında yamaca göre daha düşük eğimlere sahip kıtasal yükselim bölgesi gelmektedir. Kıtasal yükselim bölgesi yamaç ile derin basen arasında yumuşak bir geçiş zonu olarak gözlenmekte olup, bu alanın deniz tabanı morfolojisi büyük çoğunlukla tortul dalgaları ile karakterize edilmiştir. Kıtasal yükselimin sonlanması ile 2100 - 2200 m su derinliği arasında neredeyse yatay uzanan abisal düzlük gelmektedir ve akustik verilerin büyük bir kısmı derin basenin başlamasından kısa bir mesafe sonra sonlanmaktadır.

3.4.4 Çalışma Alanının Depremselliği

Çalışma alanı BKB içerisinde kalmakta olup, Batı Karadeniz' in güney kesimleri, Doğu Karadeniz' e göre KAF sistemine daha yakındır. Batı Karadeniz kıtasal sınırının düşük deprem aktivitesi sebebiyle, KAF' ın meydana getirdiği ve getirebileceği depremlerin çalışma alanı için oldukça etkili olabileceği söylenebilir. Batı Karadeniz kıtasal sınırları boyunca gözlenmiş olan en büyük deprem 1968 yılında meydana gelmiş olan Bartın depremidir (Barka ve Reilinger, 1997; Tarı ve

diğer., 2000). Büyüklüğü 6.5 olan Bartın depreminin merkez üssü Bartın sahili açıklarıdır (Şekil 3.11). Ayrıca depremin merkez üssü, Karadeniz' in güney sınırları boyunca uzanan ve çalışma alanının da kısmen kapsadığı sıkışma sınırına karşılık gelmektedir. Bartın depremi için yapılan odak çözümü, merkez üssünün sıkışma sınırına denk gelmesi ile uyumlu olarak ters bileşenli fay sonucunu ortaya çıkarmıştır (Alptekin, Nabělek ve Toksöz, 1986). Bununla birlikte odak çözümü çok küçük bir miktar yanal atım özelliği de göstermektedir.



Şekil 3.11 BKB kıtasal sınırları boyunca 1900' den günümüze kadar meydana gelmiş depremler (KOERİ, 2016).

Öte yandan güncel çalışmalar sol-yanal özellik de sunan bu faya ait odak çözümünün sıkışma karakteri üzerine yoğunlaşmıştır. BKB' nin güney kesimleri boyunca meydana gelmiş olan küçük ve orta büyüklükteki depremlere dair odak çözümleri henüz ortaya konmamıştır. BKB kıtasal sınırları ile ilgili çok yoğun bir

deprem aktivitesi olmamasına karşılık, güney ve batı kesimleri ile Kırım' ın güneyli kesimleri 1900' den günümüze kadar küçük, orta ve nadiren büyük depremler meydana getirmiştir (Şekil 3.11). Bununla birlikte Batı Karadeniz güney kıtasal sınırının güney kesimlerinde KAF boyunca çok yoğun bir deprem aktivitesi olduğu açıkça bilinmektedir. BKB de dahil olmak üzere Karadeniz güney kıyıları için GPS hızları yıllık 5 mm' den daha düşük olarak ortaya konmuş ve bölge genellikle tektonik açıdan çok aktif olmayan bir bölge olarak tanımlanmıştır (Barka ve Reilinger, 1997).

BÖLÜM DÖRT
BULGULAR

Tez çalışmasının bu bölümünde tez kapsamında elde edilmiş verilere ait bulgu ve yorumlara yer verilmiştir. Elde edilen bulgular jeofizik, jeolojik ve gaz hidrat deneyleri olmak üzere üç ana başlıkta toplanmaktadır. Tez çalışması sığ gaz ve gaz hidratlara yönelik olsa da jeofizik ve jeolojik bulgular sığ gaz ve gaz hidrat bulgularına ek olarak bazı yardımcı bulguları da içermektedir. Yardımcı bulgular batimetrik, stratigrafik ve yapısal olmak üzere üç ayrı başlıkta toplanabilir. Ayrıca jeolojik örneklere uygulanan jeoteknik analiz sonuçlarına jeolojik bulgular içerisinde yardımcı bulgu niteliğinde yer verilmiştir.

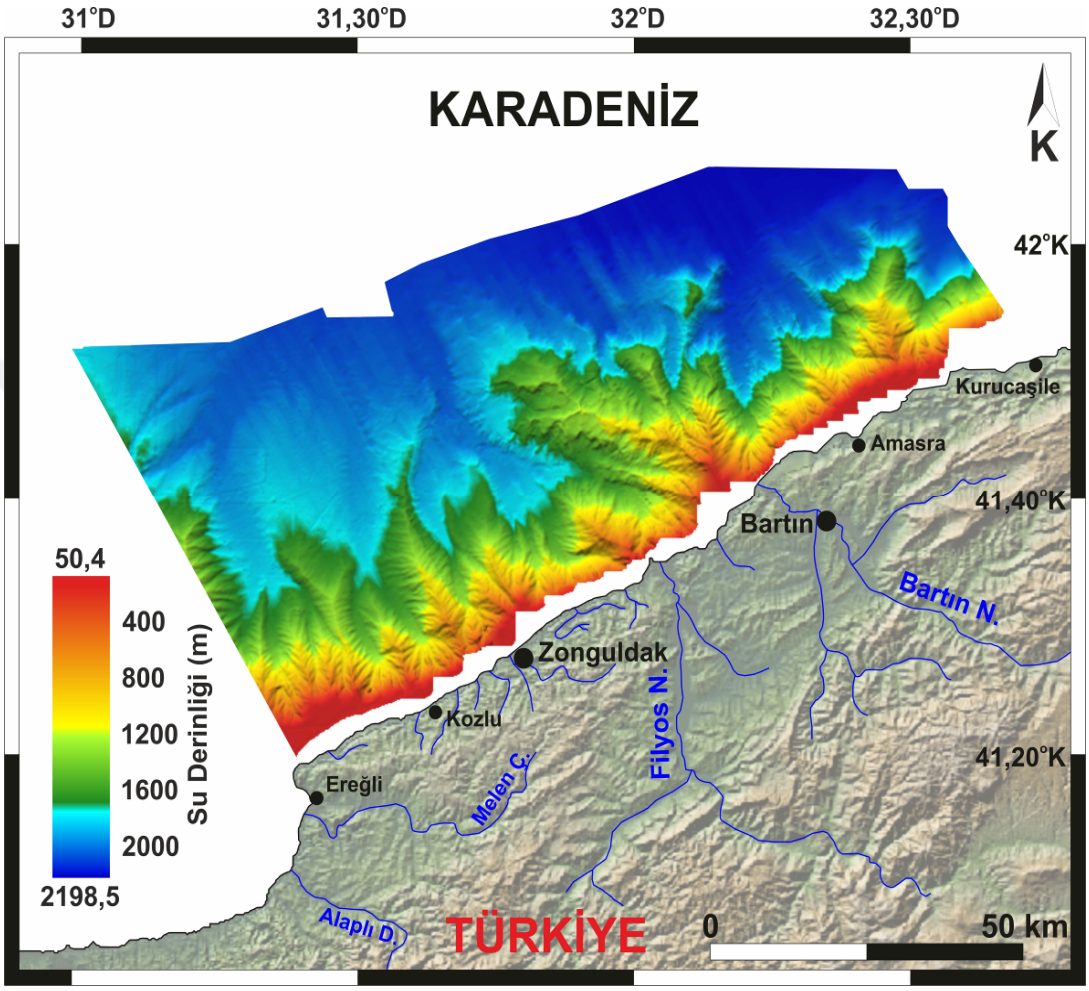
4.1 Jeofizik Bulgular

Çalışma kapsamında elde edilen jeofizik bulgular gaz hidrat belirteçleri, sığ gaz belirteçleri, morfolojik bulgular, stratigrafik bulgular ve yapısal bulguları içermektedir. Bununla birlikte "Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission" kanalıyla elde edilen çalışma alanında ölçülmüş ısı akısı değerlerine dayanarak hesaplanmış olan jeotermal gradyan değerleri de bu bölümde yer almaktadır. Gaz hidrat ve sığ gazlara yönelik belirteçlerin araştırılıp ortaya konulmasında sismik veri birincil veri grubunu oluşturmaktadır. Sismik verilerde gösterilen yapısal ve stratigrafik yorumlar, çalışma alanında gerçekleştirilmiş bilimsel araştırmaların (Robinson, Spadini, Cloetingh ve Rudat, 1996; Menlikli, Demirer, Sipahioğlu, Körpe ve Aydemir, 2009; Dondurur, Çifçi ve Ergün, 2012; Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013; Nikishin ve diğer., 2015a, 2015b) tez verileri ile deneştirilmesine dayanmaktadır.

4.1.1 Jeomorfolojik Bulgular

Elde edilen çok ışınlı batimetri verileri ile batı Karadeniz' in Ereğli ile Amasra arasında kalan kesiminin deniz tabanı topoğrafyası ilk defa bu tez kapsamında detaylı olarak ortaya konmuştur. Genel hatlarıyla çalışma alanı çok dar bir şelf, şelf kırığını

takiben yüksek eğimli bir kıtasal yamaç, kıtasal yamaca oranla daha düşük eğimlere sahip bir kıtasal yükselim ve düz bir derin basen karakteristiği sunmaktadır (Şekil 4.1).



Şekil 4.1 Çok ışınlı batimetri verisinden elde edilen çalışma alanı deniz tabanı topoğrafyası.

Yer yer 3 km' den daha dar olan şelf alanında, şelf kırığı ~ 100 - 120 m su derinliklerinde olup, kıyı çizgisi ile şelf kırığı arasında kalan alanın veri toplanabilen kesiminde belirgin bir morfolojik değişime rastlanmamıştır (Şekil 4.1). Çalışma alanının kıtasal yamaç kesimi 100 - 1400 m su derinlikleri arasında değişim göstermektedir ve bu alan çok belirgin kanyon ve kanal sistemleri ile karakterize edilmiştir (Şekil 4.1). Ayrıca kıtasal yamaç boyunca kaymalar ve kayma yapılarının sınırlarında gelişmiş kayma uçurumları da açıkça görülmektedir. Derin basen (abisal düzlük) ile kıtasal yamaç arasında yumuşak bir geçiş alanı olarak ortaya çıkan kıtasal

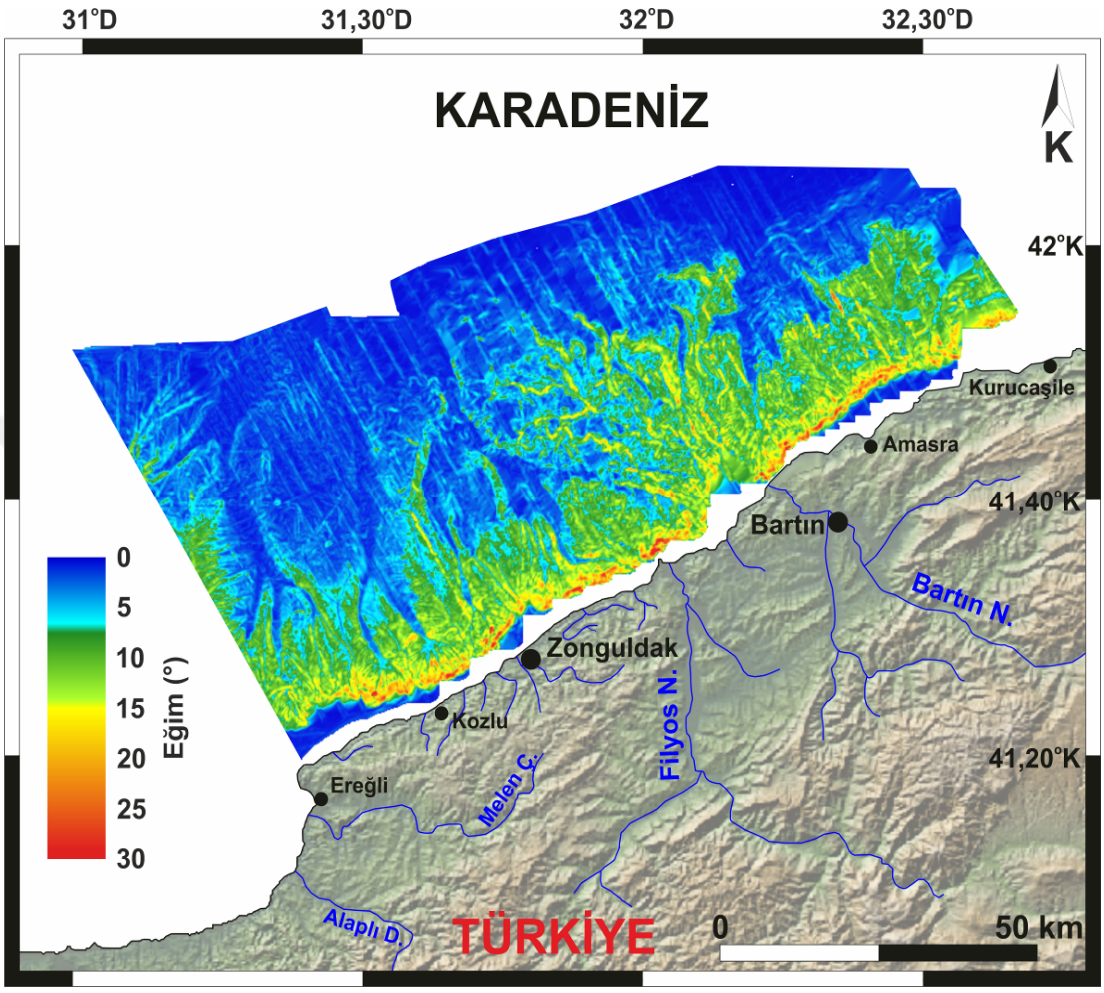
yükselim genellikle tortul dalgalarının yarattığı engebeli bir morfoloji sunmaktadır ve bu alan 1400 ile 2000 m su derinlikleri arasında uzanmaktadır. Sismik hatlar alanın doğu kesiminde derin basenin başladığı kesimlerde son bulmakta olup, alanın batı kesiminde ise derin basene kadar ulaşmamaktadır. Çalışma alanının doğu kesiminde derin basen ~ 2000 - 2200 m su derinlikleri arasında gözlenmektedir ve basenin gözlenebilen kısmı oldukça düz bir morfolojiye sahiptir (Şekil 4.1).

Çok ışınlı batimetri verilerinden elde edilen deniz tabanı eğimi 1° ile 30° arasında değişmektedir (Şekil 4.2). Buna göre şelf ve derin basen en düşük eğime sahip olup, eğim genellikle 3°' den daha düşüktür. Eğim açısının azami olduğu yerler ise şelf kırığını takiben kıtasal yamacın ilk birkaç km' lik kısmıdır. Yamacın bu yüksek eğimli kesiminin devamında eğim açıları kanyon sistemleri boyunca genellikle 13° ile 20°' lik bir aralıkta değişim göstermektedir. Bu değerler kıtasal yükselim alanında 10°' den daha küçük eğimlere düşmekte olup, derin basenin başlamasıyla kıtasal yamaç ve yükselim boyunca morfolojide gözlenen dramatik değişim, yerini düz bir topoğrafyaya bırakmaktadır.

Çok ışınlı batimetri verilerinden elde edilen detaylı deniz tabanı topoğrafyası, kıtasal yamaç boyunca uzanan iki tür kanyon sistemini göstermektedir. Kanyon türlerinden ilki kıtasal yamaç ile şelf kırığı arasında gelişmiş olup, kanyon başları şelf kırığına kadar ulaşmaktadır. Bu tür kanyonlar tez içerisinde standart kanyon olarak isimlendirilmiştir. Diğer bir kanyon türü ise kıtasal yamacın belirli bir bölümünde gözlenebilen ve kanyon başları şelf kırığına kadar ulaşmayan kör kanyon tipidir.

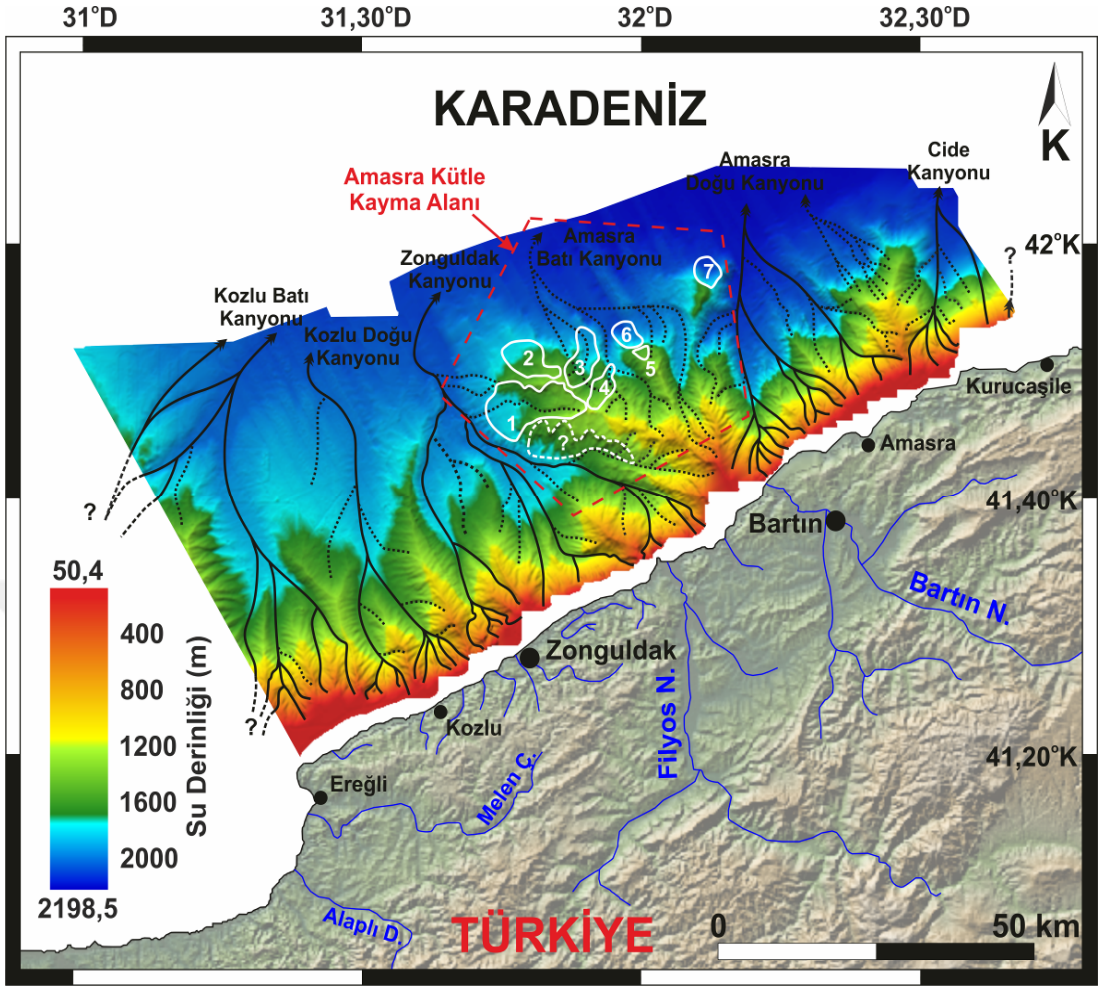
Çalışma alanında standart ve kör kanyonlardan oluşan 6 farklı kanyon sistemi gözlenmektedir. Şekil 4.3' den de görülebileceği gibi bu kanyonlar doğudan batıya doğru sırasıyla Cide Kanyonu, Amasra Doğu Kanyonu, Amasra Batı Kanyonu, Zonguldak Kanyonu, Kozlu Doğu Kanyonu ve Kozlu Batı Kanyonu olarak isimlendirilmiştir. Bu kanyonlardan sadece Amasra Batı Kanyonu kör kanyon sistemlerinin bir araya gelmesiyle oluşmaktadır ve günümüz şelf kırığı ile bir bağlantısı bulunmamaktadır (Şekil 4.3). Alan içerisinde kalan diğer kanyonlar ise

standart kanyon ve kör kanyon tiplerinin birleşmesiyle meydana gelen kanyon sistemleri olarak gözlenmektedir (Şekil 4.3).



Şekil 4.2 Çok ışınlı batimetri verisinden elde edilen deniz tabanı eğim haritası.

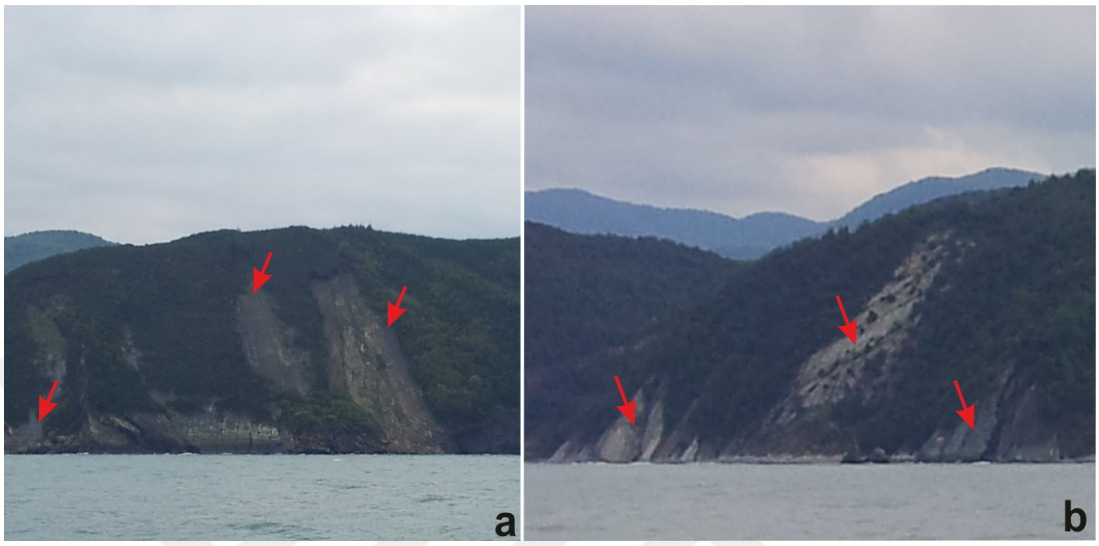
Tez kapsamında ortaya çıkarılan bu kanyon sistemleri aynı zamanda karasal alandan derin basene olan tortul taşınım yollarını da (source to sink sediment transportation pathways) açıkça göstermektedir (Şekil 4.3). Kıtasal yamaç ile şelf arasında uzanan kanyon sistemleri şelf alanında çoğunlukla kıyı boyunca görülen küçük dereler ve nehirlerin bulunduğu alanlara karşılık gelmektedir. Başka bir deyişle nehir ve derelerin, elde edilen batimetrik veriler ışığında bilhassa çalışma alanının doğu kesiminde kanyon başlarına döküldüğü açıkça görülmektedir. Tortul taşınım yolları kıtasal yamaç ve yükselim boyunca GD - KB uzanımlı ve yer yer menderes çizerek devamlılık göstermektedir (Şekil 4.3).



Şekil 4.3 Çalışma alanı için de gözlenen standart (siyah düz çizgi) ve kör (siyah kesikli çizgi) kanyon eksenlerini gösteren topoğrafik harita. Kırmızı kesikli çizgiyle gösterilen beşgen alan Dondurur, Küçük ve Çifçi, (2013) tarafından ortaya konan ve deniz tabanı heyelanlarını içeren Amasra Kütle Kayma Alanını göstermektedir. Beyaz çizgi ile gösterilen alanlar deniz tabanında meydana gelmiş heyelanların sınırlarını göstermektedir. Kesikli beyaz çizgi olası bir kütle kayma zonunu temsil etmektedir.

Şekil 4.3' de gösterildiği üzere Amasra Kütle Kayma Alanı olarak adlandırılan (Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013) alanda meydana gelmiş 7 farklı deniz tabanı heyelanı gözlenmiştir. Bu heyelanlar küçük, orta büyüklükte ve göreceli olarak büyük heyelanlar olarak gözlenmektedir. Ayrıca Şekil 4.3' deki 1 numaralı heyelanın güneydoğusunda yer alan kesikli çizgi ile belirlenmiş poligonal bölge de erozyonel anlamda oldukça aktif bir heyelan alanı şeklinde gözlenmektedir. Çalışma alanında gözlenen bir başka erozyonel durum ise alanın kıyı kesiminde karadan denize doğrudan meydana gelmiş olan heyelanlardır (Şekil 4.4). Bu bağlamda derin basenin

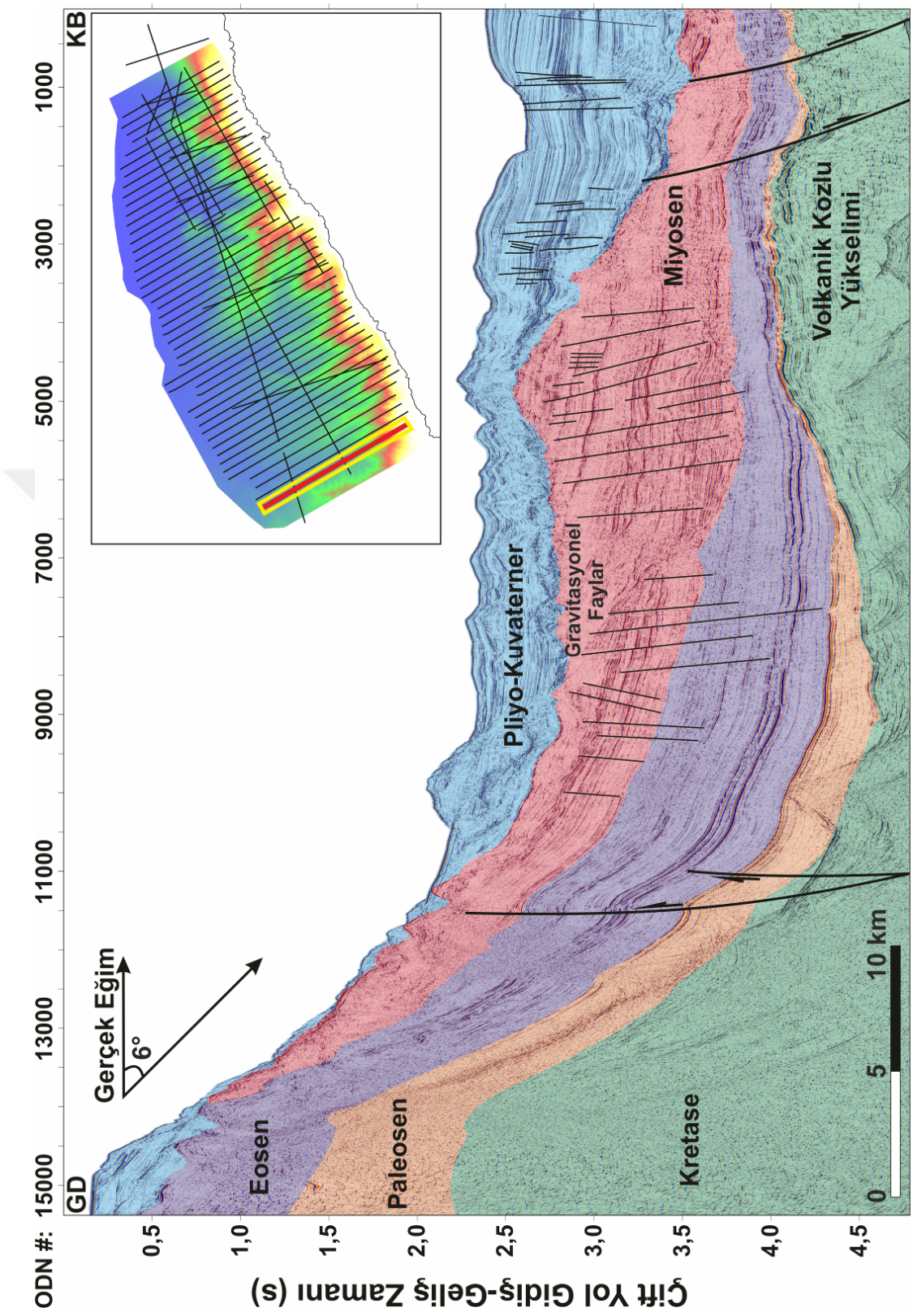
tortul kaynağı, çalışma alanı genelinde karadan denize doğrudan meydana gelen heyelanlar, deniz tabanında meydana gelen heyelanlar, kanyon ve kanal sistemleri ile taşınan tortul türleri ve askı tortullar olmak üzere 4 farklı kaynak olarak sıralanabilir.



Şekil 4.4 Çalışma alanının kıyı kesiminde doğrudan karadan denize doğru meydana gelmiş heyelanlara (kırmızı oklar); a) Amasra' nın batısından ve b) Amasra' nın doğusundan örnekler.

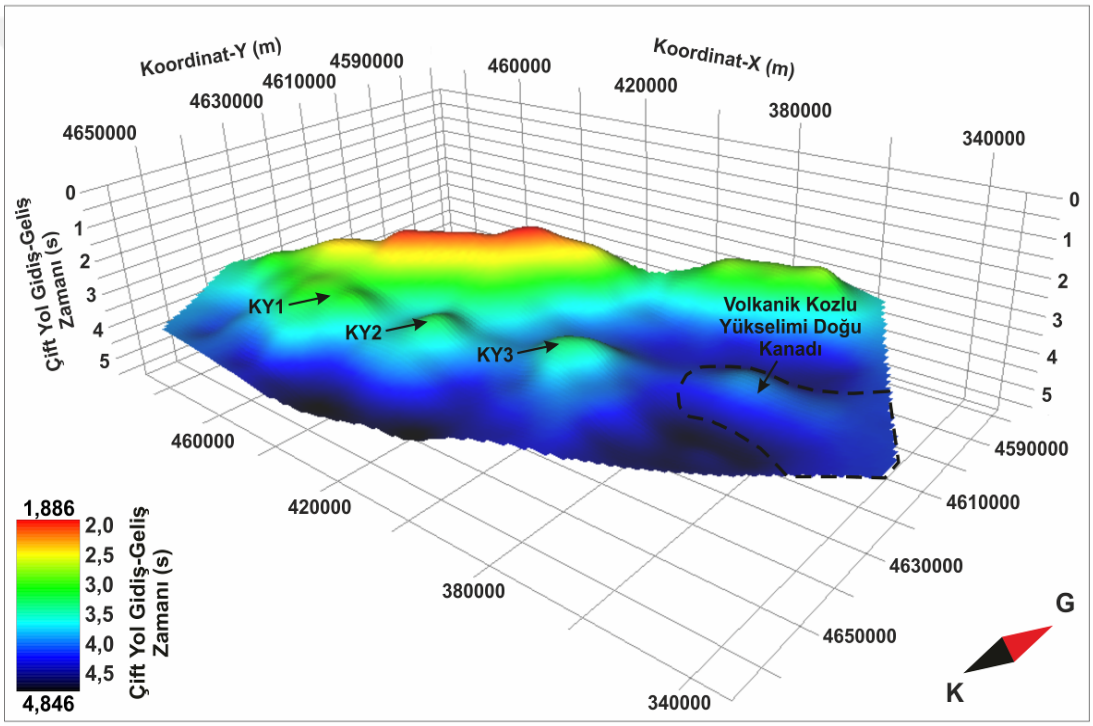
4.1.2 Stratigrafik Bulgular

Çalışma kapsamında toplanan sismik verilerde 5 farklı ana stratigrafik seviye ayırt edilmiştir. Bu seviyeler Miyosen, Eosen, Paleosen ve Kretase birimlerinin üst seviyeleri olarak yorumlanırken, Miyosen üst seviyesi ile deniz tabanı arasında kalan birimler Pliyosen-Kuvaterner birimleri olarak yorumlanmıştır. Şekil 4.5' de gösterilen ve çalışma alanının batı kesiminde yer alan GD-KB uzanımlı kz12-47 hattı tez çalışması kapsamında yorumlanan bu birimleri göstermektedir. Stratigrafik seviyelerden Kretase biriminin üst yüzeyi, çalışma alanı genelinde akustik temeli temsil etmektedir ve sismik verilerde daha derin bir sismik ara yüzeye rastlanmamıştır. Kretase üst yüzeyi alan genelinde kıtasal yamaçta ve kıtasal yükselim civarında 4 farklı yükselim göstermektedir. Birbirinden ayrık olarak ortaya çıkan bu yükselimler DKD - BGB yönünde belirli bir yönelim izlemektedir (Şekil 4.6). Bu yükselimlerden en güney batıdaki yükselim aynı zamanda Volkanik Kozlu Yükselimi' nin doğu kanadına karşılık gelmekte olup, topoğrafik olarak en derinde yer alan yükselimdir.



Şekil 4.5 Çalışma alanının batı kesimindeki bulunan bir sismik profil üzerinde yorumlanmış stratigrafik birimler.

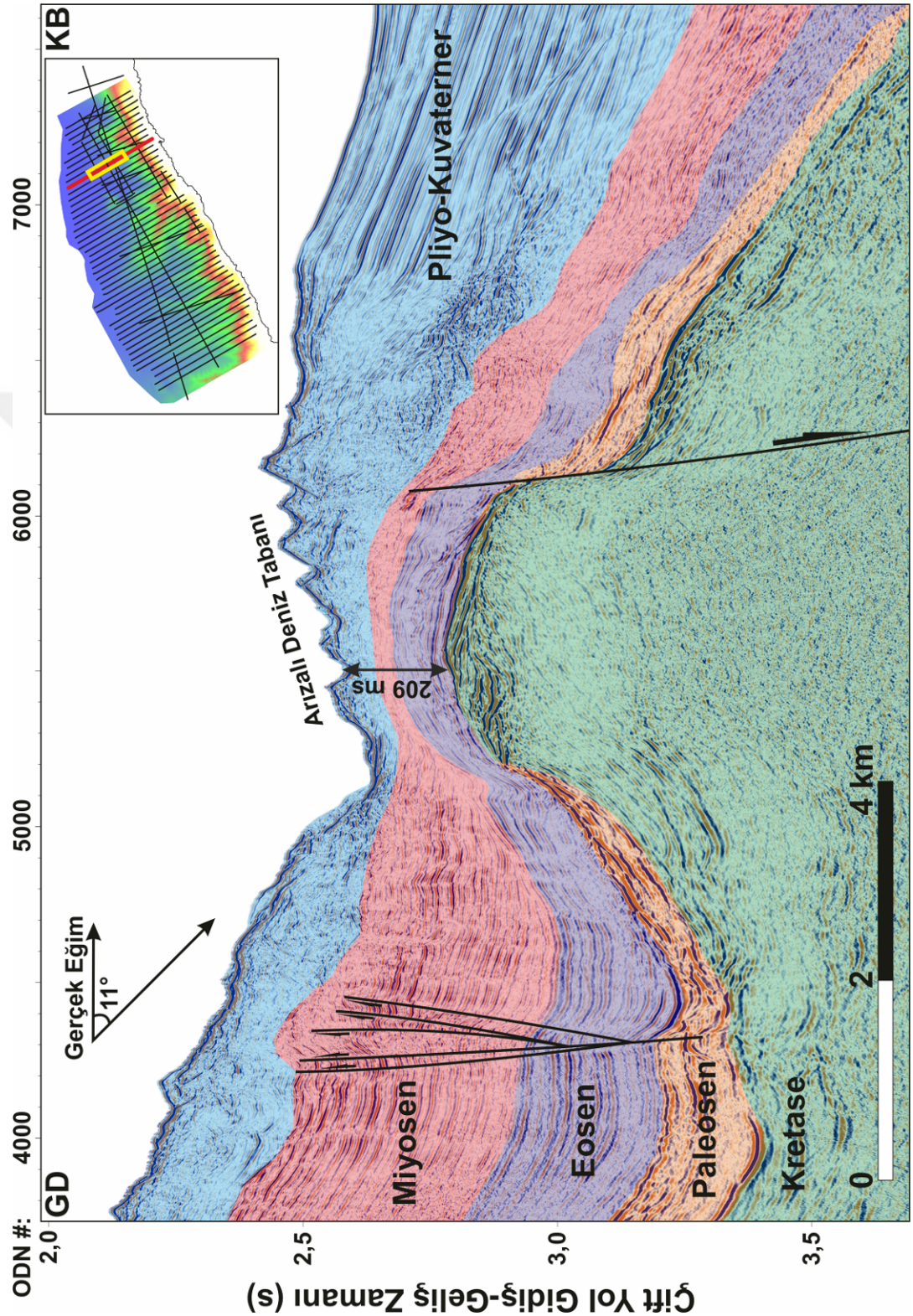
Tez kapsamında Volkanik Kozlu Yükselimi dışındaki sırtlar doğudan batıya doğru Kretase Yükselimi-1 (KY1), Kretase Yükselimi-2 (KY2) ve Kretase Yükselimi-3 (KY3) olarak isimlendirilmiştir (Şekil 4.6). Bununla birlikte çalışma alanı jeotermal gradyan değerleri Volkanik Kozlu Yükselimi civarında en büyük değerlere ulaşmakta olup, bunlardan en yükseği 54° C/km' dir. Jeotermal gradyan değerleri çalışma alanının doğusuna doğru ve diğer yükselimler civarında giderek azalmaktadır ve bu değerler en doğudaki Kretase yükselimine yakın bir konumda 34° C/km ' ye kadar düşmektedir.



Şekil 4.6 Kretase üst yüzeyinin görünür topoğrafyası (derinlikler saniye cinsindendir). Görünür topoğrafya sismik kesitler üzerinde işaretlenmiş Kretase üst yüzeyinin 1000 m aralıkla karelajlanmasından (gridleme) elde edilmiştir ve derinlik sismik kesitlerdeki sıfır zamanına (su yüzeyi) göredir.

Çalışma alanının doğu kesiminin kıtasal yamacı batı kesime göre daha dik bir jeomorfoloji sunmaktadır ve kanyon sistemleri boyunca gözlenen aşınma etkileri yer yer ve batıya nazaran daha fazla olarak gözlenmektedir (Şekil 4.7). Bu tipteki alanlarda Kretase üst yüzeyi ile deniz tabanı arasındaki düşey kalınlık çok

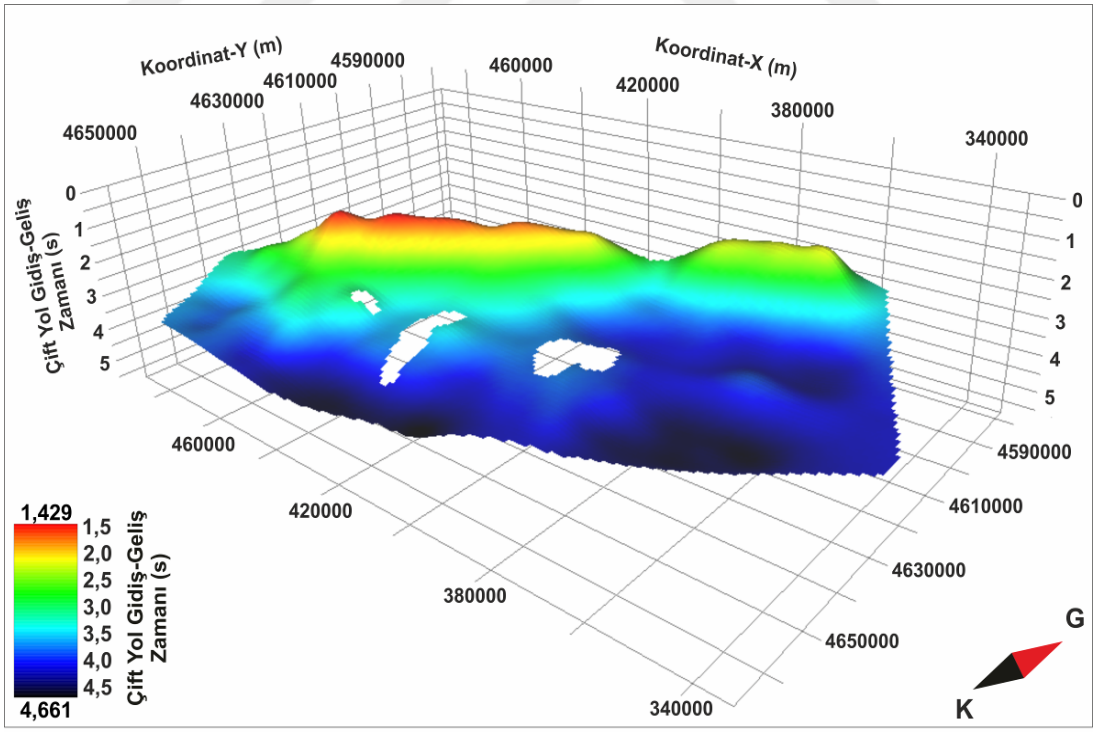
azalmaktadır ve en düşük değer 209 ms (Şekil 4.7) olarak hesaplanmıştır (1500 m/s su hızına göre ~ 160 m).



Şekil 4.7 Çalışma alanının doğu kesiminde gözlenen Kretase Yükselimi (KY1) ve Kretase sonrası tortulların erozyonunu gösteren kesit.

Kretase üst yüzeyi ile ilgili diğer önemli bir bulgu ise bu ara yüzeyin Zonguldak Kanyonu' nun (Şekil 4.3) başlangıç noktası ve şelfin güneye doğru devamında diğer alanlara göre daha derinlerde yer almasıdır (Şekil 4.6). Bu durum çalışma alanının doğu kesiminde Cide Kanyonu' nun ve batıda Kozlu Batı Kanyonu' nun (Şekil 4.3) civarında da benzer olarak görülmektedir. Öte yandan çalışma alanının en batı ve en doğusunda gözlenen bu durum sismik profillerin sonlandığı yerlere denk gelmektedir.

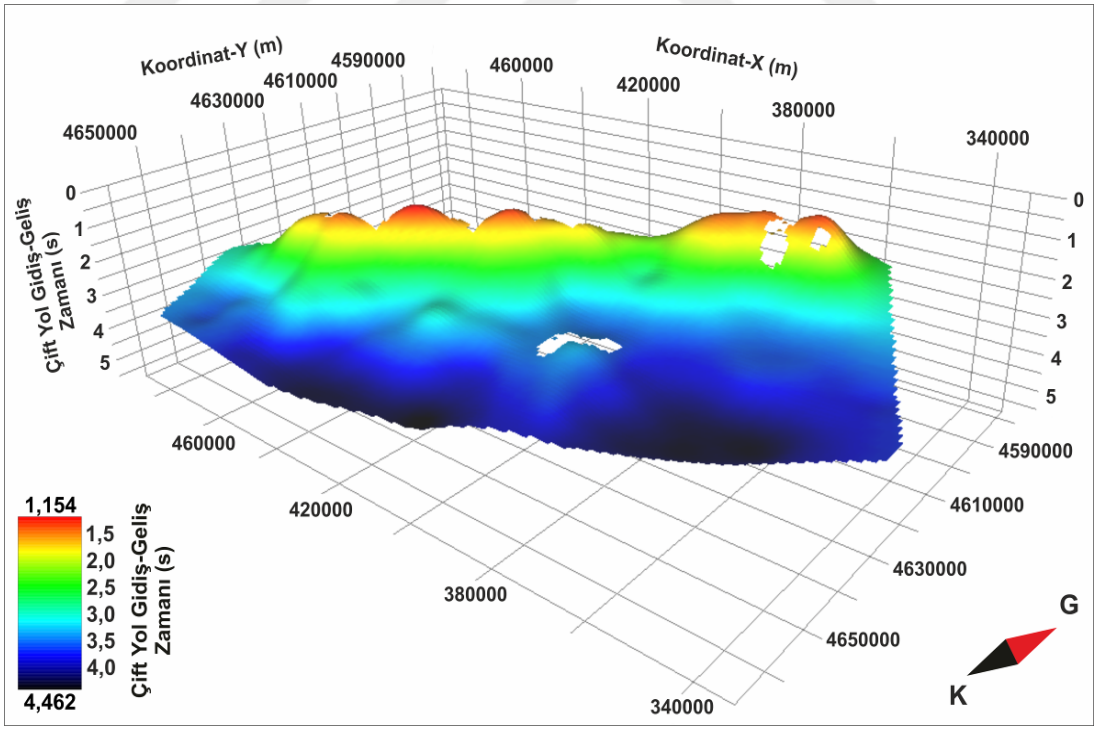
Paleosen birimi çalışma alanı genelinde Kretase üst yüzeyi ile uyumlu bir birim olarak gözlenmektedir. Bu birim üzerinde gözlenen en önemli uyumsuzluk Volkanik Kozlu Yükselimi haricindeki Kretase yükselimleri üzerinde birimin görülmemesidir (Şekil 4.8). Paleosen birimi KY1, KY2 ve KY3' ün güney ve kuzey kanadında Kretase üst yüzeyine "onlap" ve/veya "downlap" türü uyumsuzluklar şeklinde sonlanmaktadır (Şekil 4.7) ve bu alanlarda yükselimlerin üzeri yer yer Eosen ve/veya Miyosen sonrası tortullarla örtülüdür.



Şekil 4.8 Paleosen üst yüzeyinin görünür topoğrafyası (derinlikler saniye cinsindendir). Görünür topoğrafya sismik kesitler üzerinde işaretlenmiş Paleosen üst yüzeyinin 1000 m aralıkla karelajlanmasından (gridleme) elde edilmiştir ve derinlik sismik kesitlerdeki sıfır zamanına (su yüzeyi) göredir.

Paleosen birimi üst yüzeyi de Kretase biriminde gözlendiği gibi Zonguldak Kanyonu, çalışma alanının doğusundaki Cide Kanyonu ve çalışma alanının batısındaki Kozlu Batı Kanyonu civarında diğer bölgelere göre daha derinlerde bulunmaktadır ve sadece Kretase ile Paleosen birimleri çalışma alanının tamamında ve şelf alanında birbirine uyumlu bir morfoloji sunmaktadır. Paleosen istifleri çalışma alanı genelinde çok kalın bir birim olarak görülmemektedir ve genellikle şelf civarında diğer bölgelere nazaran daha kalın bir birim haline gelmektedir. Ayrıca çalışma alanında bulunan Volkanik Kozlu Yükselimi, KY1, KY2 ve KY3 yapılarının kuzeyli kesimlerinde (derin basene doğru) birimin kalınlıkları azalmaktadır.

Eosen üst birimi çalışma alanı içerisinde kıtasal yamacın büyük bir bölümünde, KY3 haricinde kıtasal yükselimin tamamında ve derin basene ulaşan sismik profillerin tamamında gözlenmiştir (Şekil 4.9). Çalışma alanının batı kesiminde ve kıtasal yamacın şelfe yakın olan bölgelerinde birimin yer yer deniz tabanına "toplap" uyumsuzluğu şeklinde sonlandığı ve şelf civarında tekrar belirdiği alanlar mevcuttur.

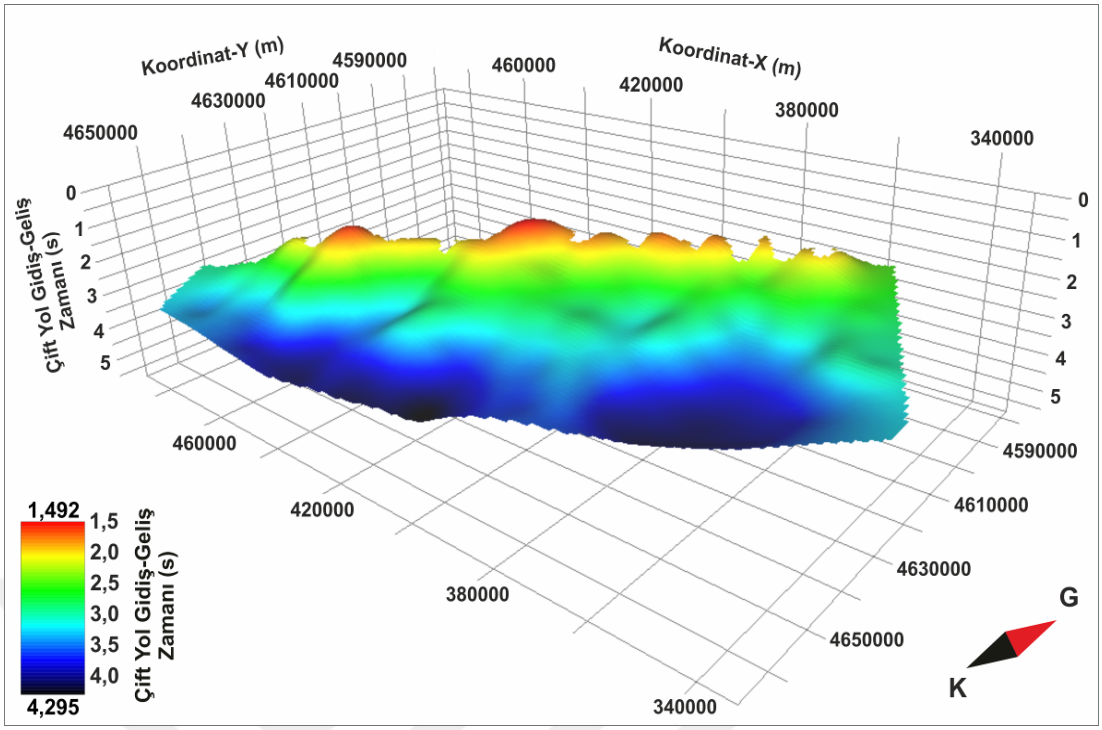


Şekil 4.9 Eosen üst yüzeyinin görünür topoğrafyası (derinlikler saniye cinsindendir). Görünür topoğrafya sismik kesitler üzerinde işaretlenmiş Eosen üst yüzeyinin 1000 m aralıkla karelajlanmasından (gridleme) elde edilmiştir ve derinlik sismik kesitlerdeki sıfır zamanına (su yüzeyi) göredir.

Bununla birlikte birim gelişi güzel olarak alanın farklı yerlerinde kıtasal yamaca "toplap" uyumsuzluğu şeklinde sonlanmakta ve güneye doğru birimin devamı tekrar görülmemektedir. Çalışma alanı genelinde Kretase yükselimlerinden sadece KY3 üzerinde Eosen birimi gözlenmemiş olup, birim bu sırtın güney kanadında Paleosen üst yüzeyini aşarak Kretase üst yüzeyine "downlap" uyumsuzluğu şeklinde, KY3' ün kuzey kanadında ise Kretase üst yüzeyine "onlap" uyumsuzluğu şeklinde sonlanmaktadır. Çalışma alanı genelinde sadece KY3 üzerinde Paleosen ve Eosen birimleri görülmemekte olup, bu alanda Miyosen ve sonrası istifler yer almaktadır. Eosen birimi kalınlıkları çalışma alanından elde edilen sismik verilerde kıtasal yamaç boyunca en yüksek değerlere ulaşmaktadır ve çalışma alanının tamamında gözlenen Kretase yükselimlerinin (Volkanik Kozlu Sırtı dahil) kuzeyli kesimlerinde (derin basene doğru) kalınlık değerleri azalmaktadır.

Miyosen üst yüzeyi (Şekil 4.10) çalışma alanından elde edilen sismik profiller boyunca özellikle kıtasal yamaçta belirgin bir uyumsuzluk yüzeyi olarak gözlenmektedir. Kıtasal yükselimden derin basene doğru erozyonel etkilerin kaybolduğu üst yüzey, kıtasal yamaç boyunca arızalı bir topoğrafya sunmaktadır. Birim aynı zamanda kıtasal yamacın güneyli kesimlerinde deniz tabanına "toplap" tipi ve yer yer Eosen üst yüzeyine "onlap" tipi uyumsuzluk şeklinde sonlanmaktadır. Şelf alanında Miyosen biriminin üst yüzeyi herhangi bir derinlikte gözlenmemiş olup, Eosen ve Eosen biriminin şelfe ulaşmadığı alanlarda Paleosen sonrası istifler Pliyosen-Kuvaterner birimleri olarak görülmektedir.

Miyosen biriminin kalınlık değerleri kıtasal yamacın bazı kesimlerinde belirgin olarak artmaktadır. Çalışma alanının kıtasal yamaç civarında Miyosen kalınlıklarının artış gösterdiği kesimler boyunca Miyosen üst yüzeyi takip edilecek olursa, belirgin bir uyumsuzluk yüzeyi şeklinde görünmektedir ve bu uyumsuzluk yüzeyi çalışma alanında gözlenen günümüz sırtlarına benzer bir morfoloji sunmaktadır. Bu tipteki alanlar ve uyumsuzluk alanları dışında Miyosen birimi kalınlıkları çalışma alanı genelinde çok belirgin bir artış ya da azalış göstermemektedir.

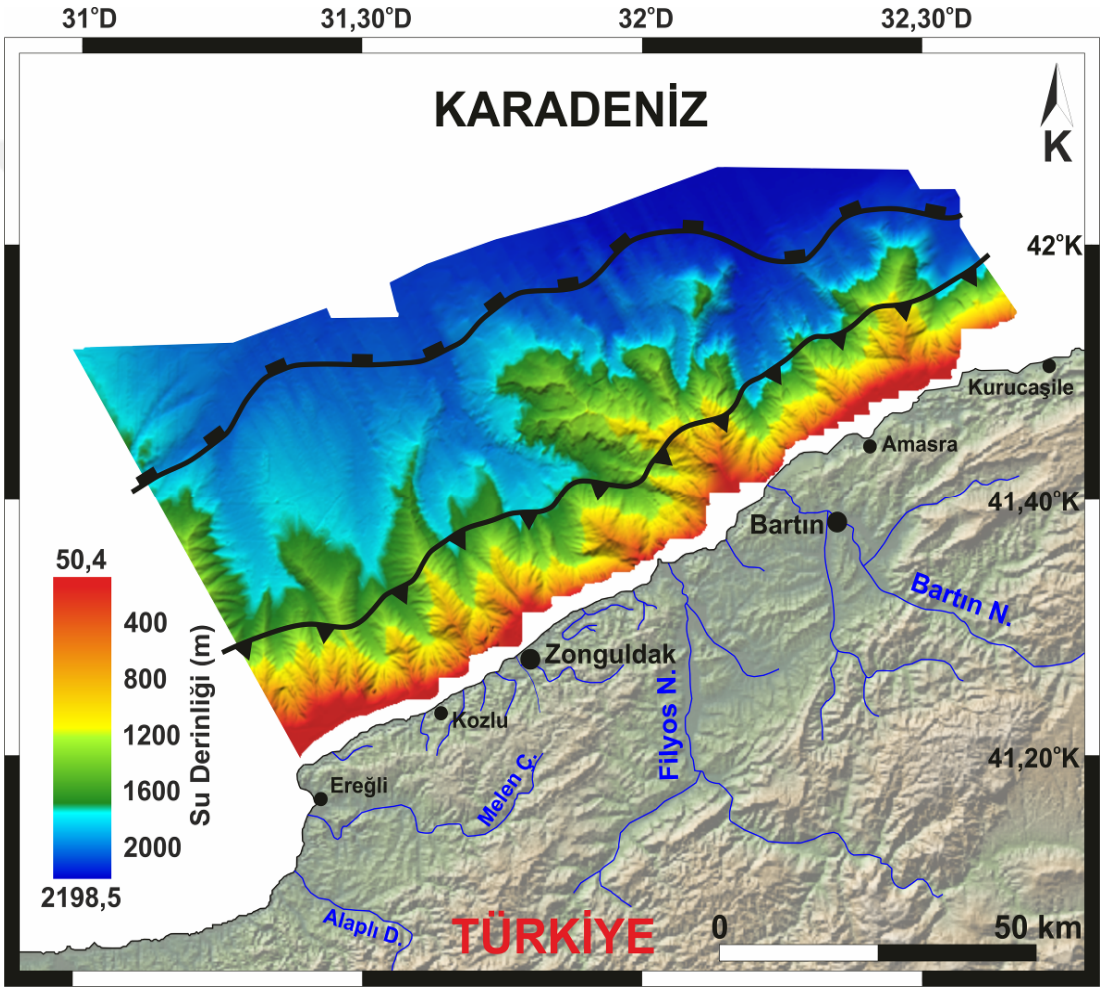


Şekil 4.10 Miyosen üst yüzeyinin görünür topoğrafyası (derinlikler saniye cinsindendir). Görünür topoğrafya sismik kesitler üzerinde işaretlenmiş Miyosen üst yüzeyinin 1000 m aralıkla karelajlanmasından (gridleme) elde edilmiştir ve derinlik sismik kesitlerdeki sıfır zamanına (su yüzeyi) göredir.

4.1.3 Yapısal Bulgular

Çalışma alanı genelinde yapısal olarak iki farklı fay türü gözlenmiştir. Bu türler çalışma alanının kuzey kesimlerinde yer alan ve BKB' nin açılma sınırına yakın bölgelerde gözlenen normal bileşenli faylar ve çalışma alanının güneyli kesimlerinde yer alan ve BKB' nin sıkışma sınırına yakın bölgelerde gözlenen ters bileşenli faylar olarak görülmektedir (Şekil 4.11). BKB' nin açılma sınırına yakın bölgelerde gözlenen normal bileşenli fayların tamamı gömülü faylar olarak gözlenmiştir ve azami düşey atım akustik temel üzerinde (Kretase üst yüzeyi) görülmektedir (Şekil 4.5 ve Şekil 4.7' de gösterilen sismik profillerin KB kesimindeki faylar gibi). Bununla birlikte, bu fayların çalışma alanında yer yer Pliyo-Kuvaterner tortullarına kadar ulaştığı görülmektedir (Şekil 4.5). Bu tipteki fayların sismik veriler üzerindeki konumları çalışma alanı genelinde kıtasal yükselimin kuzey sınırını BGB - DKD yönlü takip etmektedir ve bu sınırın gerek fayların sismik veri üzerindeki konumu yardımıyla gerekse de batimetri verileri üzerinde doğrusal bir çizgisellik sunmadığı

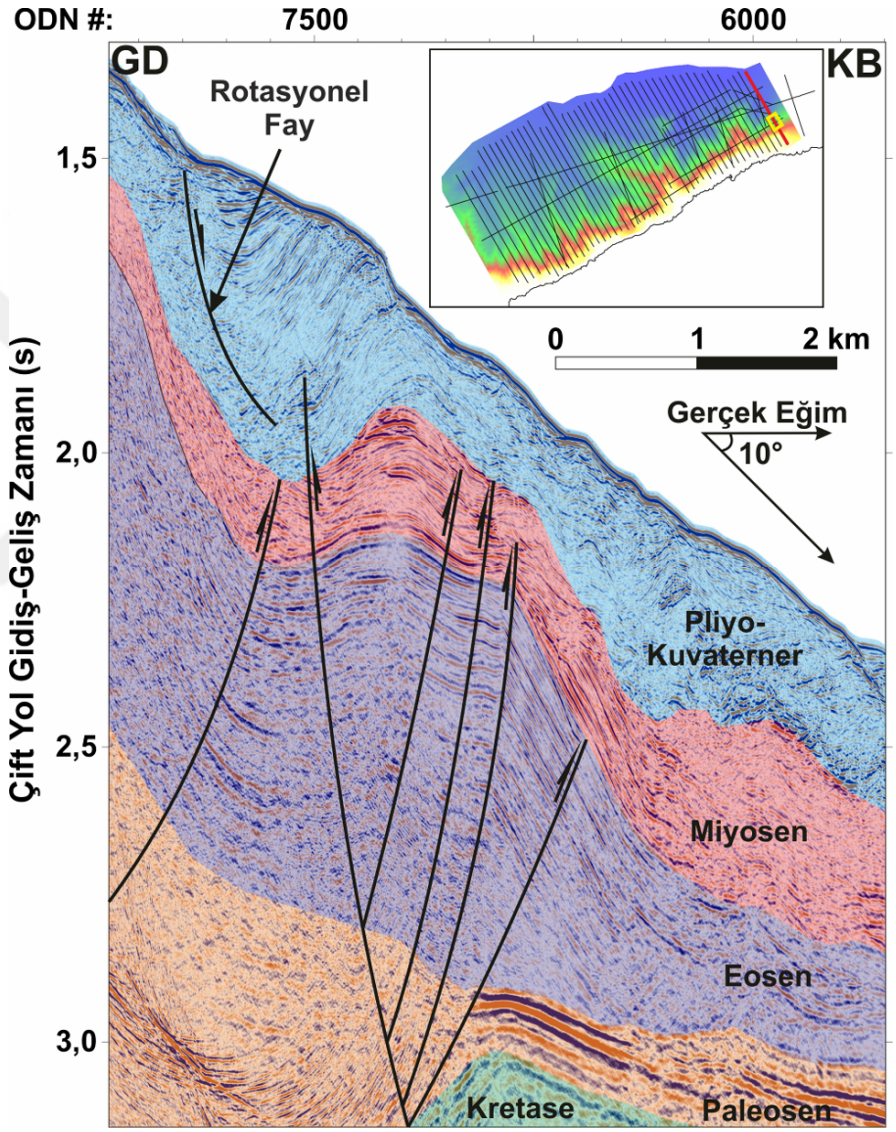
görülmektedir (Şekil 4.11). Bu sınırın doğrusal bir uzanım sunmamasının bir sonucu olarak çalışma alanının batı kesiminde şelf kırığının ~ 45 - 50 km kuzeyinde gözlenen normal bileşenli faylar için bu mesafe, çalışma alanının doğu kesiminde 20 km' den daha azdır. Çalışma alanının güney kesimlerinde ve sıkışma sınırına denk gelen faylar ise ters bileşenli faylar olarak gözlenmektedir (Şekil 4.11) ve bu faylar kıtasal yamaçta gözlenen kıvrımlı yapıların gerek güney gerekse de kuzey kanatları boyunca pozitif çiçek yapısı şeklinde gözlenmektedir.



Şekil 4.11 Çalışma alanı içerisinde gözlenen normal bileşenli fayların en güney sınırı ile ters bileşenli fayların en kuzey sınırını gösteren tektonik harita.

Şekil 4.12, çalışma alanının en doğusunda yer alan kz10-01 hattının kıtasal yamaç kesiminde gözlenen kıvrım yapıları ve üzerinde pozitif çiçek yapısı şeklinde gelişen ters bileşenli fayları göstermektedir. Bu tipteki fayların sismik veriler üzerindeki konumları çalışma alanı genelinde kıtasal yamacın güney sınırını GB -

KD uzanımlı olarak takip etmektedir ve bu fayların uzanımı, açılma sınırının uzanımına kıyasla daha doğrusal olarak görülmektedir. Buna karşılık bu fayların konumu özellikle tortul taşınım yollarına denk gelen bazı kanyon ve kanal sistemlerinde genel olarak gözlendiği kıtasal yükselimin güney sınırına nazaran daha yüksek su derinliklerinde de gözlenmektedir.



Şekil 4.12 Çalışma alanının doğu kesiminde, kıtasal yamaçta gözlenen bir kıvrım yapısı ve bu kıvrım yapısı üzerinde pozitif çiçek yapısı şeklinde yorumlanmış faylar.

Ayrıca normal bileşenli fayların çalışma alanının doğusunda daha güneyli kesimlerde gözlenmesi sebebiyle çalışma kapsamında ters bileşenli fayların temsil ettiği sıkışma sınırı ile normal bileşenli fayların temsil ettiği açılma sınırı birbirine

çok yaklaşmaktadır. Çalışma alanının tamamında ve kıvrımlı yapıların kanatlarında gözlenen ters bileşenli faylarla ilgili diğer önemli bir bulgu ise bu fayların deniz tabanına kadar ulaştığı ya da çok sığ derinliklerde sonlanmasıdır.

Çalışma alanında iki ayrı bölgesel tektonik sınıra karşılık gelen ve yukarda anlatılan faylar dışında kıtasal yamaç civarında erozyonel yapıları sınırlayan faylar da mevcuttur. Bu faylardan bazıları belirli bir erozyonel ara yüzey şeklinde olup, bu yüzeyin üzerindeki stratigrafik birimlerin yamaç aşağı yönde rotasyona uğrayarak aşağı kaydığı görülmektedir (Şekil 4.12). Diğer bir benzer fay türü ise Amasra Kütle Kayma Zonu üzerindeki kütle kaymalarının kayma düzlemine karşılık gelen faylardır (Şekil 4.36). Erozyonel yapıları sınırlayan fay türlerine ek olarak kıtasal yamaç boyunca eğimli yüzeylerin üzerinde gelişen gravitasyonal faylar da çalışma alanında yaygın olarak görülmektedir. Bu tipteki faylar genellikle çalışma alanının kıtasal yamacında bulunan sıkışma sınırı ve kıtasal yükselimde yer alan açılma sınırının arasında kalan bölgede ve akustik temelin eğimli olduğu alanlarda gözlenmektedir.

4.1.4 Gaz Hidrat Belirteçleri

Tez araştırmasına temel olan çok kanallı sismik yansıma verilerinde gözlenebilen ve tabana benzeyen yansıtıcı (TBY) olarak bilinen gaz hidrat belirteçleri, çalışma kapsamında çeşitli özelliklerine göre sınıflandırılmıştır. Buna göre TBY' lar sismik yansıma genliği karakterine göre;

1- Sürekli TBY,
2- Süreksiz TBY,
3- Ters Polariteli Karmaşık Gelişmiş Yansımalar,

ve gözlendikleri jeolojik yapının türüne göre;

1- Basen Tipi,
2- Kıtasal Yükselim Tipi,
3- Tortul Dalgası Tipi,

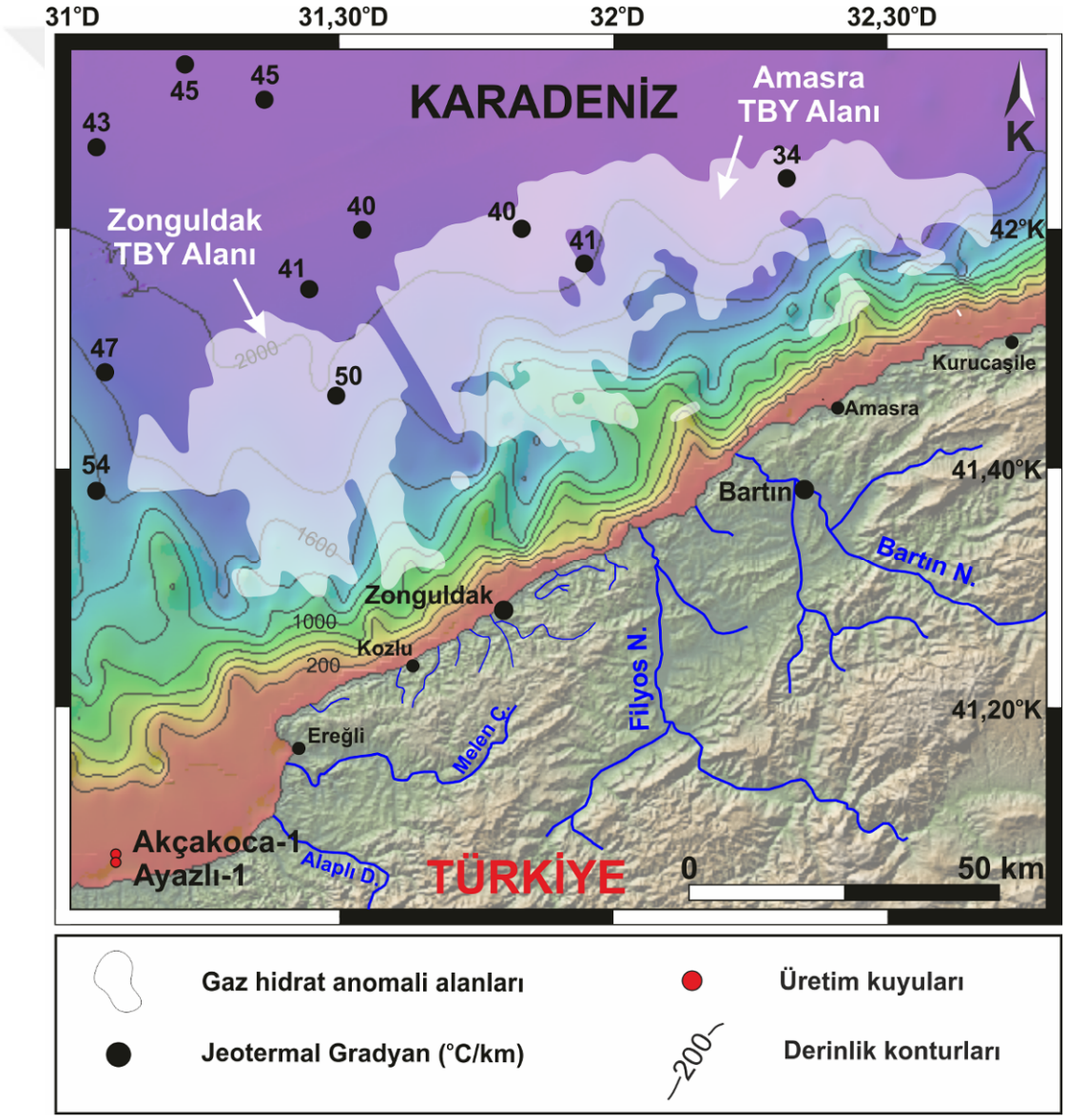
4- Kayma Tipi,

5- Kanyon Tipi,

6- Sırt Tipi,

7- Antiklinal Tipi

şeklinde sıralanabilir. Çalışma alanı genelinde gaz hidrat belirteçleri iki farklı alanda gözlenmiş olup, alanın doğu ve en yaygın anomali dağılımı gözlenen kesimi Amasra TBY Alanı, alanın batı kesimi ise Zonguldak TBY Alanı olarak isimlendirilmiştir (Şekil 4.13)



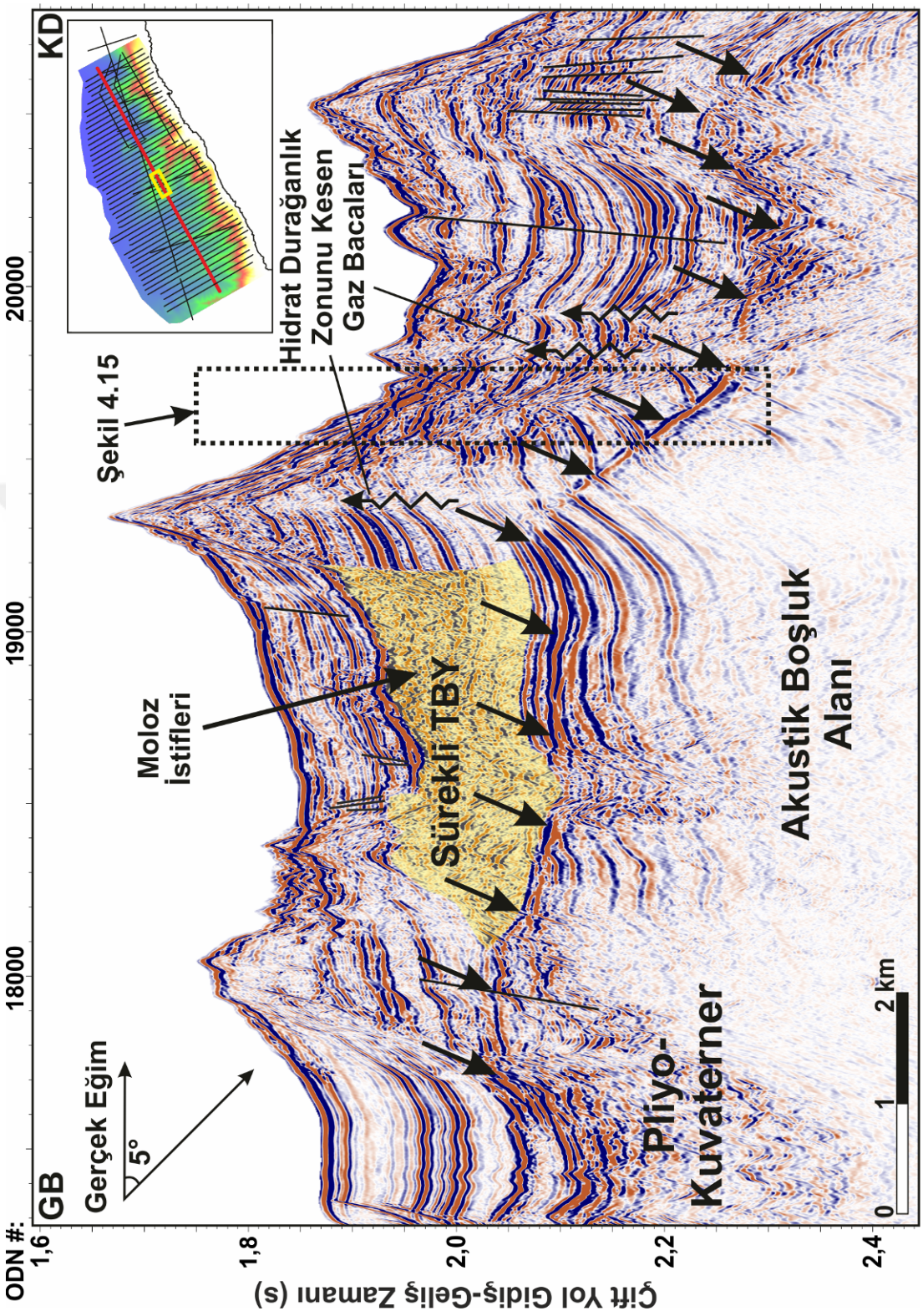
Şekil 4.13 Çalışma alanı içerisinde gözlenen gaz hidrat belirteçlerinin alansal olarak dağılımı.

Bu iki anomali zonu dışında küçük ölçekli ve kıtasal yamacın daha güneyli kesimlerinde de anomali alanları gözlenmektedir (Şekil 4.13). İçinde oluştukları jeolojik ortama göre gaz hidrat belirteçleri ayrıca jeomorfolojik açıdan üç farklı alanda dağılım göstermektedir. Buna göre, abisal düzlük civarında sadece basen tipi, kıtasal yükselim civarında tortul dalgası tipi ve tipik kıtasal yükselim tipi, kıtasal yamaç civarında kanyon tipi, antiklinal tipi, kayma tipi ve sırt tipi olmak üzere gaz hidrat belirteçleri geniş bir tür yelpazesi sunmaktadır.

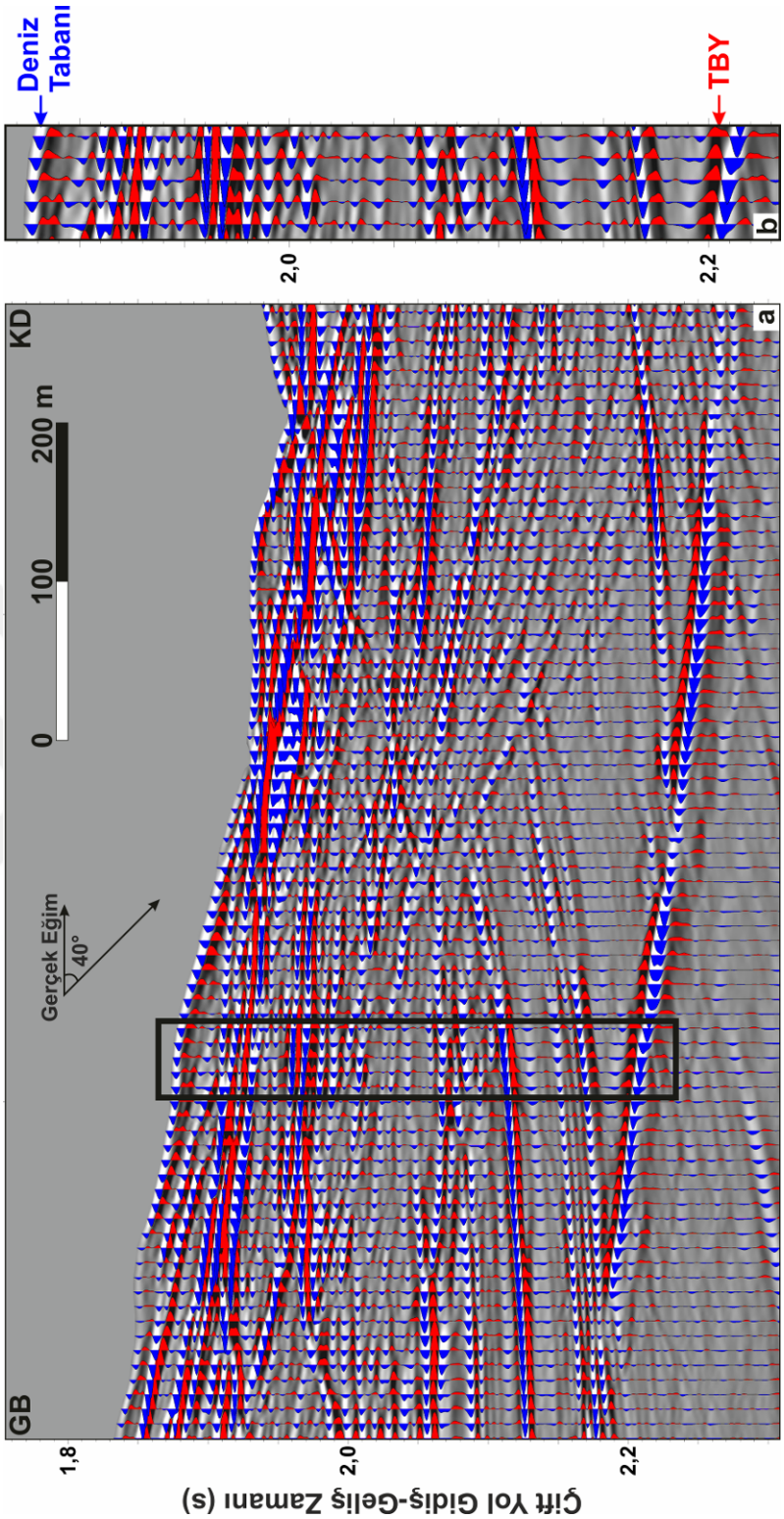
4.1.4.1 Sismik Yansıma Genliği Karakterine Göre Gaz Hidrat Belirteçleri

Sismik yansıma genliğine göre gaz hidrat belirteçleri sürekli TBY' ler (continuous BSR, corss-cutting BSR), süreksiz TBY' ler (discontinuous BSR, phase reversal BSR) ve gaz hidrat kararlılık zonunun tabanını temsil eden ters polariteli gelişmiş kaotik genlik anomalileri şeklinde çalışma alanında gözlenmiştir. Sürekli TBY' ler tipik gaz hidrat belirteçleri olup, çalışma alanında yaygın olarak gözlenmektedir. Bu tipteki TBY' ler, içinde bulundukları stratigrafik seviyeleri keserek devamlılık gösterme, deniz tabanını taklit etme ve deniz tabanına göre ters polariteli olma özelliklerini çalışma alanın içerisinde göstermektedir. Şekil 4.14, GB-KD uzanımlı kz10-x02 hattı üzerinde deniz tabanını taklit eden, stratigrafik seviyeleri keserek devamlılık gösteren ve deniz tabanına göre ters polariteli olan (Şekil 4.15) sürekli-TBY' leri (siyah oklarla işaretlenmiş) ve TBY altında oluşması muhtemel serbest gaz birikimlerine bağlı olarak oluşabilecek akustik türbidite (boşluk) alanını göstermektedir.

Şekil 4.14' de yüksek TBY genliği görülse de çalışma alanı içerisinde TBY genlikleri her zaman bu kadar belirgin olarak gözlenemeyebilmektedir. Çalışma alanı içerisinde sürekli-TBY türü gaz hidrat belirteçleri daha önceden de belirtildiği gibi hidrat içeren tortulların altında birikebilecek serbest gazın varlığına dair anomaliler de sunmaktadır. Ancak serbest gaz anomalileri çalışma alanı içerisinde gözlenen gaz hidrat belirteçlerinin tamamının altında gözlenmemektedir.



Şekil 4.14 Amasra Kütle Kayma Alanı içerisinde gözlenen sürekli-TBY' nin (siyah oklarla işaretlenmiş) sismik kesit üzerindeki görünümü. Sürekli-TBY altında akustik boşluk alanı düşük genlikli veya genliksiz transparan bölgeler olarak gözlenmektedir.

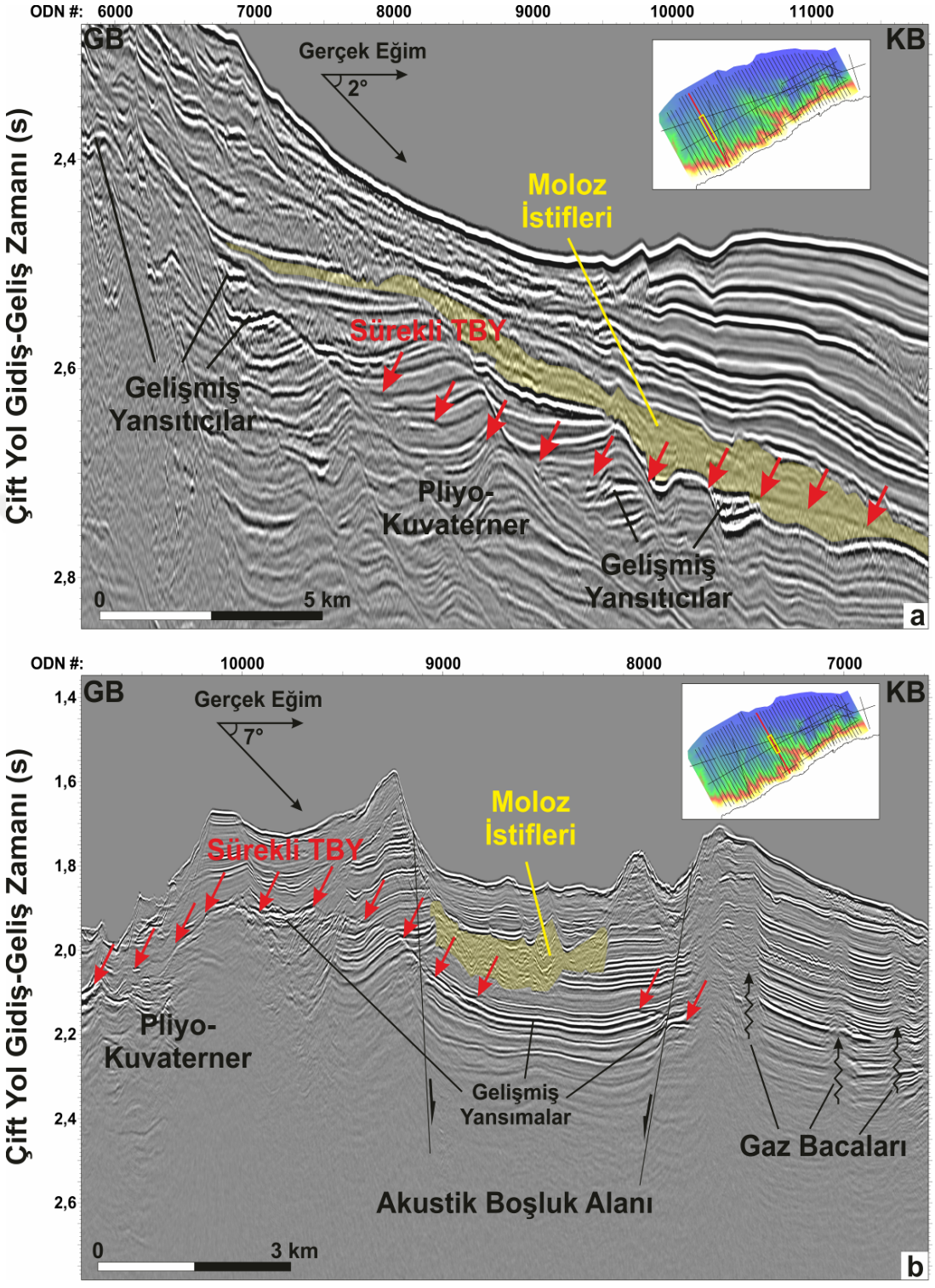


Şekil 4.15 Deniz tabanı, TBY ve çevre genliklerin polaritelerini gösteren; a) Şekil 4.14' de dikdörtgen alanla (kesikli çizgi) sınırlanmış kesimin tamamının görünümü ve b) (a)' da siyah dikdörtgenle gösterilmiş alanın yakınlaştırılmış görünümü. Deniz tabanını temsil eden genlikler mavi ve deniz tabanına göre ters polariteli genlikler kırmızı renktedir. Polariteyi gösteren izler sismik kesit üzerine her üç ODN' nda bir çizdirilmiştir.

Bununla birlikte gaz hidrat belirteci altında serbest gaz varlığına işaret eden anomalilerin olduğu alanlar ile serbest gaz varlığını göstermeyen alanlar arasında belirgin bir fark bulunmaktadır. Buna göre, şayet TBY altında serbest gaz anomalisi var ise TBY yüksek genlik özelliği sunmaktadır. Öte yandan serbest gaz anomalilerinin gözlenmediği alanlarda TBY genlikleri çok daha zayıf genlikli olarak gözlenmektedir. Şekil 4.16a ve Şekil 4.16b bu durumu çalışma alanının batı kesiminde GD-KB uzanımlı iki ayrı sismik profil üzerinde göstermekte olup, Şekil 4.16a altında serbest gaz anomalisi içermeyen sürekli-TBY' leri (kırmızı oklarla işaretlenmiş) kz12-40 hattı üzerinde ve Şekil 4.16b ise altında serbest gaz belirteci gözlenebilen sürekli-TBY' leri kz10-26 hattı üzerinde göstermektedir.

Şekil 4.16a' da görüleceği gibi sismik kesit üzerindeki sürekli-TBY altında serbest gaz belirteci görülmemekte, bunun yerine stratigrafiyi temsil eden yansımalar açıkça görülebilmektedir. Ayrıca aynı kesit üzerinde TBY genliğinin de oldukça düşük olduğu ve kesit üzerindeki uzanımının güçlükle takip edildiğini ya da başka bir deyişle bu tipteki alanlarda gaz hidrat belirteçleri için yorumlama çalışmalarının zorlaştığını söylemek yanlış olmaz.

Şekil 4.16b' de gösterilen sismik kesit üzerinde ise altında serbest gaz belirteci bulunan sürekli-TBY' ler görülmekte olup, gaz hidrat kararlılık zonu civarında akustik boşluk alan ve gaz bacaları gibi sığ gaz yapıları yoğunlaşmaktadır. Kesitin GD kesiminde akustik boşluk alanının sürekli-TBY' ye kadar ulaştığı alan dikkatlice incelenecek olursa, TBY genliğinin bu bölgede kesitin diğer kısımlarına göre daha yüksek olduğu görülmektedir. Şekil 4.16a' ya kıyasla incelenecek olursa, Şekil 4.16b' deki TBY genliklerinin genellikle yüksek olduğu ya da gaz hidrat belirteçlerinin bu tipteki sığ gaz yapılarının yoğun olarak gözlendiği alanlarda sığ gaz belirteci gözlenmeyen alanlara göre daha belirgin olduğu da çalışma alanı genelinde gözlenen bir durumdur. Serbest gaz belirteçlerinin bulunduğu alanlarda sıklıkla karşılaşılan diğer bir durum ise gaz bacası ve çamur volkanı karakteristiği sunan belirteçlerin gaz hidrat belirteçlerini ve kararlılık zonunu keserek deniz tabanına doğru uzanım göstermesi olup, bu konu ilerleyen bölümlerde detaylandırılacaktır.



Şekil 4.16 Sürekli-TBY ve serbest gaz belirteci ilişkisini gösteren sismik kesitler. a) Altında serbest gaz anomalisi bulunmayan sürekli-TBY' lere çalışma alanının batı kesiminden örnek sismik veri, b) altında serbest gaz anomalisi bulunan sürekli-TBY' lere çalışma alanının batı kesiminden örnek sismik veri.

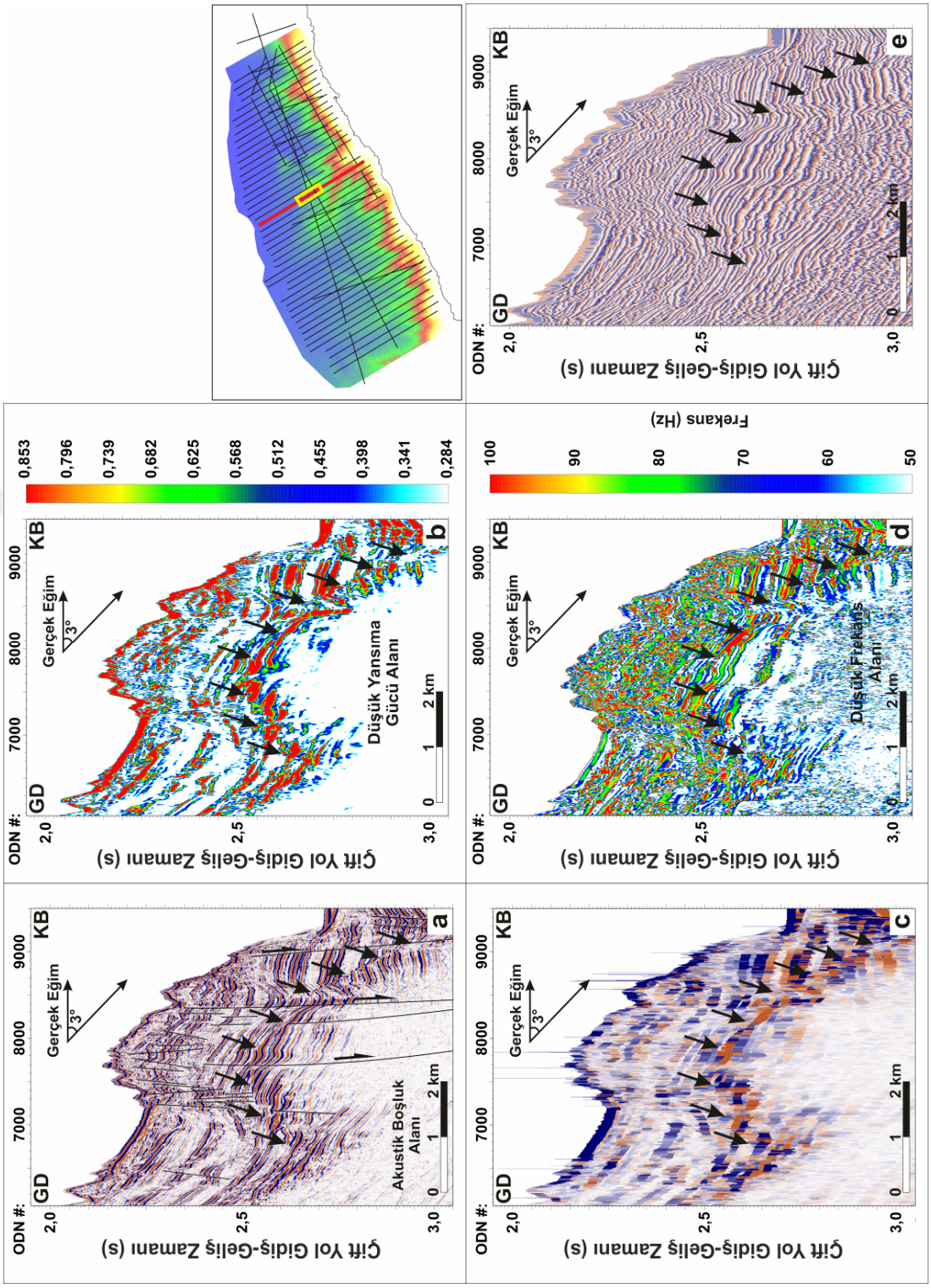
Sürekli-TBY gözlenen alanlarda hesaplatılan karmaşık sismik nitelik analizleri, TBY özelliklerine uygun sonuçlar sunmaktadır. Buna göre kazanç uygulanmamış genlik kesitlerinde stratigrafik ara yüzeyleri keserek devamlılık gösteren TBY anomalileri, görünür polarite kesitlerinde belirgin bir şekilde deniz tabanına göre ters polarite, anlık faz kesitlerinde litolojiyi keserek ve deniz tabanına benzer bir morfolojide devamlılık gösterme, yansıma gücü kesitlerinde ise çevre genliklere göre 3 - 10 kat daha yüksek genlik gücü gösterme gibi özellikler sunmaktadır. TBY' nin altında şayet serbest gaz belirteci varsa, zarf kesitleri bu tipteki alanlarda TBY' nin altında çok düşük yansıma gücü sunmaktadır. TBY altında gözlenebilen düşük yansıma gücü karakteristiği, altında serbest gaz anomalisi içermeyen sürekli TBY' lar civarında ise gözlenmemektedir. Anlık frekans kesitleri ise TBY anomalilerinin altında serbest gaz belirteci varsa, TBY' den itibaren artan derinlikle frekans değerlerinin dramatik olarak düştüğünü göstermektedir. TBY altında serbest gaz belirteci bulunmayan alanlarda ise frekans değerlerinin azalmasına karşılık, bu azalma belirgin değildir.

Şekil 4.17 GD - KB uzanımlı kz10-22 profili üzerinde gözlenen sürekli-TBY' lerin karmaşık sismik nitelik sonuçlarını göstermektedir. Şekil 4.17a kazançsız genlik kesiti üzerinde TBY' leri siyah oklarla göstermektedir ve bu kesitten hesaplatılan zarf kesiti Şekil 4.17b' de TBY boyunca çevre genliklere göre ~ 4 kat daha yüksek yansıma gücü ortaya koymaktadır. Ayrıca genlik kesitinde (Şekil 4.17a) TBY altında gözlenen ve serbest gaza işaret eden akustik boşluk alanı, zarf kesitinde (Şekil 4.17b) yansıma gücüne sahip olmayan bir alan olarak belirmektedir. Şekil 4.17c' de sürekli-TBY' yi temsil eden genliklerin polaritesi (turuncu), deniz tabanını temsil eden genliklerin polaritesine göre (lacivert) terstir ve Şekil 4.17d' de gösterilen anlık frekans kesitinde TBY altında üst kesimine göre belirgin bir düşük frekans zonu görülmektedir. Karmaşık sismik nitelikler açısından anlık faz kesitleri her zaman düzgün sonuç vermese de sürekli-TBY' lerin stratigrafiyle aynı eğime sahip olmadığı alanlarda gaz hidrat belirteçlerinin sürekliliğini ortaya koyabilmektedir ve TBY' lerin deniz tabanını genellikle taklit ettiği de gözlenen bir sonuçtur (Şekil 4.17e).

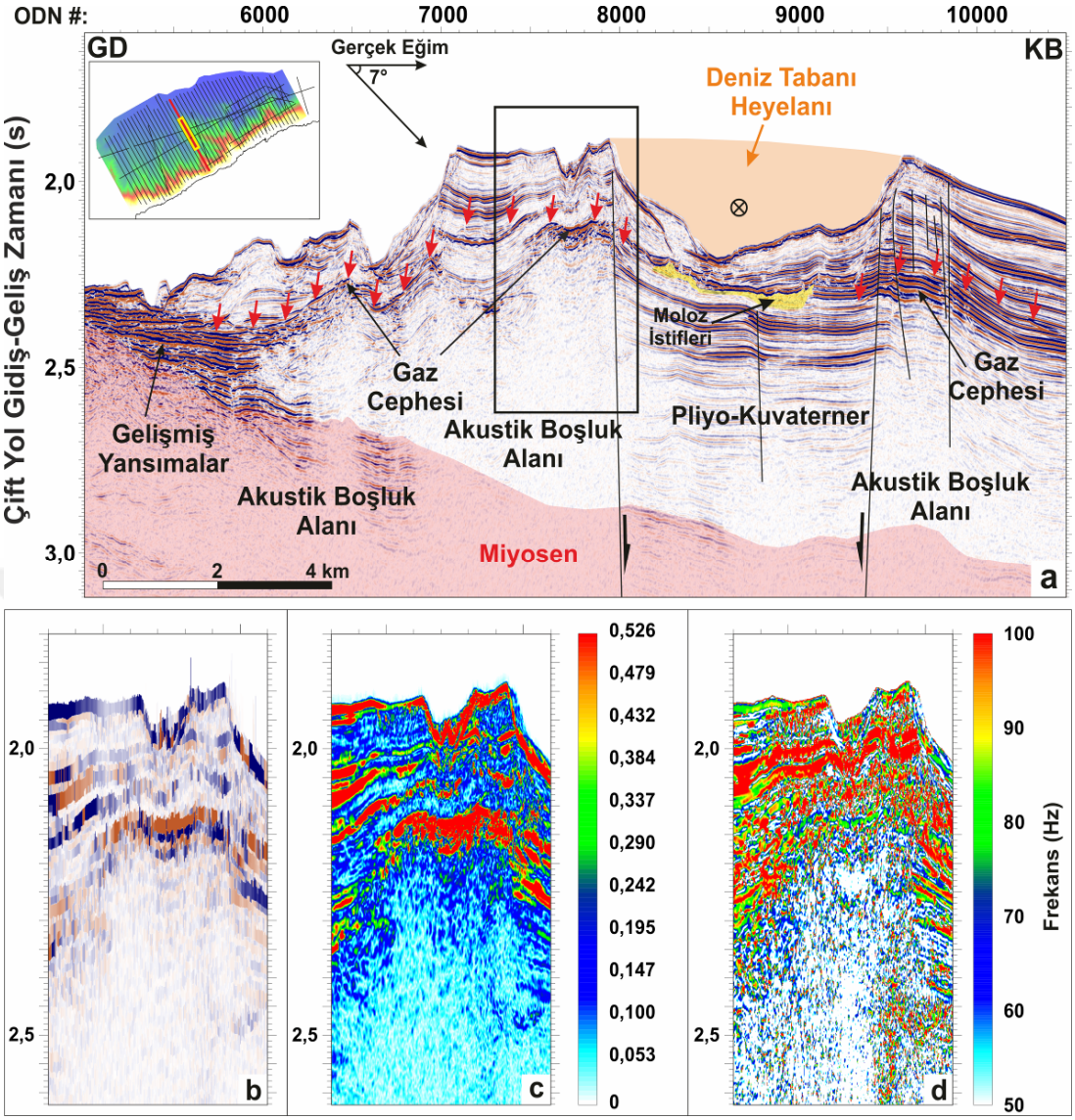
Çalışma alanında özellikle sedimanter sırtların altında uzanım gösteren sürekli TBY' ler, bu sırtların belirli kesimlerinde gaz cephesi özelliği gösteren sığ gaz anomalileri ile aynı derinliklere denk gelmektedir ki bu durum TBY' leri karmaşık sismik nitelik kesitleri üzerinde daha da belirgin hale getirmektedir. Örneğin Şekil 4.18a' da gösterilen GD - KB uzanımlı kz10-28 hattı üzerinde gaz cephesi olarak gösterilen bölgeler TBY ile aynı derinliğe denk gelmektedir. Şekil 4.18a' da dikdörtgenle gösterilen alan için hesaplatılan karmaşık sismik nitelik analizleri, gaz cephesi olarak gösterilen ve TBY ile aynı derinliğe denk gelen bu tipteki anomali alanlarında deniz tabanına göre ters polarite (Şekil 4.18b), çevre genliklere kıyasla çok yüksek yansıma gücü (Şekil 4.18c) ve bu tipteki anomali seviyelerinin altında düşük frekans alanları (Şekil 4.18d) ortaya koymaktadır.

TBY' lerin gaz cephesi anomalileri ile aynı seviyelere denk gelmesine benzer bir durum ise derin basenin başlangıcında gözlenmektedir. TBY' ler böyle alanlarda çok güçlü ve ters polariteli yansımalar üretebilmektedir (Şekil 4.19 ve Şekil 4.20). Şekil 4.19a' da GD-KB uzanımlı kz10-08 hattının derin basen bölümü görülmektedir ve basenin başlangıç kesiminde kırmızı oklarla gösterilen TBY' nin sarı transparan alanla belirlenmiş moloz istifleri içinde çok güçlü ters polariteli yansımalarla birleştiği, bu yansımaların deniz tabanına göre ters polariteli olduğu (Şekil 4.19b) ve yüksek yansıma gücüne sahip olduğu (Şekil 4.19c) gözlenmiştir. Ayrıca bu tipteki yansımaların altında düşük frekans zonlarının da geliştiği anlık frekans kesitlerinde gözlenmektedir (Şekil 4.19d).

Şekil 4.20a' da ise benzer bir durumun GD-KB uzanımlı kz10-24 hattı üzerinde yine derin basenin başlangıcında ortaya çıktığı ancak sürekli-TBY' nin bu kez ters polariteli gelişmiş yansımaları moloz istifleri içerisinde üretmediği görülmektedir. Bunun yerine sürekli-TBY' nin stratigrafiyi temsil eden ara yüzeylerle birleştiği ve bu tipteki ters polariteli gelişmiş yansımaları ürettiği söylenebilir (Şekil 4.20a). Benzer olarak bu tipteki alanlar da hesaplatılan karmaşık sismik nitelikler zarf kesitlerinde çevre genliklere göre çok yüksek yansıma gücü (Şekil 4.20b) ve polarite kesitlerinde deniz tabanına göre ters polarite (Şekil 4.20b) gibi özellikler sunmaktadır.

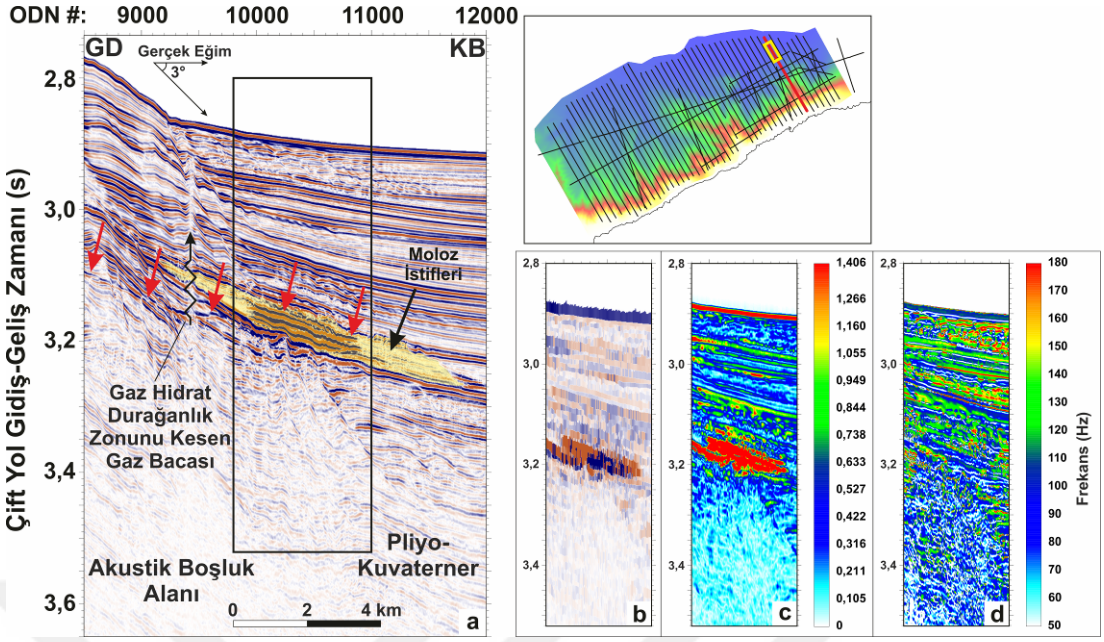


Şekil 4.17 kz10-22 hattının kıtasal yamaç kesiminde hesaplatılmış karmaşık sismik nitelikler. a) Kazançsız genlik kesiti, b) yansıma gücü (zarf) kesiti, c) görünür polarite kesiti, d) anlık frekans kesiti ve e) anlık faz kesiti.



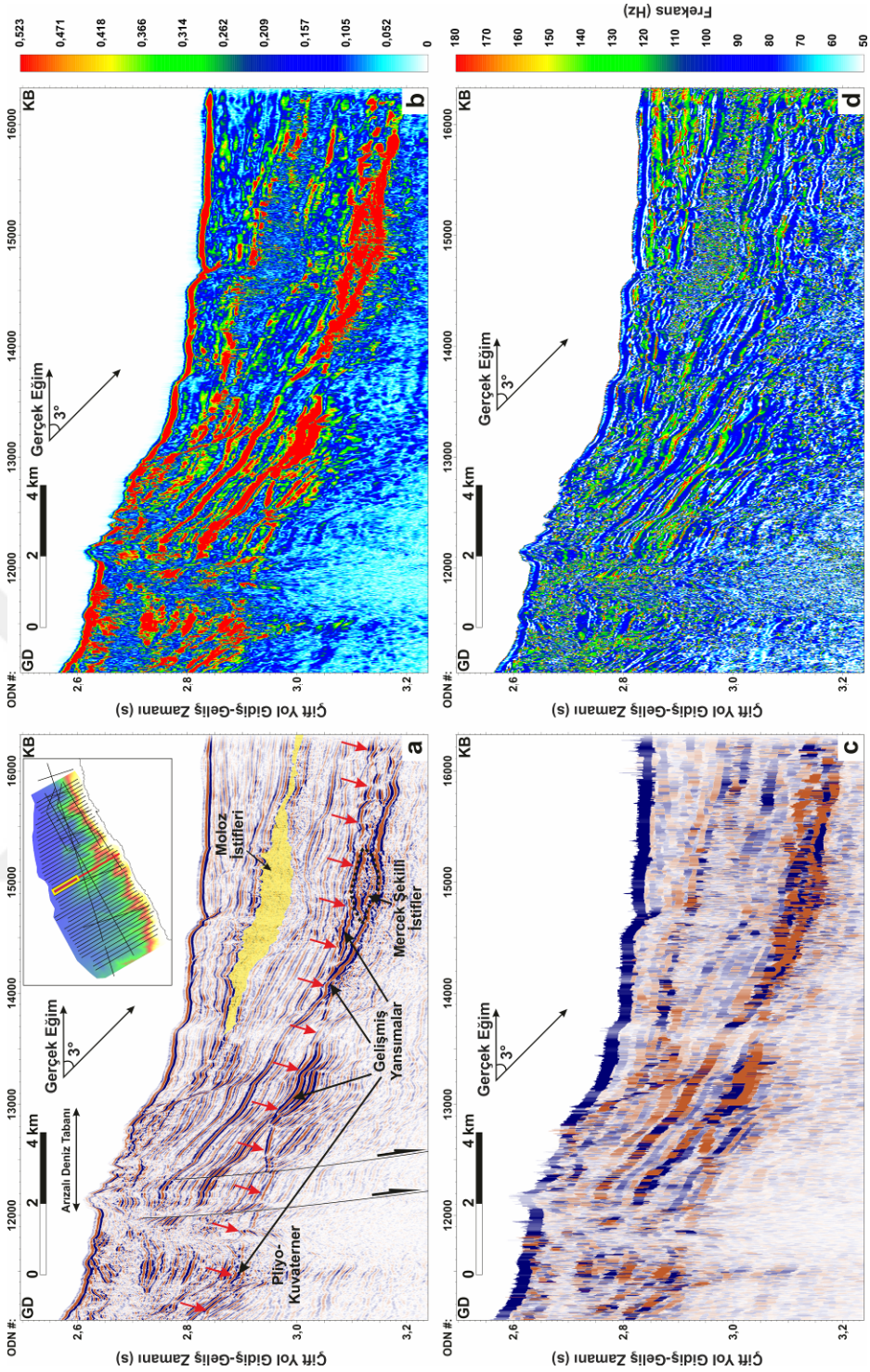
Şekil 4.18 TBY' lerin gaz cephesiyle birleştiği bölgeleri gösteren; a) kazançsız genlik kesiti, b) genlik kesitinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın görünür polarite kesiti, c) genlik kesitinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın yansıma gücü (zarf) kesiti ve d) genlik kesitinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın anlık frekans kesiti.

Öte yandan Şekil 4.20' de gösterilen sürekli-TBY' lerin derin basenin başlangıcında ürettiği ters polariteli gelişmiş yansımaların altında serbest gaza dair herhangi bir belirteç gözlenmemektedir. Bu sebeple, Şekil 4.20d' de gösterilen anlık frekans kesiti bu alanda ayırt edici bir bulgu ortaya koymamaktadır. Ayrıca yansıma gücü kesitlerinde de serbest gaz belirteçlerinin bulunduğu alanlarda ki gibi yansıma genliği olmayan bir zon da bu tipteki belirteçlerin altında görülmemiştir.

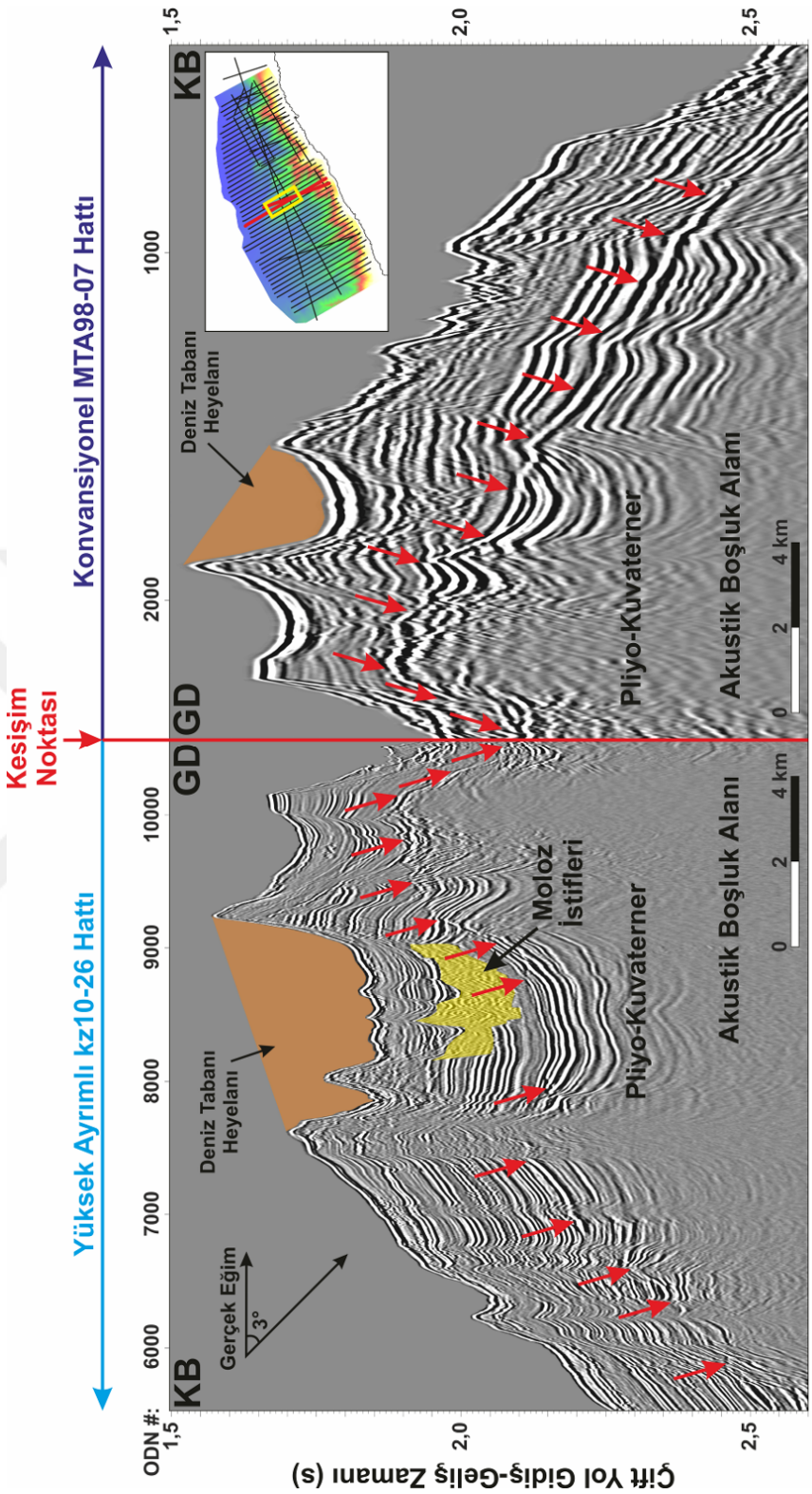


Şekil 4.19 TBY' lerin derin basende ürettiği çok yüksek genlikli anomalileri gösteren; a) genlik kesiti, b) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın görünür polarite kesiti, c) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın yansıma gücü (zarf) kesiti ve d) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın anlık frekans kesiti.

Çalışma alanında MTA tarafından 1998 yılında toplanan konvansiyonel sismik verileri üzerinde gözlenen TBY' ler çok yüksek genlik karakteristiği göstermektedir. Buna karşılık, TBY anomalilerinin gözlendiği alanlarda konvansiyonel verilerin yüksek ayrımlı verilere kıyasla sığ gaz ve gaz hidrat belirteçleri açısından çok fazla detay sunmadığı görülmektedir. Hatta bu detay eksiği sadece sığ gaz ve gaz hidrat belirteçleri ile sınırlı kalmayıp, gaz hidrat kararlılık zonuna karşılık gelen sığ tortul kolonu boyunca sedimanter ve stratigrafik detayların da konvansiyonel sismik veride gözlenemediği söylenebilir. Şekil 4.21, birbirini kesen GD-KB uzanımlı yüksek ayrımlı kz10-26 (Şekil 4.21a) hattı ile GB-KD uzanımlı konvansiyonel MTA98-07 hattını (Şekil 4.21b) göstermektedir. Bu hatlar birbirini kesen hatlar olsa da Amasra Kütle Kayma Alanı içerisinde birbirilerine yakın oldukları alanda aynı yapıları kesmektedir. Şekil 4.21a' da gösterilen yüksek ayrımlı verinin TBY morfolojisi, TBY civarında gelişen sığ gaz yapıları ve stratigrafik seviyeler açısından çok fazla detay sunduğu görülmektedir.



Şekil 4.20 TBY' lerin derin basende ürettiği çok yüksek genlikli anomalileri gösteren; a) genlik kesiti, b) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın görünür polarite kesiti, c) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın yansıma gücü (zarf) kesiti ve d) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın anlık frekans kesiti.



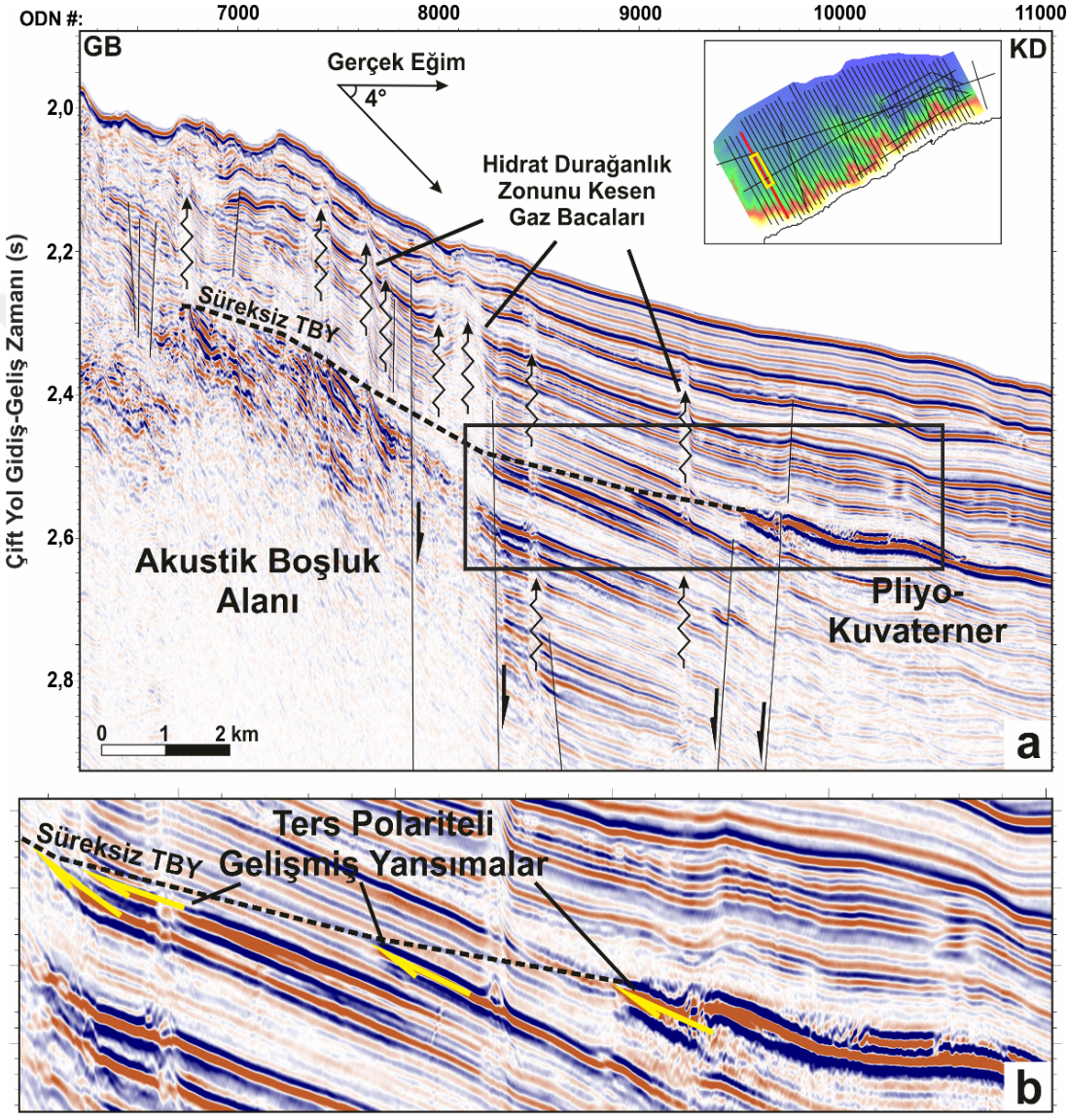
Şekil 4.21 Sığ gaz ve gaz hidrat belirteçleri üzerinde sismik veri türlerinin karşılaştırılması. a) Yüksek ayrımlı çok kanallı sismik veri, b) konvansiyonel sismik veri. Yüksek ayrımlı sismik verinin azami frekansı 200 Hz, konvansiyonel verinin ki ise 80 Hz civarındadır.

Buna karşılık yakın alanda bulunan konvansiyonel sismik verinin (Şekil 4.21b) sadece yüksek TBY genliği sağladığı, ve yüksek ayrımlı verinin sağlayabildiği ve yukarıda bahsedilen detayları ortaya koyamadığı görülmektedir. Örneğin Şekil 4.21a' da gaz hidrat kararlılık zonu civarında gelişmiş sığ gaz belirteçleri ya da gaz hidrat kararlılık zonu içinde sarı transparan alanla gösterilmiş moloz istifleri gibi sedimanter detaylar konvansiyonel veride gözlenmemektedir.

Süreksiz-TBY' ler (faz tersinim TBY) sürekli-TBY' ler gibi sismik bir ara yüzey göstermemektedir. Bunun yerine gelişmiş ters polariteli yansıtıcıların belirli bir sınıra sonlanması şeklinde gözlenmektedirler. Bu sınır deniz tabanını taklit eden bir sınır olup (Şekil 4.22), sınırın üst kısmında ters polariteli gelişmiş yansımaların genlikleri aniden ve dramatik bir şekilde azalmakta ve ters polarite özelliğini yitirerek devamlılık göstermektedir. GD-KB uzanımlı kz12-44 hattının kıtasal yükselimini içeren Şekil 4.22a' da gösterilen bu durum özellikle dikdörtgen ile işaretlenmiş alanda (Şekil 4.22b) açıkça görülmektedir. Şekil 4.22b' de stratigrafik birimlerden bazıları üzerlerindeki sarı oklar yönünde ve okların uç kesiminde ters polariteli gelişmiş yansıma özelliklerini aniden kaybetmektedir. Bu tipteki genliklerin sonlandığı seviye takip edilecek olursa, Şekil 4.22a' da kesikli çizgi ile işaretlenmiş olan sınıra karşılık geldiği görülecektir ki bu sınır deniz tabanı ile benzer bir uzanım sunmaktadır.

Süreksiz-TBY' lerin oluşmasına sebep olan ters polariteli gelişmiş yansımalar, gözlendikleri alanlarda litolojiyi temsil eden yansımaların üst üste hepsinde veya bazılarında görülebilmektedir. Örneğin Şekil 4.22b incelenecek olursa, sarı oklarla gösterilen ve süreksiz-TBY' leri yaratan ters polariteli gelişmiş yansımaların arasında bu tipteki ters polariteli gelişmiş yansımaların olmadığı sismik seviyeler de mevcuttur. Yani başka bir deyişle sismik veriler üzerindeki her seviye süreksiz-TBY' yi yaratan genlik anomalilerini sunmayabilmektedir. Anomali içeren veya içermeyen birimlerin kalınlığı, ters polariteli gelişmiş yansıma özelliği gösteren mesafe ve birimin eğimi gibi geometrik özellikler belirli bir düzen sunmamaktadır. Süreksiz-TBY' ler altlarında serbest gaz birikimine işaret eden akustik boşluk alanları (Şekil 4.22a) sunabilmektedir. Bununla birlikte süreksiz-TBY' lerin oluşmasına sebep olan

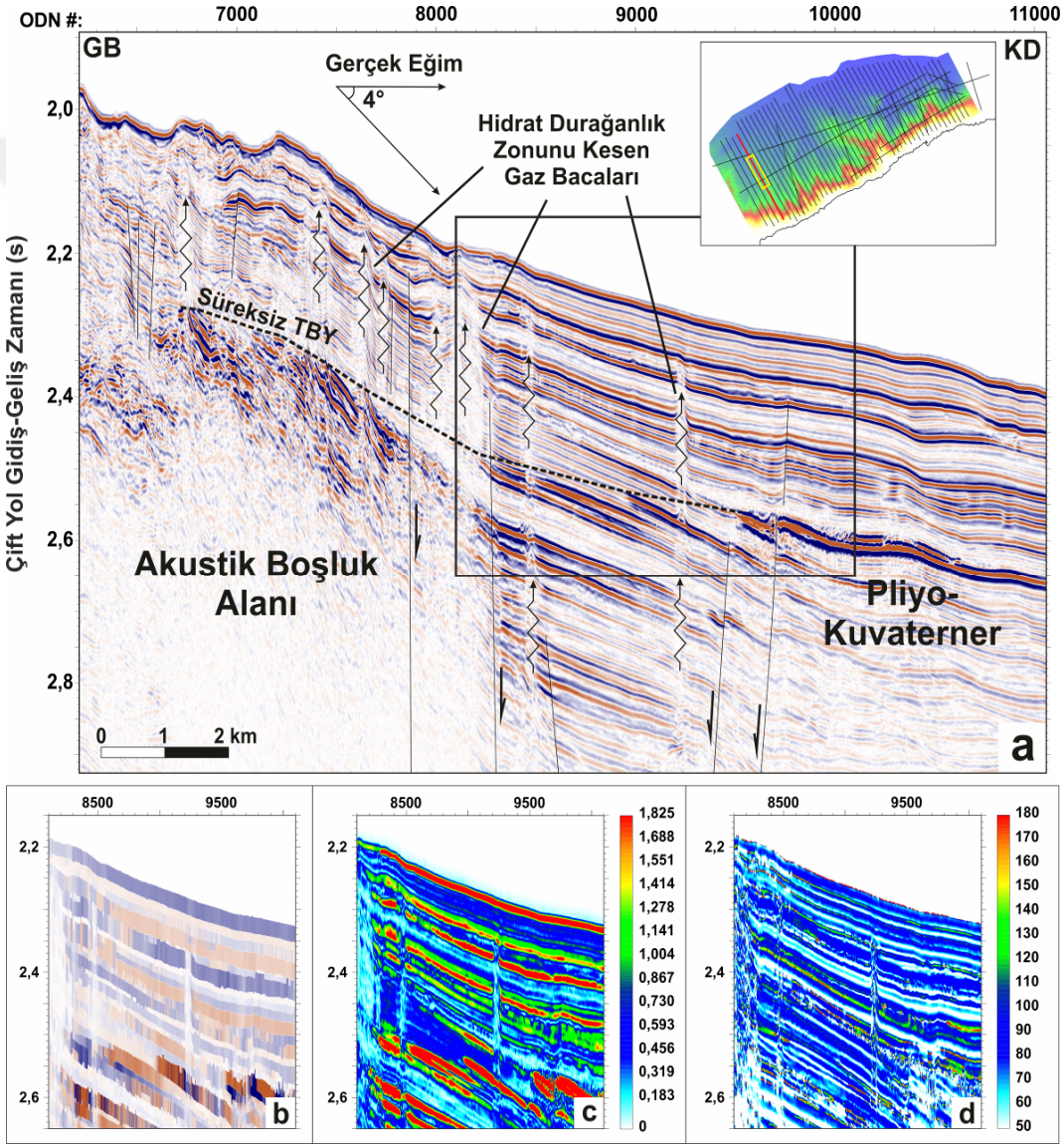
ters polariteli gelişmiş yansıtıcıların kendisi de temelde gaz varlığına işaret eden bir anomali türüdür. Ayrıca özellikle bu tipteki alanlarda gaz hidrat kararlılık zonunu kesen gaz bacası gibi diğer sığ gaz anomalileri de önceki konularda bahsedildiği gibi yaygın olarak gözlenmektedir.



Şekil 4.22 Süreksiz-TBY' lerin sismik veri üzerinde görünümü. a) Çalışma alanın batı kesiminde gözlenen süreksiz-TBY' ler ve b) (a) şeklinde dikdörtgenle gösterilen alanın yakınlaştırılmış görünümü.

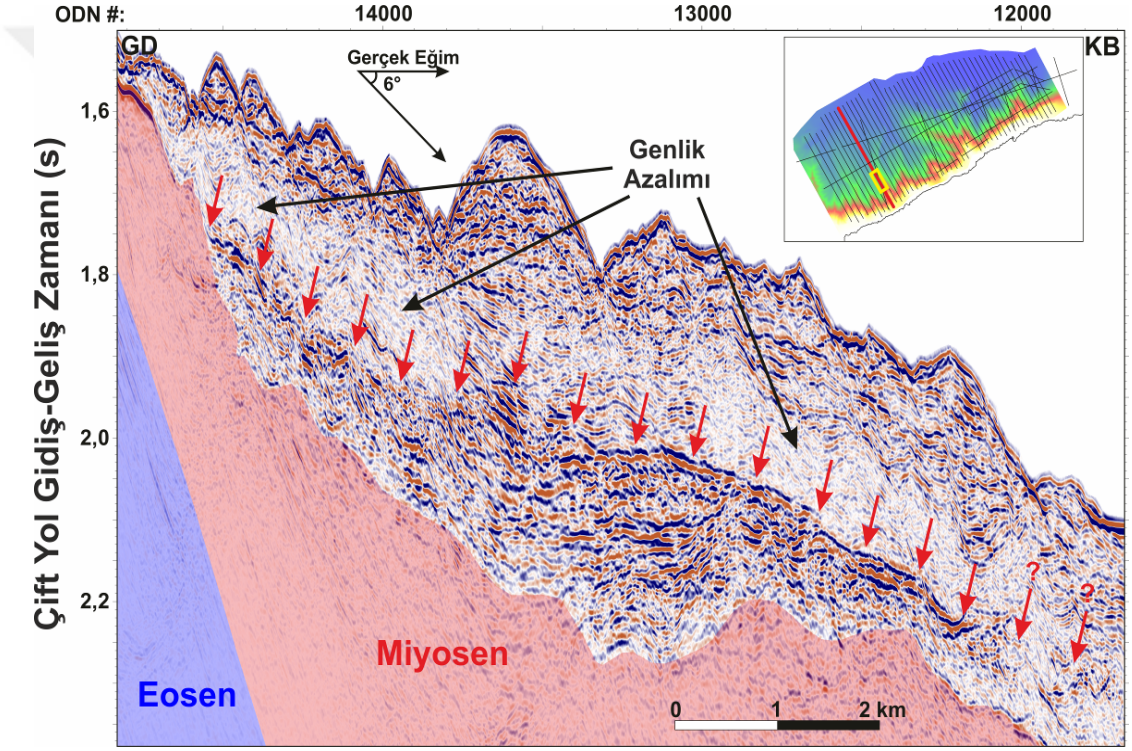
Gaz hidrat kararlılık zonunu kesen bu tipteki olası gaz bacası yapılarının bir diğer özelliği ise hidrat kararlılık zonuna göre daha derinlerden gelip kararlılık zonuna ulaşması ve kararlılık zonunu aşarak deniz tabanına uzanmasıdır. Süreksiz-TBY'

lerin gözlendiği alanlar için hesaplatılan karmaşık sismik nitelikler belirgin anomali özellikleri göstermiştir (Şekil 4.23). Buna göre görünür polarite kesitlerinde gelişmiş yansıma özelliği gösteren birimlerin ters polariteli olduğu görülmektedir (Şekil 4.23a). Ayrıca bu tipteki yansımalar zarf kesitlerinde çevre genliklere göre çok yüksek yansıma gücüne sahiptir (Şekil 4.23b). Buna karşılık süreksiz-TBY' ler şayet altlarında serbest gaz birikimi yoksa anlık frekans kesitlerinde ayırt edici bir özellik sunmamaktadır. (Şekil 4.23c).



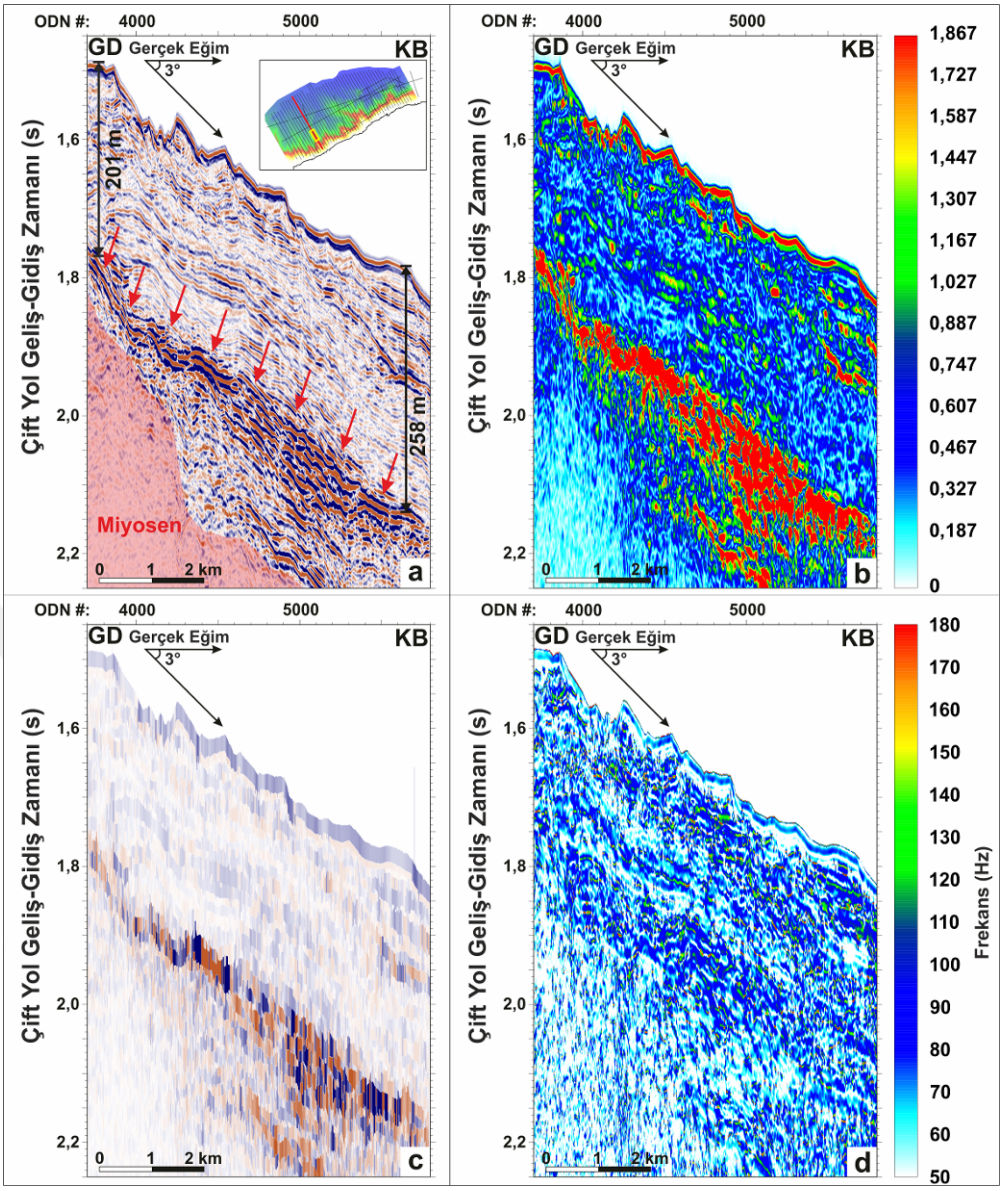
Şekil 4.23 Süreksiz TBY' leri kz12-44 hattı üzerinde gösteren; a) genlik kesiti, b) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın görünür polarite kesiti, c) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın yansıma gücü (zarf) kesiti ve d) genlik kesiti üzerinde siyah dikdörtgenle gösterilen alanın anlık frekans kesiti.

Gaz hidrat belirteçlerinin çalışma alanındaki diğer bir türü ise kaotik yansımalardır. Bu tipteki genlik anomalileri deniz tabanını kısmen taklit edebilmektedir ve ters polariteli, gelişmiş ve karmaşık bir genlik karakteristiği sunmaktadır (Şekil 4.24). Bu tipteki anomaliler sadece kıtasal yamaç boyunca gözlenmiştir. Genellikle kıtasal yükselime kadar sürekli veya süreksiz-TBY olarak gözlenen hidrat belirteçleri, ters polariteli gelişmiş ve kaotik genlik karakteristiğine bürünerek yamaç yukarı devamlılık göstermektedir. Bu tipteki anomalilerin görüldüğü alanlarda dikkat çeken diğer bir durum ise, anomalinin üstünde kalan tortul kolonu boyunca genlik azalımının (amplitude dimming) gözlenmesidir.



Şekil 4.24 GD-KB yönlü kz12-39 hattı üzerinde gözlenen ve gaz hidrat kararlılık zonunun tabanını temsil eden ters polariteli, gelişmiş ve karmaşık yansımalar (kırmızı ok).

Genlik anomalileri şeklinde gözlenen hidrat belirteçleri karmaşık sismik nitelik analizlerinde anlık frekans kesiti haricinde beklenen sonuçları göstermektedir. Bu tipteki belirteçler, GD-KB yönlü kz10-39 hattı üzerinde incelenecek olursa, anomaliyi temsil eden yansıma genlikleri (Şekil 4.25a) boyunca çevre genliklere göre çok yüksek yansıma gücü görülmektedir (Şekil 4.25b).



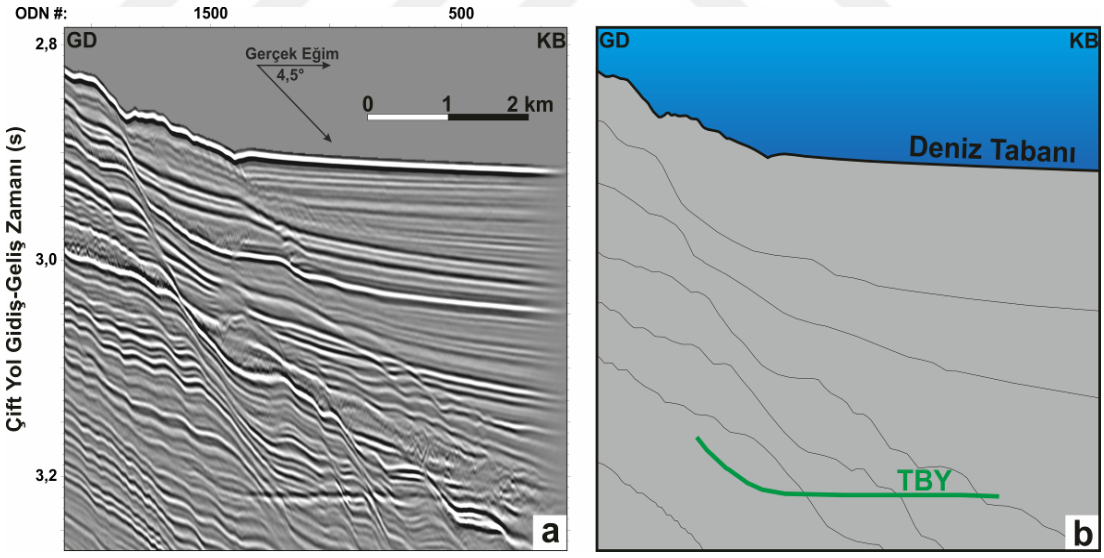
Şekil 4.25 Gelişmiş ters polariteli karmaşık yansımalar şeklinde gözlenen hidrat belirteçlerinin; a) genlik kesitindeki görünümü, b) yansıma gücü kesitindeki görünümü, c) görünür polarite kesitindeki görünümü ve d) anlık frekans kesitindeki görünümü.

Ayrıca bu belirteçler de diğer gaz hidrat belirteçleri gibi deniz tabanına göre ters polaritelidir (Şekil 4.25c). Öte yandan, bu tipteki belirteçlerin bulunduğu alanlarda, serbest gazların varlığına dair herhangi bir bulgu görülmemiştir. Dolayısıyla bu alanlarda hesaplatılan anlık frekans kesitlerinde herhangi bir ayırt edici bulguya rastlanmamıştır (Şekil 4.25d). Bu tipteki hidrat belirteçleri ile ilgili diğer bir bulgu ise belirteçlerin yamaç yukarı deniz tabanından olan derinliğinin giderek azalması şeklindedir (Şekil 4.25a).

4.1.4.2 Oluştukları Jeolojik Ortama Göre Gaz Hidrat Belirteçleri

Gaz hidrat belirteçleri, hidratların çalışma alanında oluşabileceği jeolojik ortama göre belirli bir karakteristik sunmaktadır. Çalışma alanında farklı jeolojik yapıların içinde gözlenebilen gaz hidrat belirteçleri, jeomorfolojik açıdan derin basende gözlenen belirteçler, kıtasal yükselimde gözlenen belirteçler ve kıtasal yamaçta gözlenen belirteçler olmak üzere alanın üç farklı morfolojik kesimi içerisinde yer almaktadır.

Çalışma alanının abisal düzlük (derin basen) kesiminde basen tipi gaz hidrat belirteçleri gözlenmektedir (Şekil 4.26). Bu tipteki belirteçler, derin basenin başladığı alanda eğimli litolojileri keserek devamlılık sunan belirgin TBY' ler şeklinde görülmektedir. Bu kesimdeki litoloji basen ortasına doğru eğimli ve giderek derinleşen bir stratigrafi sunduğu ve deniz tabanı neredeyse yatay olduğu için TBY' ler kolay ayırt edilebilmektedir.

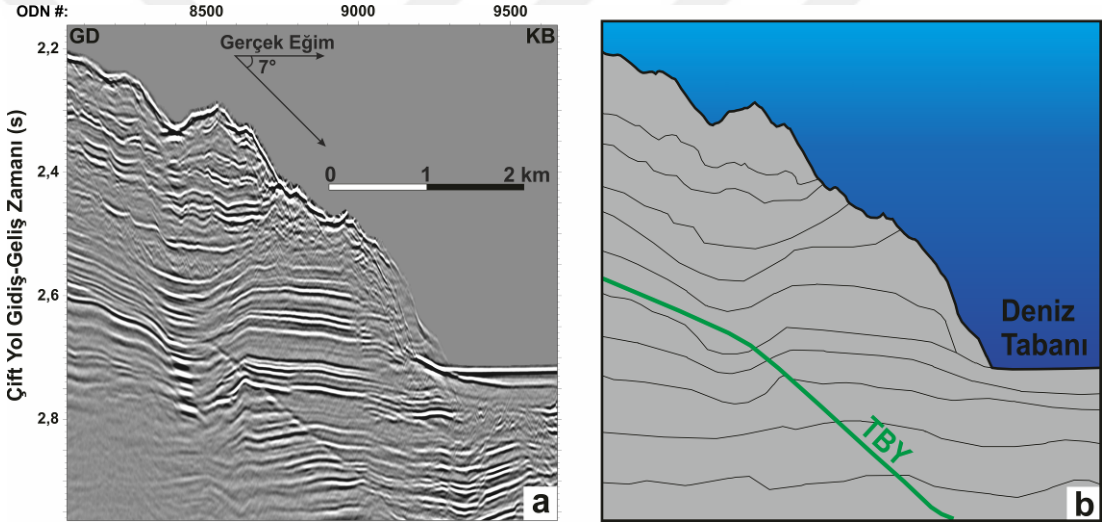


Şekil 4.26 Çalışma alanında gözlenen; a) basen tipi TBY içeren sismik kesit, b) kesitin yorumu.

Çalışma alanında gözlenen basen tipi gaz hidrat belirteçleri, zaman zaman altlarında serbest gaz anomalileri de içermektedir. Ayrıca basen tipi TBY' lerin sismik kesitlerdeki sürekliliği çalışma alanının morfolojik olarak diğer kesimlerine göre daha düzenlidir. Genellikle deniz tabanı ile uyumlu bir morfolojiye sahip olan

basen tipi TBY' ler, çalışma alanının derin basen kesiminde içinde bulundukları jeolojik yapı açısından tekdüze bir belirteç karakteristiği sunmaktadır ve basen tipi belirteçler dışında herhangi bir diğer TBY türü gözlenmemektedir.

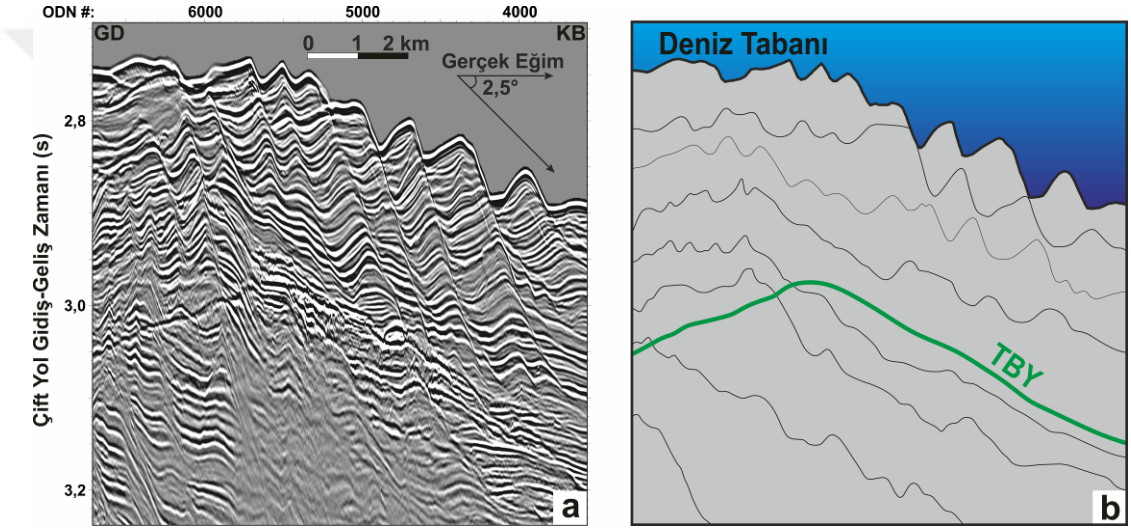
Kıtasal yükselim boyunca gözlenen TBY' ler ise kıtasal yükselim tipi ve tortul dalgası tipi TBY' ler olmak üzere iki ayrı anomali türü sunmaktadır. Kıtasal yükselim türü anomaliler genellikle derin basene göre daha eğimli alanlarda bulunan ve yine litolojiyi keserek devamlılık gösteren TBY' ler sunmaktadır (Şekil 4.27). Kıtasal yükselimin karmaşık deniz tabanı ve taban altı jeolojisi bu bölgelerde gözlenen gaz hidrat belirteçlerini genellikle belirgin kılmaktadır.



Şekil 4.27 Çalışma alanında gözlenen; a) kıtasal yükselim tipi TBY içeren sismik kesit, b) kesitin yorumu.

Kıtasal yükselim türü TBY' ler çalışma alanı içerisinde derin basene kadar devamlılık göstermekte olup, derin basenin başlangıcından itibaren basen tipi TBY' ler olarak uzanmaktadır. Kıtasal yükselim türü TBY' ler de basen tipi TBY' ler gibi deniz tabanı ile hemen hemen uyumlu bir morfoloji göstermektedir. Ayrıca Şekil 4.27' den de görüleceği üzere, bu tipteki alanlarda deniz tabanı altındaki seviyeler deniz tabanı ile çok uyumlu olmadığı için kıtasal yükselim tipi TBY' ler çoğunlukla stratigrafik seviyeleri keserek uzanım göstermektedir.

TBY' lerin oluştuğu jeolojik ortamlar açısından tortul dalgalarıyla birlikte gözlenen TBY' ler çalışma alanında oldukça yaygındır. Bunun sebebi ise kıtasal yükselimin yaygın olarak tortul dalgaları ile karakterize edilmiş olması ve bu alanlar boyunca TBY' lerin yaygın olarak var oluşudur. Tortul dalgaları deniz tabanı ve taban altı litolojiyi oldukça karmaşık kılmaktadır. Bu sebeple bu alanlarda gözlenen TBY' ler (Şekil 4.28) derin basen veya kıtasal yükselim tipi TBY' lere nazaran zaman zaman daha az ayırt edici veya daha az belirgin bir görünüm sunmaktadır. Bununla birlikte taban altı litolojinin geometrisi yine de TBY' lerin gözlenebilmesine olanak sağlamaktadır.

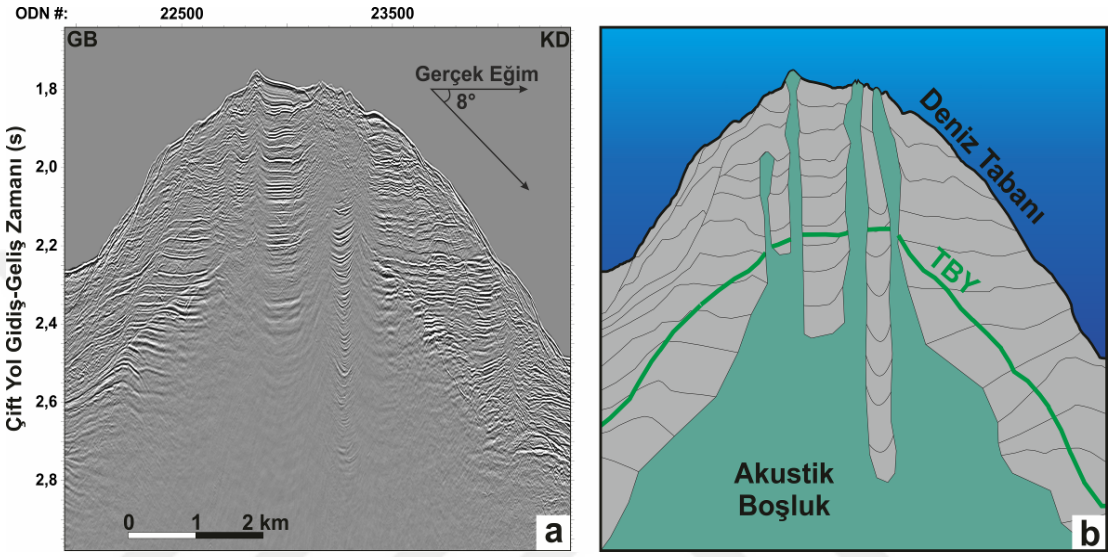


Şekil 4.28 Çalışma alanında gözlenen; a) tortul dalgası tipi TBY içeren sismik kesit, b) kesitin yorumu.

Tortul dalgası tipi TBY' ler deniz tabanı ile kısmen uyumlu bir morfoloji sunmaktadır (Şekil 4.28) ve tortul dalgalarının deniz tabanında yarattığı kademeli morfoloji, TBY üzerinde gözlenmemekte olup, TBY' ler daha yumuşak bir uzanım sunmaktadır. Kıtasal yükselimdeki bu iki farklı jeolojik ortam boyunca gözlenen TBY' ler zaman zaman altlarında serbest gazın varlığına işaret eden diğer belirteçler de sunabilmektedir.

Kıtasal yamaç boyunca gelişmiş olan jeolojik yapılar içerisinde gözlenen TBY' ler sırt tipi, kayma tipi, antiklinal tipi ve kanyon tipi olmak üzere dört farklı türe ayrılmaktadır. Sırt tipi TBY' ler erozyonel olarak oluşmuş sedimanter sırtların altında

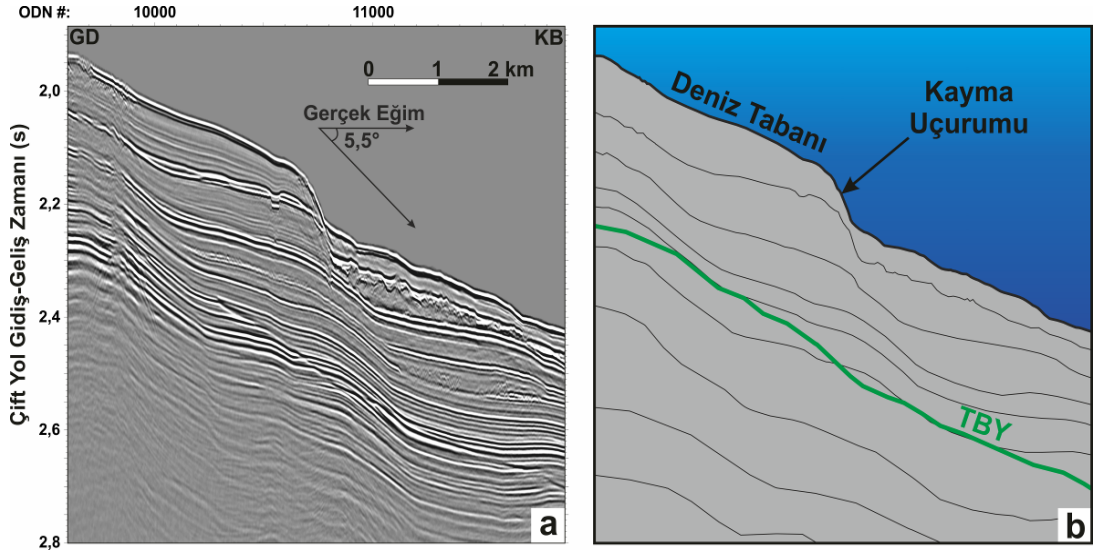
gözlenmektedir ve deniz tabanı ile genellikle uyumlu bir morfoloji sunmaktadır. Bu tipteki TBY' ler kıtasal yamaç boyunca gözlenen gaz hidrat belirteçlerinden deniz tabanı ile en uyumlu olanıdır (Şekil 4.29). Şekil 4.29' da görüleceği gibi deniz tabanı altındaki seviyeler deniz tabanı ile uyumsuz olduğundan bu tipteki TBY' ler deniz tabanı altındaki seviyeleri keserek uzanmaktadır.



Şekil 4.29 Çalışma alanında gözlenen; a) sırt tipi TBY içeren sismik kesit, b) kesitin yorumu.

Bununla birlikte, Karadeniz' de bu tipteki sırtların altı genellikle serbest gazın birikmesine uygun olduğundan dolayı sırtlar boyunca gözlenen TBY' ler, altlarında serbest gaz anomalileri de içerebilmektedir. Ayrıca bu tipteki alanlarda gaz bacası ve/veya çamur volkanı gibi hidrat kararlılık zonunu kesebilen serbest gaz belirteçleri de çalışma alanında gözlenmektedir.

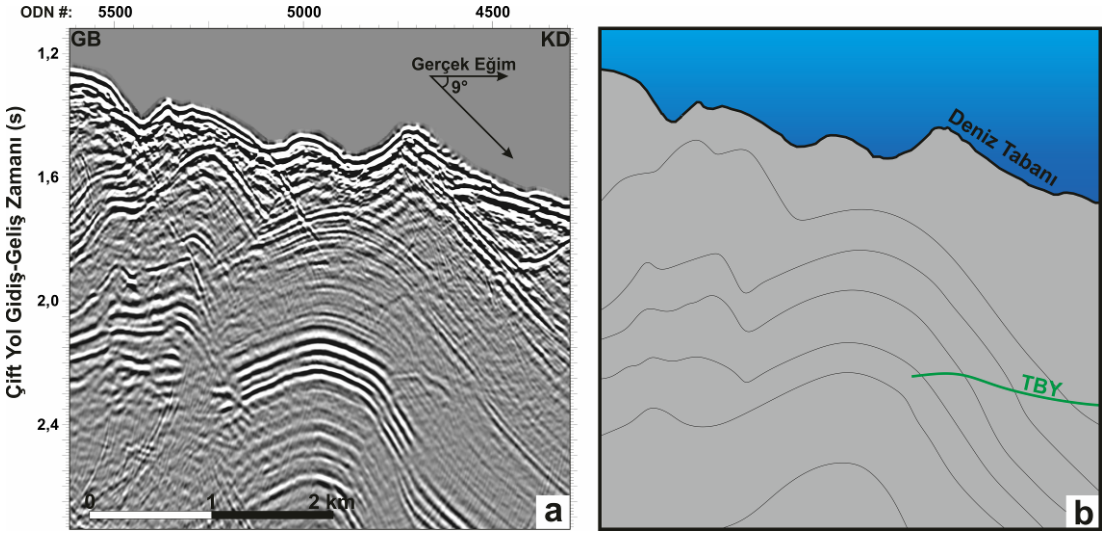
Çalışma alanının kıtasal yamaç kesiminde gözlenen TBY' lerden bir diğeri, kayma yapılarının altlarında gözlenen kayma tipi TBY' lerdir (Şekil 4.30). Bu kesimlerdeki TBY' ler zaman zaman deniz tabanı altında kalan litolojilerle açısal uyum içerisinde olduklarından dolayı bazen ayırt edici olarak gözlenememektedir Bununla birlikte stratigrafik ara yüzeylerle uyumlu olarak devam eden TBY' ler özellikle bu alanlarda stratigrafiyi temsil eden yansımalarla üst üste binerek gelişmiş yansıtıcılara sebep olabilmektedir.



Şekil 4.30 Çalışma alanında gözlenen; a) kayma tipi TBY içeren sismik kesit, b) kesitin yorumu.

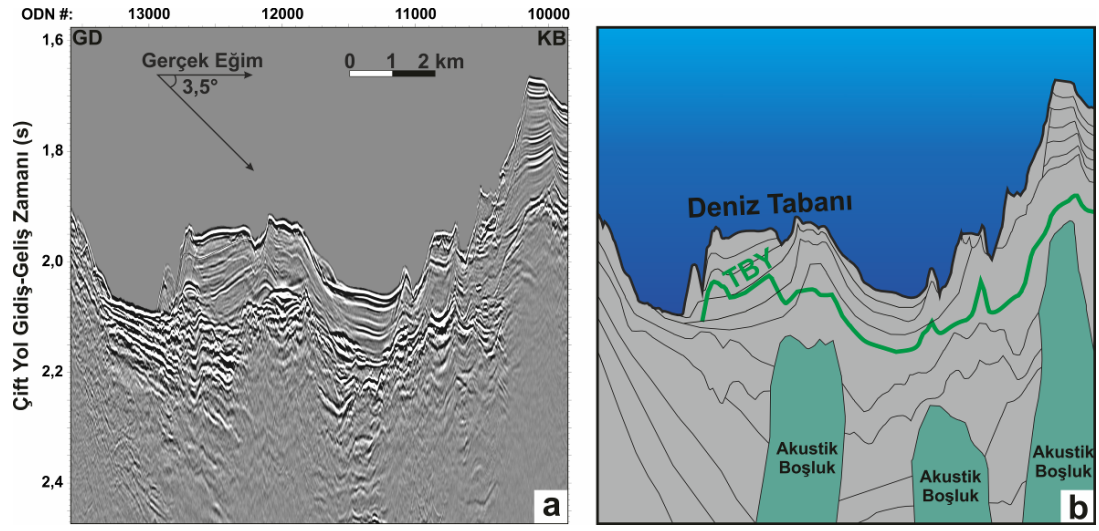
Ayrıca çalışma alanı içerisindeki gözlenen kayma yapılarının pek çoğunda TBY' ler kayma sonrası değişen deniz tabanı morfolojisi ile yarı uyumlu bir uzanım sunmaktadır ve kayma yapılarının deniz tabanında yarattığı jeomorfolojik değişim TBY morfolojisini aynı ölçüde etkilememektedir. Bununla birlikte çalışma alanı içerisinde gözlenen en büyük ölçekli kayma yapısının bulunduğu alanda (ASL1 kayması) TBY' lerin gözlenmediği kesimler mevcuttur. Kayma tipi TBY' lerin gözlendiği alanlarda serbest gaz varlığını gösteren anomaliler de mevcut olup, bu durum TBY' lerin bulunduğu derinlikler ve/veya hemen altında, gelişmiş yansıtıcıların oluşmasına da sebep olmaktadır.

Çok kanallı sismik yansıma verilerinin kıtasal yamaç kesiminde, Karadeniz' in güney sıkışma sınırına karşılık gelen alanlarda antiklinal yapıları yaygın olarak gözlenmektedir. Bu yapılar her ne kadar gaz hidrat anomali alanlarının göreceli olarak güneyinde ve daha sığ su derinliklerinde kalsa da, denge koşulları hala gaz hidrat oluşturmaya uygundur ve bu alanlarda antiklinal tipi TBY' ler gözlenmektedir (Şekil 4.31). Antiklinal tipi TBY' ler bulundukları alanın karmaşık jeolojisi sebebiyle TBY' lerin tipik özelliklerini göstermemekte olup, daha ziyade ters polariteli genlik anomalileri şeklinde gözlenmektedir.



Şekil 4.31 Çalışma alanında gözlenen; a) antiklinal tipi TBY içeren sismik kesit, b) kesitin yorumu.

Çalışma alanının kıtasal sınırı kanal ve kanyon sistemleri ile karakterize edilmiştir ve bu durumun bir sonucu olarak çalışma alanında kanyon sistemlerinin altında gözlenen kanyon tipi TBY' ler mevcuttur (Şekil 4.32). Sırt tipi TBY' lerin olduğu alanlarda gözlendiği gibi kanyon sistemlerinin altında da serbest gaz varlığını gösteren anomaliler yaygın olarak gözlenmektedir. Serbest gaz anomalilerinin bulunduğu kanyon bölgelerinde TBY' ler deniz tabanı ile uyumlu gelişmiş ters polariteli yansımalar şeklinde gözlenmektedir. Bu tipteki alanların altındaki litoloji oldukça karmaşık olduğundan dolayı TBY' lerin devamlılığını takip etmek oldukça güçtür.



Şekil 4.32 Çalışma alanında gözlenen; a) kanyon tipi TBY içeren sismik kesit, b) kesitin yorumu.

4.1.4.3 Çoklu Gaz Hidrat Belirteçleri (Double/Multiple-BSRs)

Dünya' da henüz oldukça tartışmalı olan çoklu-TBY' ler çalışma alanı içerisinde de gözlenmektedir. Buna göre bölgeden bölgeye değişmek üzere çalışma alanı içerisinde üst üste 5' e kadar TBY anomalisi gözlenmektedir. Genlikleri açısından çoklu-TBY' ler hem sürekli hem de süreksiz TBY' ler olarak çalışma alanı içerisinde gelişigüzel olarak bulunmaktadır. Çoklu-TBY' ler kendi aralarında ve deniz tabanı morfolojisi ile yarı uyumludur ve zaman zaman üste üste bulunan TBY' ler arasında açısal farklılıklar gözlenebilmektedir. Bununla birlikte çoklu-TBY' lerin en karakteristik özelliği deniz tabanına göre ters polarite özelliği sunmasıdır. Bu tipteki gaz hidrat belirteçleri yoğun olarak kıtasal yükselimde ve bazı alanlarda ise kıtasal yamaç ve derin basende gözlenebilmektedir.

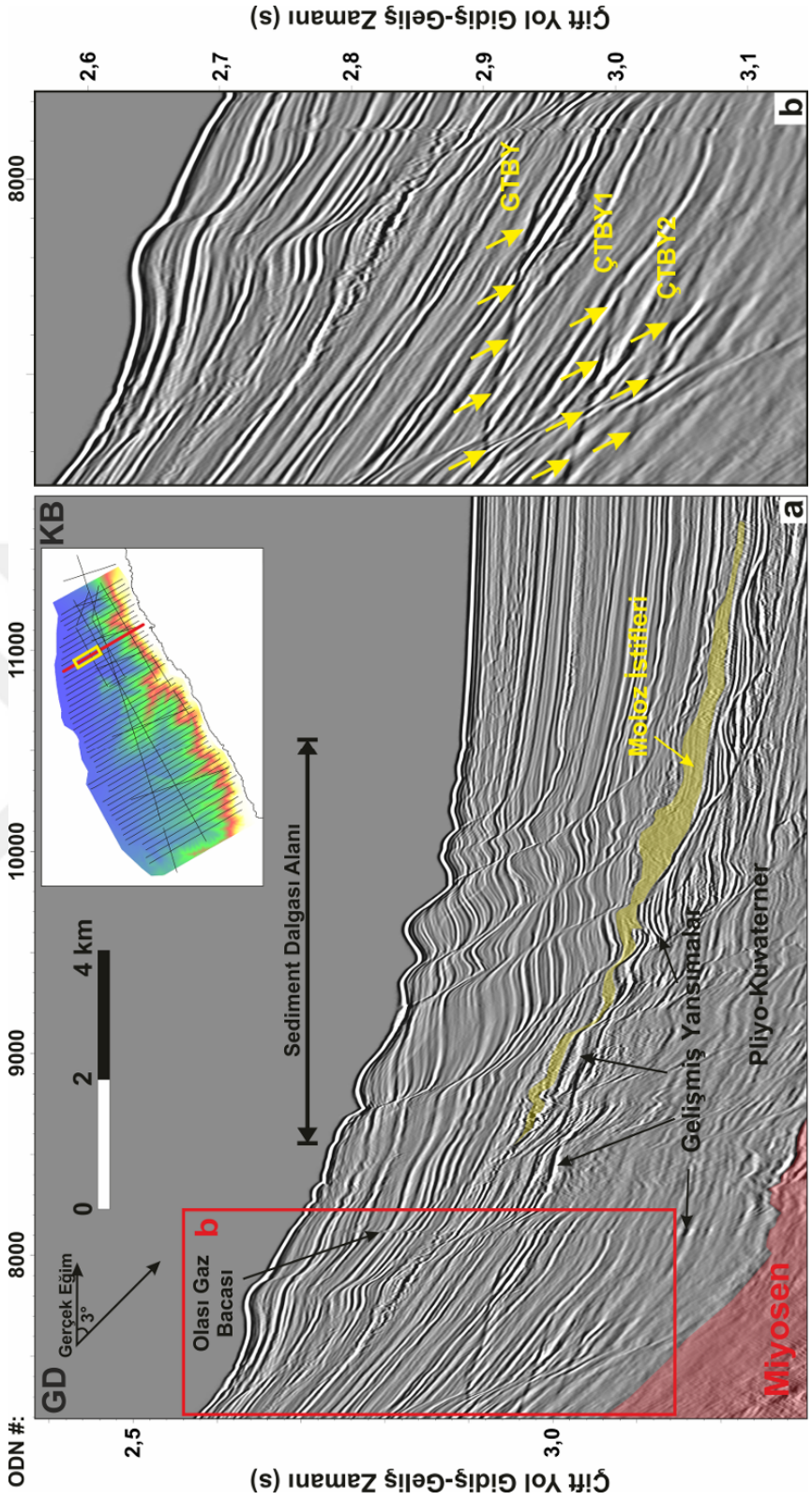
Çoklu-TBY' ler çalışma alanının doğu kesiminde sürekli TBY' ler olarak gözlenmektedir. Buna karşılık çoklu-TBY anomalileri çalışma alanının batı kesiminde belirli bir genlik karakteristiği sunmayıp TBY' ler alt alta bulundukları alanda gerek sürekli gerekse de süreksiz TBY' ler olarak gözlenmektedir. Şekil 4.33, çalışma alanın doğu kesiminde yer alan GD-KB uzanımlı kz10-10 hattı üzerinde çoklu-TBY' leri göstermektedir. Kıtasal yükselim civarında gözlenen çoklu-TBY' ler (Şekil 4.33a), deniz tabanına göre ters polariteli olup, bu tipteki çoklu gaz hidrat belirteçlerinin genlikleri derinlikle azalmaktadır.

Çoklu-TBY' lar, en üstte yer alan TBY gibi stratigrafik seviyeleri keserek uzanım göstermektedir. Şekil 4.33b' den de gözlenebileceği gibi, bu çoklu gaz hidrat belirteci barındıran sismik kesit üzerinde en üstteki TBY güncel TBY olarak (GTBY) ve altındakiler çoklu-TBY' ler (ÇTBY1 ve ÇTBY2) şeklinde yorumlanmıştır. Şekil 4.34 ise çalışma alanının batı kesiminde yer alan GD-KB uzanımlı kz10-33 hattı üzerindeki çoklu-TBY' leri göstermektedir. Bu hat üzerinde gözlenen çoklu-TBY' ler hem sürekli hem de süreksiz TBY olarak görülebilmektedir. Şekil 4.34b' den görüleceği üzere, en üstteki TBY sürekli-TBY karakteri sunmaktadır. Buna karşılık, çoklu-TBY' ler ters polariteli gelişmiş yansımaların belirli bir sınıra sonlanması şeklindedir. Dolayısıyla Şekil 4.34' de gözlenen çoklu-TBY' lerin tamamen süreksiz-

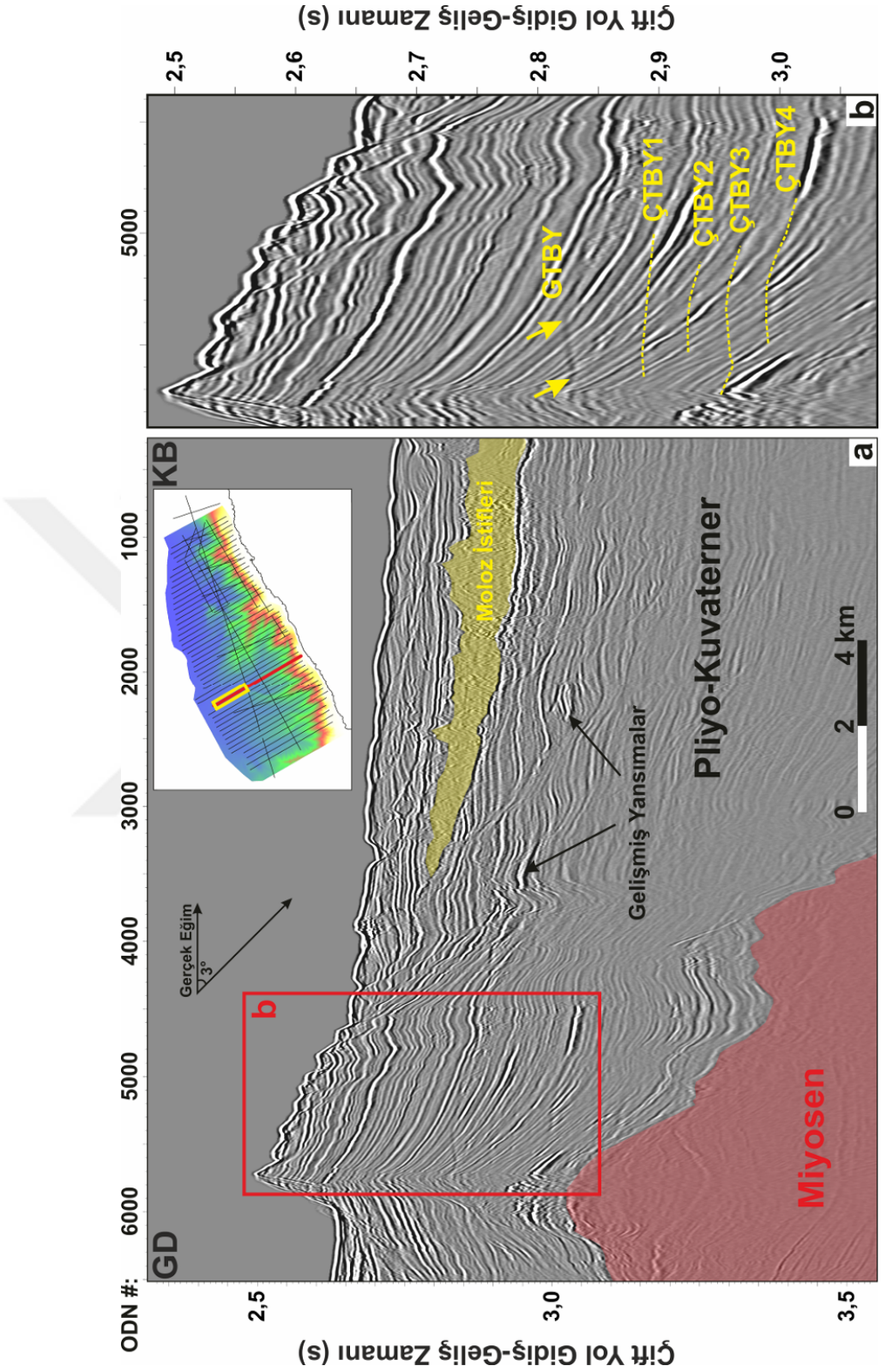
TBY' lerden oluştuğunu söylemek yanlış olmayacaktır. Şekil 4.34 ayrıca alanda alt alta en fazla TBY gözlenen kesitlerden birini içermektedir.

Çoklu-TBY' ler en üstteki TBY' de gözlendiği gibi değişken derinliklere sahiptir. Örneğin Şekil 4.33b' de alt alta gözlenen üç farklı TBY' nin arasındaki açısal uyumsuzluk dikkate alındığında, derin basene doğru bu üç TBY arasındaki kalınlığın arttığı anlaşılabilir. En sığ TBY (güncel TBY ya da GTBY) derinliği deniz tabanından itibaren 70 ila 420 m (1500 m/s deniz suyu ses dalgası hızına göre hesaplanmıştır) derinliklere kadar ulaşmaktadır. En sığ TBY' yi takiben genellikle ~ 65 m daha derinde birinci çoklu-TBY (ÇTBY1) yer almaktadır ve bu değer çalışma alanının tamamında hemen hemen aynıdır. İlk çoklu-TBY' dan sonra gelen çoklu-TBY' lerin (ÇTBY2) arasındaki düşey mesafe en az ~ 27 m civarındadır ve ÇTBY2 ile daha altındakilerin derinlik dağılımları çalışma alanı genelinde değişkenlik göstermektedir. Çoklu-TBY' ler derin basene doğru en sığ TBY ve kendi aralarındaki paralelliği ya da benzer morfolojiyi yitirebilmektedir. Birbiri ile derin basene doğru paralelliğini yitiren en sığ ve çoklu-TBY' lerin arasındaki düşey mesafe basen civarında ~ 10 m kadar artış gösterebilmektedir. Çoklu-TBY' ler çalışma alanı içerisinde en sığ TBY kadar yaygın olmamakla birlikte genellikle kıtasal yükselim civarında yoğunlaştığı gözlenmektedir. Bununla birlikte nadiren derin basende ve zaman zaman da kıtasal yamaçta bu tipteki anomaliler gözlenebilmektedir.

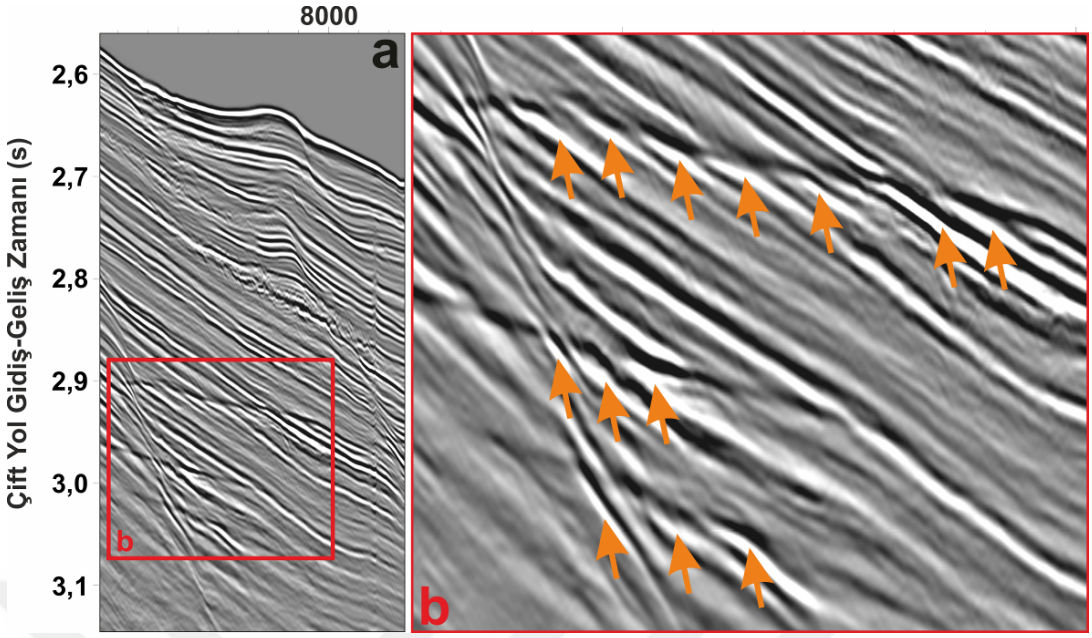
Çoklu-TBY' lerle ilgili diğer önemli bir durum ise bu tipteki belirteçlerin hemen altında bulunan ters polariteli gelişmiş yansımalardır (Şekil 4.35). Anomalilerin hemen altında anomaliye sonlanan ve çok ince bir aralıkta gözlenen gelişmiş yansımalar mevcuttur. Şekil 4.35b' de TBY' lere sonlanan ters polariteli gelişmiş yansımalar turuncu oklarla gösterilmektedir. Bu oluşumlar ayrıca sürekli ve süreksiz TBY' lerin bir araya gelmiş hali gibi de düşünülebilir. Başka bir deyişle süreksiz TBY' lerin oluşmasına sebep olan ters polariteli gelişmiş yansımaların açısal olarak belirli bir sınıra sonlanması durumu, sürekli TBY' lere sonlanması halini almıştır. Öte yandan çalışma alanı genelinde çoklu-TBY' lerin kendisi genellikle düşük genlik özelliği sunmaktadır.



Şekil 4.33 Çalışma alanının doğu kesiminde yer alan ve sürekli TBY tipi çoklu gaz hidrat belirteçlerini içeren sismik verinin; a) kıtasal yükselimden derin basene doğru olan kesimi, b) (a)' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın yakınlaştırılmış görünümü. En üstteki TBY güncel TBY (GTBY) ve altındaki TBY' lar çoklu-TBY (ÇTBY1 ve ÇTBY2) olarak adlandırılmıştır.

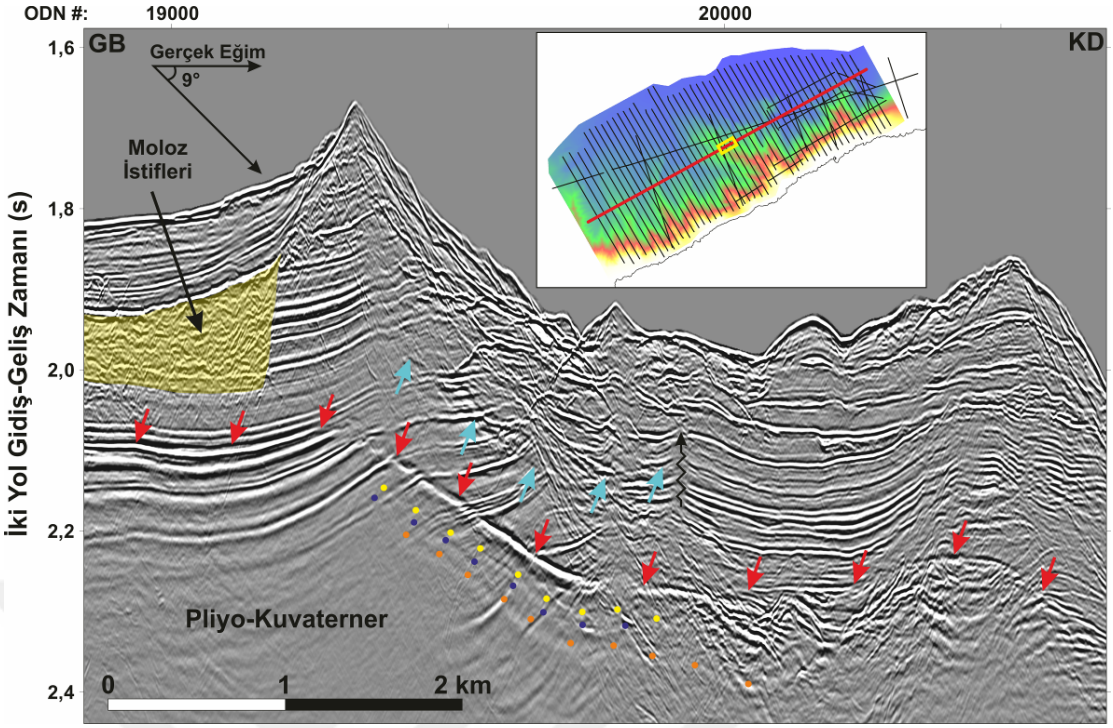


Şekil 4.34 Çalışma alanının batı kesiminde yer alan ve sürekli/süreksiz TBY tipi çoklu gaz hidrat belirteçlerini içeren sismik verinin; a) kıtasal yükselim kesimi, b) (a)' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın yakınlaştırılmış görünümü. En üstteki TBY güncel TBY (GTBY) ve altındaki TBY' ler çoklu-TBY (ÇTBY1, ÇTBY2, ÇTBY3 ve ÇTBY4) olarak adlandırılmıştır.



Şekil 4.35 Çoklu-TBY' lerin altında gözlenen gelişmiş ters polariteli yansımaları gösteren; a) kz10-10 sismik hattı, b) (a)' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın yakınlaştırılmış hali.

Çoklu TBY anomalileri ile ilişkili olabilecek diğer bir durum ise Amasra Kütle Kayma Alanı üzerinde GTBY' den daha sığ derinliklerde TBY benzeri yansımaların gözlenmesidir. Şekil 4.36, bu durumu GB-KD uzanımlı kz10-x02 hattı üzerinde göstermektedir ve bu hattın Amasra Kütle Kayma Alanına denk gelen kesiminde deniz tabanının 197 ms (1500 m/s deniz suyu ses dalgası hızına göre ~ 148 m) altında (mavi oklarla işaretli) ters polariteli ve stratigrafiyi keserek devamlılık gösteren ve deniz tabanını taklit eden TBY benzeri belirteçler gözlenmektedir. Bu tipteki TBY benzeri daha sığ belirteçler GTBY' nin (kırmızı oklarla işaretli) 130 ms (1500 m/s deniz suyu ses dalgası hızına göre ~ 98 m) daha yukarısında yer almaktadır. Ayrıca bu anomaliler deniz tabanı ile uyumlu olduğu kadar derinlerdeki çoklu-TBY' ler ile de uyumlu bir morfoloji sunmaktadır. Öte yandan, bu tipteki anomalilerin konumu, gerek içinde bulunduğu jeolojik ortamın karmaşık olması açısından, gerekse de yansıma genlikleri açısından oldukça karmaşık bir alana denk gelmektedir. Başka bir deyişle, gaz hidrat belirteci özelliği gösteren yansıma genlikleri haricindeki deniz tabanı ve taban altı stratigrafiyi temsil eden yansıma genlikleri bu alanın erozyonel süreçler açısından aktif olması sebebiyle doğal olarak karmaşık bir genlik dağılımı sunmaktadır.

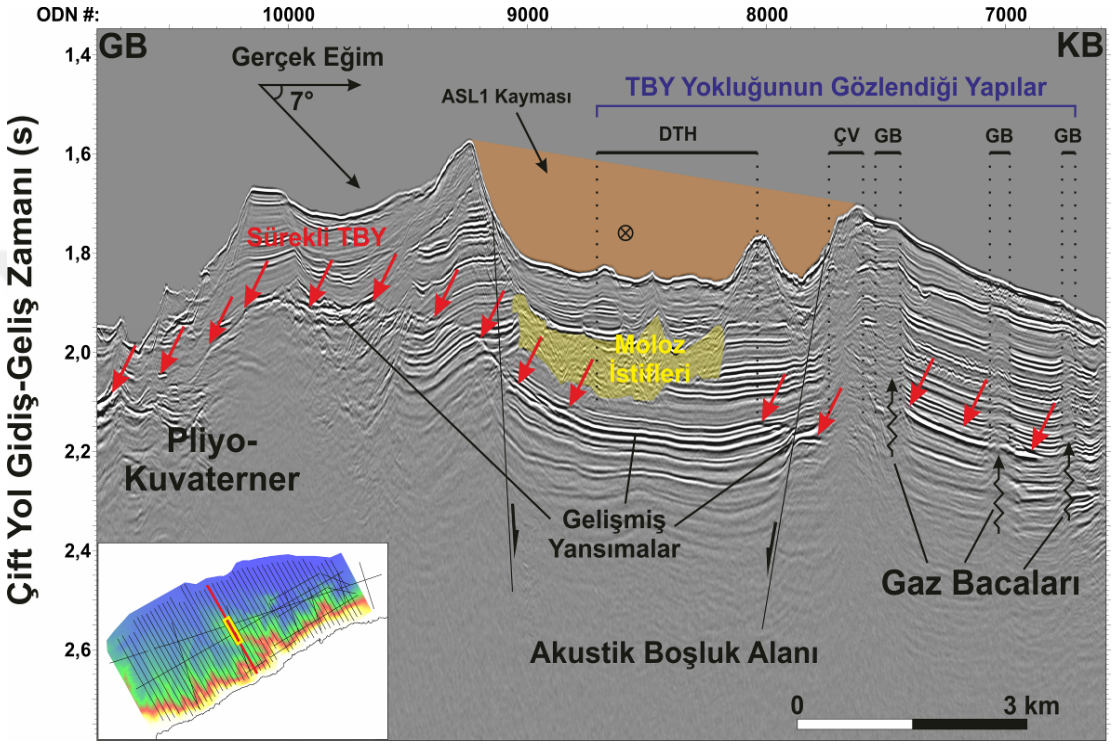


Şekil 4.36 GTBY' nin 130 ms yukarısında gözlenen TBY benzeri belirteçleri gösteren (mavi oklar) sismik kesit. Sarı noktalar ÇTBY1' i, lacivert noktalar ÇTBY2' yi ve turuncu noktalar ÇTBY3' ü göstermektedir.

4.1.4.4 Belirteç Düzensizlikleri

Gaz hidrat belirteçleri çalışma alanı içerisinde bazı düzensizlikler sunmaktadır. Belirteç düzensizlikleri TBY yokluğu ve TBY' ların deniz tabanı ile uyumsuz morfoloji sunmaları olmak üzere iki farklı düzensizlik göstermektedir. TBY yokluğuna sebep olan olayların başında, deniz tabanı heyelanları (DTH) gelmektedir ve çalışma alanında gözlenen ASL1 kayması (Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013) bu tipteki anomali düzensizliğini içermektedir. Buna göre bu kayma yapısının GD ve KB cephesinde TBY yansımaları açıkça gözlenirken, kayma duvarlarına kadar gelen TBY' ler kayma yapısının sınırları içerisinde varlığını yitirmektedir (Şekil 4.37). TBY yokluğuna sebep olan diğer ise sebepler sığ gaz belirteçleri ile ilişkilidir. Özellikle, çamur volkanı (ÇV) ve gaz bacası (GB) benzeri yapılar çalışma alanında bulundukları kesimlerde TBY yokluğuna sebep olmaktadır. Şekil 4.37 gerek Amasra Kütle Kayma Alanı' nda yer alan ASL1 kayması altında gözlenen TBY yokluğunu, gerekse de aynı alan içerisinde çamur volkanı ve gaz bacası gibi olası sığ gaz yapıları

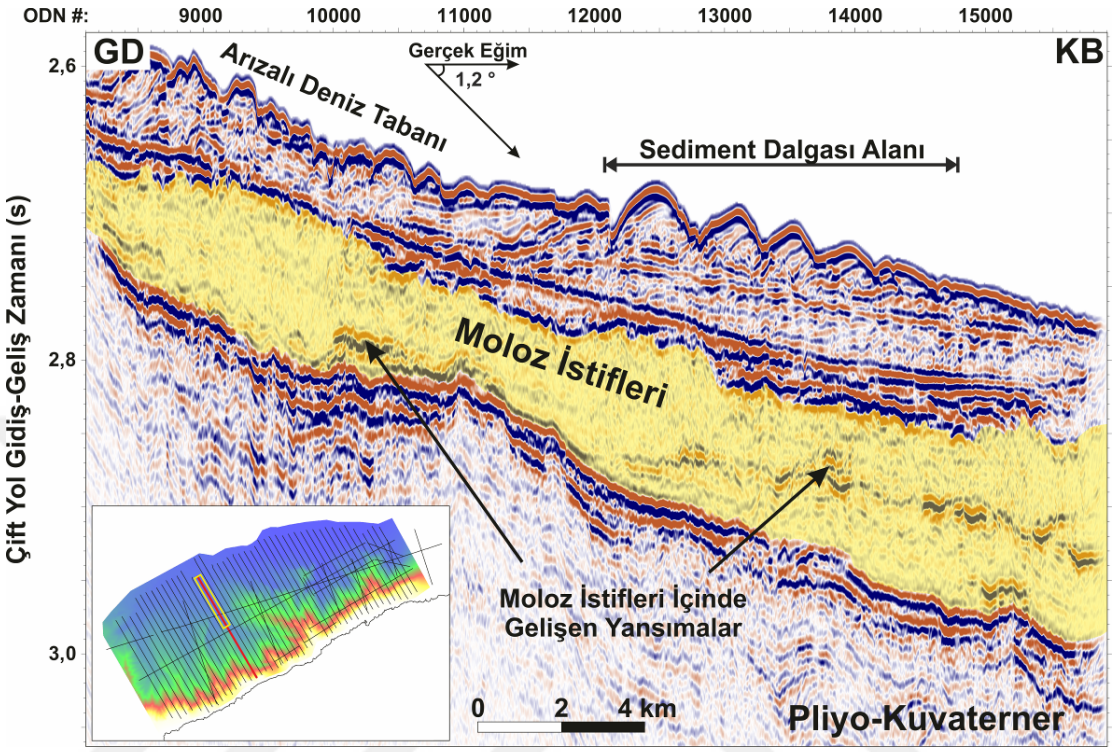
sebebiyle gözlenen TBY yokluğunu göstermektedir. Sığ gaz belirteçlerinden ileri gelen TBY yokluğu hem TBY' nin hem de TBY' nin içinde bulunduğu sismik seviyelerin kaybolması veya genlik kayıpların uğraması şeklindedir. Kayma yapısında ise TBY yokluğu olmasında rağmen sismik seviyeler varlığını sürdürmeye devam etmektedir.



Şekil 4.37 Gaz hidrat anomali yokluğunun gözlendiği ASL1 kayması (deniz tabanı heyelanı - DTH), olası çamur volkanı (ÇV) ve olası gaz bacası (GB) yapılarının GD-KB uzanımlı kz10-26 hattı üzerindeki görünümü.

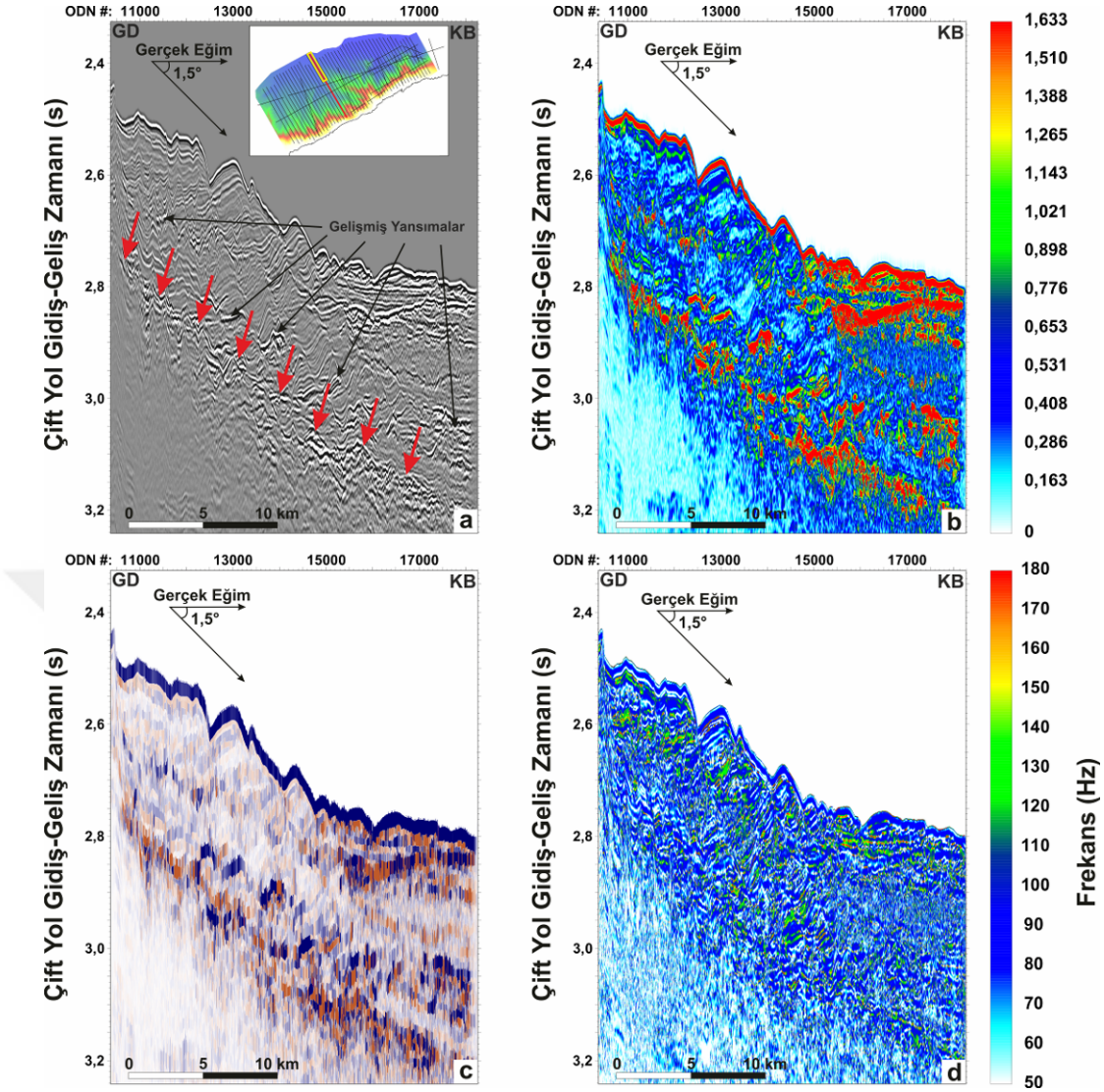
Anomali yokluğu ile ilgili diğer önemli bir bulgu ise ASL1 malzemesinin kaydığı yönde TBY' nin gözlenmeyişidir. Buna göre kayan malzemenin ulaştığı alanda ya da başka bir deyişle ASL1 kaymasının heyelan eteklerinde bulunan GD-KB uzanımlı (kayma düzlemine dik doğrultuda) sismik profillerde gaz hidrat belirteçlerine hiçbir şekilde rastlanmamıştır (Şekil 4.38). Bahsedilen bu alanda gaz hidrat kararlılık zonu içerisinde kalan kalın ve geniş uzanım gösteren moloz istifleri gözlenmektedir (Şekil 4.38). Bu tipteki moloz istifleri içerisinde gaz hidrat kararlılık zonunun tabanına karşılık gelen normal veya ters polariteli gelişmiş yansımalar bulunmakta olup, bu yansıma genlikleri gaz hidrat belirteçlerinin karakteristik özelliklerini

sunmamaktadır. Ayrıca, bu sismik profil boyunca gözlenen ve litolojiyi temsil eden yansıma genlikleri oldukça gelişmiş genlikler olarak gözlenmektedir.



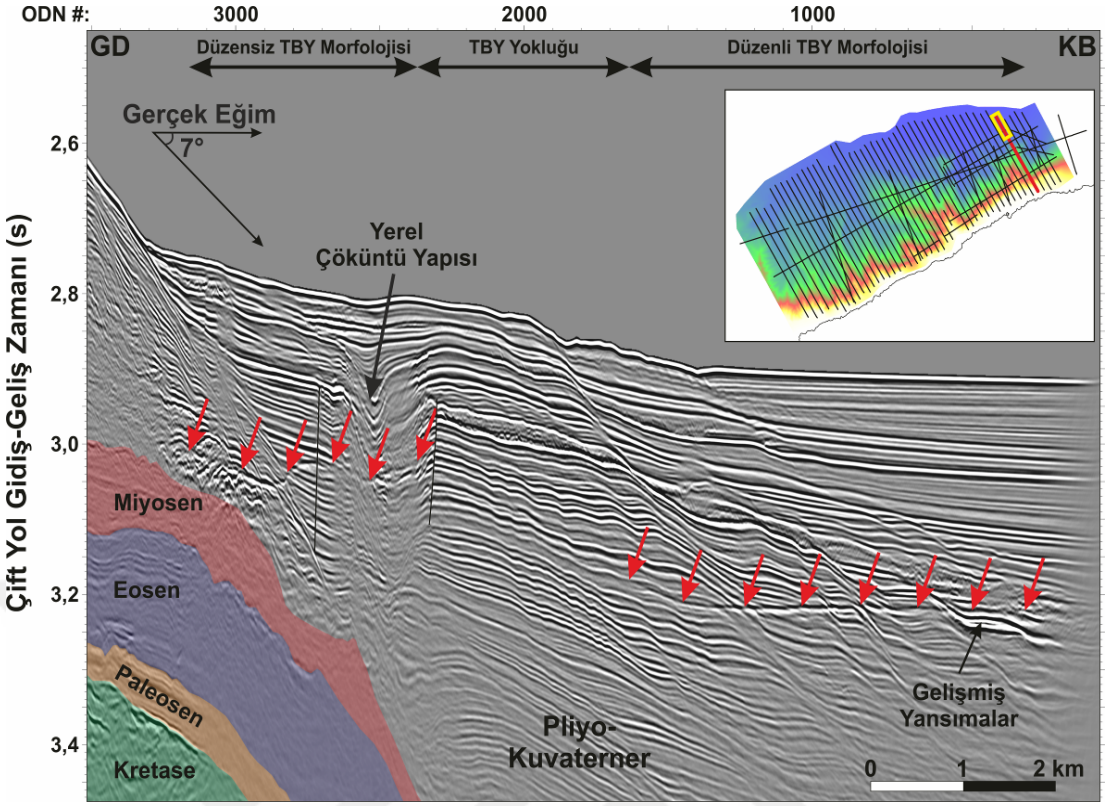
Şekil 4.38 Gaz hidrat anomali yokluğunun gözlendiği ve çalışma alanını ikiye ayıran anomalisiz alanların kz10-32 profili üzerindeki görünümü.

Dolayısıyla çalışma alanında gaz hidrat anomalisi içeren alanlar bölgesel olarak ikiye ayrılmakta ve bu iki farklı hidrat anomali alanının sınırını belirteç içermeyen bu tipteki sismik profiller kontrol etmektedir. Çalışma alanını ikiye ayıran bu tipteki profillerin Amasra Kütle Kayma Alanı' na yakın olanları hidrat kararlılık zonuna karşılık gelen derinliklerde oldukça değişken ve karmaşık bir genlik dağılımı göstermektedir. Şekil 4.39a' de gösterilen genlik kesitinde kırmızı oklarla işaretlenmiş derinliklere bakılacak olursa, zarf kesitinde (Şekil 4.39b) yer yer güçlü yer yer zayıf yansıma genlikleri sunmaktadır. Ayrıca aynı kesit için hesaplatılan görünür polarite kesiti (Şekil 4.39c) aynı derinlikler için polaritenin de deniz tabanına göre ters veya deniz tabanı ile aynı olduğu değişken bir polarite dağılımı sunduğunu göstermiştir. Anlık frekans kesiti ise (Şekil 4.39d) bu derinliklerin altında düşük frekans zonlarının bulunduğunu göstermektedir.



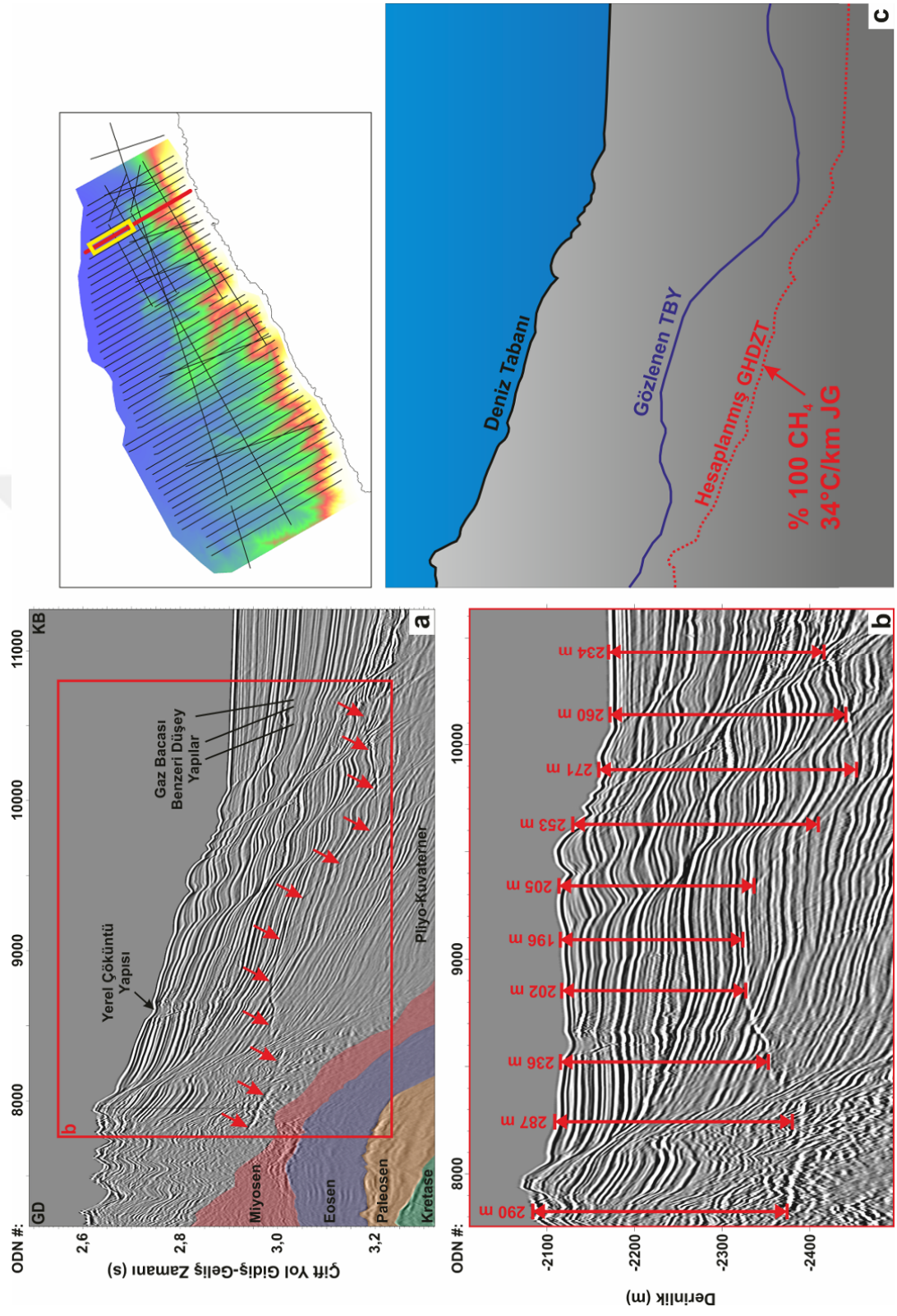
Şekil 4.39 ASL1 kaymasına yakın alanlarda gözlenen gelişigüzel normal polariteli ve gelişmiş yansıtıcıların; a) kz10-30 hattının kıtasal yükselim civarındaki görünümü, b) yansıma gücü kesiti, c) görünür polarite kesiti ve d) anlık frekans kesiti.

Belirteç düzensizliklerinin diğer bir sebebi ise TBY' lerin çalışma alanı içerisinde deniz tabanı ile uyumlu morfolojisini yitirmesinden kaynaklanmaktadır (Şekil 4.40) ve bu düzensizlikler genellikle yamaç yukarı su derinliğinin azaldığı, anakaya yükselimlerinin olduğu ve lokal çöküntü yapılarının gözlendiği alanlarda görülmektedir. Bu durum, Şekil 4.40' da gösterilen ve çalışma alanının doğu kesiminde bulunan GD-KB uzanımlı kz10-05 hattı üzerindeki yerel çöküntü yapısı üzerinden anlatılacak olursa, çöküntü yapısının GD kesiminde belirli bir derinlikte uzanım gösteren TBY, çöküntü yapısına doğru ani bir sığlaşma sergilemektedir.



Şekil 4.40 TBY' nin derinlik değişkenlikleri ve yokluğunu gösteren sismik kesit.

Çalışma alanında gözlenen en belirgin belirteç düzensizliği çalışma alanının doğu kesiminde TBY' lerin dalgalı bir morfoloji sunmasıdır. Bu tipteki alanlarda TBY' nin deniz tabanı ile uyumu neredeyse tamamen kaybolmaktadır (Şekil 4.41). Şekil 4.41a çalışma alanının doğu kesiminde yer alan GD-KB uzanımlı kz10-06 hattı üzerinde gözlenen dalgalı TBY uzanımını göstermektedir. Şekil 4.41b ise zaman ortamındaki sismik kesitin derinlik dönüşümü ile derinlik ortamına aktarıldıktan sonraki görünümünü sunmaktadır. Gerek zaman ortamında gerekse derinlik ortamında, kesitlerin GD kesiminde belli bir derinlikte uzanım gösteren TBY' nin kıtasal yükselimin sonlarına doğru bir miktar sığlaştığı görülmektedir. Bu sığlaşmayı takiben derin basenin başlangıcına doğru ani bir TBY derinleşmesi gözlenmektedir. Derin basenin başlamasından sonra ise TBY yine az bir miktar sığlaşmaktadır. Bu tipteki alanlarda gaz hidrat belirteçleri anlatıldığı şekilde deniz tabanını taklit etme özelliğini tam anlamıyla sunmamakta, bunun yerine gaz hidrat kararlılık zonu tabanının deniz tabanına göre değişken bir derinlik dağılımı sunduğu açıkça görülmektedir.



Şekil 4.41 Dalgalı TBY uzanımını gösteren a) zaman ortamındaki genlik kesiti, b) (a)' daki kesitin zaman-derinlik dönüşümü ile derinliğe çevrilmiş hali, c) deniz tabanı, gözlenen TBY ve şekil üzerinde gösterilen koşullar için hesplanan TBY' yı içeren diyagram.

Dalgalı TBY topoğrafyasının daha iyi anlaşılmasını sağlamak amacıyla zaman ortamındaki sismik kesitten deniz tabanı topoğrafyası ve TBY uzanımı elde edilerek Şekil 4.41c' de gösterilen şematik gösterim oluşturulmuştur. Çalışma alanının doğu kesiminde ölçülen 34° C/km jeotermal gradyan (JG), deniz tabanındaki ölçülmüş olan 9°C su sıcaklığı, ve % 100 CH_4 gazı için ~ 2100 m' deki deniz tabanı için gaz hidrat kararlılık koşulları hesaplatılmıştır ve gaz hidrat kararlılık zonu tabanının (GHKZT) deniz tabanında kaç m aşağıda olduğu elde edilmiştir. Bu şekilde hesaplanan derinlik 1500 m/s su hızı kullanılarak zamana çevrilmiştir. Elde edilen zamansal derinlik de Şekil 4.41c' de kırmızı kesikli sınır ile gözlenen TBY ve herhangi bir gaz bileşimi için hesaplanan TBY uzanımının farkını göstermek için çizdirilmiştir. Her ne kadar hesaplanan TBY daha derinlerde kalıyor olsa da, hesaplanan TBY uzanımının deniz tabanı ile gösterdiği uyumdan yola çıkarak gözlenen TBY' nin sunmuş olduğu dalgalı uzanımın bir belirteç düzensizliği olduğunu söylemek yanlış olmayacaktır.

4.1.4.5 Gaz Hidrat Belirteç ve Kararlılık Zonu Dağılımları

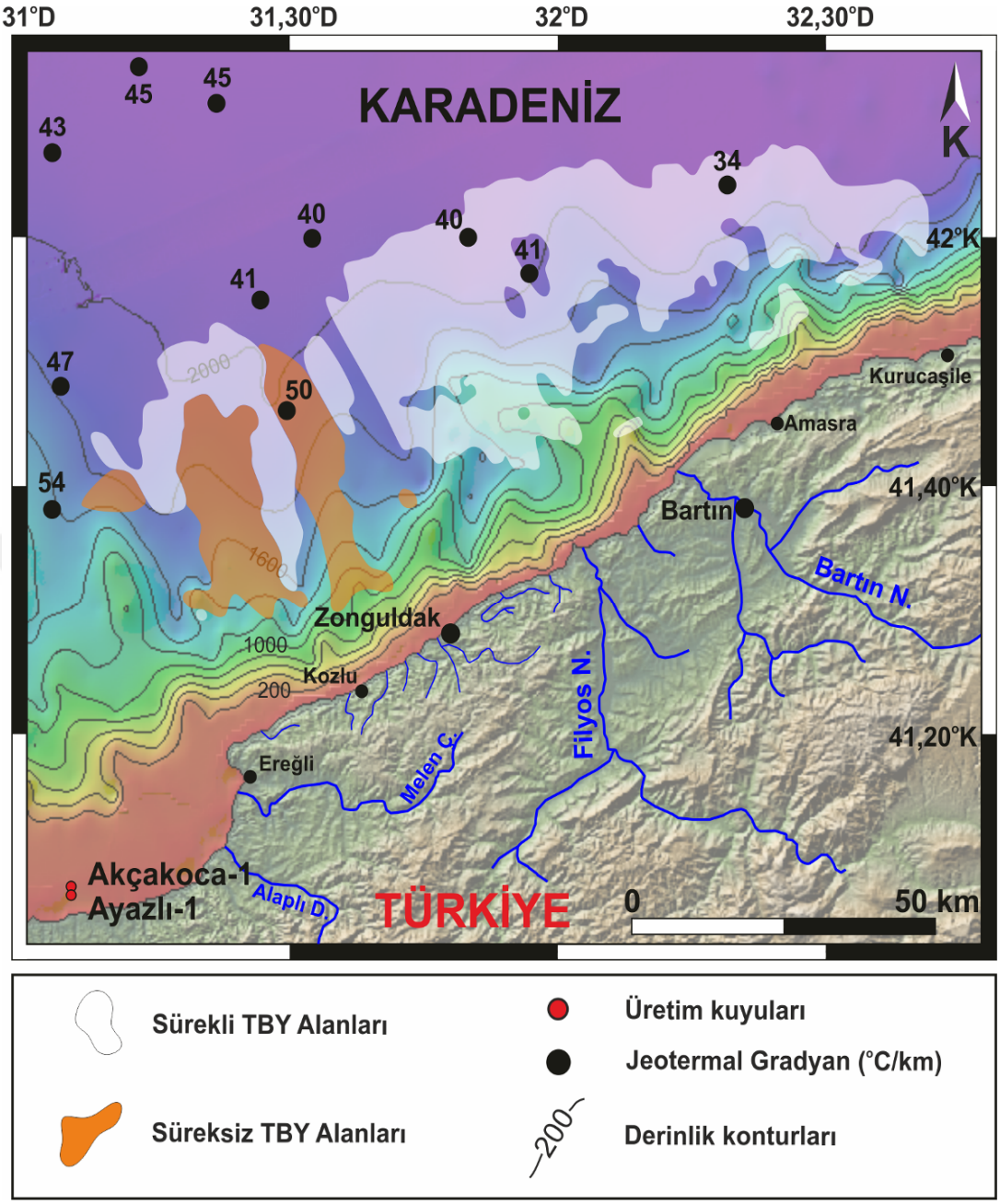
Çalışma alanı genelinde TBY türleri yaygın olarak sürekli-TBY ve daha küçük alanlarda gözlenen süreksiz-TBY olarak dağılım göstermektedir. TBY alanları belirlenirken çok kanallı sismik yansıma kesitleri kullanılmış olup, anomali gözlenen alanlarının sınırları poligonal olarak birleştirilerek TBY dağılımları ortaya konmuştur. Daha önceden de bahsedildiği gibi çalışma alanı içerisinde bölgesel ölçekte iki farklı TBY zonu ve bazı küçük ölçekli TBY içeren bölgeler gözlenmiştir. Çalışma alanının doğu ve batı kesiminde yer alan bölgesel ölçekteki iki farklı TBY alanı, Amasra Kütle Kayma Alanı' nın batısında birbirinden ayrılmaktadır. Amasra Kütle Kayma Alanı' nın batısında yer alan bir sismik profil üzerinde baskın olarak gözlenen moloz istifleri (Şekil 4.38) TBY anomalilerinin gözlenememesine sebep olmaktadır ve bu sebeple TBY alanları poligonal olarak bu noktada ikiye ayrılmaktadır.

Amasra TBY Alanı tamamen sürekli-TBY tipi anomali içermektedir (Şekil 4.42). Buna karşılık, Zonguldak TBY Alanı hem sürekli hem de süreksiz-TBY tipi

anomalileri içermektedir (Şekil 4.42). Amasra TBY Alanı' nın brüt yüzölçümü 2122,51 km^2 olarak hesaplanmıştır. Yapılan hesabın brüt olarak verilmesinin sebebi, bu TBY alanı içerisinde yer yer TBY yokluğunun olmasıdır. Amasra TBY Alanı içerisindeki toplam TBY yokluğu yüzölçümü ise 77,01 km^2' lik bir alandır. Dolayısıyla Amasra TBY Alanı' nın net yüzölçümünün 2045,50 km^2 olduğu söylenebilir. TBY yokluğu görülen alanların 27,43 km^2' lik kısmı Amasra Kütle Kayma Alanı üzerinde yer alan ASL1 kaymasının (Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013) altında ve kayma yönünde uzanmaktadır. Bu alanın haricinde anomali gözlenmeyen diğer alanlar ise Amasra Kütle Kayma Alanı' nın doğu kesiminde ve kıtasal yükselim civarında gözlenmektedir ve Amasra Kütle Kayma Alanı' nda olduğu gibi herhangi bir erozyonel yapı civarında yer almamaktadır. Zonguldak TBY Alanı' nın net yüzölçümü 1258,12 km^2 olarak hesaplanmıştır ve bu alan içerisinde Amasra TBY Alanı' nın aksine anomali içermeyen bir kesim yer almamaktadır.

Çalışma alanı içerisinde bölgesel olarak dağılım gösteren bu iki TBY alanı dışında bu alanlara göre daha güneyde yer alan üç farklı ve çok küçük ölçekli TBY alanı mevcuttur. Bu küçük ölçekli TBY alanlarının toplam net yüzölçümü 47,25 km^2 olarak hesaplanmıştır ve bu alanlardan ikisi Amasra TBY Alanı' nın güneyinde, diğeri ise Zonguldak TBY Alanı' nın güneydoğusunda yer almaktadır. Çalışma alanında gözlenen TBY alanlarının tamamının toplam net yüzölçümü ise 3319,75 km^2 olarak hesaplanmıştır.

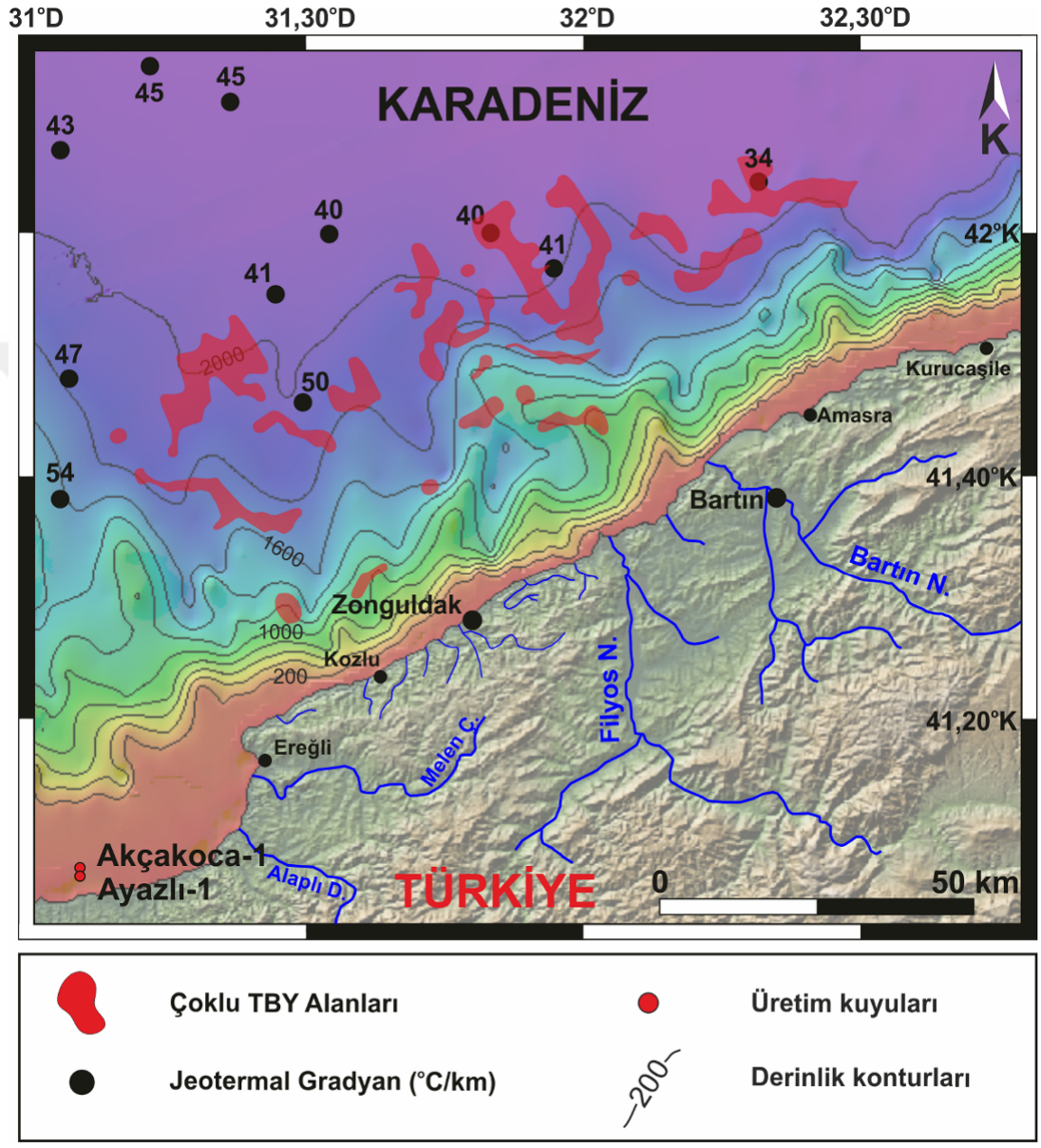
Çoklu-TBY anomalilerinin çalışma alanı genelindeki alansal dağılımı oldukça gelişigüzeldir ve en sığ TBY (güncel TBY) anomalilerine nazaran kapladıkları toplam alan çok daha azdır (Şekil 4.43). Çalışma alanı genelinde çoklu-TBY' ların toplam net alanı 934,5 km^2 olarak hesaplanmış olup, bu anomaliler alansal olarak Amasra TBY Zonu altında daha yoğun olarak gözlenmektedir. Her ne kadar çoklu-TBY anomalilerinin dağılımı gelişigüzel olsa da bu tipteki belirteçler de genel itibariyle kıtasal yamaç ile derin basenin başlangıcı arasında dağılım göstermektedir.



Şekil 4.42 TBY tiplerinin çalışma alanı içerisindeki dağılımları.

Gaz hidrat kararlılık zonu kalınlıkları çalışma alanı içerisinde deniz tabanından itibaren en sığ TBY' lerin dağılımına göre ya da başka bir deyişle güncel TBY (GTBY) dağılımına göre hesaplatılmıştır. Gaz hidrat kararlılık zonu kalınlığı çok ışınlı batimetri verileri kullanılarak sismik hatlar üzerinde üretilen deniz tabanı seviyeleri (zaman ortamında) ile sismik hatlarda gözlenen TBY anomalilerinin zamansal farkından elde edilmiştir. Elde edilen fark 500 m karelaj (grid) aralığı ile haritalanarak gaz hidrat kararlılık zonuna ait izopak (kalınlık) haritaları üretilmiştir.

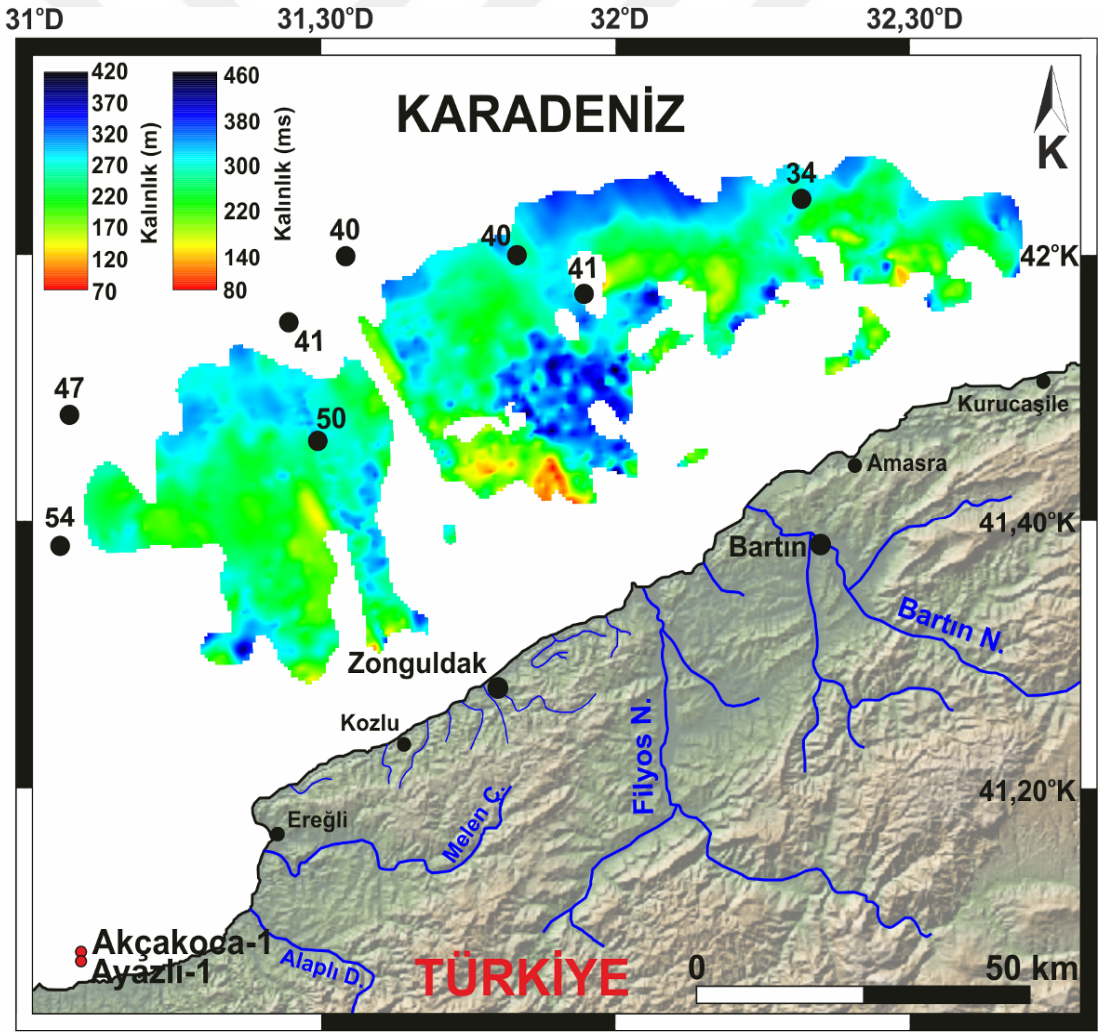
Elde edilen hidrat kararlılık zonu haritaları çalışma alanı genelinde 81 - 466 ms aralığında hidrat içerebilecek tortul kolonu kalınlıklarını ortaya koymuştur (Şekil 4.44).



Şekil 4.43 Çoklu-TBY anomalilerinin çalışma alanı içerisindeki dağılımı.

Hidrat kararlılık zonu kalınlıklarının derinliğe dönüştürülmesi için bu zon içerisindeki ara hız ortalaması kullanılmış olup, bu değer sismik hız analizinden yaklaşık 1800 m/s olarak elde edilmiştir. 1800 m/s ara hız değerleri ile yapılan derinlik dönüşümü neticesinde gaz hidrat içerebilecek tortul kolonu kalınlığı çalışma alanı genelinde 73 - 427 m aralığında değişim göstermektedir (Şekil 4.44). Amasra

TBY Zonu içerisinde yer alan gaz hidrat kararlılık zonu, derin basen civarında göreceli olarak kalın bir dağılım gösterirken kıtasal yükselime doğru kararlılık zonu kalınlıkları azalmaktadır (Şekil 4.44). Gaz hidrat kararlılık zonu kalınlığının derin basenden kıtasal yükselime doğru incelmesi eğilimi, Amasra TBY Zonu içerisinde güneydoğu - kuzeybatı yönünde uzanım göstermektedir (Şekil 4.44). Öte yandan kararlılık zonunun bu incelme eğilimi kıtasal yamaca doğru tekrar kalınlaşma davranışı göstermekte, hatta kıtasal yükselimin güneyinde gaz hidrat kararlılık zonu kalınlıkları yer yer derin basene göre daha yüksek olarak görülmektedir. Amasra TBY Zonu içerisinde gaz hidrat kararlılık zonu kalınlığının en ince olduğu kesim Amasra Kütle Kayma Alanı' nın güneybatı kesimleri olup, bu alan daha ziyade kanyon tipi TBY' lerin gözlendiği alanlara karşılık gelmektedir.



Şekil 4.44 Gaz hidrat kararlılık zonu kalınlık haritası. Hidrat kararlılık zonu, çalışma alanının tamamında en sığ TBY (güncel TBY) için hesaplatılmıştır.

Zonguldak TBY Zonu içerisindeki hidrat kararlılık zonu kalınlıkları genel hatlarıyla Amasra TBY Zonu' na göre daha düşük değerler sunmaktadır (Şekil 4.44). Bu alandaki hidrat kararlılık zonu özellikle güneydoğu - kuzeybatı uzanımlı bir yükselim sunmakta olup (Şekil 4.44), bu yükselim Volkanik Kozlu yapısının (volkanik yükselim) çalışma içerisinde kalan kesimine denk gelmektedir.

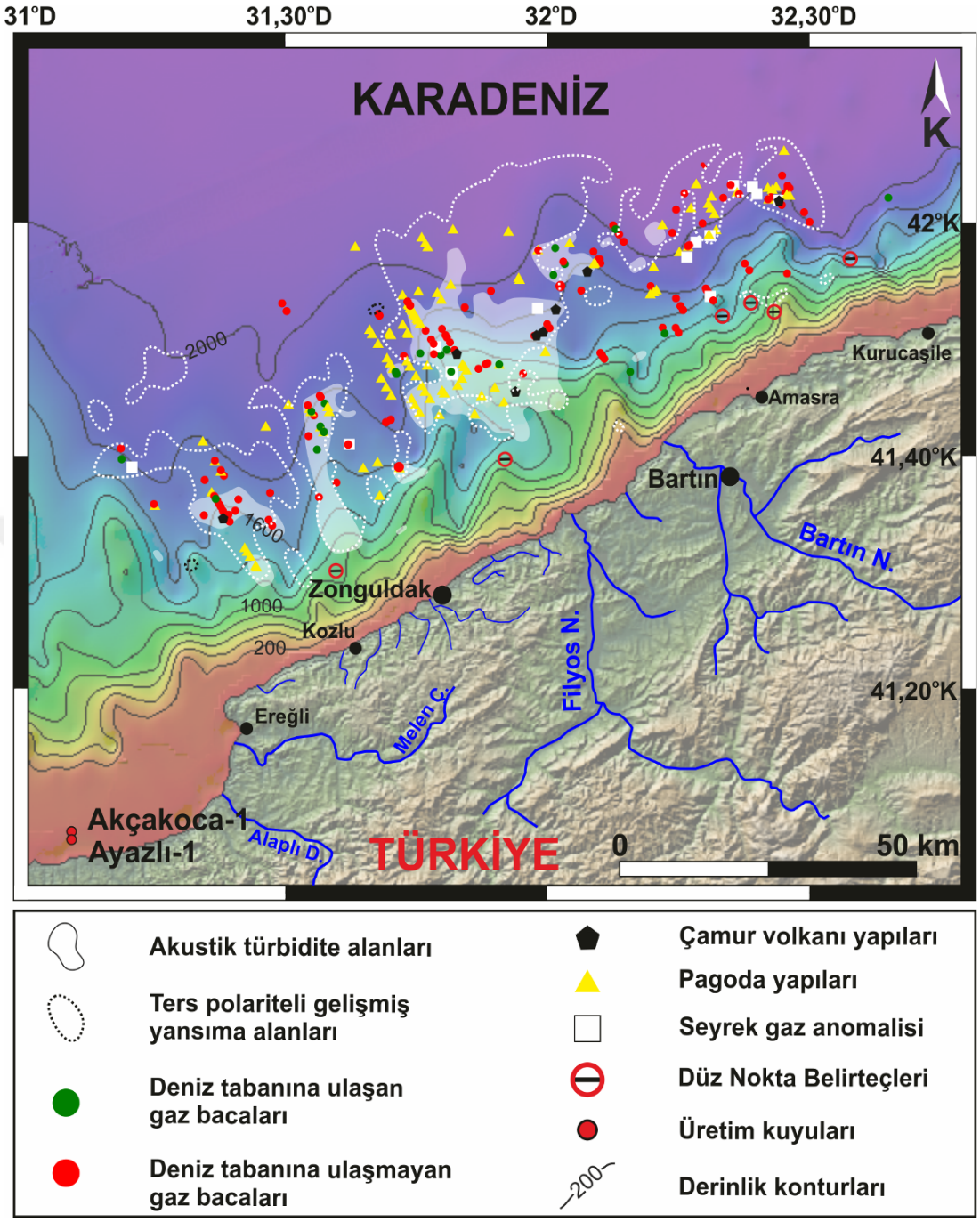
4.1.5 Sığ Gaz Belirteçleri

Sığ gaz belirteçleri çalışma alanı genelinde oldukça geniş bir tür yelpazesi sunmaktadır (Şekil 4.32). Çalışma alanında gözlenen sığ gaz yapıları;

- Gaz bacaları gibi akustik sütun yapıları,
- Çamur volkanları,
- Pagoda yapıları,
- Seyrek gaz alanları,
- Akustik türbidite alanları,
- Akustik perde yapıları
- Ters polariteli gelişmiş yansımalar

şeklinde sıralanabilir. Sıralanan bu yapılardan gaz bacaları ve çamur volkanları sismik verilerde bu tipteki yapıların deniz tabanına kadar ulaşabildiğini ve hatta bu yapıların deniz tabanında bazı etkiler de yaratabildiğini ortaya koymaktadır.

Çalışma alanında doğrudan hidrokarbon belirteçleri arasında sayılan parlak nokta (bright spot) ve düz nokta (flat spot) türü belirteçler de sığ gaz yapılarının gözlenebileceği derinliklerde görülebilmektedir. Bahsi geçen sığ gaz belirteçleri ve doğrudan hidrokarbon belirteçlerinden bazıları çalışma alanı içerisinde kıtasal yamaç ile derin basen arasında kalan alanda yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 4.32). Çalışma alanının dar şelf kesiminde ise sığ gazlara dair herhangi bir bulgu gözlenmemiştir.



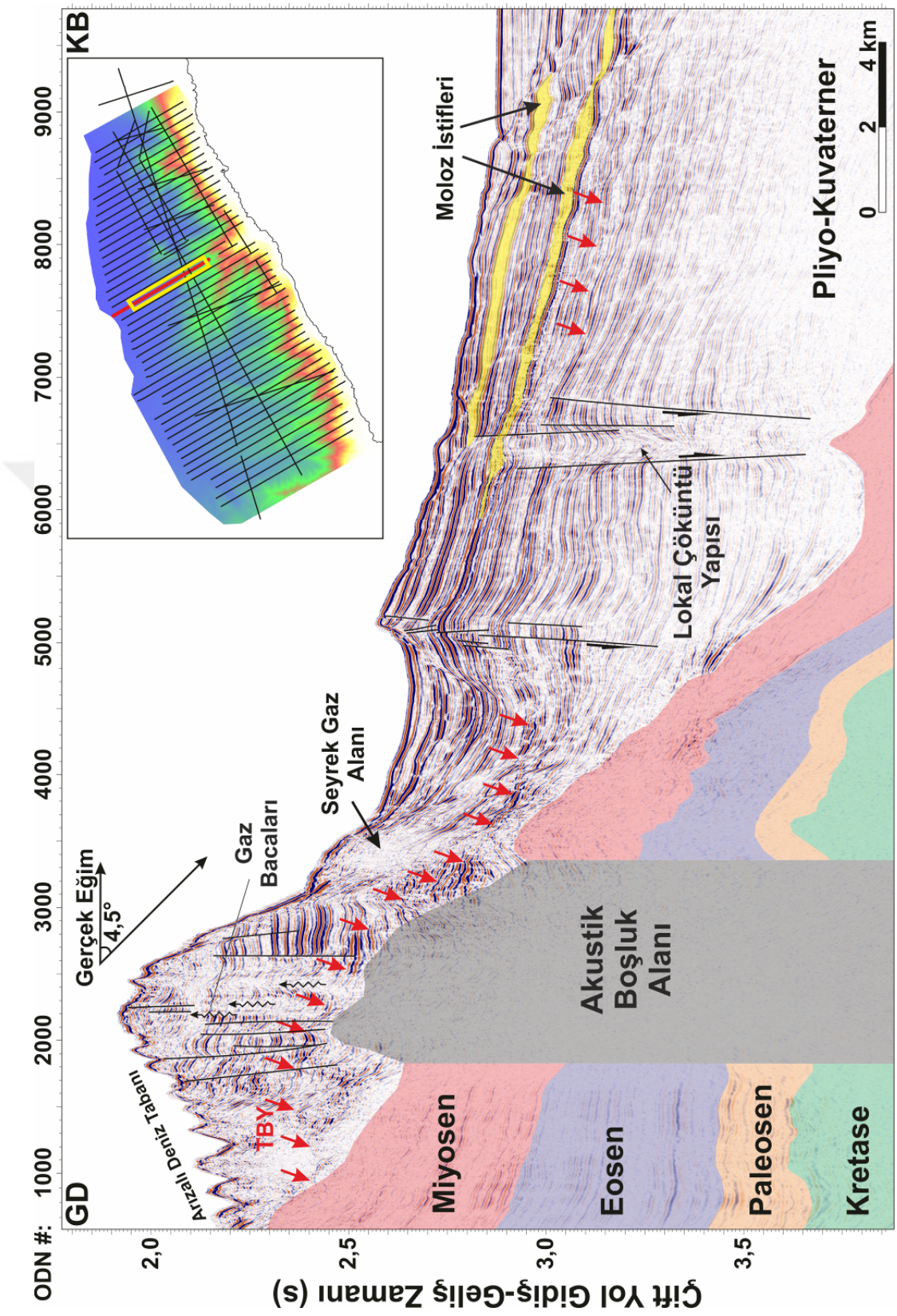
Şekil 4.45 Sığ gaz belirteçlerinin çalışma alanı genelindeki dağılımı.

4.1.5.1 Akustik Türbidite (Boşluk) Türü Sığ Gaz Belirteçleri

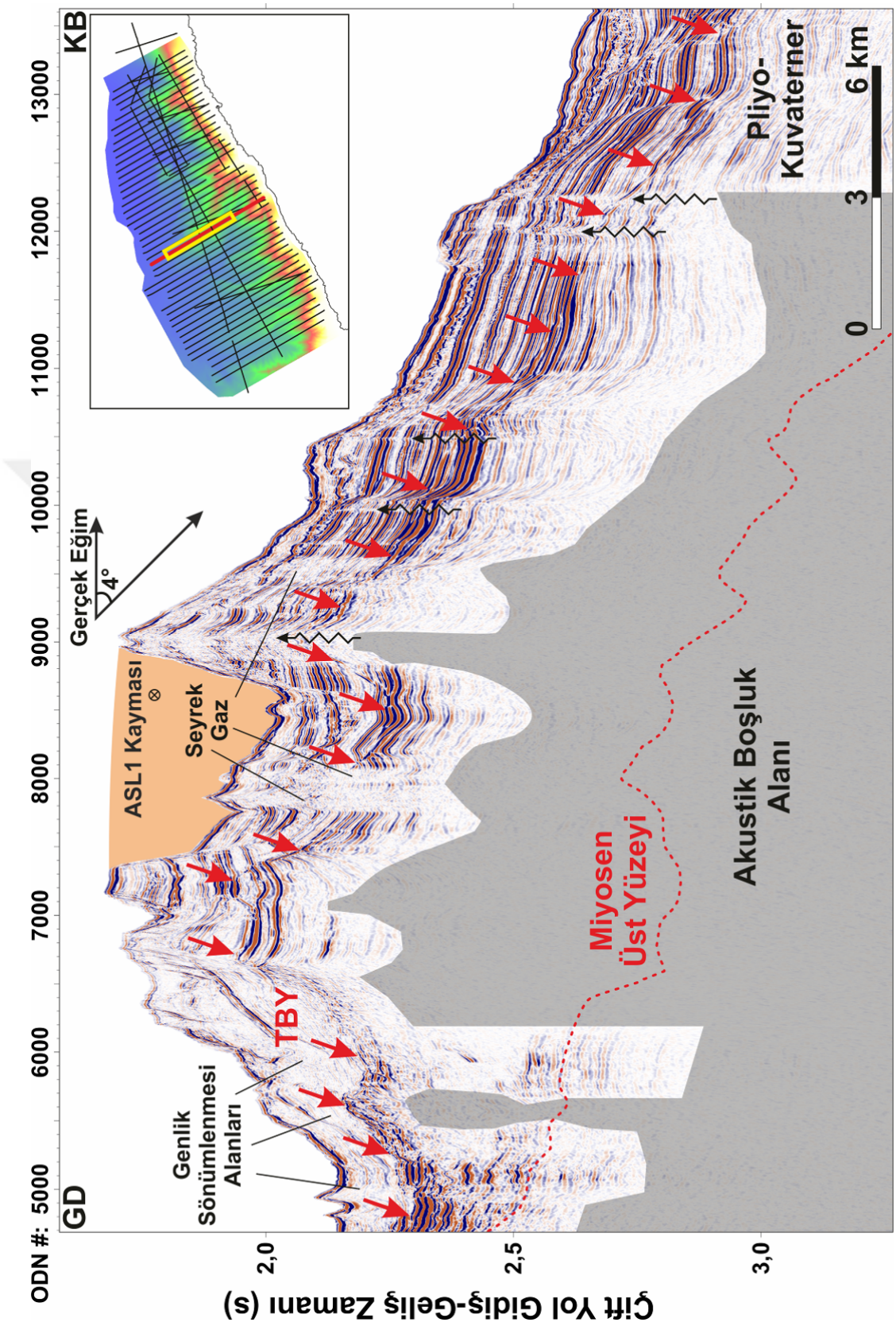
Akustik türbidite (akustik boşluk) türü sığ gaz belirteçleri çalışma alanı içerisinde yaygın olarak Amasra Kütle Kayma Alanı üzerinde ve çalışma alanının batı kesiminde kıyıya dik uzanan sırtlar boyunca gözlenmektedir. Bu alanlar dışında küçük ölçekli akustik türbidite alanları çalışma alanının doğu kesiminde de

bulunmaktadır. Akustik türbidite türü belirteçler sismik yansıma verilerinde yansıma genliğinin hiç görülmediği yansımasız alanlar olarak gözlenmektedir. Şekil 4.46 GD-KB uzanımlı kz10-20b profilinin kıtasal yamaçtan derin basene uzanan kısmını göstermektedir ve kesit üzerinde stratigrafik seviyeleri düşey yönde kesen ve kırmızı oklarla işaretlenmiş TBY' lerin altına kadar yükselen (gri transparan poligonal alan) akustik boşluk alan görülmektedir. Çalışma alanı içerisinde gözlenen akustik boşluk alanlarının üst sınırı genellikle gaz hidratların tabanını temsil eden TBY anomalilerine karşılık gelmektedir (Şekil 4.16b). Bununla birlikte bu üst sınır bazı alanlarda tam olarak TBY derinliklerine kadar ulaşmamakta olup, bu tipteki sığ gaz belirteçleri TBY' ların 100 - 300 ms altından itibaren gözlenebilmektedir. Akustik boşluk alanlarının bulunduğu bölgelerde sismik yansıma genliklerinin görülemediği derinlikler akustik temele kadar ulaşabilmektedir. Akustik türbidite alanlarının sismik profillerdeki genişliği ise 500 - 25000 m aralığında değişmektedir. Şekil 4.47' de bu tipteki geniş ölçekli akustik türbidite alanlarına bir örnek gösterilmiş olup, GD-KB uzanımlı kz10-27 profilinin Amasra Kütle Kayma Alanı' nı kesen bölümünde akustik boşluk alanının profil yönünde 25 km' ye yaklaşan bir genişlik sunduğu ve farklı derinliklere kadar yükselebildiği görülmektedir. Akustik türbidite alanların geniş olduğu bölgeler, genellikle sedimanter sırtların bulunduğu yerlerdir ve sedimanter sırtların altında başlayan bu tipteki geniş akustik türbidite alanları yer yer kıtasal yükselimin kuzey sınırına kadar devamlılık göstermektedir. Çalışma alanı genelinde akustik türbidite türü sığ gaz anomalilerinin alansal dağılımı ~ 673 km^2 olarak hesaplanmıştır. Akustik türbidite alanları ile ilgili diğer önemli bir bulgu ise bu tipteki alanların civarında mutlaka ve yoğun olarak gaz hidrat anomalilerinin ve çok sayıda diğer sığ gaz anomalilerinin gözlenmesidir. Diğer sığ gaz anomalileri, gaz bacası, çamur volkanı, seyrek gaz alanları, CHIRP verilerinde gözlenen "Pagoda" yapıları ve ters polariteli gelişmiş yansımalar şeklindedir.

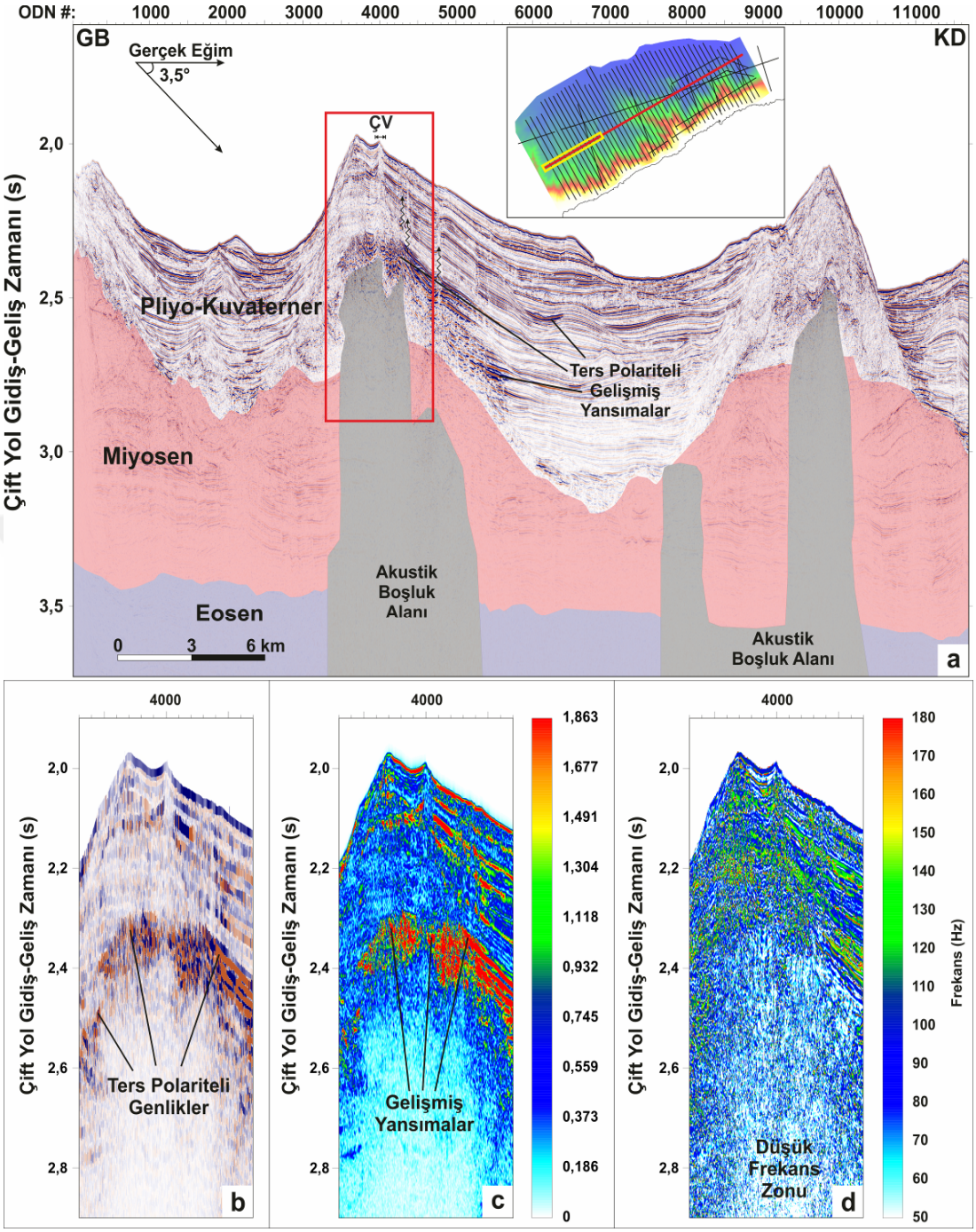
Akustik türbidite alanlarında hesaplatılan karmaşık sismik nitelikler sığ gaz belirteci niteliğinde bulgular sunmaktadır. Şekil 4.48 GB-KD uzanımlı kz10-x02 hattının batı kesiminde yer alan sedimanter sırtlardan kırmızı dikdörtgenle işaretlenmiş olanın altında gözlenen akustik türbidite alanları için hesaplatılmış karmaşık sismik nitelikleri göstermektedir.



Şekil 4.46 Amasra Kütle Kayma Alanı civarında gözlenen akustik boşluk alanına örnek bir sismik kesit.



Şekil 4.47 Amasra Kütle Kayma Alanı boyunca görülen geniş akustik türbidite alanları.



Şekil 4.48 Çalışma alanının güneydoğu kesiminde gözlenen akustik türbidite alanlarının; a) genlik kesiti üzerinde görünümü, b) genlik kesitinde kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın görünür polarite kesiti, c) genlik kesitinde kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın zarf (yansıma gücü) kesiti, d) genlik kesitinde kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın anlık frekans kesiti.

Buna göre Şekil 4.48a' da kırmızı dikdörtgenle belirlenmiş alan için hesaplatılan anlık polarite kesitleri (Şekil 4.48b) akustik türbidite alanının üst kesiminde gaz cephesi şeklinde gözlenen alanlarda deniz tabanına göre ters polariteli yansımalar

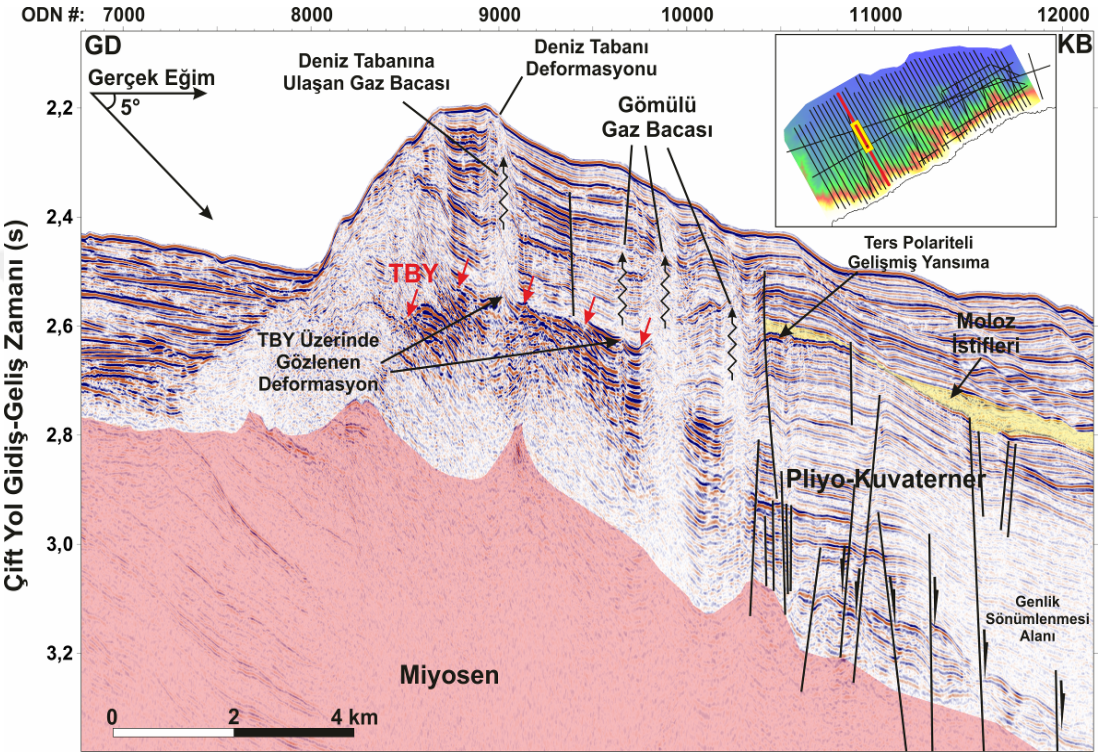
sunmaktadır. Aynı alan için hesaplatılan yansıma gücü (zarf) kesitleri ise (Şekil 4.48c) gaz cephesi şeklinde gözlenen bu tipteki alanlarda çevre genliklere göre 10 kata kadar daha güçlü yansıma genliklerinin olduğunu göstermiştir.

Anlık frekans kesiti ise (Şekil 4.48d) gaz cephesi şeklindeki belirteçlerin altında düşük frekans zonu olduğunu ortaya koymuştur. Buna göre, gaz cephesi şeklindeki alanların hemen altında frekansın dramatik olarak düştüğü açıkça görülebilmekte başka bir deyişle akustik türbidite alanları çok düşük frekans zonları olarak sismik verilerde gözlenmektedir. Rakamsal açıdan anlatmak gerekirse akustik türbidite alanı dışındaki alanlar anlık frekans kesitinde (Şekil 4.48d) 150 Hz' i aşkın frekans değerlerine ulaşmaktadır. Akustik türbidite alanı içerisinde ise bu değer ölçekte gösterilen asgari frekans değerine kadar düşmektedir.

4.1.5.2 Akustik Sütun (Gaz Bacası) Türü Sığ Gaz Belirteçleri

Akustik sütun türü sığ gaz anomalileri çalışma alanı genelinde çok yaygın olarak görülen bir anomali türü olup, deniz tabanına ulaşan gaz bacaları (Şekil 4.49) ve gömülü gaz bacaları (Şekil 4.50) olmak üzere iki ayrı türde gözlenmektedir. Gaz bacaları şeklinde ortaya çıkan bu tipteki sığ gaz anomalileri, çalışma alanı genelinde kıtasal yamacın sığ su derinliklerinden derin basene kadar görülmektedir. Şekil 4.49 çalışma alanının batı kesiminde GD-KB uzanımlı kz10-36 profili üzerinde gözlenen ve hem deniz tabanına kadar ulaşan hem de deniz tabanına kadar ulaşmayan gömülü gaz bacalarını göstermektedir. Kesit üzerindeki gaz bacaları incelenecek olursa kırmızı oklarla işaretlenmiş TBY' den veya daha derinlerden başlayarak sığ derinliklere uzanan sütun şekilli yansıma genliği içermeyen transparan alanlar görülmektedir. Ayrıca aynı şekil üzeride gözlenen bu sütun şekilli yapılardan daha KB' da kalanları fay olarak yorumlanan yapısal olaylara yakınlığı ile dikkat çekmektedir. Şekil 4.49' da gözlenen diğer bir durum ise transparan genliksiz bu sütun şekilli yapıların deniz tabanına kadar ulaşanlarının deniz tabanında yarattığı deformasyondur. Buna göre Şekil 4.49' da deniz tabanına kadar ulaşan bu sütun şekilli yapılardan en GD' dakinin deniz tabanı ile buluştuğu derinliklerde, taban morfolojisinin bozulduğu görülmektedir. Gömülü gaz bacalarının derinlikleri ise

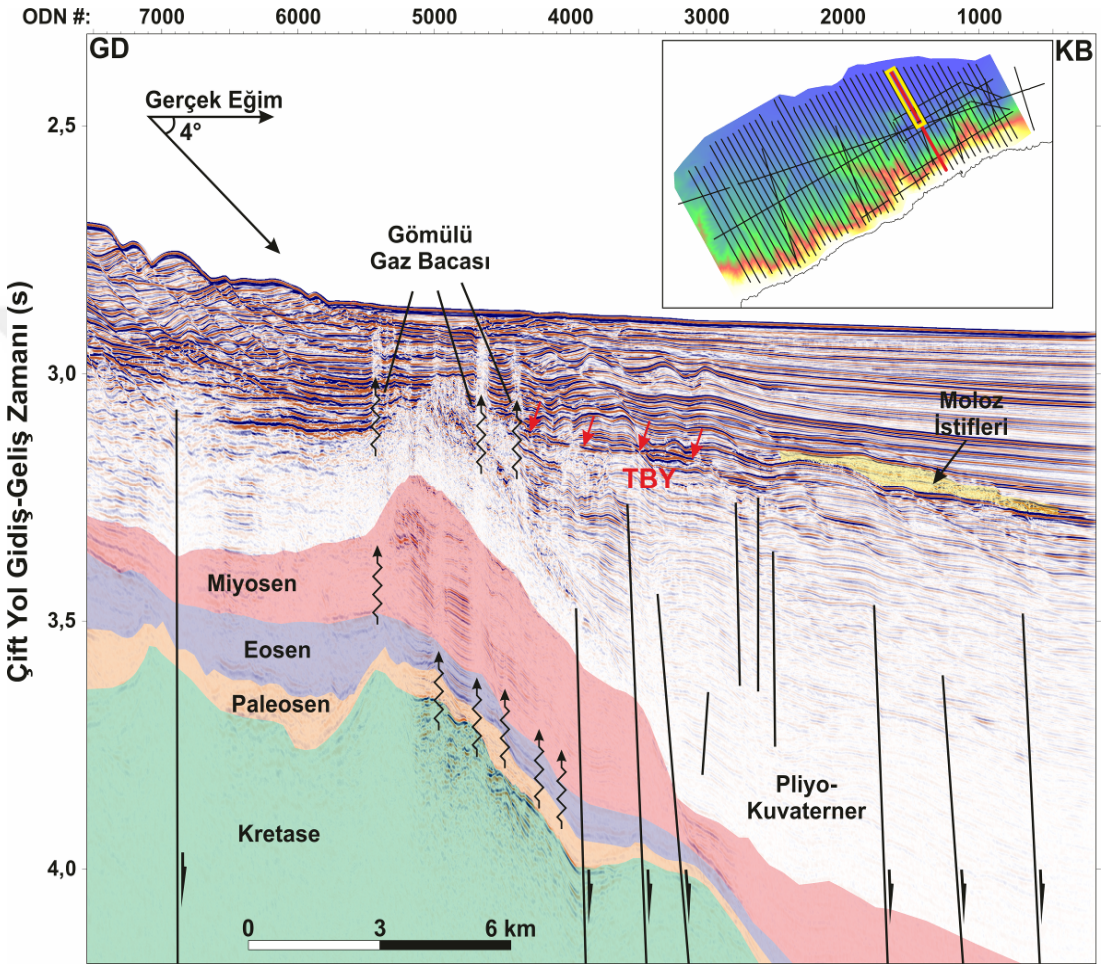
deniz tabanının birkaç 10 ms altına kadar ulaşmaktadır (Şekil 4.50). Her iki farklı türdeki gaz bacalarının yer yer deniz tabanında deformasyona sebep olduğu görülmektedir (Şekil 4.49). Ayrıca bazı alanlarda gerek deniz tabanına ulaşan gerekse de gömülü gaz bacalarının üst yüzeyleri küçük ölçekli gaz cephesi şeklinde görülmektedir.



Şekil 4.49 Çalışma alanının batısında kıtasal yükselim boyunca gözlenen gömülü gaz bacaları.

Gömülü ve deniz tabanına ulaşan gaz bacalarının genişlik aralığı 45 ile 300 m arasında değişmektedir ve bu tipteki sığ gaz yapıları Kretase, Paleosen, Eosen ve Miyosen üst yüzeylerinin kıtasal yükselim boyunca sığlaştığı alanlarda bu seviyeleri de kesmektedir (Şekil 4.50). Ayrıca bu tipteki yapıların çalışma alanının genelinde TBY' ların altından geldiği ve gaz hidrat kararlılık zonunu keserek deniz tabanına doğru yükseldiği (Şekil 4.50) ve/veya doğrudan gaz hidrat kararlılık zonunun tabanından (TBY' dan) başlayarak deniz tabanına yükseldiği (Şekil 4.49) görülmektedir. Gaz bacalarının TBY' dan başlayarak deniz tabanına yükseldiği alanlarda TBY üzerinde genlik bozulmaları olduğu ve bu genlik bozulmalarının yukarı bükülmüş genlikler şeklinde geliştiği gözlenmektedir (Şekil 4.49). Çalışma alanında TBY' dan başlayarak deniz tabanına yükselen gaz bacalarına benzer olarak

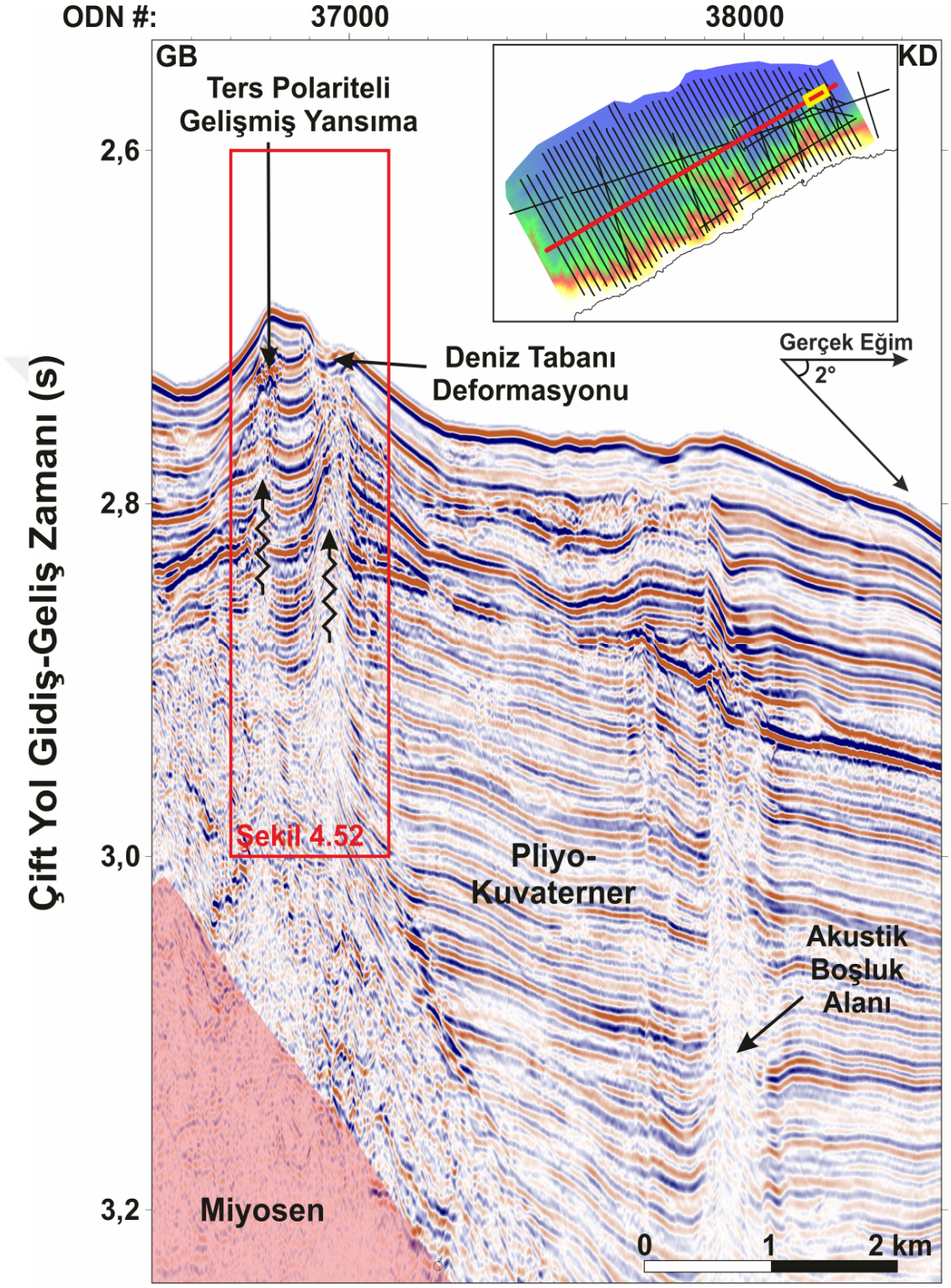
akustik boşluk alanlarından deniz tabanına yükselen gaz bacaları da mevcuttur (Şekil 4.46). Hatta bu durum Şekil 4.46' da da görüleceği üzere akustik boşluk alanından başlayan gaz bacalarının önce TBY' ya ulaşması ve TBY' dan deniz tabanına doğru yükselmesi şeklinde gözlenmektedir.



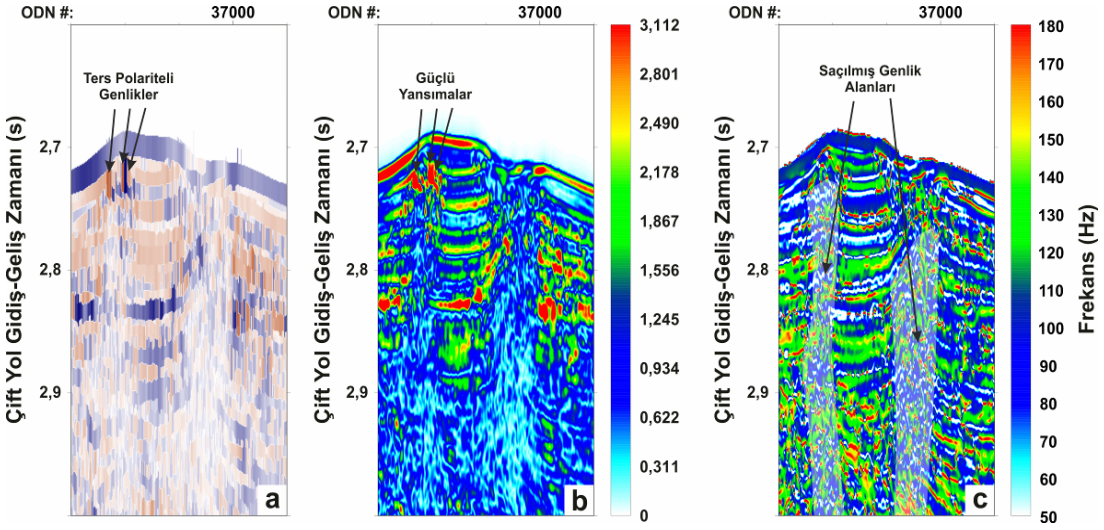
Şekil 4.50 Çalışma alanının doğusunda bulunan kz10-13 profilinin derin basen başlangıcında gözlenen gömülü gaz bacaları.

Şekil 4.51, GB-KD uzanımlı kz10-x02 hattının doğu kesiminde neredeyse deniz tabanına kadar ulaşan bir akustik sütun yapısının üst yüzeyinde ters polariteli gelişmiş yansımaları göstermektedir. Ayrıca Şekil 4.51' de kırmızı dikdörtgenle belirlenen alanda hesaplatılmış karmaşık sismik nitelik analizleri (Şekil 4.52), görünür polarite kesitlerinde bu akustik sütun yapısının üst yüzeyinde ters polariteli yansıma genlikleri (Şekil 4.52a), zarf kesitlerinde üst yüzey boyunca yüksek yansıma gücü (Şekil 4.52b) ve anlık frekans kesitlerinde akustik sütun yapısı boyunca düşük

frekans zonu ve/veya saçılmış frekans zonu şeklinde belirteçler (Şekil 4.52c) sunmaktadır.



Şekil 4.51 Üst yüzeyinde gelişmiş ters polariteli yansımalar bulunan akustik sütun yapılarına çalışma alanının doğu kesiminden bir örnek.



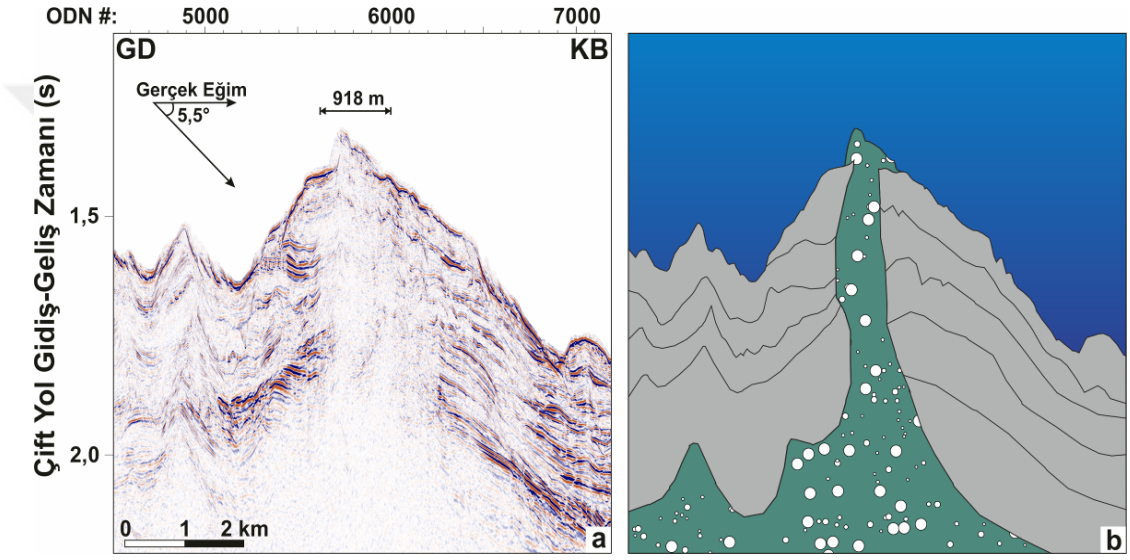
Şekil 4.52 Şekil 4.51' de kırmızı dikdörtgenle belirlenmiş alan için hesaplatılmış karmaşık sismik nitelikler. a) Görünür polarite kesiti, b) yansıma gücü kesiti ve c) anlık frekans kesiti.

4.1.5.3 Çamur Volkanları

Çamur volkanı türü sığ gaz belirteçleri çalışma alanı içerisinde daha ziyade Amasra Kütle Kayma Alanı civarında gözlenmektedir. Bunun dışında çalışma alanının en batı ve en doğu kesiminde de iki ayrı çamur volkanı yapısı gözlenmektedir. Çalışma alanında sekiz ayrı konumda gözlenen bu tipteki sığ gaz belirteçleri bazı geometrik özelliklerine göre farklılık göstermektedir. Buna göre, volkan krateri şekillerine göre çalışma alanında konik (cone-shaped), düz (flat-top) ve çöküntü (collapse) şeklinde olmak üzere üç farklı volkan krateri türü gözlenmiştir. Çamur volkanlarının besleme kanalları (feeder channel) da düşey yönde daralan veya genişleyen besleme kanalı olmak üzere iki ayrı türde ortaya çıkmaktadır.

Volkan krateri konik şekilli olan çamur volkanları, çalışma alanı içerisinde görülen en yaygın çamur volkanı türüdür (Şekil 4.53). Bu tipteki belirteçlerin üst yüzeyleri arızalı bir deniz tabanı morfolojisi sunmayıp, volkan kraterinin deniz tabanından olan yüksekliği değişken olabilmektedir. Örneğin Şekil 4.53' de gösterilen volkan kreteri asimetriktir ve bu asimetriklik kraterin GD kısmının KD kısmına göre daha yüksekte kalmasında ileri gelmektedir. Şekil 4.53 üzerinde gözlenen çamur volkanı, besleme kanalı tipine göre derinlikle genişleyen çamur volkanı özelliği göstermektedir. Volkan krateri konik şekilli olan çamur volkanları,

gerek besleme kanalı daralan gerekse de besleme kanalı genişleyen çamur volkanı özelliği gösterebilmektedir. Ayrıca, bu tipteki çamur volkanları besleme kanalının çeperi boyunca karmaşık bir sismik yansıma karakteristiği sunmaktadır. Stratigrafiyi temsil eden sismik yansıma sınırlarının, çamur volkanının çeperine ulaştıklarında yukarı veya aşağı yönde büküldükleri gözlenmektedir. Konik şekilli çamur volkanlarından sadece bir tanesi besleme kanalından türemiş ancak deniz tabanına kadar ulaşmayan kanat bacası (flank vent) yapısı göstermekte olup (Şekil 4.59), bu durum tür fark etmeksizin diğer çamur volkanlarının hiçbirinde görülmemiştir.

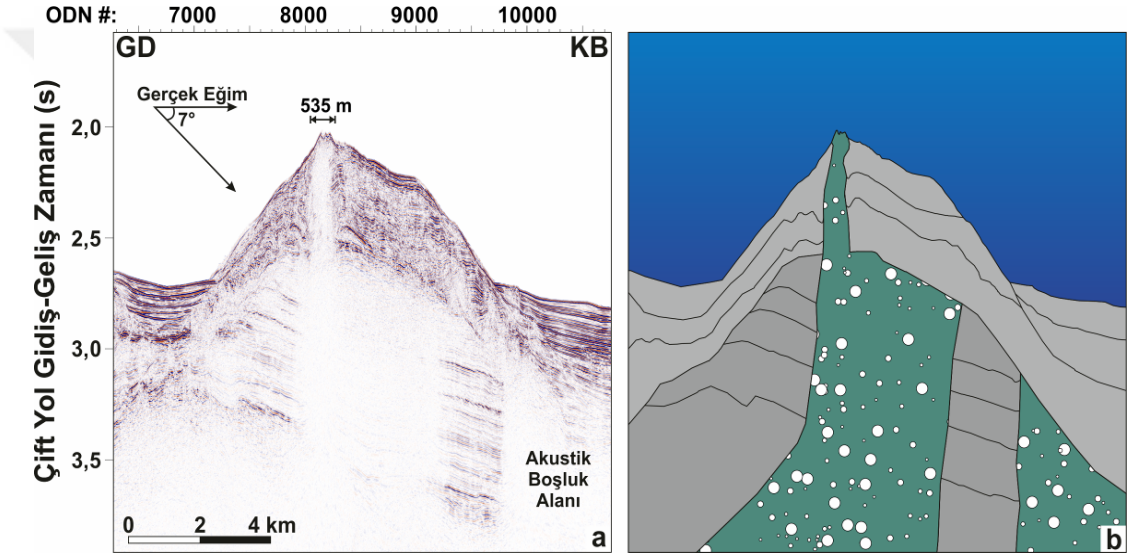


Şekil 4.53 Çalışma alanı içerisinde gözlenen; a) konik şekilli volkan kraterine sahip çamur volkanının sismik kesit üzerindeki görünümü, b) kesitin yorumu.

Çamur volkanlarının gözlendiği alanlarda besleme kanalından türeyen fakat besleme kanalının oluşturduğu çamur volkanından haricen, daha farklı bir konumda oluşmuş ikincil çamur volkanları da gelişebilmektedir ve bu tipteki ikincil çamur volkanlarının oluşturduğu kraterler uydu krater olarak (satellite crater) adlandırılmaktadır. Çalışma alanında bu şekilde oluşmuş ikincil bir çamur volkanı ve buna bağlı olarak gelişebilen uydu krater yapılarına rastlanmamıştır.

Krateri düz şekilli olan çamur volkanları (Şekil 4.54), çalışma alanı içerisinde nadir görülen iki çamur volkanı türünden bir tanesidir. Bu tipteki volkanların kraterleri oldukça engebeli bir deniz tabanı morfolojisi sunmaktadır ve volkan konisinin deniz tabanından olan yüksekliği en az 32 m, en çok 53 m' dir. Düz yüzeyli

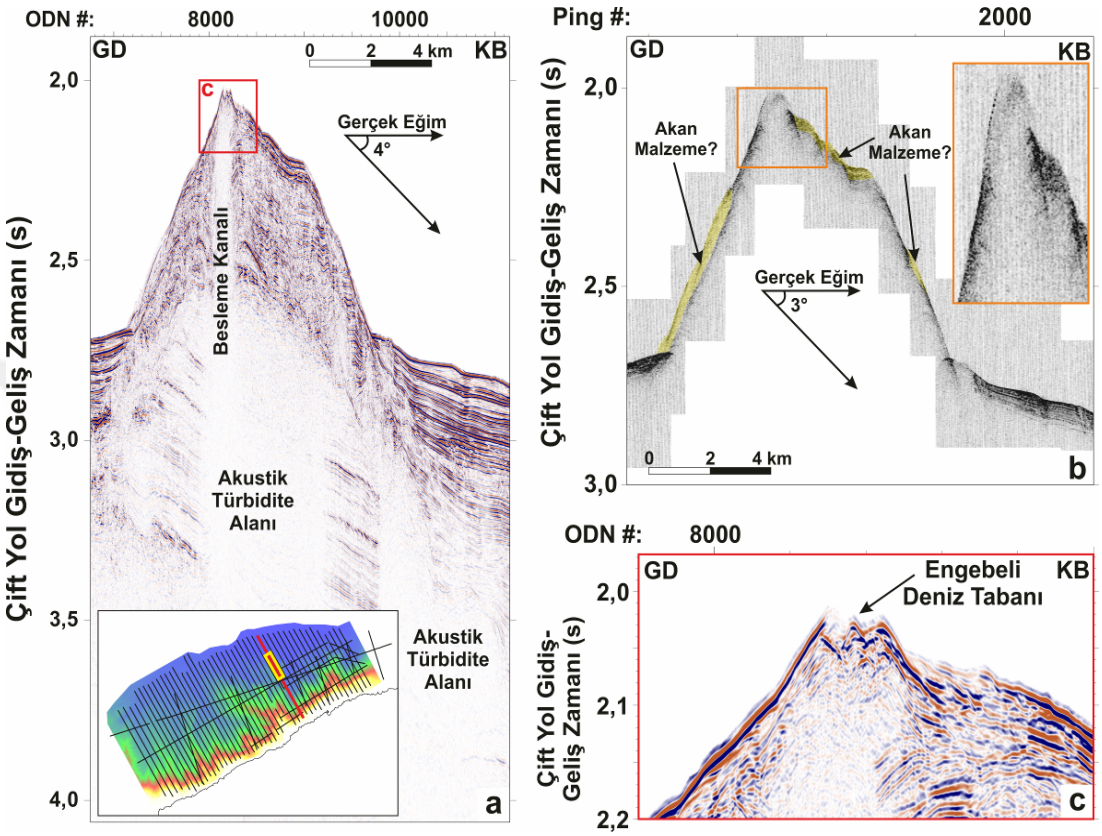
çamur volkanlarının besleme kanalları çalışma alanında derinlikle genişleyen türdedir. Bununla birlikte düz yüzeyli çamur volkanlarından bir tanesi türü fark etmeksizin çalışma alanındaki diğer bütün çamur volkanlarından farklılık göstermekte olup, bu fark çamur volkanının iki farklı besleme kanalından beslenmesi şeklindedir (Şekil 4.59). Besleme kanallarının çeperleri boyunca gözlenen sismik yansıma karakterleri ise bu tipteki çamur volkanlarında yukarı bükülmüş olarak görülmektedir. Şekil 4.54, çalışma alanının doğu kesiminde bulunan ve GD-KB uzanımlı kz10-16 hattı üzerindeki volkan krateri düz bir çamur volkanı yapısını göstermektedir.



Şekil 4.54 Çalışma alanı içerisinde gözlenen; a) düz şekilli volkan kraterine sahip çamur volkanının sismik kesit üzerindeki görünümü, b) kesitin yorumu.

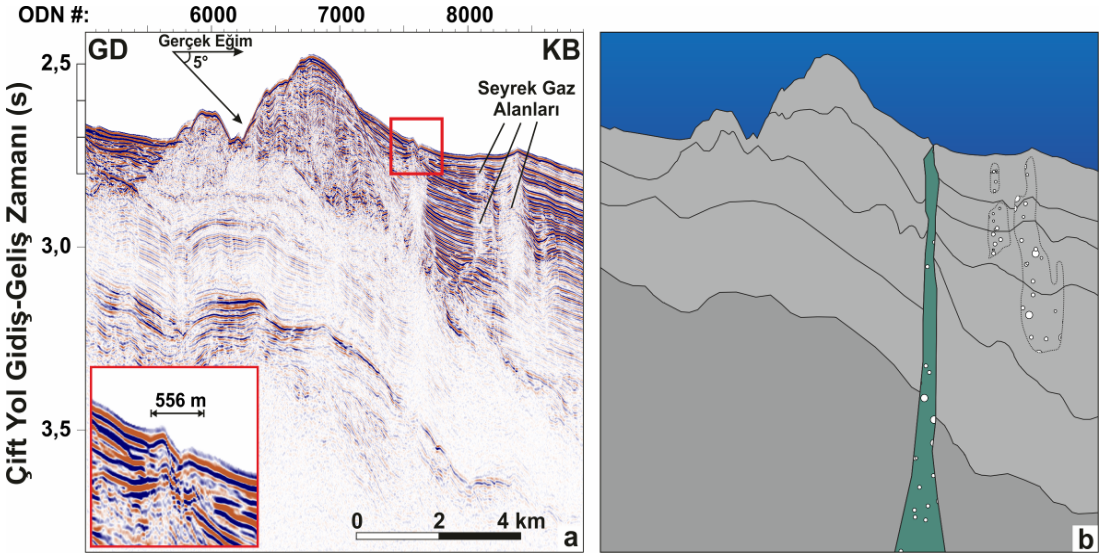
Kıtasal yükselimde bulunan sedimanter bir sırt yapısı üzerinde gelişmiş olan bu çamur volkanı (Şakil 4.54), sismik verilerde bazı karakteristik detaylar sunmaktadır. Şekil 4.55' de gerek sismik, gerekse de Chirp verileri üzerinde incelenen bu çamur volkanının derinlikle genişleyen bir besleme kanalına sahip olduğu ve besleme kanalı civarında akustik boşluk alanlarının geliştiği görülmektedir (Şekil 4.55a). Ayrıca bu yapı üzerinde elde edilmiş Chirp verisi (Şekil 4.55b), volkan konisi civarında çok kalın olmayan karmaşık sedimanter birimlerin bulunduğunu göstermektedir ve bu tipteki istifler Şekil 4.55c' de sarı transparan alanlarla gösterilmektedir. Volkan krateri ile ilgili diğer gözlenen bir durum ise daha önceden de bahsedilen volkan krateri boyunca deniz tabanının engebeli olması durumudur ya da başka bir deyişle

volkan krateri bu çamur volkanı üzerinde arızalı bir deniz tabanı yaratmaktadır. Şekil 4.55a' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen volkan kraterinin yakınlaştırılmış görünümü (Şekil 4.55c) engebeli deniz tabanını açıkça göstermektedir.



Şekil 4.55 Çalışma alanı içerisinde gözlenen; a) volkan krateri düz olan çamur volkanının sismik kesit üzerindeki görünümü, b) aynı yapının Chirp sığ mühendislik sismiği verisi üzerindeki görünümü ve c) (a)' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın yakınlaştırılmış görünümü.

Çöküntü türü çamur volkanına (Şekil 4.56) çalışma alanının en doğusunda rastlanmıştır ve bu tipteki çamur volkanı çalışma alanı genelinde sadece bir tanedir. Çalışma alanının en doğusunda gözlenen bu tipteki çamur volkanı, deniz tabanında çopur (pockmark) yapılarına benzer bir morfoloji yaratmaktadır. Ancak yapının ölçeği çopur yapılarına nazaran daha büyük olup, yapının altında çopur yapılarından farklı olarak besleme kanalı bulunmaktadır. Ayrıca, bu tipteki çamur volkanının krateri, oluşumu itibariyle engebeli bir deniz tabanı topoğrafyası yaratmaktadır.

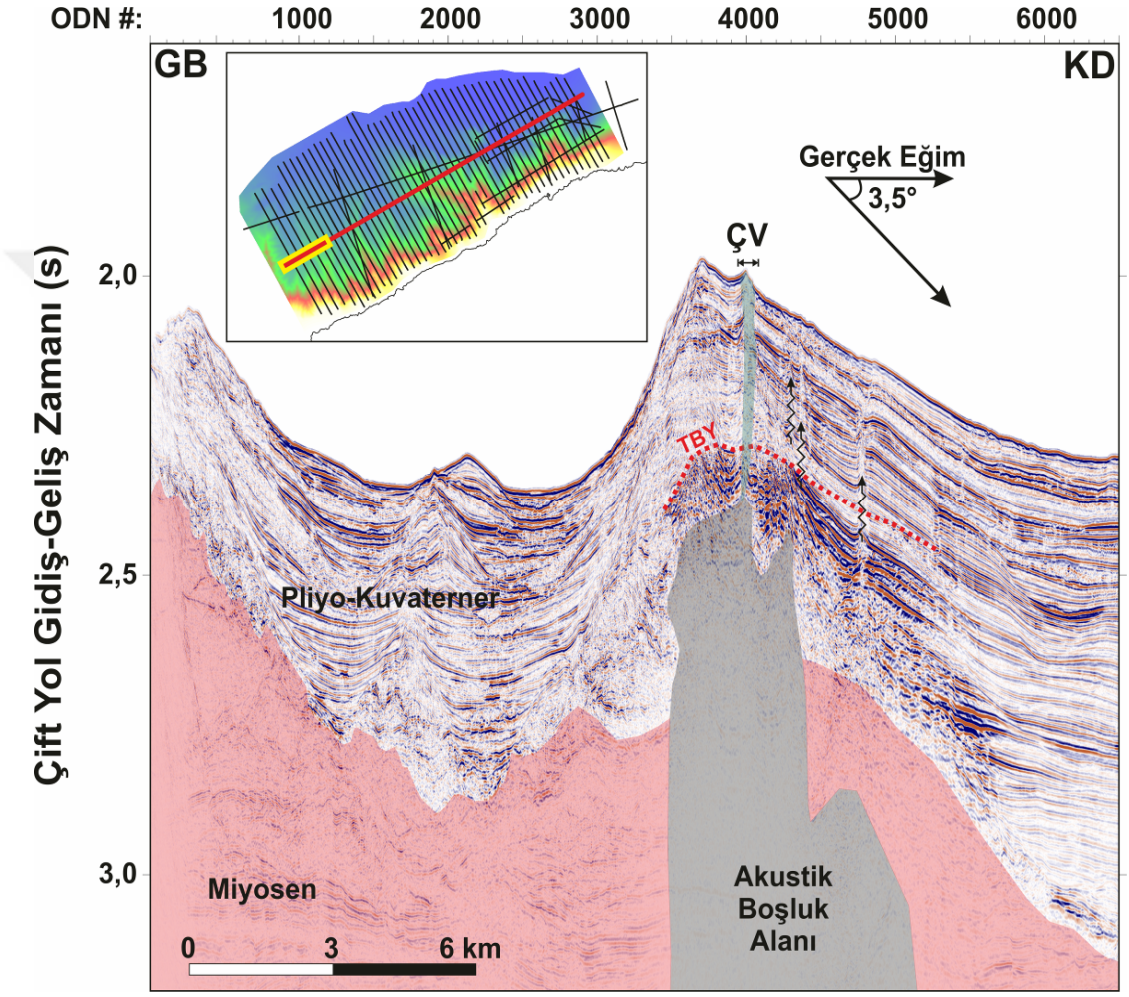


Şekil 4.56 Çalışma alanı içerisinde gözlenen; a) çöküntü türü volkan kraterine sahip çamur volkanının sismik kesit üzerindeki görünümü, b) kesitin yorumu.

Şekil 4.56' da görüleceği gibi çöküntü türü çamur volkanının deniz tabanında yarattığı morfoloji iki ayrı yükselim arasında kalan keskin bir çöküntü şeklindedir. Bu çöküntünün en derin noktası ile krater etrafında oluşmuş yükseltiler arası fark 22 m' dir. Bu tipteki çamur volkanının besleme kanalı ise derinlikle genişleyen türde olmasına karşılık genişleme miktarı çalışma alanında derinlikle genişleyen besleme kanalına sahip diğer çamur volkanlarına nazaran daha azdır. Bununla birlikte, çöküntü türü çamur volkanı civarında da diğer çamur volkanlarında olduğu gibi kanat bacası veya uydu krater oluşumu gözlenmemiştir.

Çalışma alanında gözlenen çamur volkanlarının tamamı gaz hidrat belirteçlerini ve gaz hidrat kararlılık zonunu keserek deniz tabanına ulaşmaktadır. Şekil 4.57 GB-KD uzanımlı kz10-x02 hattının GD kesimini göstermektedir ve kesitte akustik boşluk alanından yükselerek önce süreksiz-TBY' leri sonra da gaz hidrat kararlılık zonunu keserek deniz tabanına ulaşan çamur volkanı (gri transparan alan) görülmektedir. Ayrıca Şekil 4.57' de gösterilen bu çamur volkanının besleme kanalının deniz tabanına doğru genişlediği ve deniz tabanı topoğrafyasını değiştirdiği açıkça görülmektedir.

Tez kapsamında çalışma alanında gözlenen çamur volkanı türündeki sığ gaz belirteçleri isimlendirilmiş olup, bu yapıların isimleri ile birlikte konumları Şekil 4.58' de ve bu yapıların koordinat ve özellikleri Tablo 4.1' de verilmiştir. Çoğunluğu kıtasal yamaç civarında bulunan çamur volkanlarından sadece iki tanesi kıtasal yükselim bölgesinde yer almaktadır.

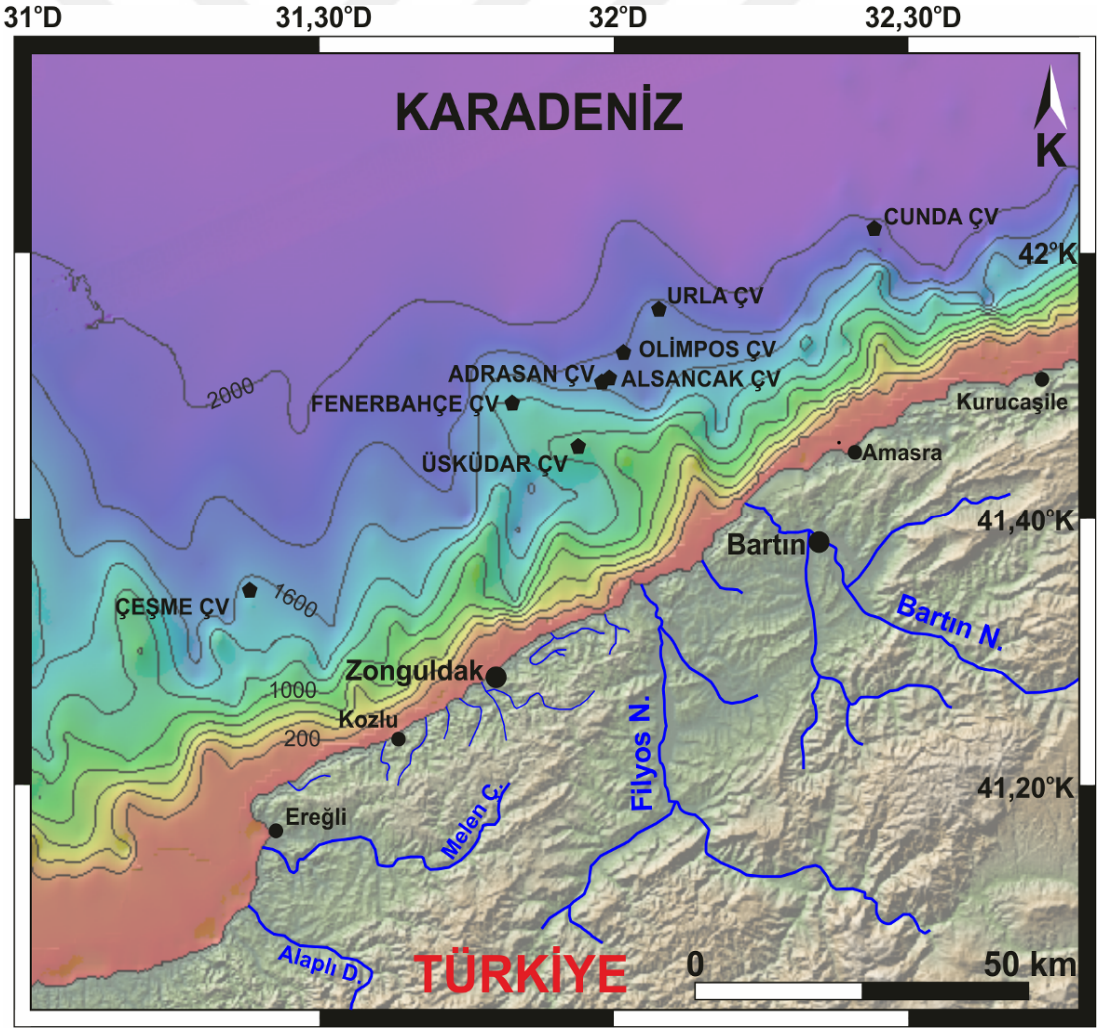


Şekil 4.57 Çalışma alanındaki çamur volkanlarının gaz hidrat belirteçleri ve gaz hidrat kararlılık zonunu keserek deniz tabanına ulaşmasını gösteren örnek sismik veri.

Çamur volkanı türü sığ gaz belirteçlerinin gözlendiği alanlar için hesaplatılan karmaşık sismik nitelikler, yansıma genliği içermeyen ve gaz bacalarına nazaran göreceli olarak geniş olan bu düşey anomali alanları boyunca bazı belirgin anomaliler göstermiştir (Şekil 4.59). Buna göre, çamur volkanı belirteci niteliğindeki alanlar yansıma gücü kesitlerinde yansıma genliği içeremeyen alanlar şeklinde

belirmektedir (Şekil 4.59c). Ayrıca bu alanlar anlık frekans kesitlerinde (Şekil 4.59d) düşük frekans alanları olarak görülmektedir.

Öte yandan bu tipteki yapıların iç yapıları saçılmış genlikleri de barındırdığından akustik boşluk alanları kadar temiz bir anlık frekans kesiti elde etmek her zaman mümkün olamamaktadır. Ayrıca çamur volkanı tipindeki sığ gaz belirteçleri kendi iç yapıları boyunca deniz tabanına göre belirli bir polarite anomalisi vermemekte olup (Şekil 4.59b), bu yapıların kestiği litolojik sınırlar içerisinde deniz tabanına göre ters polariteli yansımalar gözlenmiştir. Çalışma alanı genelinde gözlenen bu tipteki sığ gaz belirteçleri hemen hemen her çamur volkanı için derinlikle Kretase üst yüzeyine kadar ulaşmaktadır.



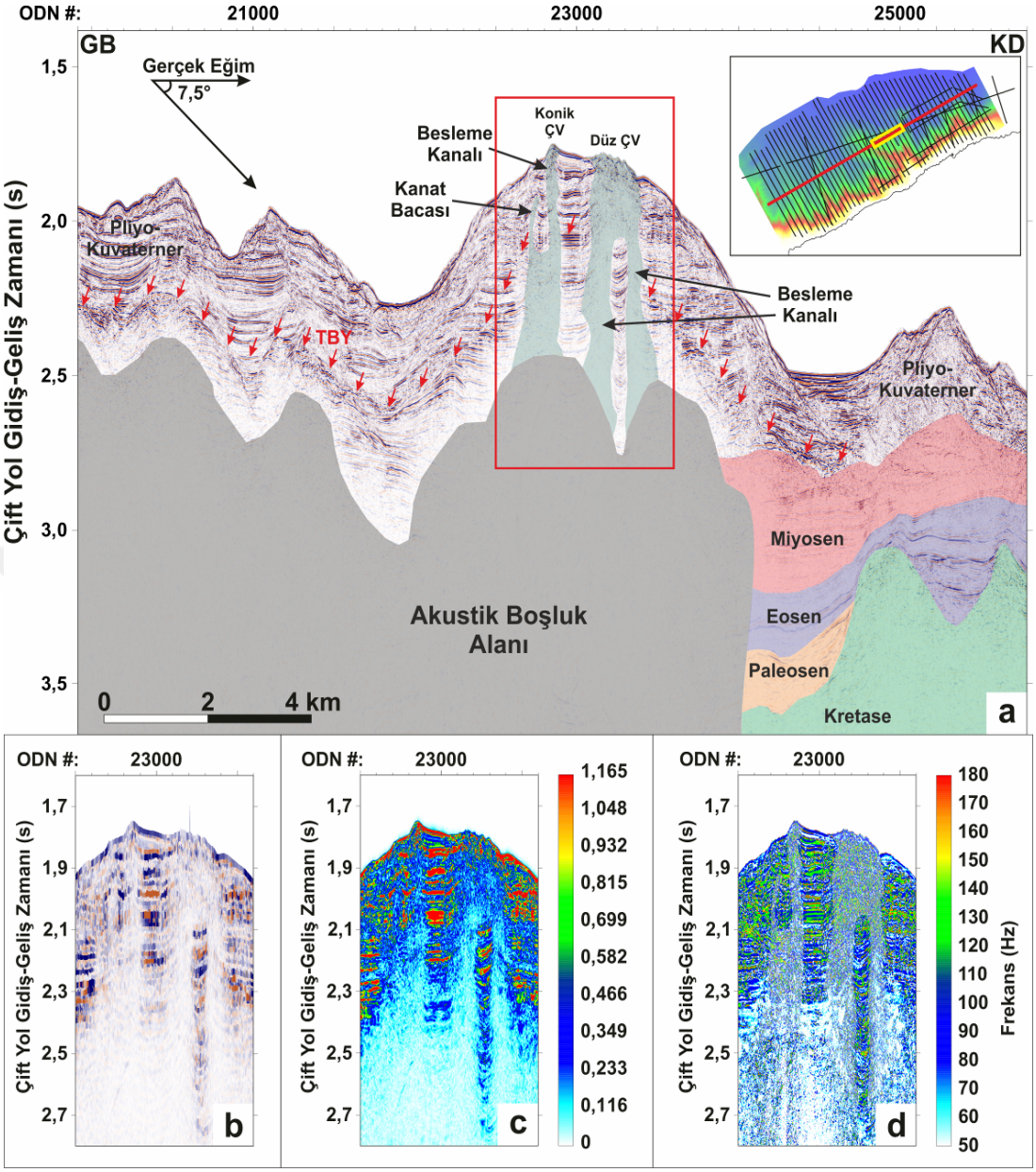
Şekil 4.58 Çalışma alanı genelinde çamur volkanlarının dağılımı ve çamur volkanlarına verilen isimler.

Tablo 4.1 Çalışma alanında gözlenen çamur volkanlarının konum bilgileri ile geometrik özellikleri gibi bilgileri içeren tablo.

Çamur Volkanı Adı	Krater Şekli	Krater Genişliği (m)	Krater Yüksekliği (m)	Besleme Kanalı Şekli
ÇEŞME	Konik	238	25	Derinlikle Daralan
FENERBAHÇE	Konik	455	30	Derinlikle Daralan
ÜSKÜDAR	Konik	918	63	Derinlikle Genişleyen
ALSANCAK	Konik	293	29	Derinlikle Daralan
ADRASAN	Düz	1028	32	Derinlikle Genişleyen
OLİMPOS	Konik	281	11	Derinlikle Daralan
URLA	Düz	535	53	Derinlikle Genişleyen
CUNDA	Çöküntü	556	-22	Derinlikle Daralan

Şekil 4.59 kz10-x02 hattının Amasra Kütle Kayma Alanına karşılık gelen kısmını göstermektedir ve kesit üzerinde akustik boşluk alanından deniz tabanına doğru yükselen iki ayrı çamur volkanı gözükmektedir. Çamur volkanlarından daha KD' da olan volkan, iki ayrı besleme kanalıyla beslenmektedir ve bu durum bu çamur volkanı yapısını çalışma alanı içerisinde kendine özgü kılmaktadır.

Şekil 4.59a' da dikdörtgenle gösterilen çamur volkanı alanında hesaplatılan karmaşık sismik nitelikler, görünür polarite kesitlerinde çamur volkanının kestiği litolojilerden bazılarında ters polariteli yansımalar göstermektedir (Şekil 4.59b). Şekil 4.59c' de görüldüğü gibi çamur volkanlarının besleme kanalları zarf kesitlerinde düşük yansıma gücü sunmaktadır ve bu düşük yansıma gücü derinlikle artan bir eğilim göstermektedir. Yansıma gücü kesiti çamur volkanının deniz tabanına yakın olan sığ derinliklerinde ise bir miktar karmaşık yansıma genliklerine bağlı olarak gelişmiş ve düşük genlikli yansıma gücü anomalileri sunmaktadır.

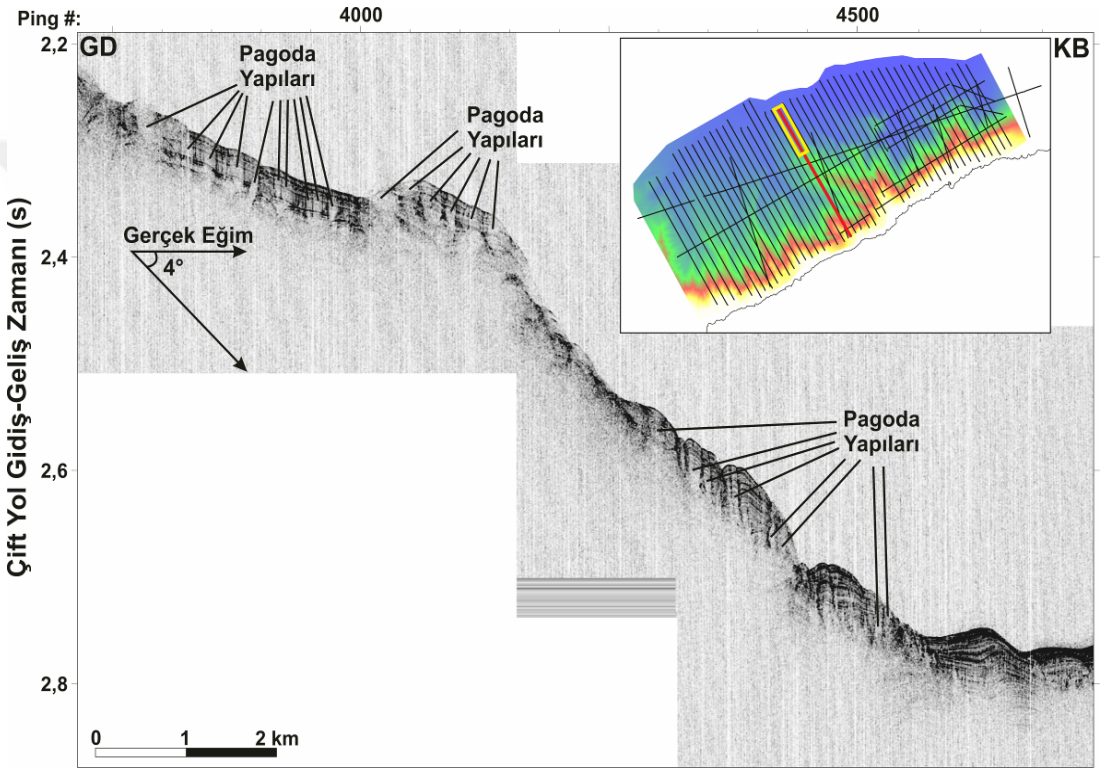


Şekil 4.59 Çamur volkanı yapıları üzerinde hesaplatışmış karmaşık sismik nitelikler. a) genlik kesiti, b) (a)' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın görünür polarite kesiti, c) (a)' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın zarf kesiti, d) (a)' da kırmızı dikdörtgenle gösterilen alanın anlık frekans kesiti.

Öte yandan, bu çamur volkanlarının içi saçılmış bir frekans alanı olarak görülmektedir ve düşük frekans alanı besleme kanalları boyunca görülememektedir. Besleme kanallarının yerlerinin anlaşılabilmesi için kanallar kesit üzerinde beyaz transparan alanla gösterilmiştir. Sonuç olarak çalışma alanındaki çamur volkanları için hesaplatılan karmaşık sismik niteliklerden anlık frekans kesitlerinin ayırt edici bir özellik sunmadığını söylemek yanlış olmaz.

4.1.5.4 Pagoda Türü Sığ Gaz Belirteçleri

Pagoda türü sığ gaz belirteçleri sadece çok yüksek ayrımlı Chirp sığ mühendislik sismiği verilerinde gözlenebilen yapılar olup, bu yapıları çalışma alanı genelinde Chirp verilerinin toplanabildiği profiller boyunca yaygın olarak gözlenmiştir. Pagoda yapıları (Şekil 4.60) çalışma alanı içerisinde kıtasal yamaç, kıtasal yükselim ve nadiren de derin basende gözlenmektedir.



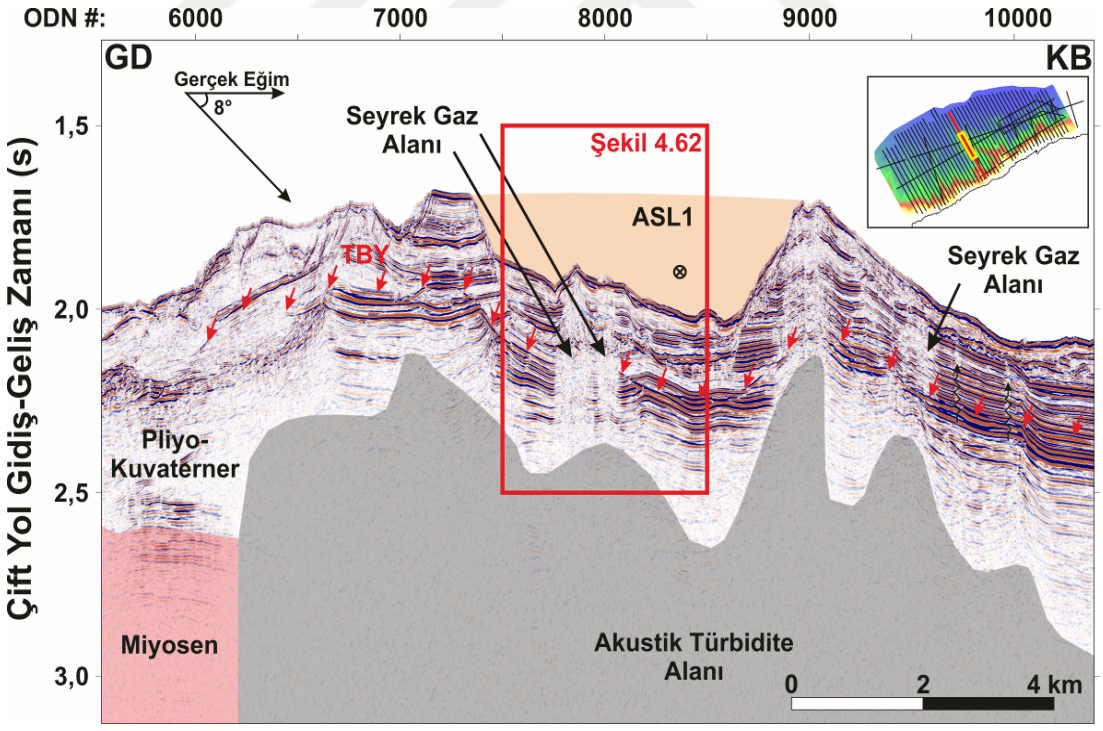
Şekil 4.60 Amasra Kütle Kayma Alanı' nda gözlenen pagoda yapıları.

Özellikle Amasra Kütle Kayma Alanı içerisinde yoğunlaşan bu tipteki yapılar (Şekil 4.45), deniz tabanından itibaren 35 - 40 m derinliklere ulaşan düşey yapılar halinde gözlenmektedir. Şekil 4.60 Amasra Kütle Kayma Alanı üzerinden geçen kz10-27 Chirp profilinin kıtasal yamaç kesimini göstermektedir. Hat üzerinde ve çalışma alanı genelinde pagoda yapıları yanal yönde basık ve oval şekilli transparan/yarı transparan düşey yapılar şeklinde görülmektedir. Yanal yönde birbirine çok yakın mesafelerde gözlenen bu tipteki yapılar çalışma alanından 500 m' yi geçmeyen genişlikler sunmaktadır. Chirp verileri zarf kesiti olarak toplandığından

dolayı bu veri tipi üzerinde genlik bilgisi bulunmamaktadır. Ayrıca yöntemin doğası gereği zarf kesiti hesaplatılırken negatif genlikler ortadan kalktığı için bu tipteki verilerde gözlenen anomalilerde göreceli genlik polaritelerinin kıyası da mümkün olamamıştır. Dolayısıyla pagoda yapıları için karmaşık sismik nitelik analizi yapılamamıştır.

4.1.5.5 Seyrek Gaz Türü Sığ Gaz Belirteçleri

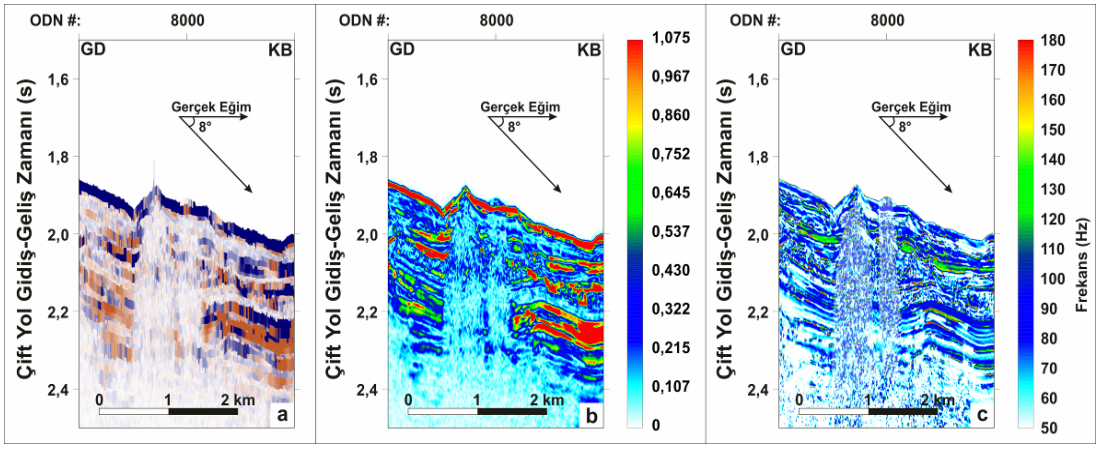
Seyrek gaz alanları çalışma alanında nadir görülen sığ gaz anomalilerindendir. Bu tipteki sığ gaz belirteçleri daha ziyade gaz bacası, akustik türbidite veya çamur volkanı gibi diğer sığ gaz belirteçlerinin bulunduğu kesimlere yakın olarak gözlenmektedir. Şekil 4.61' da bu durum seyrek gaz alanlarının akustik türbidite türü sığ gaz belirteçlerinin veya gaz hidrat belirteçlerinin hemen üzerinde yer alması şeklinde gözlenmektedir.



Şekil 4.61 kz10-27 hattı üzerinde gözlenen seyrek gaz alanları. ASL1 kayması altında gözlenen seyrek gaz alanları akustik türbidite türü sığ gaz belirtecinin üzerinde bulunan ve şekil itibariyle gaz bacasına benzeyen türdedir. Sismik kesitin KB kesiminde yer alan seyrek gaz alanı ise şekli itibariyle gelişigüzel bir geometriye sahip olup, TBY (kırmızı ok) üzerinde yer almaktadır.

Seyrek gaz alanları sismik verilerde gelişigüzel genliksiz veya genliği aşırı sönümlenmiş alanlar olarak gözlenmektedir (Şekil 4.61). Bazı durumlarda bu tipteki yapılar sismik profil yönündeki geometrileri itibariyle gaz bacalarını da andırmakta olup, genelde bu benzerlik seyrek gaz alanlarının gaz bacalarına nazaran daha geniş alanları kaplaması gibi ayırt edici bir özellik sunmaktadır. Şekil 4.61, gerek ASL1 kayması boyunca gaz bacalarına benzeyen seyrek gaz alanlarını, gerekse de ASL1 kaymasının kuzeybatısına doğru gelişigüzel bir geometriye sahip seyrek gaz alanlarını göstermektedir.

Seyrek gaz alanlarında hesaplatılan karmaşık sismik nitelikler, bu tipteki anomali alanlarında bazı nitelik karakteristikleri sunmuştur. Buna göre, zarf kesitlerinde seyrek gaz alanları düşük yansıma gücü özelliği sunmuştur (Şekil 4.62b). Şekil 4.62b' de görülen ve gaz bacasına benzeyen seyrek gaz alanları deniz tabanına kadar ulaşmaktadır ve GD tarafındaki seyrek gaz alanı deniz tabanında yer yer çok düşük yansıma gücü göstermektedir. Ayrıca bu yapıların kestiği stratigrafik birimler boyunca yapılara dik yönlü gelişen çok yüksek yansıma gücüne sahip ara yüzeyler de görülebilmektedir (Şekil 4.62b).



Şekil 4.62 kz10-27 hattı üzerinde gözlenen (Şekil 4.61 üzerinde gösterilen kırmızı dikdörtgen) seyrek gaz alanları için hesaplatılmış; a) görünür polarite, b) yansıma gücü ve c) anlık frekans kesiti.

Anlık frekans kesitleri ise bu tipteki anomaliler boyunca saçılmış veya düşük frekans alanları şeklinde anomaliler üretmektedir (Şekil 4.62c). Görünür polarite kesitleri bu yapıların gözlendiği alanlar içerisinde herhangi bir polarite terslenmesi göstermemekte olup (Şekil 4.62a), bu yapıların kestiği stratigrafik birimler boyunca

deniz tabanına göre ters polariteli alanlar görülmektedir. Bu ters polariteli yansımalar aynı zamanda yansıma gücü kesitlerinde seyrek gaz alanlarına dik gelişen yüksek yansıma gücüne sahip stratigrafik seviyelere denk gelmektedir.

4.2 Jeolojik Bulgular

Jeolojik bulgular jeoteknik ve jeokimyasal bulgular olmak üzere iki ayrı başlıkta anlatılacaktır. Jeoteknik bulgular sığ tortul örneklerinin alındığı beş farklı istasyonun üçünden elde edilen ve azami penetrasyonu 62 cm olan "box core" örneklemesi verilerine dayandırılmaktadır. Jeokimyasal bulgular ise beş farklı istasyondan elde edilen tortul örneklerine uygulanan gaz analizlerinin sonuçlarını ve toplam organik madde ile toplam organik karbon değerlerini içermektedir.

4.2.1 Jeoteknik Bulgular

Tortul örneklerine uygulanan elek analizleri neticesinde ilk 0,5 m ' lik tortul kolonunun baskın olarak silt ve daha düşük oranlarda kum ile kil içerdiği görülmüştür. (Şekil 4.63, Şekil 4.64 ve Şekil 4.65). Örneklerin tamamında silt oranı % 90 - 94 arasında, kum oranı % 4 - 6 arasında ve kil oranı % 3 - 4 arasında değişim göstermektedir. $CaCO_3$ yüzdelerinin hesaplanması için analize tabi tutulmak üzere ayrıca numuneler ayrılmıştır. Bu numunelerdeki $CaCO_3$ yüzdeleri (Şekil 4.63, Şekil 4.64 ve Şekil 4.65) tortul içeriğinden ayrı olarak analize tabi tutulan numune ağırlığındaki $CaCO_3$ ağırlığının (g/mg) saptanmasına dayanmaktadır.

Jeoteknik analizlere tabi tutulan karotlar genellik koyu renkte ve yoğun koku içermektedir. Analizler süresince tortul örneklerinin ıslak tortul, kuru tortul ağırlıkları ve içerdiği su ağırlığı etüv öncesi ile etüv sonrası ağırlık ölçümlerinden elde edilmiştir (Tablo 4.2, Tablo 4.3 ve Tablo 4.4). Bu ölçümlerden faydalanılarak her 5 cm' lik analize tabi tutulan tortul için gözenek hesaplaması Ağırlık ve Hacim yöntemi (Weight and Volume Method) kullanılarak yapılmıştır (Boyce, 1973).

Karotların gözenek hacminin hesaplanması için aşağıdaki denklem kullanılmış olup, tortul gözenek suyu tuzluluğu düzeltmesi Hamilton, (1971)' e göre ve Karadeniz' de açılmış DSDP kuyularının aynı derinliklere karşılık gelen tuzluluk değeri (‰ 3) kullanılarak hesaplanmıştır. Bu değer Karadeniz sığ tortulları için DSDP kuyularından elde edilen gözenek suyu tuzluluğu kullanılarak hesaplanmıştır. Yöntemin uygulanmasındaki tek handikap analize tabi tutulan ıslak tortul hacminin rakamsal kesinliğinin olmamasıdır. Bu değer analiz için 5' er cm hazırlanan 5 cm çapındaki tortul numunelerinden 25 cm^3 olarak hesaplanmış ve sabit kabul edilmiştir.

$$n=\frac{(Ww-(W_d+salt)}{V_w}\times 100 \qquad (4.1)$$

n : Gözenek (%)

W_w : Islak Tortul Ağırlığı (gr)

W_d : Kuru Tortul Ağırlığı (gr)

V_W : Analize Tabi Tutulan Islak Tortul Hacmi (cm^3)

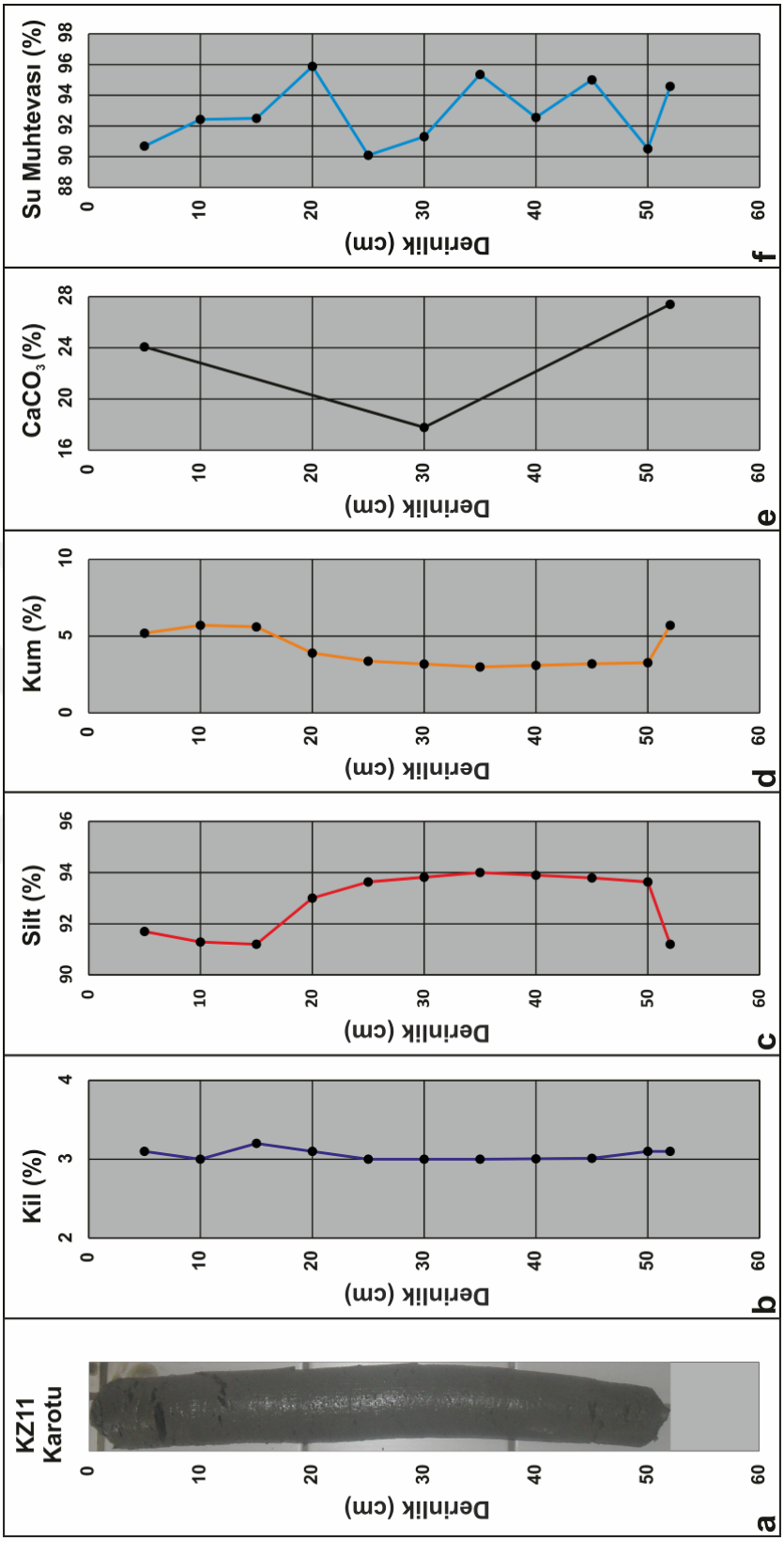
salt : Gözenek suyu tuzlululuğu (‰)

Jeolojik örneklerden KZ11 istasyonundan elde edilen örnek incelenecek olursa (Şekil 4.63), artan derinlikle kil oranının %3 civarında salınım gösterdiği, silt oranının ilk 15 cm ' de az bir miktar azalış göstererek daha sonrasında 35 cm' ye kadar artmaya başladığı ve 35 cm' den itibaren tekrar azalmaya başladığı ve bu azalışın 50 cm' den itibaren keskinleştiği, kum oranının ise ilk 15 cm' de bir miktar arttığı ve daha sonrasında 50 cm' ye kadar azalış gösterdiği, 50 cm' den sonra ise tekrar artışa döndüğü görülmektedir. $CaCO_3$ oranı ise 5 ila 30 cm arasında azalış göstermekte ve 30 cm' den sonra tekrar artışa dönmektedir. Islak tortulların su muhtevası oranı KZ11 örneğinde incelendiğinde oldukça değişken bir düşey profil çıkmaktadır. Buna göre, ilk 20 cm boyunca artış, 20 cm' den sonra keskin bir azalış ve sonrasında %93 etrafında salınım gösterecek şekilde küçük miktarlarda azalış ve artış göstermektedir. 20 cm' den itibaren keskin azalışın gözlendiği aralıkta silt

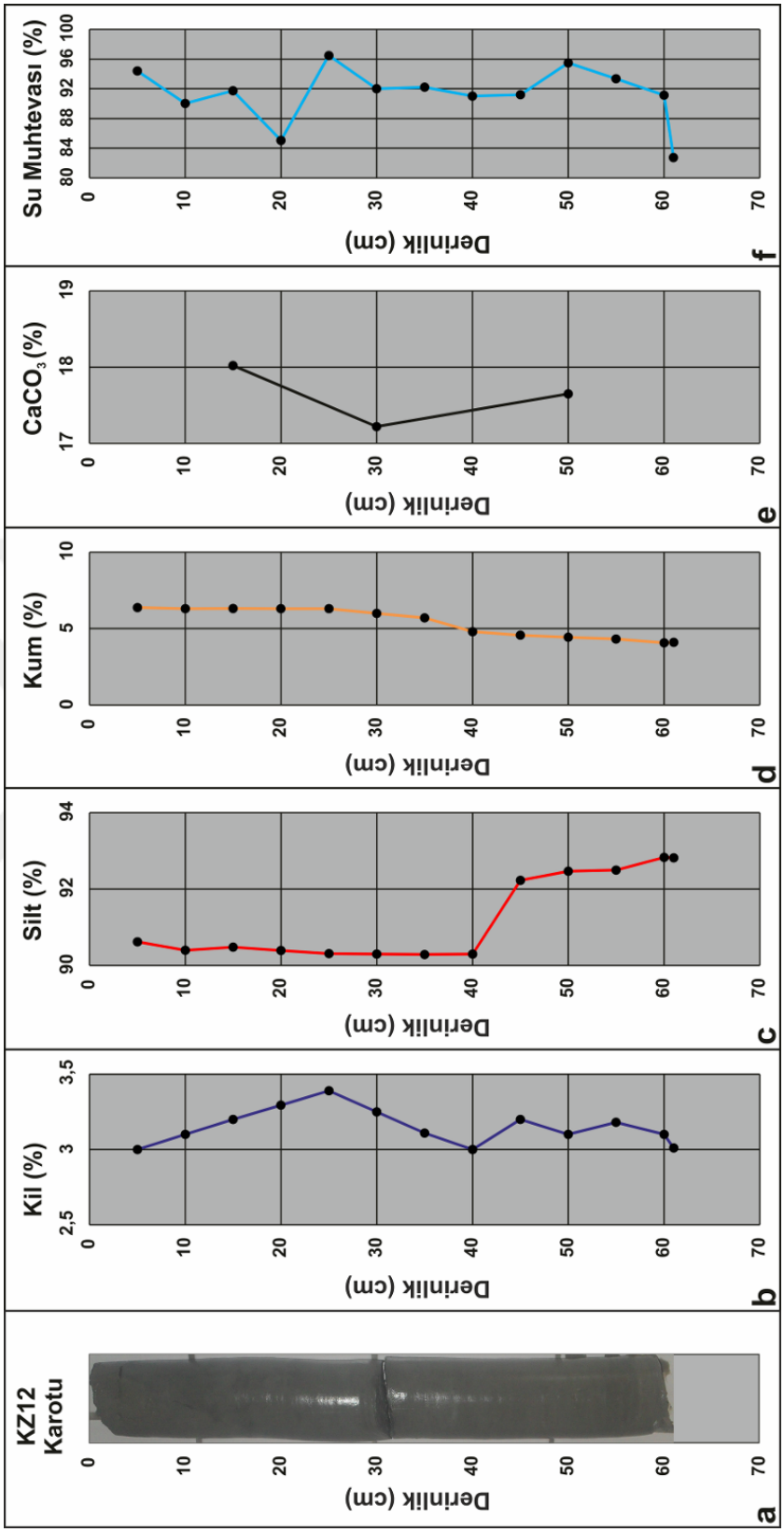
haricindeki bütün diğer tortul içerikleri ($CaCO_3$ dahil) azalış eğilimi sergilemekte ve silt ise artış göstermektedir.

KZ12 istasyonundan alınan örnekte kil oranı ilk 25 cm boyunca yüzdece artış ve sonrasında genel olarak azalış eğilimi göstermektedir. Buna karşılık 40 - 45 cm aralığında genel azalış eğiliminin aksine küçük bir miktar artış da görülmektedir. Silt oranı ilk 40 cm boyunca az bir miktar azalma, 40 - 45 cm aralığında keskin bir artış ve devamında daha yumuşak bir artışla devamlılık göstermektedir. Bu istasyonda kum oranı az bir miktar olsa da sığ tortul kolonu boyunca sürekli azalan bir profil sergilemektedir. $CaCO_3$ oranı KZ11 istasyonuna benzer olarak 15 ila 30 cm arasında yüzdece azalış ve sonrasında artış sergilemektedir. Su muhtevası bu istasyonda ilk 20 cm' de azalış, 20 - 25 cm aralığında keskin bir artış ve devamında 60 cm' ye kadar % 92 civarında salınım göstermektedir. Ayrıca su muhtevası 60 cm' de ani bir düşüş göstermektedir. Bu istasyonda ise su oranının düşüş gösterdiği lk 20 cm' lik kesimde kil hariç diğer bütün tortullar azalış göstermekte ve kil artış göstermektedir.

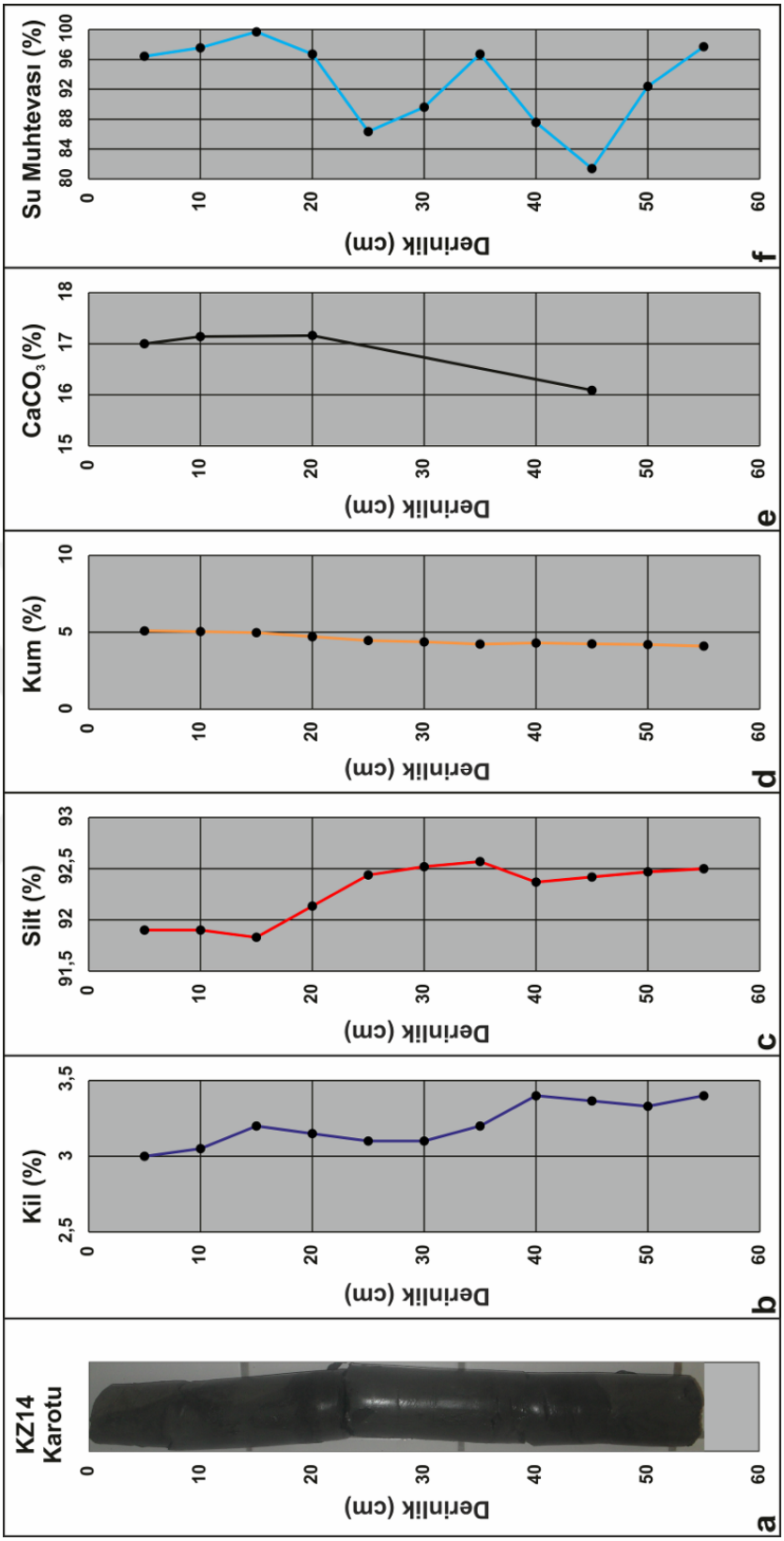
KZ14 istasyonundan alınan örnekte kil oranı ilk 15 cm boyunca yüzdece artış, 15 - 30 cm aralığında az bir miktar azalış ve devamında genel olarak artış göstermektedir. Kilin artış gösterdiği ilk 15 cm' lik tortul kolonu boyunca silt oranı azalış eğilimi göstermektedir. Bu derinlikten sonra genel olarak artış eğilimindedir. KZ12 istasyonuna benzer olarak kum oranı derinlikle azalmaktadır. Diğer istasyonların aksine $CaCO_3$ oranı ilk 20 cm' lik derinlikte az bir miktar artış ve sonrasında azalış göstermektedir. Su muhtevası bu istasyonda tortul kolonu boyunca keskin artış ve azalışlar göstermektedir. İlk 15 cm' de bir miktar artış gösteren su muhtevası 15 - 25 cm arasında keskin bir azalış, 25 - 35 cm arasında keskin bir artış, 35 - 45 cm arasında keskin bir azalış ve 45 cm' den itibaren keskin bir artış göstermektedir. Su muhtevasının keskin ilk düşüş gösterdiği 15 - 25 cm aralığında KZ11 istasyonuna benzer olarak diğer bütün tortullar haricinde silt oranı artışa geçmektedir.



Şekil 4.63 KZ11 istasyonundan alınan; a) karot örneğinin görünümü, b) kil yüzdesinin derinlikle değişimi, c) silt yüzdesinin derinlikle değişimi, d) kum yüzdesinin derinlikle değişimi, e) $CaCO_3$ yüzdesinin derinlikle değişimi ve f) su muhtevasının derinlikle değişimi.



Şekil 4.64 KZ12 istasyonundan alınan; a) karot örneğinin görünümü, b) kil yüzdesinin derinlikle değişimi, c) silt yüzdesinin derinlikle değişimi, d) kum yüzdesinin derinlikle değişimi, e) $CaCO_3$ yüzdesinin derinlikle değişimi ve f) su muhtevasının derinlikle değişimi.



Şekil 4.65 KZ14 istasyonundan alınan; a) karot örneğinin görünümü, b) kil yüzdesinin derinlikle değişimi, c) silt yüzdesinin derinlikle değişimi, d) kum yüzdesinin derinlikle değişimi, e) $CaCO_3$ yüzdesinin derinlikle değişimi ve f) su muhtevasının derinlikle değişimi.

Tablo 4.2 KZ11 istasyonu için jeoteknik analizlerden elde edilen yaş tortul ağırlığı, su ağırlığı, kuru tortul ağırlığı ve Ağırlık Hacim yöntemiyle hesaplanmış gözeneklilik yüzdeleri.

Derinlik (cm)	Yaş Ağırlık (gr)	Su Ağırlığı (gr)	Kuru Ağırlık (gr)	Porozite (%)
0-5	7,27	3,455	3,81	13,82
5-10	6,85	3,29	3,56	13,16
10-15	11,03	5,3	5,73	21,20
15-20	7,13	3,49	3,64	13,96
20-25	8,25	3,91	4,34	15,64
30-35	4,20	2,05	2,15	8,20
35-40	8,80	4,23	4,57	16,92
40-45	14,04	6,84	7,20	27,36
45-50	7,03	3,34	3,69	13,36
50-52	3,23	1,57	1,66	15,70

Tablo 4.3 KZ12 istasyonu için jeoteknik analizlerden elde edilen yaş tortul ağırlığı, su ağırlığı, kuru tortul ağırlığı ve Ağırlık Hacim yöntemiyle hesaplanmış gözeneklilik yüzdeleri.

Derinlik (cm)	Yaş Ağırlık (gr)	Su Ağırlığı (gr)	Kuru Ağırlık (gr)	Porozite (%)
0-5	7,66	3,72	3,94	14,88
5-10	11,44	5,42	6,02	21,68
10-15	6,50	3,11	3,39	12,44
15-20	9,11	4,185	4,92	16,74
20-25	6,72	3,3	3,42	13,20
25-30	4,57	2,19	2,38	8,76
30-35	8,65	4,15	4,50	16,60
35-40	7,66	3,65	4,01	14,60
40-45	5,43	2,59	2,84	10,36
45-50	9,11	4,449	4,66	17,80
50-55	10,75	5,19	5,56	20,76
55-60	12,52	5,97	6,55	23,88
60-61	5,08	2,3	2,78	46,00

Tablo 4.4 KZ14 istasyonu için jeoteknik analizlerden elde edilen yaş tortul ağırlığı, su ağırlığı, kuru tortul ağırlığı ve Ağırlık Hacim yöntemiyle hesaplanmış gözeneklilk yüzdeleri.

Derinlik (cm)	Yaş Ağırlık (gr)	Su Ağırlığı (gr)	Kuru Ağırlık (gr)	Porozite (%)
0-5	6,56	3,22	3,34	12,88
5-10	11,36	5,61	5,75	22,44
10-15	13,22	6,6	6,62	26,40
15-20	9,56	4,7	4,86	18,80
20-25	9,13	4,23	4,90	16,92
25-30	8,02	3,79	4,23	15,16
30-35	10,23	5,03	5,20	20,12
35-40	9,81	4,58	5,23	18,32
40-45	9,36	4,2	5,16	16,80
45-50	13,41	6,44	6,97	25,76
50-55	6,94	3,43	3,51	13,72

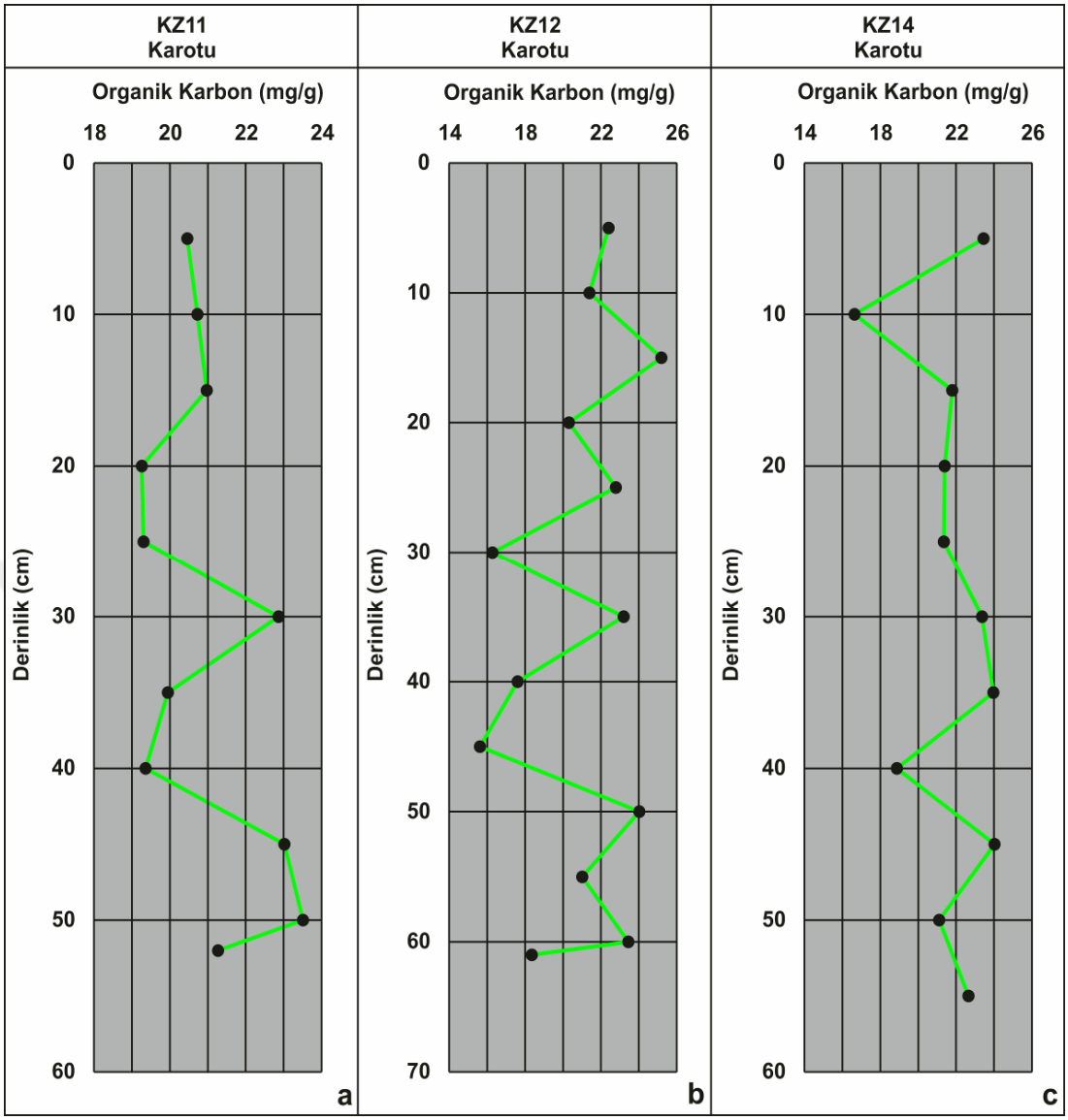
4.2.2 Jeokimyasal Bulgular

Jeokimyasal bulgular tortul örneklerine uygulanan toplam organik materyal (total organic material) ve toplam organik karbon (total organic carbon) analizleri ile gaz analizlerini kapsamaktadır. Toplam organik madde (TOM) ve toplam organik karbon (TOK) analizlerinin gerçekleştirilmesi için Spektrofotometri yöntemi uygulanmıştır ve analizler jeoteknik analizlerde olduğu gibi tortul kolonuna her 5 cm' de bir uygulanmıştır. Gaz analizlerinin gerçekleştirilmesi için jeolojik örnekleme sırasında ayrıca alınıp penisilin şişesi içerisinde ve soğuk zincirde bekletilen suya doygun çamur örneklerine "Head Space" gaz kromatografi tekniği kullanılmıştır.

4.2.2.1 Toplam Organik Madde ve Toplam Organik Karbon Bulguları

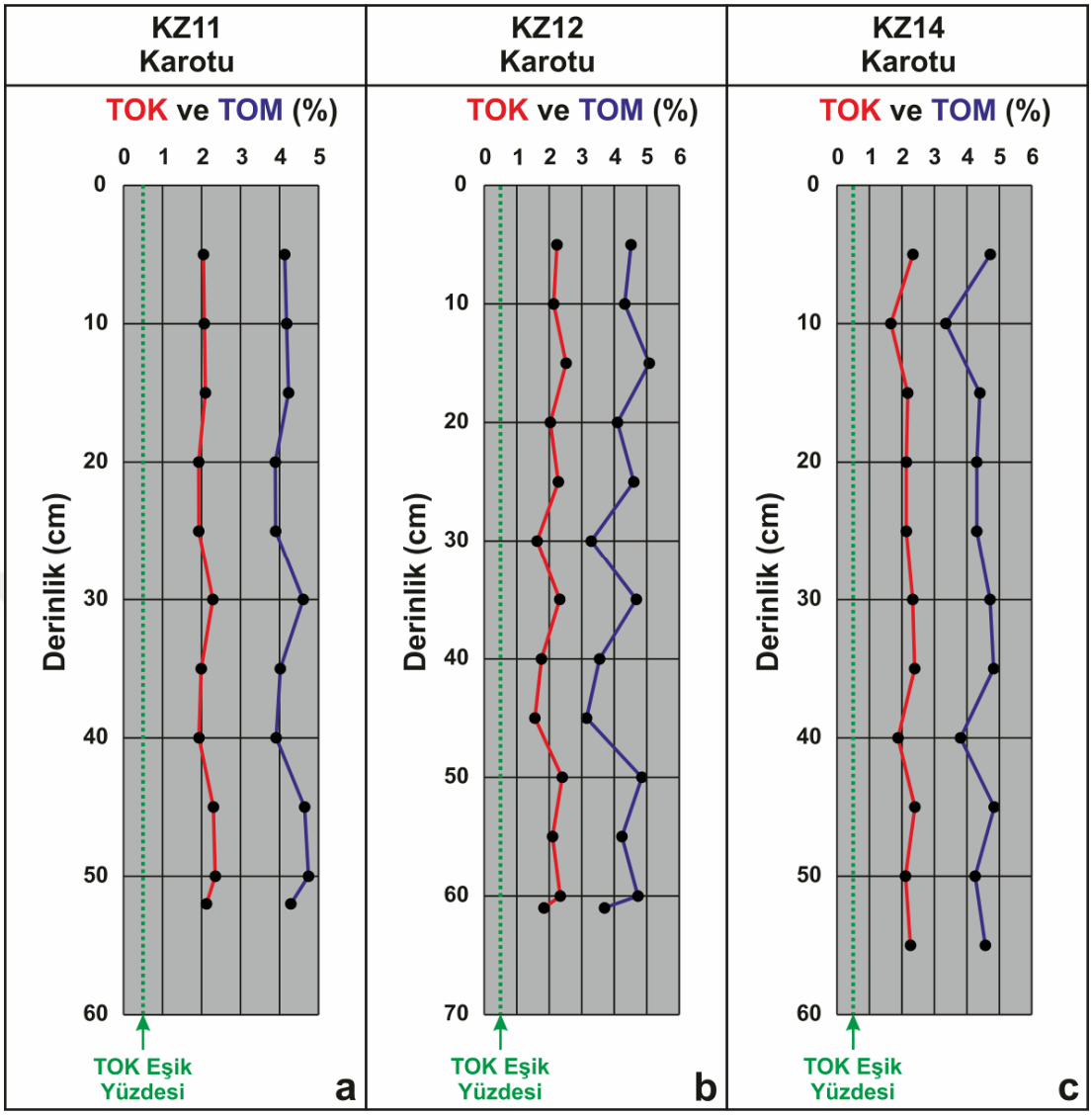
TOM ve TOK analizlerinin gerçekleştirilmesi için yöntem uygulanırken analize tabi tutulan 1 gr örnekteki organik madde ve buna bağlı olarak organik karbon miktarı (Şekil 4.66) elde edilmiştir. Jeoteknik analizlerin uygulandığı üç farklı istasyon için elde edilen 1 gr analiz numunesindeki organik karbon miktarının 20 mg civarında salınım gösterdiği görülmektedir (Şekil 4.66). Sığ tortul kolonu boyunca organik karbon değişimleri Şekil 4.66' dan incelenecek olursa, artan derinlikle organik karbonun belirli bir değişim trendi sunmadığı ve değişen derinlikle gelişigüzel bir organik karbon dağılımına rastlandığı görülmektedir.

KZ11 karotu boyunca analize tabi tutulan örneklerdeki organik karbon miktarı yaklaşık % 19 - 23 aralığında değişmektedir. Bu durum KZ12 istasyonunda ise % 16 - 25 aralığında ve KZ14 istasyonunda % 16 - 24 aralığında değişmektedir. Her üç istasyonda da organik karbon miktarının sığ tortul kolonunun 40 cm' si civarında aynı anda azaldığı dikkat çekmektedir (Şekil 4.66). Ayrıca karotların en derin kesiminde 50 cm' nin altında organik karbon miktarı KZ11 ile KZ12 istasyonunda azalış gösterirken, havzanın göreceli olarak daha derin bir konumundan alınan KZ14 istasyonunda bu değer artış göstermektedir.



Şekil 4.66 Spektrofotometri yöntemi sonucunda her 5 cm için elde edilen; a) KZ11 istasyonu, b) KZ12 istasyonu ve c) KZ14 istasyonu için organik karbon miktarı. Organik karbon her 5 cm için Spektrofotometri yöntemine tabi tutulan 1 gr tortul örneğindeki organik karbon miktarının mg cinsinden ağırlığını göstermektedir.

TOM ve TOK değerleri KZ11, KZ12 ve KZ14 istasyonlarında sırasıyla % 4 ve % 2 civarında salınım göstermektedir. TOM ve TOK değerleri örneğin alındığı konumlarda her örneğin ulaştığı azami penetrasyona bağlı olarak tortul kolonu boyunca çok küçük oranlarda artış ve azalış değiştirmekte olup, bu oranlarda keskin bir değişim gözlenmemektedir (Şekil 4.67).



Şekil 4.67 Analiz edilen tortul örneklerinden elde edilen organik madde ve organik karbon değerleri kullanılarak her 5 cm için hesaplatılan; a) KZ11 istasyonu TOM ve TOK yüzdeleri, b) KZ12 istasyonu TOM ve TOK yüzdeleri, c) KZ14 istasyonu TOM ve TOK yüzdeleri. TOK eşik yüzdesi Claypool ve Kaplan, (1974) tarafından ortaya konan % 0,5' lik değerdir ve bir havzanın TOK açısından bu değerin üstünde olması, o havzayı serbest gaz üretimi açısından uygun hale getirmektedir.

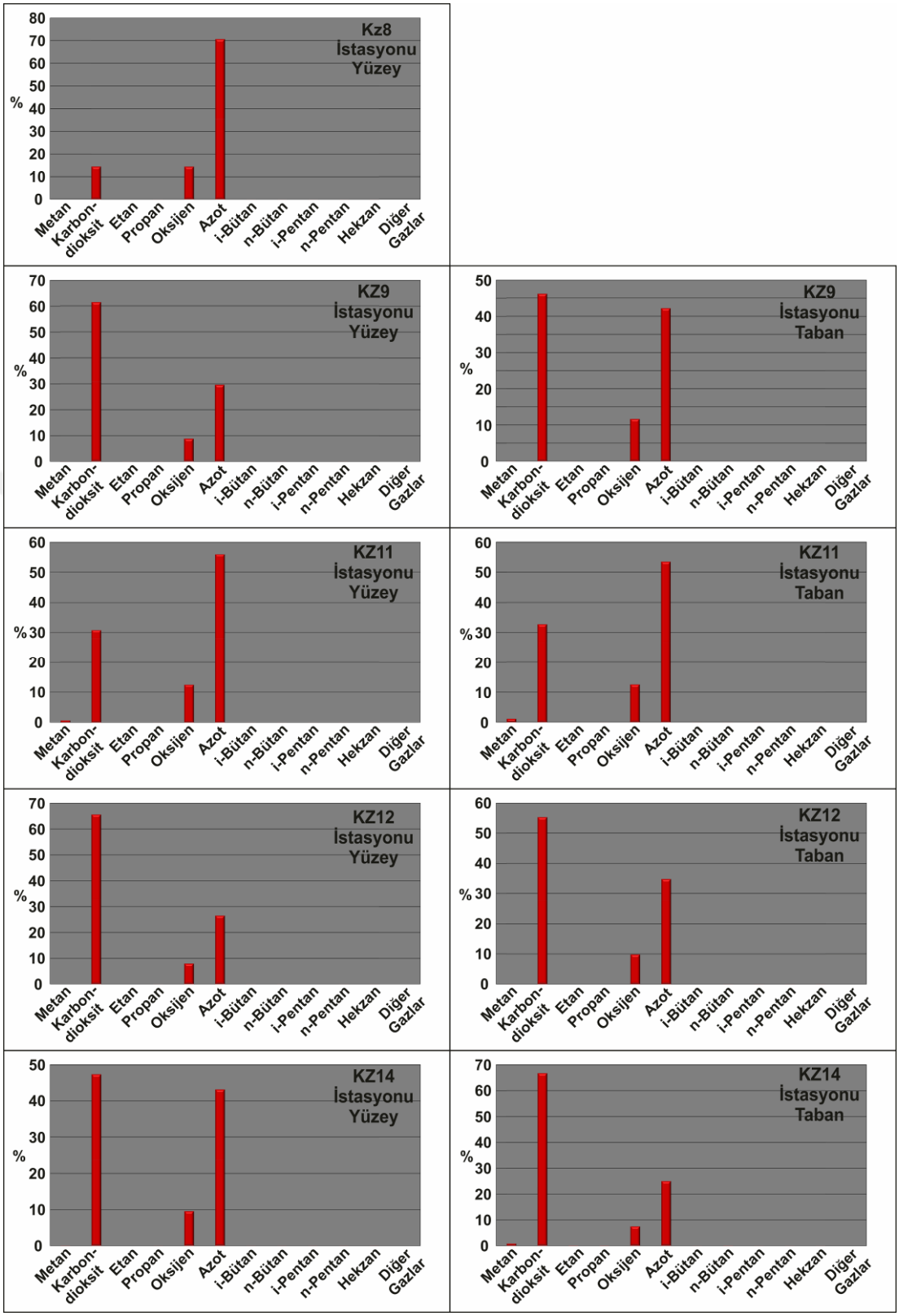
4.2.2.2 Gaz Kromatografisi Bulguları

Gaz analizlerinin gerçekleştirilmesi için daha önceden de bahsedildiği üzere "Head Space" gaz kromatografisi tekniği uygulanmıştır. Geçirimsiz olarak ve analiz anına kadar soğuk zincirde bekletilen sığ tortul örneklerine gaz kromatografisi uygulanarak sığ tortul kolonu içerisindeki çözünmüş halde bulunan gazlar tespit edilmiştir. Gaz analizleri, ham analiz çıktıları, atmosferik gazların normalize

edilmesinden sonra elde edilen analiz çıktıları ve ekonomik değere sahip gazlar dışındaki gazların normalize edilmesinden sonra elde edilen analiz çıktılarını içermektedir. Tortul örneği alınan lokasyonlardan KZ8 istasyonu tek bir örnek içerirken (karotun yüzey kesiminden alınan örnek), diğer istasyonlarda iki farklı örnek bulunmaktadır (karotun yüzey kesiminden ve en derin kesiminden alınan örnek). KZ8 istasyonunun tek bir örnekle analize tabi tutulmasının sebebi ise başlangıçta iki adet olarak elde edilmiş örneklerden bir tanesinin zarar görmesi ve bu sebeple bu örnek için analiz uygulamasının mümkün olamayışıdır.

Analizden elde edilen ham analiz çıktıları sığ tortullar içerisinde çözünmüş çok yüksek oranlarda Azot gazı içermektedir (Şekil 4.68). Azot gazının analiz edilen gaz bileşimindeki yüzdesi % 25,9 - 70,6 arasında değişmektedir. Azot gazı ile birlikte CO_2, O_2 ve çok az miktarda CH_4 gazı ham analiz sonuçlarında görülmektedir. Sığ tortullarda çözünmüş CO_2 gazı oranı ham analiz çıktılarında % 14,7 - 66,7 arasında değişim göstermekte olup, CO_2 gazından sonra gözlenen en belirgin gaz O_2' dir. O_2 gazının ham gaz analizi sonuçlarındaki oranı % 7,4 - 14,6 arasında değişmektedir.

Belirgin olarak gözlenen bu üç atmosferik gaz dışında CH_4 gazı da çok küçük yüzdelerde görülebilmektedir. % 0,5' in altında kalan oranlar haricinde CH_4 gazı iki istasyonda azami % 0,7 ve azami % 1,1 oranında görülmüştür. Bunun dışında diğer ekonomik değeri olan (hidrokarbon gazları) gazlar CO_2, O_2 ve N_2 gazları için normalizasyon yapılmadan ham analiz sonuçlarında belirgin olarak görülememekte, bu gazların oranları belirgin olarak görülen gazlara nazaran oldukça düşük kalmaktadır. Atmosferik gazlar ve CO_2' nin normalize edilmesinden sonra ekonomik değere sahip gazların kendi aralarındaki dağılımı açıkça görülmektedir. Ekonomik değere sahip gazlar Metan, Etan, Propan ile i-Bütan, n-Bütan, i-Pentan, n-Pentan ve Hekzan olmak üzere bazı ağır hidrokarbon gazlarıdır.

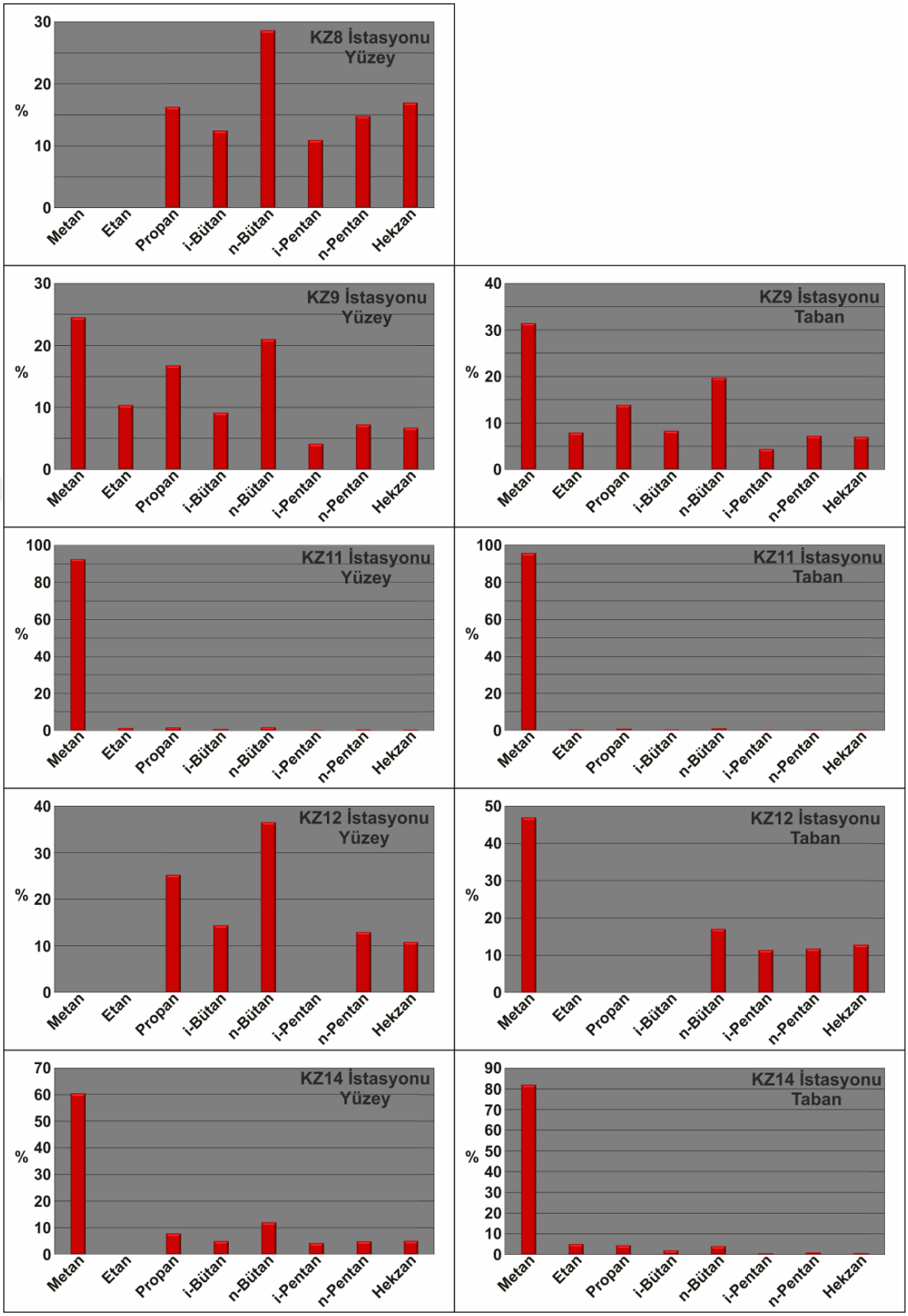


Şekil 4.68 Gaz kromatografisi neticesinde elde edilen ham analiz sonuçları.

Örnek alınan istasyonlardan KZ8 ve KZ12 istasyonu, gaz kromatografisi neticesinde karotların en sığ kesiminden alınan tortullar için CH_4 gazının hiç olmadığını göstermiştir (Şekil 4.69). Bununla birlikte KZ12 istasyonu için karotun en derin noktasından alınan tortullar CH_4 gazını açıkça göstermektedir (Şekil 4.69). Benzer olarak KZ8, KZ12 ve KZ14 istasyonları karotun en sığ kısmından alınan tortul örnekleri için Etan gazının da hiç bulunmadığını göstermiştir (Şekil 4.69). Ayrıca KZ12 istasyonu yine karotun en sığ kısmından alınan örnek için i-Pentan gazının da bulunmadığını göstermiştir (Şekil 4.69). Buna ek olarak KZ12 istasyonu karotunun en derin kısmından alınan tortullar Propan ve i-Bütan gazlarının bu örnek için bulunmadığını ortaya koymaktadır (Şekil 4.69).

KZ8, KZ9 ve KZ12 istasyonundan elde edilen tortul örnekleri Amasra Kütle Kayma Alanı civarında gözlenen ve deniz tabanına kadar ulaşabilen gaz bacalarının yakınından alınmıştır ve bu örnekler belirli bir dağılım karakteristiği sunmaktadır. Buna göre, gaz dağılımı karakteristiği bir örnekle açıklanacak olursa, Şekil 4.69' da her gaz kendisinden önceki gaza nazaran daha düşük ya da daha yüksek oran sunmaktadır. Yani Şekil 4.69' da yüksek Metan, düşük Etan, yüksek Propan, düşük i-Bütan, yüksek n-Bütan, düşük i-Pentan, yüksek n-Pentan ve düşük Hekzan olmak üzere en düşük molekül ağırlıklı gazdan en yüksek molekül ağırlığına sahip gaza doğru her gaz kendisinden bir önceki gaza göre düşük veya yüksek gaz oranı sunmaktadır. Buna karşılık KZ11 istasyonu aynı alana denk gelmesine rağmen daha farklı bir gaz bileşimi karakteristiği sunmaktadır.

Diğer tortul örnekleme konumlarına nazaran çalışma alanının daha kuzeybatısında yer alan KZ14 istasyonu ve Amasra Kütle Kayma Alanı' nda yer alan KZ11 istasyonundan elde edilen karotların hem sığ hem de en derin kesiminden alınan tortul örnekleri ise Metan baskın ve diğer ekonomik gazların daha düşük yüzdelerde görüldüğü bir gaz bileşimi sunmaktadır (Şekil 4.69).



Şekil 4.69 Normalizasyon sonrasında ekonomik değere sahip gazların kendi aralarındaki dağılımı.

4.3 Deneysel Gaz Hidrat Çalışmalarına Ait Bulgular

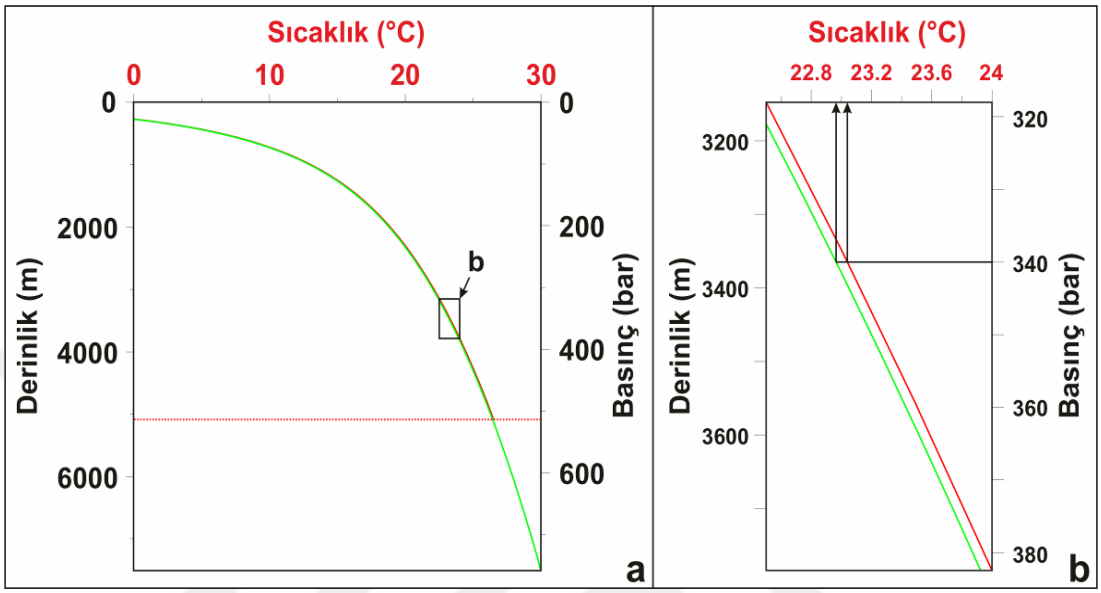
Tez kapsamında gaz hidrat deneysel çalışmaları iki ayrı şekilde gerçekleştirilmiştir. Gaz hidrat deneysel çalışmalarının ilki teorik gaz hidrat deneylerini kapsamakta olup, bu aşamanın tamamlanması için farklı gaz bileşimlerine yönelik gaz hidrat denge eğrileri bilgisayar ortamında elde edilmiştir. İkinci gaz hidrat deneysel çalışması ise laboratuar ortamında uygun ekipmanlar yardımıyla deneysel olarak gaz hidratların oluşturulmasını ve oluşan gaz hidratların çözünme süreçlerinin gözlenmesini kapsamaktadır. Deneysel araştırmanın bu kısmı Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Petrol Araştırma Merkezi altyapısı ve desteğiyle gerçekleştirilmiştir.

4.3.1 Teorik Gaz Hidrat Deneyleri

Teorik gaz hidrat modelleme çalışmaları sismik verilerde görülen gaz hidrat belirteçleri ile çalışma alanındaki potansiyel gaz hidratların gaz bileşimi arasındaki ilişkinin kurulabilmesi için gerçekleştirilmiştir. Bununla birlikte yapılan çok sayıdaki gaz hidrat denge eğrisi üretimi ile farklı gaz bileşimlerinin gaz hidrat denge eğrilerine etkisi de ortaya konmuştur. Teorik olarak gerçekleştirilen gaz hidrat deneyleri University of Bremen, MARUM' da ERASMUS staj hareketliliği kapsamında tamamlanmıştır. Gaz hidrat denge eğrilerinin oluşturulması sırasında farklı gaz hidrat yapıları için (Yapı-1, Yapı-2 veya Yapı-H) hem gerçekte gaz hidrat oluşturması mümkün gaz bileşimleri hem de oluşması sadece teorik olarak mümkün olan gaz bileşimleri seçilmiştir.

Teorik modelleme çalışmasının ilk aşamasında farklı gaz bileşimleri, farklı gaz hidrat yapıları ve değişen gözenek suyu tuzluluğu için denge eğrileri hesaplatılmıştır. Karadeniz baseninde gaz hidrat oluşabilecek derinlikler için tortulların gözenek suyu tuzluluğu daha önceden de anlatıldığı üzere ‰ 3 civarında (% 0,3) salınım göstermektedir. Gaz hidrat denge eğrileri çalışma alanı için hesaplatılırken, gözenek suyu tuzluluğu da dikkate alınmış olup, Karadeniz baseni için gözenek suyu tuzluluğunun gaz hidrat denge eğrileri üzerindeki etkisi de tez kapsamında ortaya

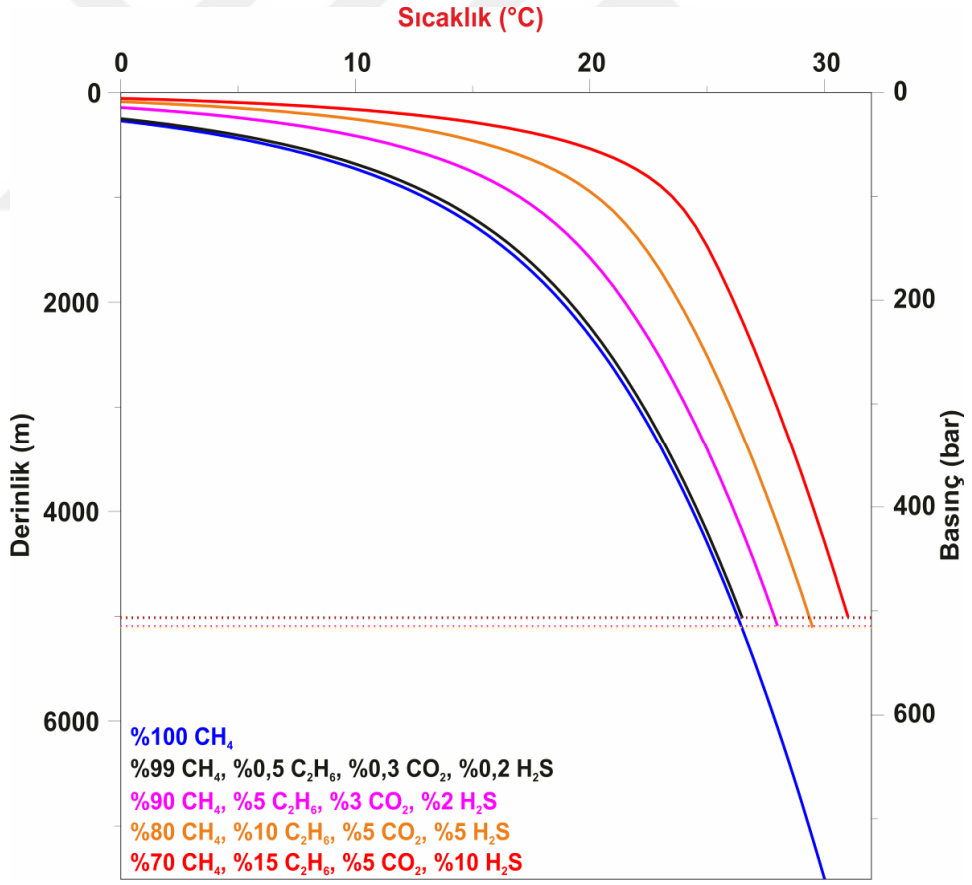
konmaya çalışılmıştır. Bu bağlamda, % 100 CH_4 gaz bileşimi için saf gözenek suyu ve ‰ 3 gözenek suyu tuzluluğuna sahip gözenek suyuna ait gaz hidrat denge koşulları Şekil 4.70' de verilmiştir.



Şekil 4.70 Gözenek suyu tuzluluğunun %100 CH_4 gaz bileşimi için gaz hidrat denge koşullarına etkisini gösteren gaz hidrat denge eğrileri. a) saf gözenek suyu (kırmızı eğri) ve ‰3 gözenek suyu tuzluluğu (yeşil eğri) tanımlanarak elde edilen gaz hidrat denge eğrileri, b) (a) şeklinde dikdörtgen ile gösterilen alanın yakınlaştırılmış görünümü.

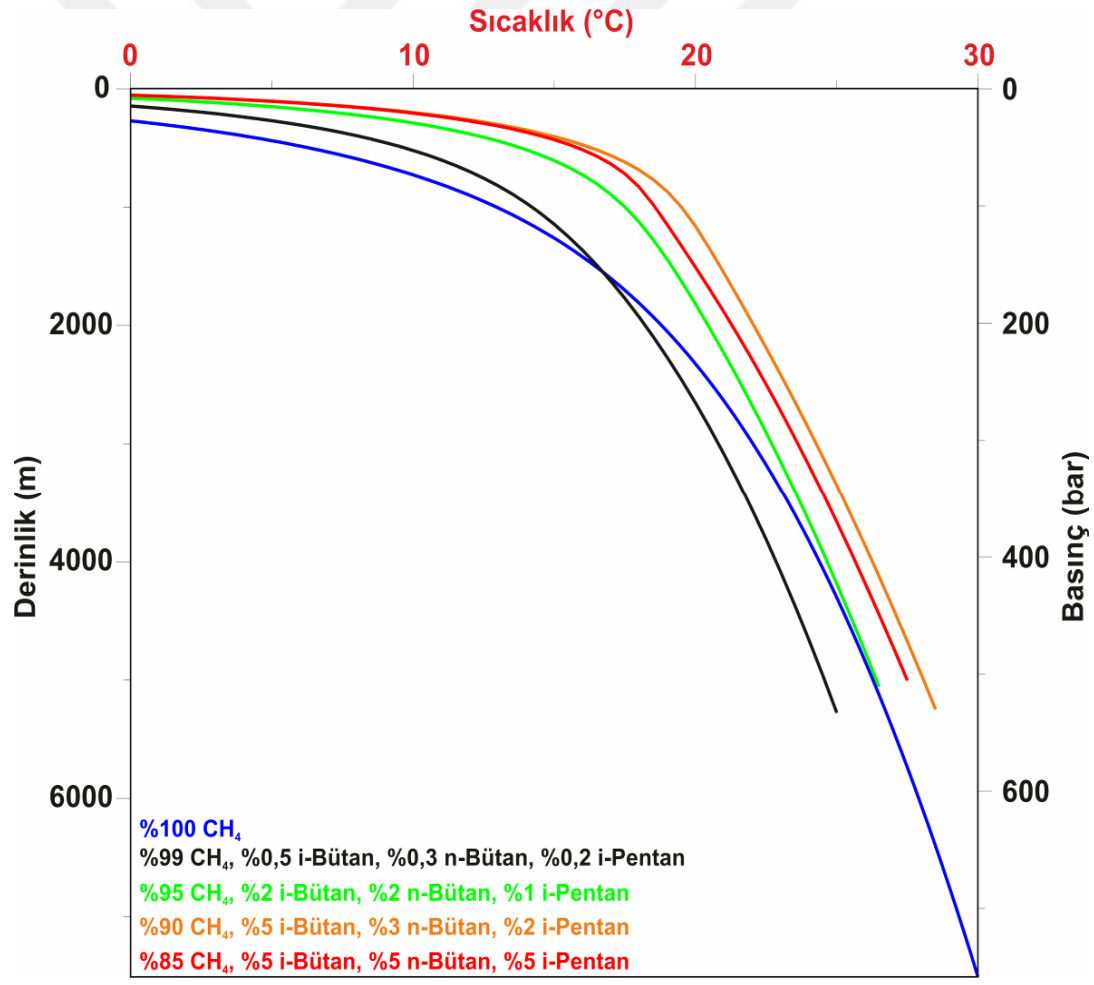
Şekil 4.70a' da görüleceği üzere saf gözenek suyu için ve ‰ 3 gözenek suyu tuzluluğu için hesaplatılan % 100 CH_4 gaz bileşimi gaz hidrat denge eğrileri neredeyse üst üste çıkmaktadır. Şekil 4.70b' de ise yakınlaştırılmış olarak iki denge eğrisi arasındaki farkın çok küçük olduğu açıkça görülmektedir. Şekil 4.70b üzerinde gösterildiği gibi 340 bar basınç değeri için gözenek suyu tuzluluğu ‰ 3 olan denge eğrisine (yeşil) göre 22,96° C veya daha düşük sıcaklıklarda gaz hidrat oluşabilirken, saf gözenek suyu denge eğrisi (kırmızı) için bu değer 23,04° C veya daha düşük sıcaklıkları göstermektedir. Dolayısıyla denge koşulları açısından saf gözenek suyu ve ‰ 3 gözenek suyu tuzluluğunun azami gaz hidrat oluşturma sıcaklıkları arasındaki farkın Karadeniz baseni için 0,08° C olduğu yani gözenek suyu tuzluluğunun bu havza için gaz hidrat kararlılığında belirgin bir etki yaratmadığı söylenebilir. Gaz bileşimine diğer gazların eklenmesiyle denge eğrilerinin trendinde

çeşitli değişimler gözlenmiştir. Bu değişimlerin ortaya konulabilmesi için CH_4 gazına ilaveten diğer bazı ekonomik (C_2H_6, C_3H_8, i-Bütan vb. gibi) ve ekonomik olmayan gazlar (CO_2 ve H_2S) farklı yüzdelerde dahil edilerek denge eğrilerinin değişimi incelenmiştir. Denge eğrileri hesaplanırken gözenek suyu tuzluluğu Karadeniz havzası için önceden de belirtilen ve hidrat kararlılık zonu içerisine tekabül eden gözenek suyu tuzluluğu ile aynı seçilmiştir (‰ 3). İlk olarak CH_4 gazına farklı yüzdelerde C_2H_6, CO_2 ve H_2S gazları eklenerek denge eğrileri üretilmiştir (Şekil 4.71). Üretilen eğriler, CH_4 gazı karşısında artan C_2H_6, CO_2 ve H_2S yüzdelerinin denge eğrisini sağa kaydırdığını göstermektedir. Ayrıca C_2H_6, CO_2 ve H_2S yüzdelerinin artışı denge eğrilerinin formunda da farklılıklar yaratmaktadır (Şekil 4.71).



Şekil 4.71 Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrileri. CH_4 gazı karşısında artan Etan, Karbondioksit ve Hidrojen Sülfür gazı yüzdelerinin eğri şekli ve konumunda yarattığı değişiklikleri göstermektedir.

% 100 CH_4 gazı için gereken düşük sıcaklık ve yüksek basınç değerleri, gaz bileşimine C_2H_6, CO_2 ve H_2S gazlarının eklenmesiyle değişiklik göstermektedir. Bu bağlamda eğrilerin bu gazların eklenmesiyle sağa kayması gaz hidrat oluşumunu % 100 CH_4 gazına göre kolaylaştırmaktadır. Yani başka bir deyişle gaz bileşimindeki C_2H_6, CO_2 ve H_2S yüzdeleri artış gösterip CH_4 azaldıkça, saf CH_4'e kıyasla daha yüksek sıcaklıklarda ve/veya daha düşük basınçlarda da gaz hidrat kararlılığı sağlanabilmektedir. Metan gazı karşısında yüzdece artış gösteren C_2H_6, CO_2 ve H_2S gazlarına benzer olarak % 100 CH_4 karşısında termojenik kökenli hidrokarbon gazlarının yüzdece artışı da farklı gaz hidrat denge eğrisi çıktılarını beraberinde getirmektedir (Şekil 4.72).



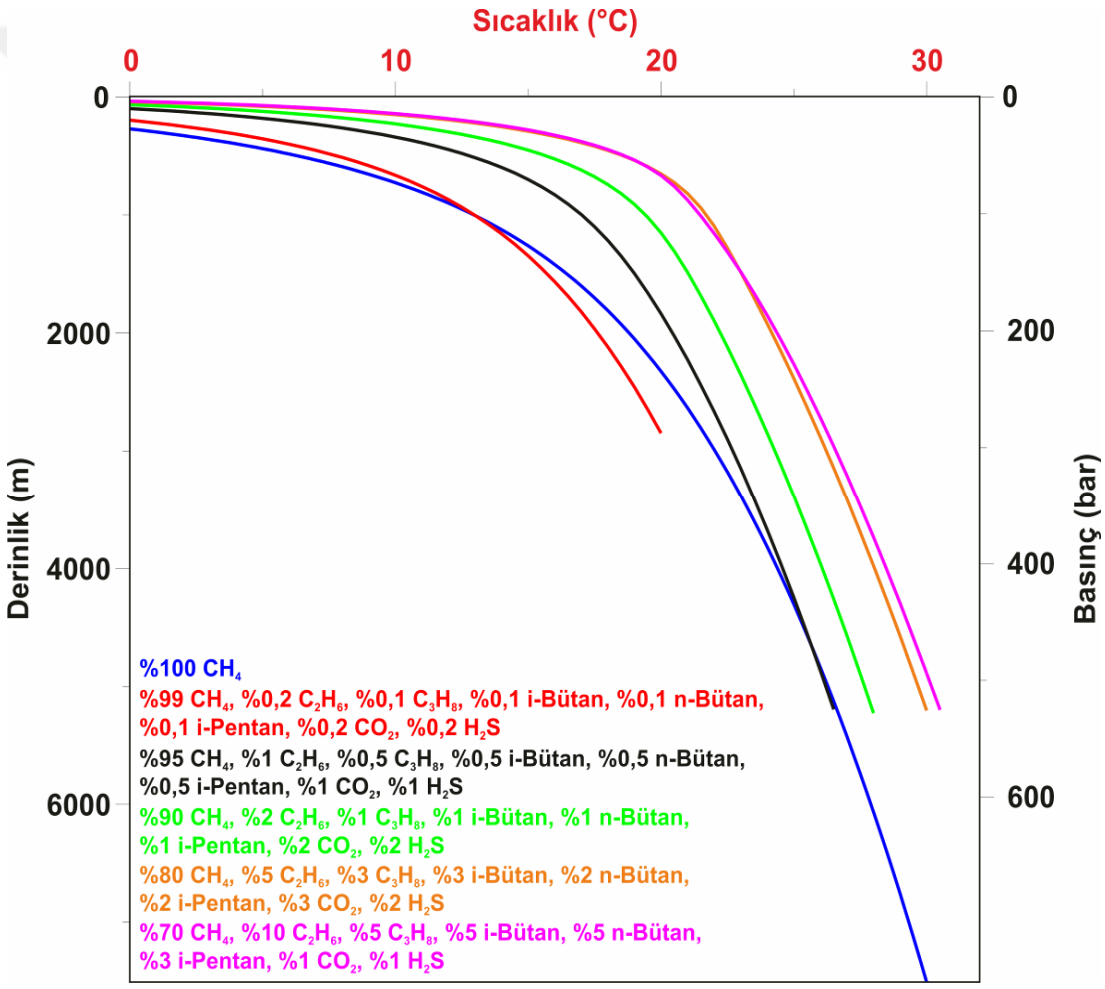
Şekil 4.72 Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrileri. CH_4 gazı karşısında artan ağır hidrokarbon gazı yüzdelerinin eğri şekli ve konumunda yarattığı değişiklikleri göstermektedir.

Şekil 4.72' den görüleceği üzere CH_4 gazına ilaveten ağır hidrokarbon gazlarının gaz bileşime eklenmesi, eğrinin sağa doğru kaymasına ve eğri formunda değişikliklere sebep olmaktadır. Öte yandan, % 99 CH_4 ile birlikte çok küçük yüzdelerde ağır hidrokarbon gazlarını içeren gaz bileşimi için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrisi (siyah eğri) 1500 ile 2000 m su derinlikleri arasında % 100 CH_4 için hesaplatılan denge eğrisi (lacivert eğri) ile kesişerek bu derinliklerden itibaren % 100 CH_4 için hesaplatılan denge eğrisinin soluna geçmektedir. Bu durum artan ağır hidrokarbon gazları yüzdesinin denge eğrilerini sağa kaydırmasıyla ortaya çıkacak etkilerin tam tersini yaratmaktadır. Buna göre, lacivert eğri ile siyah eğrinin kesişim noktasının üstünde kalan alanda gaz hidrat oluşumu siyah eğrinin temsil ettiği gaz bileşimi için % 100 CH_4 gaz bileşimine nazaran daha kolayken (benzer termobarik koşullar için), kesişim noktasının altında kalan alanda bu durumun tam tersini söylemek mümkündür.

CH_4 gazı ile birlikte artan ağır hidrokarbon gazı yüzdeleri gaz hidrat denge eğrilerinin sağa kaymasını veya başka bir deyişle gaz hidrat oluşumunu yine kolaylaştırmaktadır. Bütün bunlara ek olarak, CH_4 yüzdesi %90' ın altına düştükten sonra denge eğrisinin sağa kayma eğilimi, ağır hidrokarbon gazlarının devam eden artışıyla terse dönmektedir ve % 90 CH_4 eşiğinden sonra eğri tekrar sola doğru kaymaya başlamaktadır.

Benzer bir eğri üretimi CH_4 gazı karşısında artan ekonomik ve ekonomik olmayan gazların gaz hidrat denge eğrileri üzerindeki etkilerini ortaya koymaktadır (Şekil 4.73). Bu aşamada CH_4 gazı ile birlikte Etan, Propan, i-Bütan, n-Bütan, i-Pentan, CO_2 ve H_2S gazlarının gaz bileşimine dahil olmasıyla denge eğrileri hesaplatılmış ve eğri davranışı gözlenmiştir. Genel olarak yukarıda bahsi geçen bütün gazların CH_4 ile bileşim oluşturması neticesinde gaz hidrat denge eğrileri sağa doğru kaymaktadır.

Öte yandan, CH_4 ile beraber sadece ağır hidrokarbon gazlarının gaz bileşimine eklenmesi ile elde edilen ve CH_4'ün % 99 olduğu gaz bileşimi için (Şekil 4.73) hesaplatılan denge eğrisinin % 100 CH_4 denge eğrisi ile kesişme durumu, bu aşamada da gözlenmiştir. Buna göre %99 veya %95 CH_4 ile birlikte Etan, Propan, i-Bütan, n-Bütan, i-Pentan, CO_2 ve H_2S gazlarından oluşan gaz bileşimleri için hesaplatılan eğriler sırasıyla ~ 1000 ve ~ 4200 m civarında % 100 CH_4 gazı denge eğrisi ile kesişmekte ve bu derinliklerden sonra iki eğri de % 100 CH_4 gazı denge eğrisinin soluna geçmektedir.



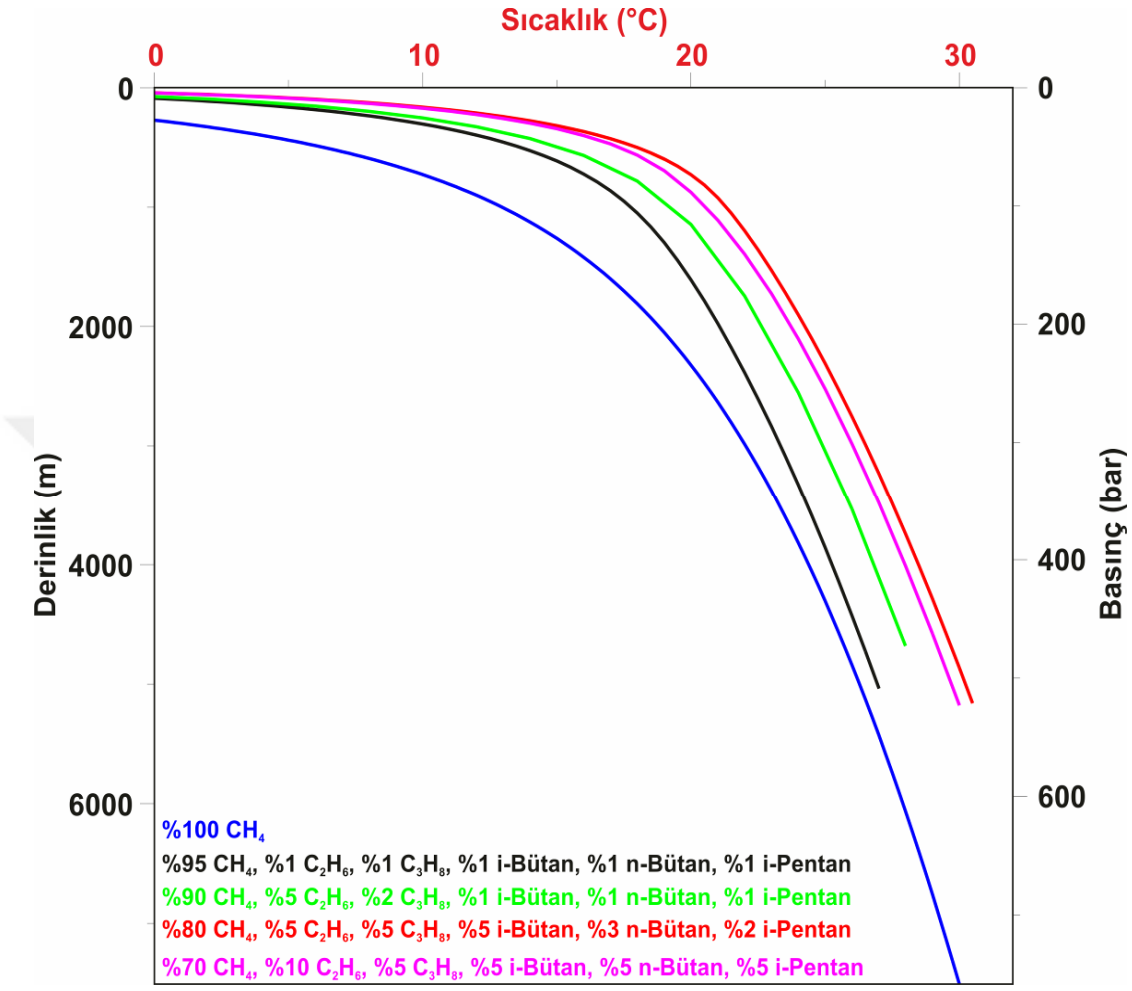
Şekil 4.73 Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrileri. CH_4 gazı karşısında artan ekonomik ve ekonomik olmayan gazların yüzdelerinin eğri şekli ve konumunda yarattığı değişiklikleri göstermektedir.

Ayrıca bu aşamada hesaplatılan eğrilerden % 80 CH_4 ve % 70 CH_4 gazı ile diğer gazların bileşiminden elde edilen denge eğrilerinin de yer yer kesiştiği görülmektedir (Şekil 4.73). Buna göre, % 80 CH_4 gazı ve diğer gazların bileşiminden elde edilen gaz hidrat denge eğrisi (turuncu eğri) ~ 500 m su derinliği civarında % 70 CH_4 gazı ile diğer gazların bileşiminden elde edilen denge eğrisinin önce küçük bir miktar sağına geçmektedir. Daha sonra aynı eğri ~ 1500 m su derinliği civarına ulaştığında tekrar % 70 CH_4 gazı ile diğer gazların bileşiminden elde edilen denge eğrisi ile kesişerek bu kez bu eğrinin soluna geçmekte ve gaz bileşiminin gaz hidrat oluşturabileceği azami derinliğe kadar % 80 CH_4 gazı ve diğer gazların bileşiminden elde edilen gaz hidrat denge eğrisinin solunda kalmaktadır.

% 99 CH_4 ve diğer gazların bileşiminden elde edilen gaz hidrat denge eğrisi (kırmızı eğri) dışında bütün denge eğrileri (saf metan hariç) hidrat oluşturabilecek azami derinliğin ~ 5000 m olduğunu göstermektedir (Şekil 4.75). % 99 CH_4 ve diğer gazların bileşiminden elde edilen gaz hidrat denge eğrisi ise bu gaz bileşimi için gaz hidratın oluşabileceği azami derinliğin ~ 2800 m civarında olduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 4.73).

CO_2 ve H_2S olmak üzere ekonomik olmayan gazların bulunmadığı, Etan ve Propan ile birlikte diğer ağır hidrokarbon gazlarını içeren gaz bileşimleri için hesaplatılan eğriler de artan Etan, Propan ve ağır hidrokarbon gazları için gaz hidrat denge eğrilerinin sağa kaydığını göstermektedir (Şekil 4.74). Buna karşılık, daha önceden de bazı denge eğrilerinde görüldüğü gibi (Şekil 4.73), CH_4 yüzdesinin CO_2 ve H_2S içermeyen ekonomik gazlarla bileşim oluşturmasından elde edilen gaz bileşimi için CH_4 % 80' in altına düşerse, denge eğrisinin sağa kayma eğilimi, Etan, Propan ve hidrokarbon/ağır hidrokarbon gazlarının devam eden artışıyla terse dönmektedir ve % 80 CH_4 eşiğinden sonra eğri tekrar sola doğru kaymaya başlamaktadır (Şekil 4.74). CO_2 ve H_2S içermeyen ve sadece ekonomik gazları ihtiva eden gaz bileşimleri için hesaplatılan denge eğrileri de bu gaz bileşimleri için

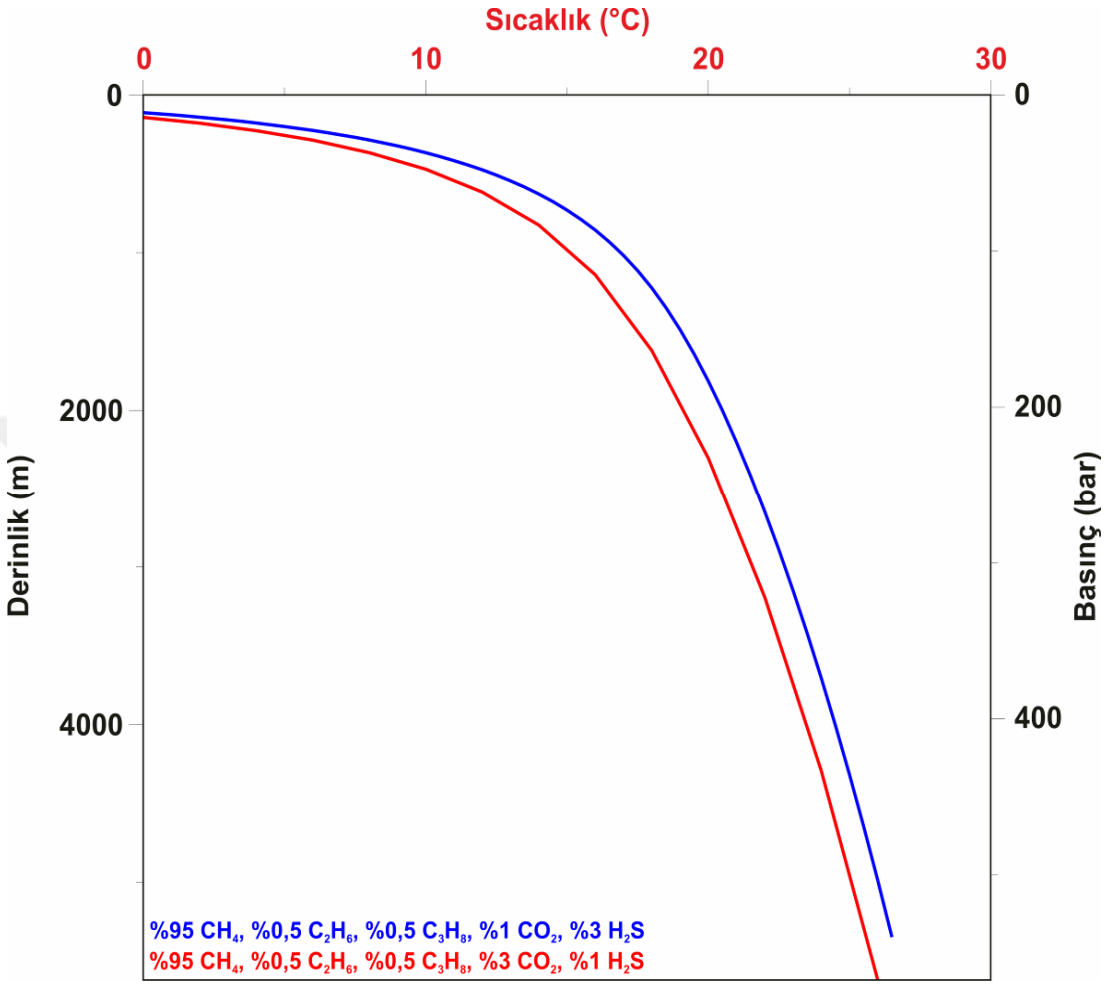
gaz hidrat oluşturabilecek azami derinliğin ~ 4800 ila 5000 m civarında değiştiğini göstermiştir (Şekil 4.74).



Şekil 4.74 Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrileri. CH_4 gazı karşısında artan ekonomik gazların yüzdelerinin eğri şekli ve konumunda yarattığı değişiklikleri göstermektedir.

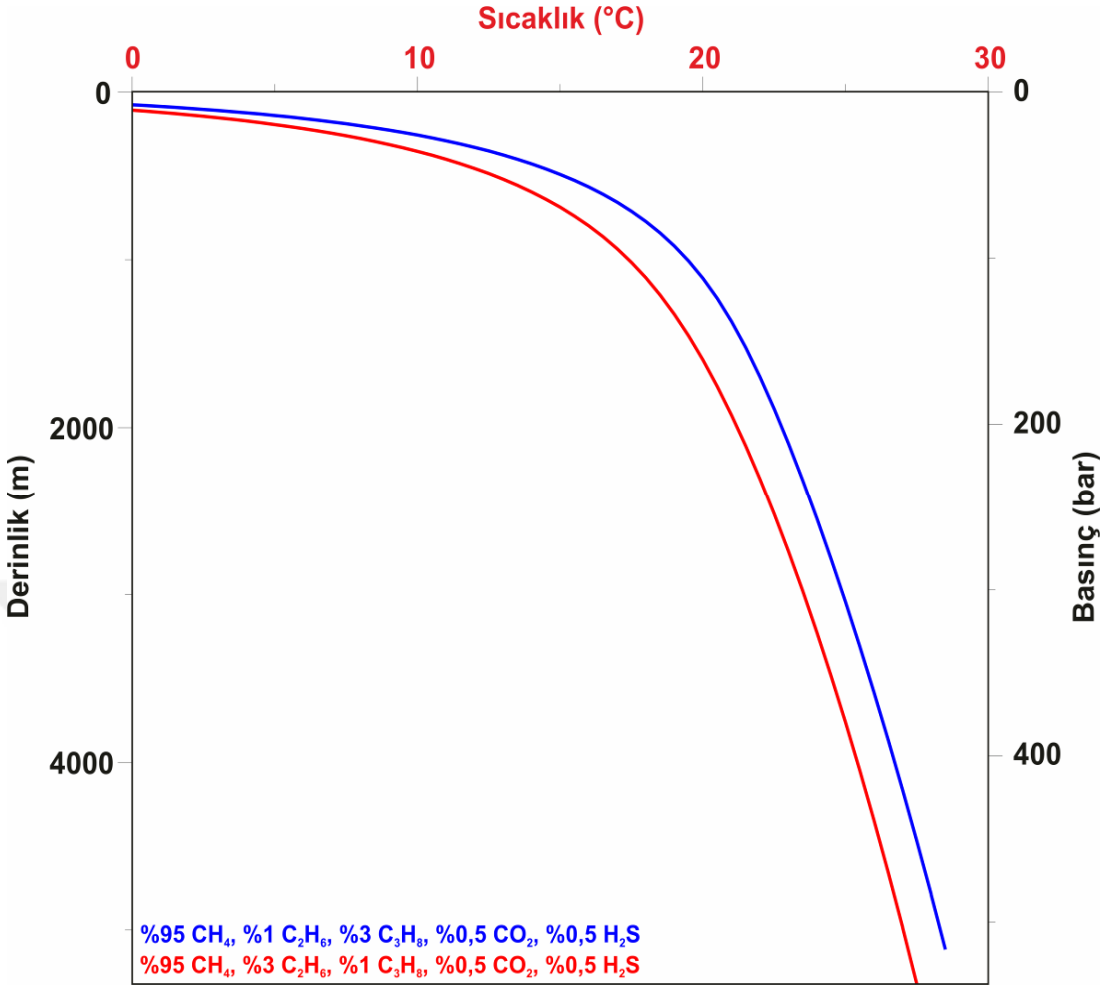
Gaz hidrat denge eğrilerinin hesaplatılması sırasında gerçekleştirilen uygulamalardan birisi de bileşim içerisinde yer alan iki farklı gaz türünün birbirine göre oranlarının gaz hidrat denge eğrisine etkilerini ortaya koymaktır. Bu bağlamda gaz bileşimine yer alabilecek CO_2 ve H_2S gazlarının birbirine göre artış/azalış göstermesinin denge eğrisi üzerindeki etkisi (Şekil 4.75), Etan ve Propan gazının birbirine göre artış/azalış göstermesinin denge eğrisine etkisi (Şekil 4.76) ve son olarak toplam Etan ve Propan yüzdesinin diğer ekonomik gazlara (hidrokarbon ve

bazı ağır hidrokarbon gazları) göre artış/azalış göstermesinin denge eğrisine etkisi (Şekil 4.77) irdelenmiştir.



Şekil 4.75 Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrileri. Karbondioksit ve Hidrojen Sülfür gazlarının belirli bir gaz bileşiminde birbirilerine göre artış/azalış göstermesi neticesinde elde edilen gaz hidrat denge eğrileri.

%95 CH_4 ve toplamda %1 Etan ile Propan içeren bir gaz bileşiminde CO_2 ve H_2S gazlarının birbirilerine nazaran gaz yüzdeleri Şekil 4.75' da incelendiğinde yüksek H_2S oranına sahip denge eğrisinin daha sağda yer aldığı görülmektedir. Buna göre, yüksek H_2S oranı aynı termobarik koşulları için daha kolay hidrat oluşumu sağlarkan H_2S karşısında artan CO_2 aynı termobarik koşullar için gaz hidrat oluşumunu zorlaştırmaktadır. Benzer durum Etan ve Propan gazlarının birbirilerine oranla değişim göstermesi durumunda da görülmektedir (Şekil 4.76).

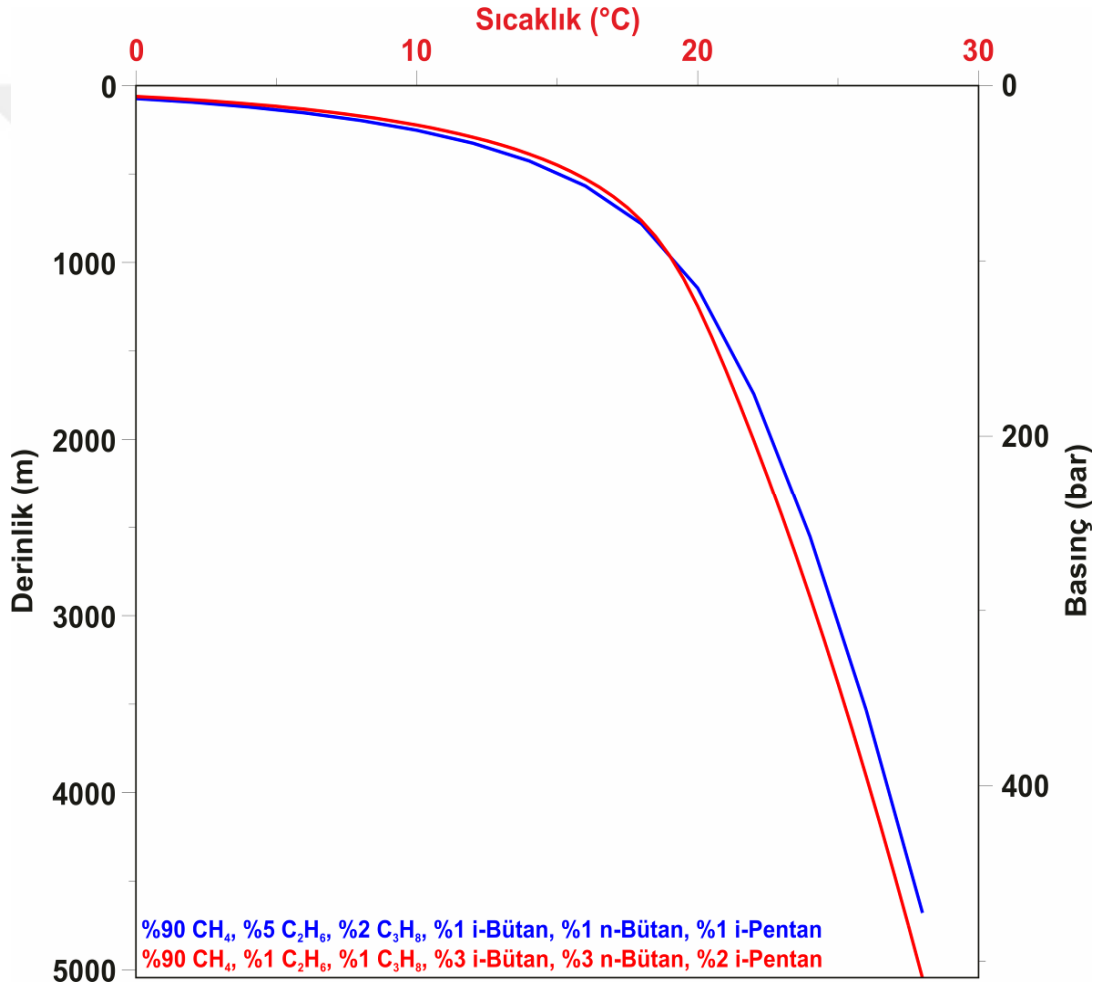


Şekil 4.76 Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrileri. Etan ve Propan gazlarının belirli bir gaz bileşiminde birbirilerine göre artış/azalış göstermesi neticesinde elde edilen gaz hidrat denge eğrileri.

%95 CH_4 ve toplamda %1 CO_2 ile H_2S içeren bir gaz bileşiminde Etan ve Propan gazlarının birbirilerine nazaran gaz yüzdeleri de gaz hidrat oluşum koşullarını etkilemektedir ve buna göre yüksek Propan oranına sahip denge eğrisinin daha sağda yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.76). Bu durumun bir sonucu olarak Etan karşısında artan Propan oranının gaz hidrat oluşumunu kolaylaştırdığı sonucu açıkça görülmektedir.

Etan ve Propan yüzdelerinin azalışı/artışı karşısında hidrokarbon/ağır hidrokarbon gazlarının yüzdesinin artışı/azalışı ise daha karmaşık bir denge eğrisi davranışı sunmaktadır. Buna göre, %90 CH_4 ile birlikte Etan ile Propan gazı toplam

yüzdesinin i-Bütan, n-Bütan ve i-Pentan toplam yüzdesine oranla daha düşük veya daha yüksek olduğu gaz bileşimleri için gaz hidrat denge eğrileri hesaplatılmıştır. Şekil 4.77, toplam Etan ve Propan yüzdesinin, i-Bütan, n-Bütan ve i-Pentan toplam yüzdesine göre daha yüksek olduğu gaz bileşimlerinde denge eğrisinin ilk ~ 1000 m derinliklere kadar daha solda olduğunu göstermiştir. Buna karşılık ilk ~ 1000 m derinliklerden sonra toplam Etan ve Propan oranının daha yüksek olduğu denge eğrisi Etan ve Propana göre diğer ekonomik gazlarca zengin olan eğriyi (kırmızı eğri) keserek daha sağda yer almaktadır.



Şekil 4.77 Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrileri. Toplam Etan ve Propan oranının belirli bir gaz bileşiminde diğer ekonomik gazlara göre artış/azalış göstermesi neticesinde elde edilen gaz hidrat denge eğrileri.

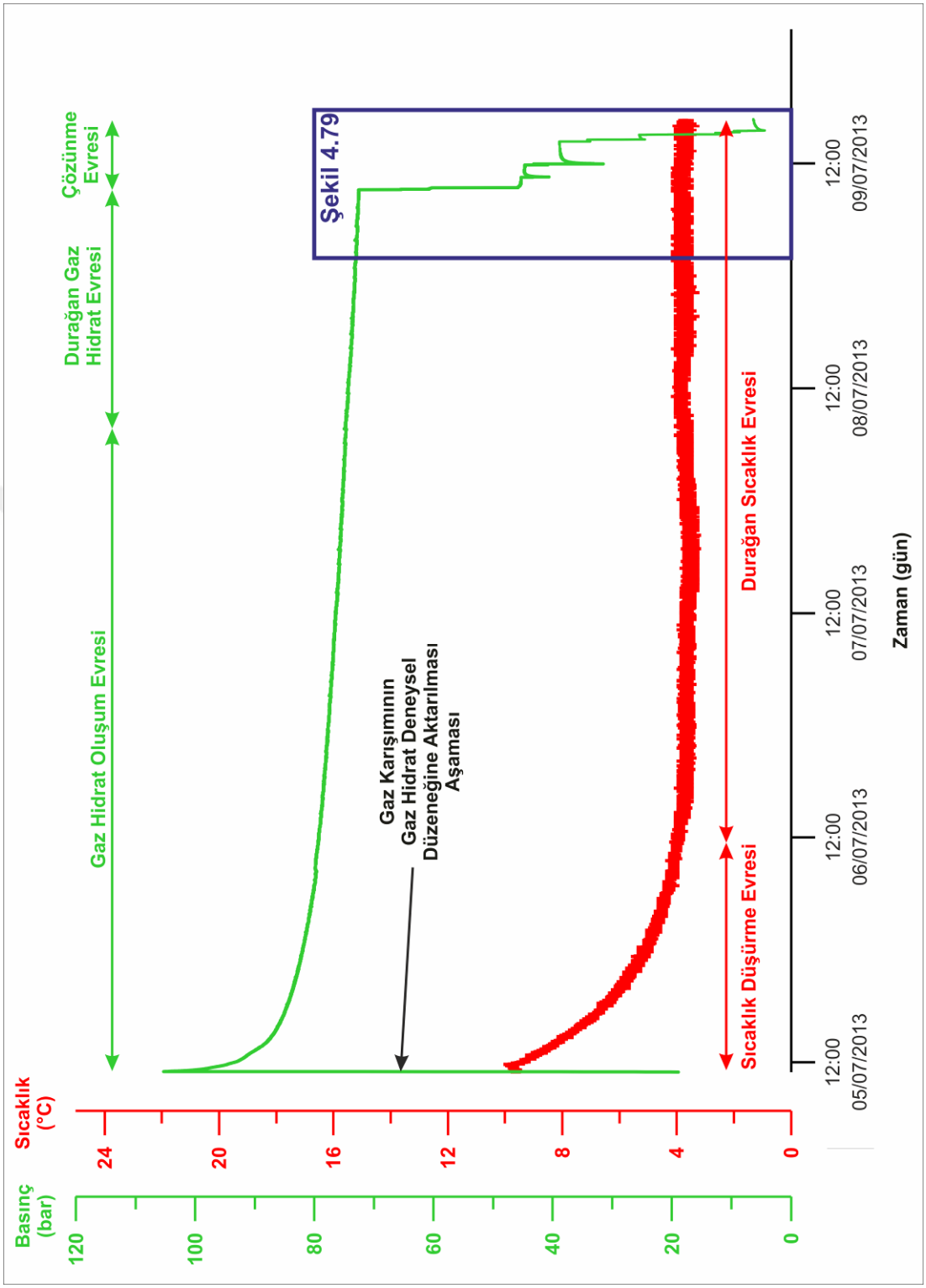
4.3.2 Gaz Hidrat Laboratuar Deneyleri

Deneysel gaz hidrat modelleme çalışmalarında belirli bir gaz karışımı için gaz hidrat oluşturma ve oluşturulan gaz hidratın çözünmeye bırakılmasıyla çözünme süreçlerinin gözlenmesi hedeflenmiştir. Bu bağlamda, % 94,3 CH_4, % 3,1 CO_2, % 2,03 C_3H_8 ve % 0,57 H_2S' den oluşan bir gaz karışımı oluşturulmuştur. Oluşturulan gaz karışımının gaz hidrat deney düzeneğine aktarılması ile birlikte gaz karışımının kararlı gaz hidrat oluşturması 4 günden daha fazla zaman almıştır (Şekil 4.78).

Gaz hidratın oluşturulması aşamasında diğer bir dikkat çeken süreç ise gaz hidrat deney düzeneğinin soğutulması için geçen süredir ve gaz hidrat deney düzeneğinin ~ 10° C sıcaklıkdan 4° C sıcaklığa düşürülmesi için geçen süre 1 günü aşmaktadır (Şekil 4.79). Oluşturulan gaz karışımı için hesaplatılan gaz hidrat denge basıncı 4° C' de 15,3 bar (222 psi) olup, deney düzeneğine aktarılan gazın basıncı gaz hidrat oluşumunu hızlandırmak adına ~ 115 bar basınca kadar arttırılmıştır.

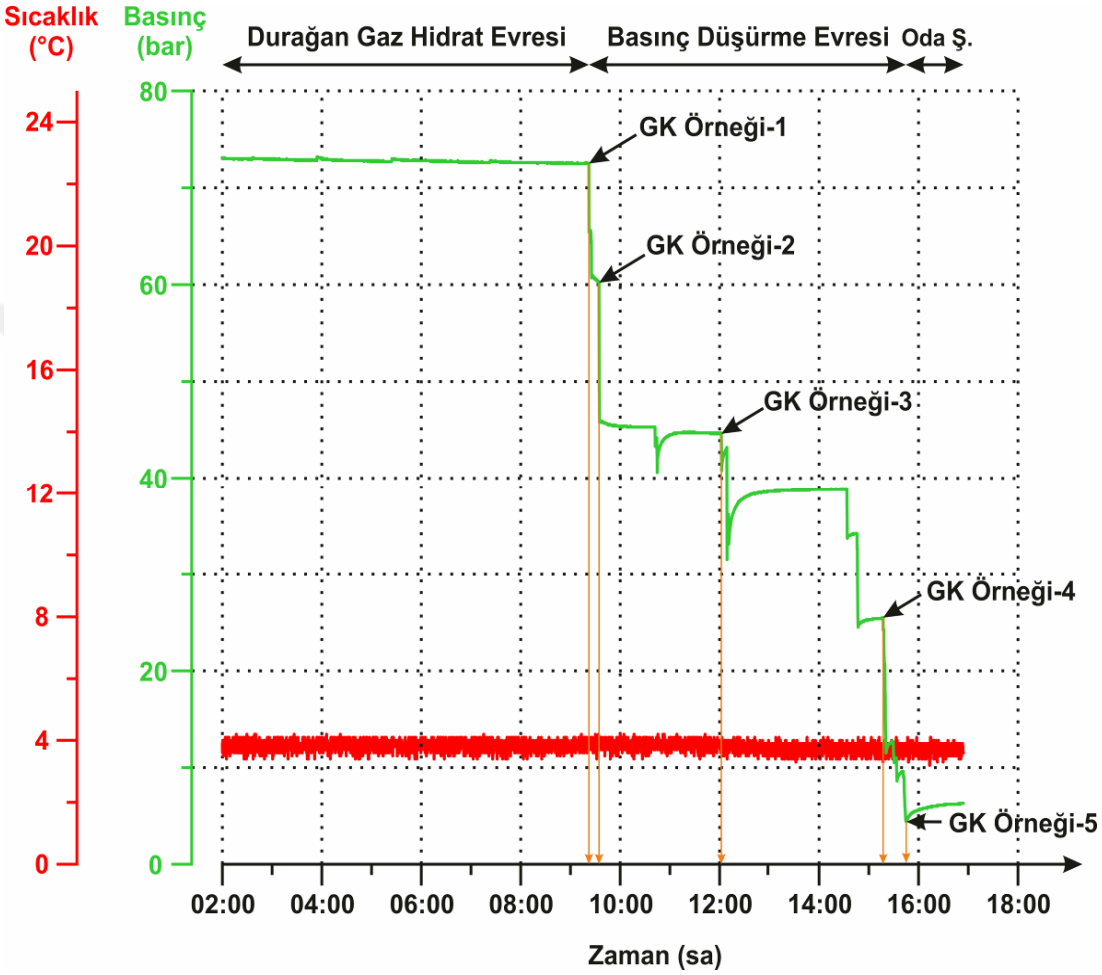
Deneysel çalışma basınç anlamında gaz hidrat oluşumu, kararlı gaz hidrat ve basınç düşürme olmak üzere üç aşamadan oluşmaktadır. Bununla birlikte aynı süreç sıcaklık açısından değerlendirilecek olursa sıcaklık düşürme aşaması ve durağan sıcaklık aşaması olmak üzere iki ayrı sıcaklık aşamasını içermektedir. Gaz karışımının deney düzeneğine aktarılmasından sonra 4 güne yakın süreyle ve kararlı gaz hidratın oluşması sırasında basınç değeri ~ 115 bar' dan 73,4 bar' a düşmüştür. Yaklaşık 42 bar' lık bir basınç düşmesinden sonra kararlı gaz hidrat elde edilmiş ve çözünme aşamasına geçilmiştir.

Çözünme aşaması, gaz hidratın sabit sıcaklıkta basınç düşürme yöntemiyle su ve gaz olmak üzere iki faz aşamasına geçmesi şeklinde gerçekleştirilmiştir. Bu süreç başlamadan hemen önce ve süreç boyunca gelişigüzel basınç değerlerinde gaz hidrat deney düzeneğinden yüzey gazı örnekleri alınarak gaz kromatografisi (GK) analizlerine tabi tutulmuş ve çözünme boyunca elde edilen gaz örneklerinin gaz bileşimleri ortaya konmuştur.



Şekil 4.78 Gaz hidrat deneysel oluşum ve çözünme süreçlerinin basınç ve sıcaklık açısından grafiksel gösterimi.

Gaz örneği alınan basınç değerleri (Şekil 4.79) öncelikle basınç düşürme öncesi 73,4 bar basınçta kararlı gaz hidratın yüzey gazı için alınan örnek ve sonrasında sırasıyla 60,7 bar, 44,6 bar, 24,5 bar, 4,4 bar ve deney tamamlandıktan sonra 6,3 bar (oda sıcaklığında) şeklindedir.

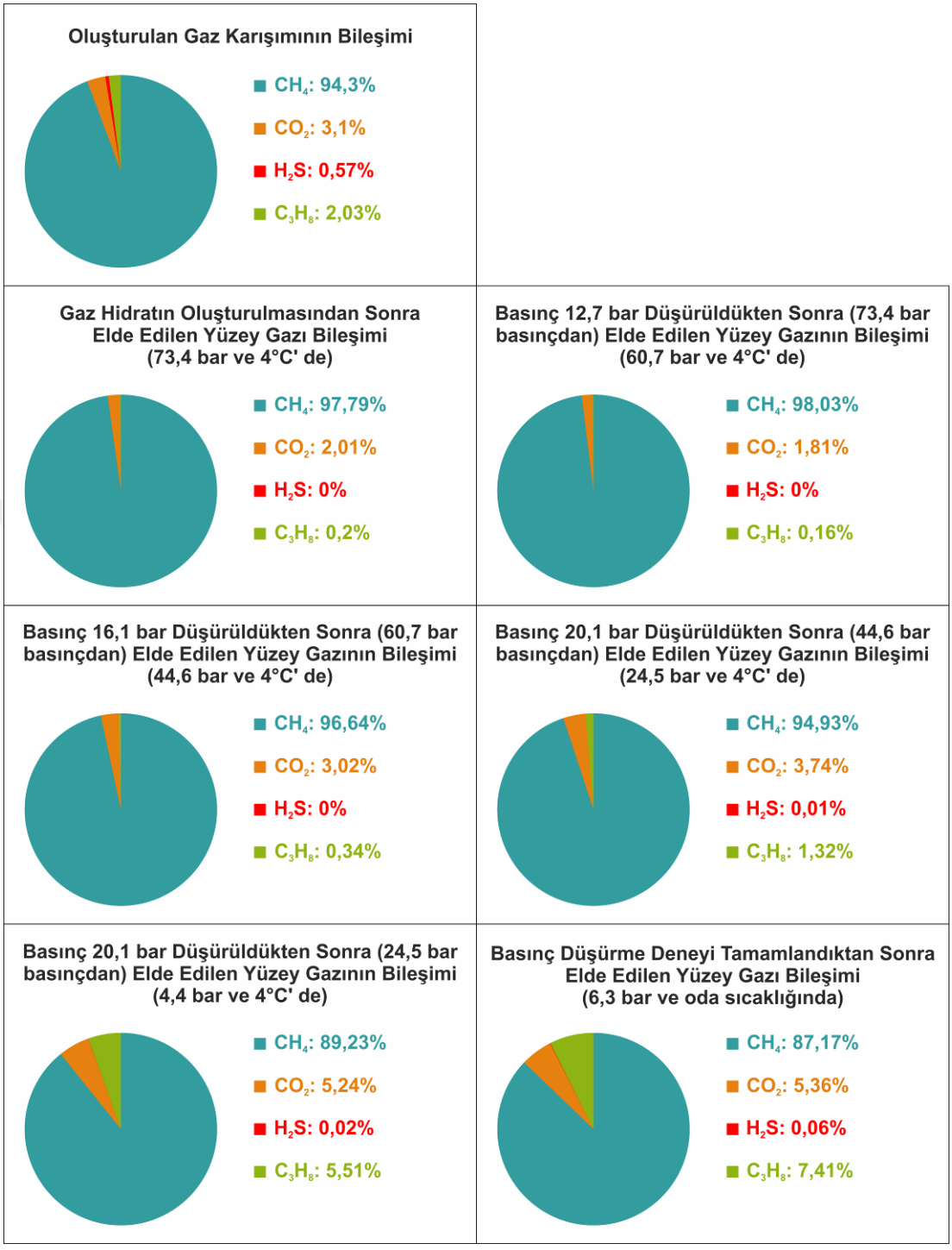


Şekil 4.79 Gaz hidrat çözünme süreci (Şekil 4.79' de lacivert dikdörtgenle belirlenen alan) ve bu süreçte yüzey gazı örneğinin alındığı basınç değerleri ve zamanları gösteren grafik gösterimi.

Elde edilen gaz örnekleri, oluşturulan gaz bileşimi için sabit sıcaklık altında ve gaz hidratın çözünmesi sırasında farklı gaz bileşimlerini ortaya koymuştur. Buna göre, gaz hidratın çözünmesi aşamasında Metan baskın bir çözünme olmasına karşılık farklı basınç değerlerinde farklı gazların bileşimdeki yüzdesi artış/azalış şeklinde farklılık göstermektedir (Şekil 4.80).

Kararlı gaz hidrat elde edildikten sonra elde edilen yüzey gazı, oluşturulan gaz karışımının bileşimine oranla incelendiğinde gaz hidratın oluşumu sırasında H_2S gazının tamamen ve C_3H_8 gazının da neredeyse tamamen tükendiği görülmektedir (Şekil 4.80b). Ayrıca CO_2 gazının kararlı gaz hidrat elde edildikten sonra yüzey gazındaki oranı, oluşturulan gaz karışımına nazaran daha düşüktür (Şekil 4.80b). Bütün bunlara karşılık CH_4 gazının bileşimdeki yüzdesi kararlı gaz hidratın elde edilmesiyle artmıştır (Şekil 4.80b).

Bu aşamadan sonra 12,7 bar basınç düşürme işlemi gerçekleştirilmiş ve basınç 73,4 bar basınçtan 60,7 bar basınca düşürülmüştür (Şekil 4.80c). Basıncın 60,7 bar olduğu aşamada alınan yüzey gazı bileşimi CH_4 oranının artış gösterdiği, CO_2 gazının bir miktar azaldığı ve C_3H_8 gazının ihmal edilebilir oranda azalış gösterdiğini ortaya koymuştur (Şekil 4.80c). Basınç 60,7 bar değerinden 44,6 bar basınca (16,1 bar' lık basınç düşümü) düşürüldükten sonra ilk iki aşamada artan CH_4 ve azalan diğer gazlar şeklindeki çözünme eğilimi farklılık göstermeye başlamaktadır. Buna göre, CH_4 oranı bir önceki basınç değerine göre azalmaktadır (Şekil 4.80d). Bununla birlikte, bileşimde CO_2 gazının belirgin bir şekilde ve C_3H_8 gazının az bir miktar artış gösterdiği görülmektedir (Şekil 4.80d). Ayrıca bu aşamaya kadar H_2S gazının bileşimdeki oranı % 0 olarak kalmaya devam etmektedir. Basınç 44,6 bar değerinden 24,5 bar değerine düşürüldüğünde (20,1 bar' lık basınç düşümü) CH_4 gazı oranının biraz daha azaldığı, CO_2 gazı oranının az bir miktar arttığı, C_3H_8 gazı oranının belirgin olarak arttığı ve ihmal edilebilir oranda H_2S gazı artışı olduğu (% 0,01) görülmektedir (Şekil 4.80e). Basınç değeri 24,5 bar değerinden 4,4 bar değerine düşürüldüğünde (20,1 bar' lık basınç düşümü) CH_4 gazı oranında belirgin bir azalış, CO_2 gazı oranında belirgin bir artış, C_3H_8 gazı oranında çok belirgin bir artış ve H_2S gazı oranında yine ihmal edilebilir bir artış (% 0,02) olduğu görülmektedir (Şekil 4.80f). Basınç düşürme deneyi tamamlandıktan sonra elde edilen yüzey gazı örneği de gazların oransal değişimleri açısından son iki örneğe benzerlik göstermektedir.



Şekil 4.80 Gaz hidrat basınç düşürme süresince elde edilen yüzey gazlarının bileşimi.

Deney tamamlandıktan sonra elde edilen yüzey gazı örneklerinde CH_4 yüzdesinin daha da azaldığı, CO_2 gazının bir miktar azaldığı, C_3H_8 gazı artışının belirgin olarak devam ettiği ve H_2S gazının yine çok küçük bir miktar artış gösterdiği görülmüştür (Şekil 4.80f). Bu aşamada bilinmesi gereken husus, deney

sonlandıktan sonra bile gaz hidrat deney düzeneği içerisinde 6,3 bar basınç olduğu ve bu değerin bu aşamaya kadar çözünmüş olan gaz miktarının fazla olması sebebiyle bir önceki basınç düşürme işleminde gelinen 4,4 bar basınç değerinden bile daha yüksek olduğudur. Dolayısıyla gaz hidrat deney düzeneği iç basıncının yüksek oluşu içerisinde halen kararlı ve kuvvetle muhtemel H_2S gazı açısından zengin gaz hidratların var olabilmesini mümkün kılmaktadır.

BÖLÜM BEŞ
TARTIŞMA

5.1 Gaz Hidratlar

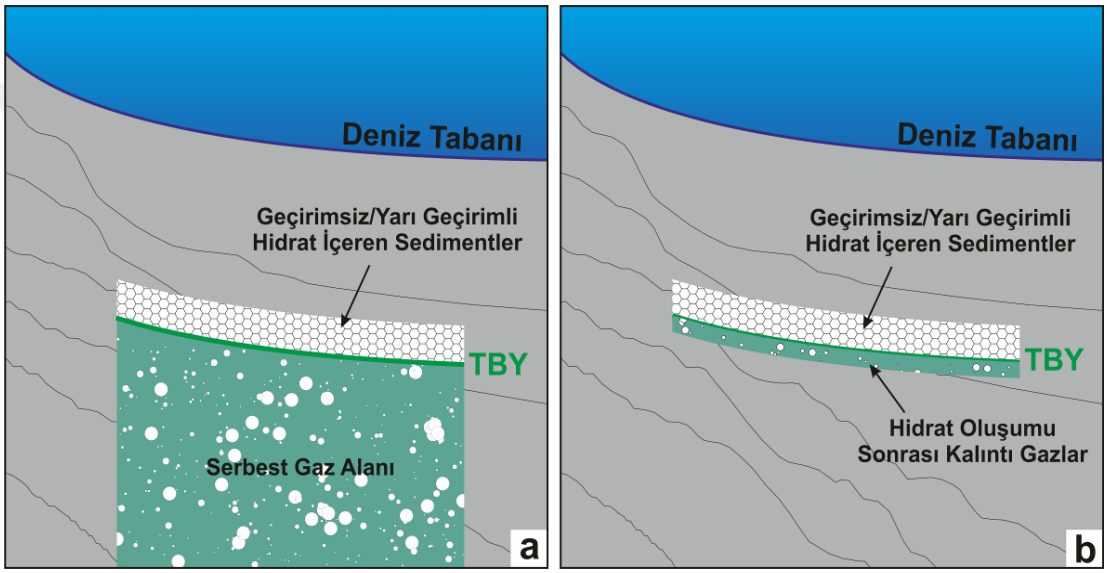
5.1.1 Çalışma Alanı İçindeki Gaz Hidrat Belirteçleri

Bölüm 4' de anlatıldığı üzere gaz hidrat belirteçleri çalışma alanı içerisinde genlik özelliklerine ve içinde oluştukları jeolojik yapılara göre farklılık göstermektedir. Bu bölümde gerek genlik farklılıkları gerekse jeolojik yapı farklılıklarına göre gaz hidrat belirteçlerinin oluşum mekanizmaları detaylandırılacaktır.

5.1.1.1 Sismik Yansıma Genliği Karakteristiğine Göre Çalışma Alanındaki Gaz Hidrat Belirteçleri

Çalışma alanındaki gaz hidrat belirteçlerinden sürekli-TBY tipi anomaliler dünya genelinde sismik veriler üzerinde yaygın olarak görülen hidrat belirteci olup (Coren, Volpi ve Tinivella, 2001; Tréhu ve diğer., 2004; Brown, Holbrook, Hornbach ve Naelon, 2006; Hesse, Back ve Franke, 2010; Bangs, Hornbach ve Berndt, 2011; Riedel ve Rohr, 2012), çalışma alanının doğu kesiminde sadece bu tipteki anomaliler gözlenmektedir (Şekil 4.42). Aynı zamanda bu tipteki gaz hidrat belirteçleri çalışma alanının batı kesiminde de yer yer görülmektedir. Sürekli-TBY anomalilerinin altında bazı alanlarda serbest gaz birikimlerinin de bulunduğu gözlenmiştir. TBY dünya genelinde gaz hidrat içeren tortullarla serbest gaz içeren tortullar arasındaki bir geçiş sınırı olarak da kabul görmektedir (Holbrook, Hoskins, Wood, Stephen ve Lizarralde, 1996; Haacke, Westbrook ve Hyndman, 2007; Petersen, Papenberg ve Klaeschen, 2007; Crutchley, Pecher, Gorman, Henrys ve Greinert, 2010; Phrampus ve Hornbach, 2012; Shedd, Boswell, Frye, Godfriaux ve Kramer, 2012). Her ne kadar serbest gaz anomalilerinin bu tipteki TBY' ler altında bulunmayışı serbest gazın yokluğu ihtimalini güçlendiriyor gibi gözükse de, laboratuvar ortamında gerçekleştirilen gaz hidrat oluşturma/çözünme deneyleri, herhangi bir gaz bileşimi için gaz hidratların oluşumunu takiben deney düzenekleri içinde mutlaka bir miktar

artık gazın hidrat oluşturmadan kaldığını göstermektedir (Parish ve Prausnitz, 1972; Bishnoi ve Natarajan, 1996; Kawamura ve diğer., 2006). Bu bilgiler göz önünde bulundurulduğunda, çalışma alanı içerisinde gözlenen TBY' lerin altında serbest gaz anomalisi olsun veya olmasın tamamının altında serbest gazın var olduğu düşünülebilir. Ayrıca bu bağlamda çalışma alanındaki potansiyel gaz hidrat içeren tortullar ikiye ayrılabilir (Şekil 5.1); 1- gaz hidrat oluşumunu takiben altında serbest gaz birikmiş ya da birikmeye devam eden hidrat içeren tortullar, 2- gaz hidrat oluşumunu takiben altında sadece kalıntı gaz bulunduran tortullar.



Şekil 5.1 Serbest gaz ve gaz hidrat belirteci ilişkisini ortaya koyan şematik gösterim. a) Altında serbest gaz belirteci bulunan TBY' lar, b) altında gaz hidrat oluşumu sonrasında kalıntı gaz bulunan TBY' lar. Şekiller ölçeksiz olarak hazırlanmıştır ve gaz hidrat içeren tortulların kalınlığı (TBY' dan itibaren) çalışma alanı hidrat içeren tortul kalınlığını yansıtmamaktadır.

Şekil 5.1a, altında serbest gaz birikimi belirgin olarak gözlenen gaz hidrat belirteçlerinin şematik gösterimidir ve bu tipteki alanlarda serbest gazın sismik sinyali soğurması nedeniyle TBY altındaki ara yüzeyler görülememektedir. Şekil 5.1b' de gösterilen ve gaz hidrat oluşumu sonrasında kalıntı olarak kalan serbest gazların çok kalın olmayan bir geçiş zonu şeklinde olduğu ve gaz miktarının/gaz konsantrasyonunun belirgin bir akustik empedans farkı yaratmadığı düşünülmektedir. Dolayısıyla altında çok az bir miktarda serbest gaz bulunsa da

sismik verinin düşey ayrım gücünün bu geçiş zonunu ortaya koyamayacağı söylenebilir.

TBY' lerin genlik gücünün hidratların oluşabileceği sedimanter ortamın porozitesi, hidrat konsantrasyonu ve serbest gazın varlığı ile ilişkili olduğu düşünüldüğünde (Chand ve Minshull, 2003), çalışma alanında altında serbest gaz belirteci bulunmayan TBY' lerin, hidrat kararlılık zonu içindeki hidrat doygunluğu ve altındaki gaz konsantrasyonu ile ilişkili olduğu sonucuna varılabilir. Çalışma alanında altında serbest gaz belirteci bulunmayan TBY' lerin, altında serbest gaz belirteci bulunan gaz hidrat belirteçlerine nazaran daha zayıf bir genlik karakteristiği sunması da bu sonucu desteklemektedir. Öte yandan, çalışma alanında altında serbest gaz belirteci gözlenmeyen TBY alanları ile serbest gaz belirteci gözlenen alanlar arasındaki bu genlik karakteristiği farkının gaz hidrat kararlılık zonu içindeki hidrat konsantrasyonu ya da ortamın porozitesiyle ilişkili olmadığı, bunun yerine gaz hidrat kararlılık zonunun altındaki gaz konsantrasyonunun etkili olduğu düşünülmektedir. Buna göre gaz hidrat kararlılık zonunun altındaki gaz konsantrasyonunun düşük olması, beraberinde düşük genlikli TBY' lerin sismik verilerde gözlenmesini sağlıyor olabilir ya da başka bir deyişle TBY genliği yüksek olan alanların oluşmasına sebep olan durum, gaz hidrat kararlılık zonu altındaki gaz konsantrasyonunun yüksek olması olabilir. Bu düşüncenin sebepler ise;

i) Karadeniz' in dünyanın en büyük anoksik havzası oluşu (Codispoti ve diğer., 1991; Yakushev ve diğer., 2007),

ii) havza tortullarının organik maddece oldukça zengin oluşu (Simoneit ve diğer., 2007; Vuchev ve diğer., 1978),

iii) bu tipteki havzalarda organik maddenin çok iyi korunuyor olması (Addy ve Behrens, 1980; Rabalais, Turner ve Wiseman, 2002),

iv) bu tipteki havzalarda biyojenik gaz üretiminin yüksek oluşudur (Hovland ve Judd, 1988; Schoell, 1988; Judd ve Hovland, 2007).

şeklinde sıralanbilir. Böylelikle, termojenik kökenli gazlar bulunmasa bile yüksek biyojenik gaz üretiminin hidrat kararlılık zonu içerisinde göreceli olarak yüksek

hidrat doygunluğu yaratabileceği önerilmektedir. Sonuç olarak, altında serbest gaz belirteci bulunmayan gaz hidrat alanları (bölgesel olarak), göreceli yüksek hidrat doygunluğuna sahip düşük serbest gaz konsantrasyonu alanları olarak yorumlanmaktadır. Düşük gaz konsantrasyonunun sebebi ise bu tipteki alanlarda biyojenik ve varsa termojenik kökenli gazların hidrat oluşumu neticesinde katı faza geçtiği ve ortamdaki serbest gazın bu faz değişimi ile büyük ölçüde tükenmesi şeklinde açıklanabilir. Böylelikle serbest gaz konsantrasyonu düşebilir ve hidrat kararlılık zonu ile serbest gaz alanı arasındaki akustik empedans farkı azalabilir. Bu ihtimallerin sonucu olarak altında serbest gaz belirteci görülemeyen düşük genlikli TBY' ler sismik verilerde gözlenmektedir.

Bu savın bir diğer sonucu ise, altında serbest gaz belirteci bulunan potansiyel gaz hidrat alanlarının, hidrat oluşumuna rağmen serbest gaz konsantrasyonu göreceli olarak yüksek alanlar olmasıdır. Gaz hidrat oluşumuna rağmen serbest gaz konsantrasyonunun yüksek olarak önerildiği bu tipteki alanların oluşmasını sağlayan durumlar ise;

i) biyojenik gaz üretiminin yüksek oluşu (Hovland ve Judd, 1988; Schoell, 1988; Judd ve Hovland, 2007) ve hidrat oluşumuna rağmen devam etmesi,

ii) derinlerde yer alan rezervuarlardan termojenik kökenli gazların sığ gaz alanlarına göç etmesi (Kvenvolden ve Bernard, 1982; Sassen ve diğer., 1999),

iii) denizel alanlarda volkanizma kökenli CO_2, H_2S ve benzeri gazların sığ gaz alanlarına göç edebilmesi (Baross ve Hoffman, 1985)

olarak sıralanabilir. Böylelikle gaz hidrat oluşumu neticesinde gerek kararlılık zonu içindeki gerekse de çevre sedimanter ortamdaki gaz önemli miktarda tükense bile hidrat kararlılık zonu altında yukarıda sıralanan etmenler sebebiyle gaz girişi devam eder ve yüksek hidrat-yüksek serbest gaz konsantrasyonu alanları ortaya çıkabilir. Bu nedendendir ki başta Amasra Kütle Kayma Alanı olmak üzere bu tipteki alanlarda sismik veriler hem serbest gaz belirteçlerini hem de gaz hidrat kararlılık zonu ile serbest gaz alanları arasında yüksek akustik empedans kontrastı sunmaktadır.

Sürekli-TBY' ler çalışma alanı içerisinde serbest gaz belirteçlerinin hemen üstünde veya serbest gaz belirteçlerinin birkaç 50 ms üstünde yer almaktadır. Serbest gazların hemen üstünde yer alan TBY' ler, gaz hidrat belirteçlerini aynı zamanda gaz cephesi (gas front) veya parlak yansıtıcı haline getirmektedir. Karadeniz için benzer durum Gürcistan açıklarında (Wagner-Friedrich ve diğer., 2013), Romanya açıklarında (Popescu, Lericolais, Panin, De Batist ve Gillet, 2007) ve Kırım açıklarında (Lüdmann ve diğer., 2004) gözlenebilmekte olup, Karadeniz kıtasal marjini için bu durum özellikle sedimanter sırtlar altında serbest gazların birikmesine bağlı olarak oluşan yaygın bir durumdur (Dondurur, Küçük, Çifçi ve Ergün, 2011; Küçük ve diğer., 2012; Özel, 2012). TBY' lerin birkaç elli ms altında gözlenen sığ gaz belirteçleri ile TBY arasında litolojik seviyeler de görülmektedir ve sığ gazın TBY seviyesine kadar yükselememesi çalışma alanı içerisinde dikkat çeken bir durumdur. Bu durumun oluşmasına iki farklı olayın neden olabileceği düşünülmektedir ve bu nedenler; i) TBY altında oluşabilecek gaz hidratlar ve/veya ii) TBY altında bulunan sedimanter birimlerin ince daneli tortullardan oluşuyor olması şeklinde sıralanabilir. Serbest gazın TBY seviyesine kadar yükselemediği alanlarda TBY ile serbest gaz alanları arasında yani TBY' lerin altında da gaz hidratların oluşmuş olabileceği çalışma kapsamında önerilmektedir. Paganoni, Cartwright, Foschi, Shipp ve Van Rensbergen, (2016) TBY' lerin altında bileşiminde hidrokarbon gazları bulunan Yapı-2 hidratların da oluşabildiğini kuyu ve örnekleme verileri ile ispat etmiştir. Ayrıca TBY altında oluşabilen Yapı-2 hidratların sismik verilerde herhangi bir gaz hidrat belirteci göstermediği ve bu tipteki hidratların sadece kuyu loglarında tespit edildiği aynı çalışma kapsamında ortaya konmuştur (Paganoni, Cartwright, Foschi, Shipp ve Van Rensbergen, 2016). Bu bağlamda, şayet TBY altında herhangi bir gaz hidrat belirteci olmasa bile (çoklu-TBY gibi) ve serbest gaz anomalileri TBY' lere nazaran daha derinlerde bulunuyor ise bu tipteki alanlarda serbest gaz anomalisinin bulunduğu derinlikle TBY arasında Yapı-2 hidratların oluşabileceği düşünülebilir. Böylelikle TBY ile serbest gaz belirteci arasında oluşabilen Yapı-2 hidratlar geçirimsiz/yarı geçirimli bir zon oluşturarak serbest gazın TBY seviyesine kadar ulaşmasını engelleyebilir ve serbest gaz belirteçleri bu durumun bir sonucu olarak TBY' lere nazaran daha derinlerde gözlenebilir.

Sürekli-TBY' ler ile ilgili diğer bir bulgu ise bu belirteçlerin moloz istifleri içerisinde de gözlenebilmesidir ve çalışma alanında bu durumun gözlenmesi, alanı kendine özgü kılmaktadır. Gaz hidrat belirteçleri dünya genelinde yamaç aşağı kütle hareketlerinin oluşturduğu istifler (mass transport deposit-MTD) içerisinde gözükmemekte olup, genellikle bu tipteki istifler TBY' lere nazaran daha sığ derinliklerde veya daha derinlerde yer almaktadır (Horozal ve diğer., 2009; Yoo ve diğer., 2013). Bu durumda çalışma alanı içerisinde yamaç aşağı kütle hareketlerinin yarattığı moloz istiflerinin sedimanter anlamda gaz hidrat oluşturmaya yetecek fiziksel özelliklere sahip olduğu sonucu ortaya çıkmaktadır. Yani moloz istifleri serbest gaz içeriği ve gaz hidratların oluşmasına yetecek kadar gözenek oranına sahip olarak yorumlanmaktadır.

Sürekli-TBY' lerin derin basenin başlangıcında deniz tabanına nazaran ters polariteli gelişmiş yansımalar üretmesi durumu, derin basende bu tipteki gaz hidrat belirteçlerinin; i) gaz cephesi haline gelmesi veya ii) gaz yüklü tortullarla aynı derinliğe tesadüf etmesi şeklinde yorumlanmaktadır. Her iki ihtimali de çalışma alanında destekleyen bulgular mevcut olup, TBY' nin gaz cephesi haline geldiği düşünülen alanlarda TBY altında genlik sönümlenmesi şeklinde akustik boşluk benzeri alanlar görülebilmektedir. Serbest gaz belirteçlerinin var olmadığı alanlarda ise bu tipteki ters polariteli gelişmiş yansıtıcıların gaz yüklü tortul karakterine büründüğü görülmektedir.

MTA tarafında 1998 yılında çalışma alanında toplanan sismik veriler daha önceden de anlatıldığı gibi konvansiyonel sismik veridir ve verilerin frekans aralığı 5 - 80 Hz arasında değişmektedir. Tez çalışmasının birincil veri kaynağını oluşturan yüksek ayrımlı sismik veriler ise 5 - 200 Hz frekans bandına sahiptir. Tez alanından elde edilmiş konvansiyonel sismik veri ve yüksek ayrımlı sismik veri olmak üzere bu iki ayrı çözünürlük gücüne sahip aynı veri üzerinde gaz hidrat belirteçleri karşılaştırılacak olursa, konvansiyonel sismik verilerin gaz hidrat belirteçlerini daha güçlü yansıma genlikleri ile açığa çıkarttığı görülmektedir. Buna karşılık, gaz hidrat kararlılık zonunun tabanını temsil eden bu sınır konvansiyonel verinin düşey ayrım gücünün daha düşük olması sebebiyle daha geniş bir düşey aralığa karşılık

gelmektedir. Benzer bir durum Meksika Körfezi' nde hidrokarbon aramaları için toplanan konvansiyonel verilerin gaz hidrat belirteçleri üzerinde yüksek genlik dağılımı sağlaması şeklinde görülmesine karşılık TBY üzerinde aşağıda anlatılan detayları içermediğini göstermektedir (Dai, Snyder, Gillespie, Koesoemadinata ve Dutta, 2008; Boswell ve diğer., 2012; Frye, Shedd ve Boswell, 2012). Yüksek ayrımlı sismik veriler çalışma alanında saptanan gaz hidrat belirteçleri üzerinde her zaman yüksek yansıma genliği sağlayamasa da konvansiyonel sismik verilere nazaran daha fazla detay sunmaktadır. Özellikle TBY morfolojisi, çamur volkanı, gaz bacası, diyapirik yapılar, gaz hidrat kararlılık zonu altında gelişen serbest gaz alanları ve benzeri sığ gaz yapılarının TBY üzerinde yarattığı anomali düzensizlikleri ve TBY altında birikebilen serbest gazlara yönelik belirteçler açısından yüksek ayrımlı veriler oldukça yüksek detay gücüne sahiptir (Şekil 4.21). Dolayısıyla potansiyel yer tehlikesi olarak da önem arz eden bu tipteki alanların (Max, Johnson ve Dillon, 2006) detaylı olarak haritalanması, TBY morfolojisinin detaylı olarak ortaya çıkartılması ile yapılabilecek detaylı hacim hesapları ve/veya basınç düşürme (depressurization) gibi gaz hidratlardan gaz üretmeye yönelik uygulanan yöntemler açısından serbest gaz birikimi ile gaz hidrat içeren tortullar arasındaki kontağın detaylı olarak ortaya çıkarılması gibi çalışmalar için yüksek ayrımlı sismik verilerin gaz hidrat araştırmalarında konvansiyonel verilerin yerine tercih edilmesi önerilmektedir. Öte yandan, konvansiyonel veriler de gaz hidrat araştırmalarında potansiyel alanların bölgesel olarak belirlenmesi açısından kullanılabilecek bir veri türü olarak değerlendirilebilir.

Süreksiz-TBY tipi (Meksika Körfezi' ndeki "discontinuous BSR" veya "phase reversal BSR" türü belirteçler) gaz hidrat anomalileri (Ivanov ve diğer., 2010; Bünz, Palyanov, Vadakkepuliyambatta, Consolaro ve Mienert, 2012; Shedd, Boswell, Frye, Godfriaux ve Kramer, 2012) çalışma alanının daha ziyade batı kesiminde görülen belirteç türüdür (Şekil 4.22). Daha önceden de anlatıldığı gibi bu tipteki belirteçler sürekli-TBY' lar gibi gaz hidrat kararlılık zonunun tabanı temsil eden bir yansıma sınırı sunmamaktadır. Bunun yerine açılı gelişmiş stratigrafik birimler belirli bir sınıra kadar ters polariteli gelişmiş yansımalar olarak devamlılık göstermekte, bu sınırın üst kesiminde aynı stratigrafik birimlerin genliği dramatik olarak düşmekte ve

ters polarite özelliğini yitirmektedir. Gaz yüklü (gas charged) birimler olarak nitelenen (Holbrook, 2001; Holbrook, Gorman, Hornbach, Hackwithve Nealon, 2002; Berndt, Bünz, Clayton, Mienert ve Saunders, 2004; Bünz, Palyanov, Vadakkepuliyambatta, Consolaro ve Mienert, 2012) bu tipteki ters polariteli gelişmiş yansımaların temsil ettiği birimler, serbest gaz alanından farklı olarak gazın sadece belirli bir litoloji içine nüfuz etmesi ile açıklanmaktadır (Prof.Dr. Volkhard Spiess ile kişisel görüşme, 2014). Böylelikle gaz hidrat kararlılık zonunun altındaki litolojiler içine nüfuz etmiş gazlar, gaz hidrat kararlılık zonuna kadar içinde bulunduğu litolojinin eğimi yönünde göç etmektedir. Bu göç, gazın hidrat kararlılık zonuna ulaşmasıyla sonlanmakta olup, bu sonlanmanın sebebi gaz hidratların kararlılık zonu içerisinde gözenek çimentosu oluşturarak örtü kayaç özelliği sunmasıdır (Prof.Dr. Volkhard Spiess ile kişisel iletişim, 2014).

Süreksiz-TBY' lerin oluşum sebebi Shedd, Boswell, Frye, Godfriaux ve Kramer, (2012) tarafından değişken sedimanter birimlerle açıklanmış ve bu durum kuyu verileri ile desteklenmiştir. Buna göre süreksiz-TBY lerin oluşmasını sağlayan ve içine nüfuz etmiş serbest gazı temsil eden birimler iri daneli (coarse-grained) birimler olarak, gazın nüfuz ettiği sedimanter birimler arasında gözlenen ve herhangi bir genlik anomalisi içermeyen transparan/yarı transparan sedimanter birimler ise ince daneli (fine-grained) sedimanter birimler olarak tanımlanmıştır (Boswell ve diğer., 2012; Lee ve Collet, 2012; Shedd, Boswell, Frye, Godfriaux ve Kramer, 2012). Süreksiz-TBY' lerin oluşmasında içine nüfuz eden ve tabaka eğimi boyunca göç eden serbest gazın etkili olduğu düşünüldüğünde, düşey gaz göçü yerine tabaka eğimi yönünde gaz göçüne olanak sağlayan bu tipteki sedimanter birimlerin fiziksel özellikleri ve tortul içerikleri kritik bir öneme sahiptir. Buna göre gazın bir sedimanter birim içerisinde açısal bir göç gerçekleştirebilmesi için öncelikle birimin başka bir geçirimsiz birim tarafından örtülmüş olması ve gazı açısal olarak iletebilmesi için iri daneli ya da başka bir deyişle yüksek poroziteye sahip olması gerekmektedir (Prof.Dr. David S. Goldberg ile kişisel iletişim, 2015).

Çalışma alanı batı kesiminin kıtasal yamacı gaz hidrat belirteçleri açısından sürekli ve süreksiz-TBY' ler dışında bir diğer genlik anomalisi daha sunmaktadır. Bu

tipteki anomaliler ters polariteli gelişmiş kaotik genlikler şeklinde ortaya çıkmaktadır (Şekil 4.39). Bu anomaliler Meksika Körfezi' nin Green Canyon alanında gözlenen ve gaz hidrat kararlılık zonunun tabanına denk gelen genliklerle (Zhang, McConnel ve Han, 2012) benzerlik göstermektedir. Öte yandan Green Canyon alanında gözlenen benzer genlikli gaz hidrat belirteçleri ince kum içeren türbiditik kanal istiflerine (thinly-bedded turbiditic channel-levee sands) karşılık gelmektedir (Boswell ve diğer., 2012; Prof.Dr. Michael Riedel ile kişisel görüşme, 2016). Çalışma alanında gözlenen bu tipteki gaz hidrat anomalileri ise kıtasal yamaç boyunca yer yer gözlenen birincil kayma yüzeyi ile aynı derinliklere tesadüf etmektedir (Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013). Bu duruma kısmen benzeyen başka bir örnek ise Güney Kore' nin doğu kıtasal sınırında yamaç kesiminde görülmektedir (Yoo ve diğer., 2013). Bu alanda gözlenen benzer anomaliler kıtasal yamaç boyunca oluşmuş moloz istiflerinin tabanına denk gelmektedir (Yoo ve diğer., 2013). Gerek Yoo ve diğer., (2013)' ün kıtasal yamaç boyunca gösterdiği, gerekse de tez alanında gözlenen benzer gaz hidrat anomalileri, yamaç aşağı kütle hareketlerinin hareket ettiği yüzeye denk gelmektedir. Bu noktada iki alanda gözlenen en büyük farklılık ise tez alanındaki benzer anomalilerin kaotik bir genlik karakteristiğine karşılık, Güney Kore' nin doğu kıtasal sınırında gözlenen anomalilerin tez alanı kadar kaotik bir genlik karakteristiği sunmamasıdır. Bu tipteki gaz hidrat belirteçlerinin çalışma alanındaki diğer bir tipik özelliği ise genlik anomalilerinin üzerinde transparan zonların gözlenmesidir (Şekil 4.24 ve Şekil 4.25). Daha önceden de anlatıldığı üzere, gaz hidrat belirteçleri üzerinde gelişen bu tipteki transparan zonlar hidratların içinde oluştuğu sedimanter ortamı çimentolamasından ileri gelmektedir (Lee ve Dillon, 2001; Vanneste, De Batist, Golmshtok, Kremlev ve Versteeg, 2001; Chand ve Minshull, 2003) ve bu durum kıtasal yamaç boyunca gözlenen bu tipteki alanlarda gaz hidratların var olması ihtimalini daha da güçlendirmektedir.

5.1.1.2 İçinde Oluştuğu Jeolojik Yapıya Göre Çalışma Alanındaki Gaz Hidrat Belirteçleri

Gaz hidrat belirteçleri yaklaşan levha sınırları için içinde oluştukları jeolojik yapılara göre sınıflandırılmaktadır (Baba ve Yamada, 2004; Lin ve diğer., 2009;

Thakur ve Rajput, 2011). Buna göre, sırt tipi (ridge type), basen tipi (basin type), kanyon tipi (submarine canyon type) ve kıtasal yamaç tipi (continental slope type) olmak üzere dört ana gaz hidrat belirteci türü Lin ve diğer., (2009) tarafından Tayvan' ın güneybatı kıtasal sınırında tanımlanmıştır. Bu ana belirteç türleri aynı zamanda kendi içinde de çeşitlilik göstermekte olup ana türler altındaki TBY tipleri;

1) Sırt Tipi TBY:
   - Antiklinal-sırt türü (anticlinal-ridge type),
   - Gömülü antiklinal türü (buried anticlinal-ridge type),
   - Bindirme sırt türü (thrusted-ridge type),
   -Bindirme düşen bloğu türü (thrusted-footwall type),
2) Basen Tipi TBY:
   - Basen-marjin türü (basin-margin type),
   - Basen içi türü (intra-basin type),
3) Kanyon Tipi TBY:
   - Kanyon tabanı türü (canyon-floor type),
   - Kanyon-marjin türü (canyon-margin type),
4) Kıtasal Yamaç Tipi TBY:
   - Yamaç sırtı türü (slope-ridge type),
   - Yamaç çukurluğu türü (slope-trough type),
   - Yükselim önü türü (frontal slope-front-fill type),
   - Erozyonel sırt türü (erosional ridge type),
   - Yükselim sonu türü (distal-slope type),

şeklinde sınıflandırılmaktadır (Lin ve diğer., 2009).

Yapılan bütün tanımlamalar yay önü havzalarda üzerleme (obduction) tortulları ile gelişmiş ve "Accretionary Prism" olarak tanımlanan kıtasal marjinleri kapsamakta olup, Karadeniz' in bir yay ardı havza olduğu (Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Finetti ve diğer., 1988; Okay et al., 1994; Robinson ve diğer., 1996; Nikishin et al., 2003) ve açılmasının riftleşmeye dayandırıldığı (Finetti, Bricchi, Del Ben, Pipan ve Xuan, 1988) göz önünde bulundurulduğunda, bu tipteki bir havzada gaz hidrat

belirteçlerinin içinde oluştukları jeolojik yapılara göre sınıflandırılması ilk kez tez kapsamında yapılmaktadır ve Lin ve diğer., (2009) tarafından yapılan sınıflamaya nazaran bazı farklılıklar da göstermektedir. Lin ve diğer., (2009) tarafından yapılan dört ana sınıflamaya alternatif olarak, tez kapsamında TBY' lerin içinde oluştukları jeolojik yapılar, bulundukları jeomorfolojik konuma göre kıtasal yamaç, kıtasal yükselim ve derin basen olmak üzere üç farklı alan için sınıflanmıştır. Lin ve diğer., (2009)' un yaptığı sınıflamadan ayrı bir sınıflama yapılmasının sebeplerinden biri, yukarıda da anlatıldığı üzere Karadeniz havzasının oluşumu ve geçirdiği jeolojik süreçler itibariyle farklı oluşu ve Lin ve diğer., (2009)' un gösterdiği anomali içeren jeolojik yapıların sadece gösterildiği alanlarda oluşmayacak olmasıdır. Örneğin Lin ve diğer., (2009)' un gösterdiği kıtasal yamaç türü TBY' lerden yamaç sırtı ve yamaç çukuru türleri tez alanında kıtasal yükselimde de gözlenmektedir. Bu durum Karadeniz havzasının oluşumu ile ilgili ortaya çıkmış bir farklılık olabilir. Ayrıca Lin ve diğer., (2009) tarafından ortaya konulan bu sınıflamanın sadece o bölgeye has olduğu da söylenebilir. Bu durum, yukarıda anlatılan farklı havzalardaki benzer anomalilerin kıtasal sınırın farklı kesimlerinde gözlenmesi gibi farklılıkların oluşmasındaki temel neden olabilir.

Çalışma alanındaki TBY' ler gözlendikleri jeomorfolojik sınır dışında içinde gözlendikleri jeolojik yapının ne şekilde oluştuğuna bağlı olarak da sınıflanmaktadır. Buna göre yapısal olarak gelişmiş yapılar içinde gözlenen TBY' ler yapısal TBY, erozyona bağlı olarak oluşmuş alanlarda gözlenen TBY' ler erozyonel TBY ve istiflenmeye bağlı olarak gelişmiş (sadece derin basen için) TBY' ler, sedimanter TBY olarak nitelendirilmektedir.

Çalışma alanı içerisinde derin basenin başlangıç kesiminde basen tipi TBY' ler gözlenmektedir. Bu tipteki TBY' lar Karadeniz' de gaz hidrat belirteçlerinin gösterildiği diğer bazı çalışmalarda (Lüdmann ve diğer., 2004; Popescu, Lericolais, Panin, De Batist ve Gillet, 2007) yer almamaktadır. Basen tipi TBY' ler, Lin ve diğer., (2009) tarafından bindirme faylarının düşen bloğunda gözlenen TBY' ler için kullanılmış bir tanımlama olup, açılma tektoniği kökenli olarak gelişmiş havzalar için bu tipteki bir tanımlamaya gidilmemiştir. Bu bağlamda, Karadeniz havzası için

basen tipi TBY' lerin ilk defa ortaya konduğu ve bu tipteki havzalarda basen tipi TBY' lerin içinde oluştuğu jeolojik ortamın aynı olmasına karşılık, havzanın oluşum mekanizmasının bugüne kadar tanımlanan diğer alanlardan (Baba ve Yamada, 2004; Lin ve diğer., 2009; Thakur ve Rajput, 2011) farklı olduğu söylenebilir. Lin ve diğer., (2009) tarafından önerilen basen tipi TBY' lerden basen içi TBY türü (intra-basin BSR) çalışma alanında gözlenen basen tipi TBY ile yansıma karakteristiği ve yer yer de TBY etrafında gelişen sismik seviye karakteristiği açısından benzer özellik sunmaktadır. Bu bağlamda Lin ve diğer., (2009)' un ortaya koyduğu basen tipi gaz hidrat belirteçlerinden basen içi TBY' lerin sadece yay önünde gelişen üzerleme tortullarından oluşmuş havzalara özgü bir belirteç olmadığı ve yay önü havzalar için tanımlanmış bu tipteki TBY' lerin yay ardı havzalar için de geçerli olduğu söylenebilir.

Kıtasal yükselim boyunca gözlenen gaz hidrat belirteçleri iki farklı türdedir ve bu türler kıtasal yükselim eğiminin yüksek olduğu veya düşük eğimli olduğu alanlar olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Eğimin yüksek olduğu kıtasal yükselim bölgelerinde kıtasal yükselim türü TBY' ler gözlenmektedir (Şekil 4.27). Bu tipteki TBY' ler, Lin ve diğer., (2009)' un önerdiği yamaç önü TBY' lere, TBY morfolojisi açısından benzerlik göstermektedir. Öte yandan çalışma alanında gözlenen bu tipteki TBY' ler Lin ve diğer., (2009)' un önerdiği su derinliklerinden daha derinlerde görülmektedir. Başka bir deyişle Lin ve diğer., (2009), bu tipteki TBY' leri kıtasal yamaç türü TBY' ler kategorisine dahil etmiş olup, çalışma alanında benzer anomaliler kıtasal yükselimde gözlenmektedir.

Çalışma alanı içerisinde kıtasal yamaç ile derin basen arasında eğimi düşük bir geçiş zonu sunan bu tipteki kıtasal yükselim alanlarının yamaç aşağı kütle hareketlerinin yoğunluğu ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Buna göre bu tipteki alanlarda kıtasal yamaç boyunca yamaç aşağı kütle hareketlerinin yoğun oluşu, kıtasal yükselimde daha fazla tortulun yığılmasına ve eğimi daha yüksek kıtasal yükselim alanlarının ortaya çıkmasına sebep olabilir. Böylelikle gerek jeomorfolojik açıdan, gerekse de gaz hidrat belirteçleri açısından kıtasal yamaç ile derin basen arasında yüksek eğime sahip bir kıtasal yükselim oluşabilir.

Kıtasal yükselimde gözlenen ikinci TBY türü tortul dalgası tipi TBY' ler (Şekil 4.28) olup, bu tipteki TBY' ler yorumlanması en güç TBY' ler olarak tanımlanabilir. Ayrıca literatürde bu tipte tanımlanmış bir TBY türü olmamakla birlikte, böyle bir tanıma bu tipteki TBY' lerin çalışma alanında yaygın olarak gözlenmesinden dolayı gidilmiştir. Kıtasal yamaç ile derin basen arasında kıtasal yükselim eğiminin düşük olduğu alanlarda gözlenen tortul dalgaları, gerek deniz tabanı gerekse de taban altı jeolojiyi oldukça karmaşık hale getirmektedir. Bu durumun doğal bir sonucu olarak sismik verilerdeki yansıma sınırları ve genlikler de bir o kadar karmaşık ve iç içe gözlenmektedir. Bu karmaşık sismik yansıma zonu aynı zamanda TBY' lerin takibini de güçleştirmektedir. Türbidite akıntıları ve/veya kontur akıntıları ile oluşabilen bu tipteki alanlarda (Howe, 1996; Wynn ve Stov, 2002), gaz hidrat belirteçlerinin varlığı dünya genelinde nadiren gösterilmiştir (Faugéres, Stow, Imbert ve Viana, 1999; Close, Stagg ve O' Brien, 2007). Çalışma alanının kıtasal yükseliminin çoğunlukla tortul dalgaları ile karakterize edildiği (Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013), kıtasal yükselimdeki termobarik koşulların bu alanlarda gaz hidrat oluşturmaya uygun olduğu (Küçük, Dondurur ve Çifçi, 2012) ve bu tipteki alanlarda gaz hidrat belirteçlerinin yaygın olduğu düşünüldüğünde (Küçük ve diğer., 2015), baskın olarak ince daneli tortullardan oluşabilen bu tipteki karmaşık sedimanter yapıların Karadeniz havzasında gaz hidrat oluşturmaya uygun olduğu söylenebilir.

Çalışma alanının kıtasal yamacı kanyon ve kanal sistemleri ile karakterize edilmekte olduğundan (Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013) gerek kanyon tabanı tipi gerekse de kanyon-marjin tipi TBY' lar Lin ve diğer.,(2009) çalışma alanı içerisinde gözlenmektedir (Şekil 4.32). Her iki türdeki kanyon tipi TBY' lar erozyona bağlı arızalı deniz tabanı morfolojisine uygun bir TBY morfolojisi sunmaktadır. Ayrıca bu tipteki TBY' ler su kolonunun azaldığı derinliklere karşılık geldiği için TBY' lerin deniz tabanından olan derinliği azalmakta başka bir deyişle gaz hidrat kararlılık zonu incelmektedir.

Kıtasal yamaç boyunca gözlenen diğer bir TBY türü sırt türü TBY' dir. Kıtasal yamacın daha güneyli kesimlerinde (daha sığ su derinliklerinde) BKB' nin sıkışma sınırına (Robinson, Spadini, Cloetingh ve Rudat, 1995; Spadini, Robinson ve

Cloetingh, 1996; Tari ve diğer., 2000) denk gelen antiklinal yapıları mevcuttur ve bu yapılar içerisinde de yer yer TBY' lar görülmektedir. Antiklinal yapılarının bazıları gömülü bazıları ise deniz tabanı derinliklerinde görülebilmektedir. Öte yandan deniz tabanı derinliklerinde görülen antiklinaller deniz tabanı erozyonunun gözlendiği alanlar olup, bu tipteki alanlarda yüksek deniz tabanı erozyonu sebebiyle antiklinallerin üst katmanları dahi aşınmış olarak görülmektedir. Bu sebeple kıtasal yamacın güneyli kesimlerinde görülen antiklinaller Lin ve diğer., (2009) tarafından tanımlanan gömülü antiklinal olarak değerlendirilmekte ve içinde gözlenen TBY' ların, gömülü-antiklinal türü TBY' larla benzerlik gösterdiği söylenebilir.

Çalışma alanında gözlenen diğer bir sırt tipi TBY, erozyonel sırt türü TBY' dir. Tez alanı da dahil olmak üzere Karadeniz kıtasal sınırı çok sayıda ve erozyonel olarak oluşmuş bu tipteki sedimanter sırtları içermektedir. Dolayısıyla, erozyonel sırt tipi TBY' lar çalışma alanının kıtasal yamaç kesiminde yaygın olarak görülmektedir. Yamaç boyunca gözlenen bir diğer belirteç türü ise kayma tipi TBY' dır. Bu tipteki belirteçler kütle kaymalarının çalışma alanının yamaç kesiminde gözleniyor olması sebebiyle çalışma alanına özgü bir tür olarak kabul edilebilir. Kayma yapılarının altında gelişebilen gaz hidrat belirteçleri Cochonat ve diğer.,(2002); Brown, Holkbrook, Hornbach ve Naelon (2006), tez kapsamında içinde bulunduğu jeolojik yapılar açısından ayrı bir gaz hidrat belirteç türü olarak değerlendirilmektedir. Bunun sebebi, kayma yapılarının gözlendiği alanlarda TBY morfolojisinin kayma sonrası deniz tabanı morflojisi ile aynı oluşudur. Başka bir deyişle deniz tabanı heyelanlarının yarattığı jeomorfolojik değişimlerin gaz hidrat belirteçlerinin morfolojisini etkilediği söylenebilir ki bu durum jeolojik bir süreç olan erozyonal olayların gaz hidrat kararlılık zonu ile doğrudan ilişkisinin olduğunu göstermektedir.

5.1.2 Çalışma Alanındaki Gaz Hidrat Belirteçlerinin Sedimantasyon ile İlişkisi

Çalışma alanındaki gaz hidrat belirteçlerinin sedimantasyon ile ilişkisi bağlamında üç farklı temele dayanan olasılıktan bahsetmek mümkündür. Bunlardan ilki önceki konu başlığında bahsedilen ve TBY altında oluştuğu önerilen Yapı-2 hidratların içinde bulunduğu sedimanter birimle ilişkilidir. Diğer bir gaz hidrat

belirteci ve sedimantasyon ilişkisi ise bu tipteki belirteçlerin tortul dalgalarının geliştiği alanlarda gözlenmesi ile ilişkilidir. Üçüncü ve en önemli gaz hidrat belirteci ve sedimantasyon ilişkisi ise süreksiz TBY' lerin gözlendiği alanlarla ilişkilidir.

Serbest gaz belirteçlerinin TBY' nin birkaç elli ms altında gözlendiği alanlarda oluşabileceği önerilen Yapı-2 hidratların bulunduğu sedimanter birimlerin aynı zamanda ince daneli tortulları da içerebileceği, ihtimaller dahilindedir. Paganoni, Cartwright, Foschi, Shipp ve Van Rensbergen, (2016), TBY altında gelişen Yapı-2 hidratların ince daneli tortullar içerisinde geliştiğini Sabah kıtasal sınırında kuyu verileri ile ortaya koymuştur. Her ne kadar gaz hidratların içinde oluştuğu tortullar bölgesel sedimantasyonla ilişkili olsa da sismik verilerdeki bazı karakteristik özellikler, Karadeniz' in sedimantasyon özellikleri ve tez alanından elde edilen sığ tortul örnekleri, alan ile ilgili benzer ipuçları sunmaktadır.

Karadeniz' de sabit olarak devam eden ve sedimantasyon oranını önemli ölçüde arttıran pelajik tortullar (Ross, 1977) ince daneli sedimanter birimlerin oluşmasında önemli bir etkendir. Her ne kadar ilk 0,5 m' lik tortul içeriğini gösterse ve örnek alınan istasyon sayısı az olsa da, sığ tortul örnekleri silt baskın bir tortul içeriği sunmaktadır. Bu durum Karadeniz' in üç farklı konumunda açılan DSDP kuyularından elde edilen bulgularla çok benzerlik göstermektedir. Buna göre, karasal kökenli tortulların baskın olarak silt ve belirli bir miktar kil içerebilen ince daneli tortullardan oluştuğu ortaya konmuştur (Stoffers ve Müller, 1979).

Çalışma alanından elde edilen sismik verilerde TBY altında Yapı-2 hidrat ve/veya ince daneli tortulları içerebilecek yansıma paketlerinin transparan/yarı transparan olduğuna daha önce değinilmiştir. Genel olarak sismik verilerde ince daneli tortulların yarattığı sismik yansıma karakterinin transparan/yarı transparan olduğu (Boswell ve diğer., 2012; Lee ve Collet, 2012; Shedd, Boswell, Frye, Godfriaux ve Kramer, 2012) göz önünde bulundurulduğunda ve yukarıda verilen diğer bilgiler ışığında, çalışma alanında TBY altındaki sedimanter birimlerin sadece Yapı-2 hidratlara bağlı olarak oluşmadığı, bunun yerine hem ince daneli hem de Yapı-2 hidrat içeren birimler olduğu ihtimali kuvvetlenmektedir. Ayrıca bu tipteki

olası ince daneli birimlerin hidrat üretebilirliği, bu birimlerin konsolide olmayan ince daneli birimler olduğunu da (genellikle şeyl) göstermektedir (Lee ve Collet, 2012). Şayet bu birimler anlatıldığı şekilde ince daneli ise bu alanlarda oluşabilecek gaz hidratların çatlak dolgusu (fracture-filling) türü gaz hidrat ve/veya masif (massive) gaz hidrat içerdiği de (Boswell ve diğer., 2012; Lee ve Collet, 2012) yapılabilecek çıkarsamalardan biridir.

Çalışma alanındaki hidrat belirteçlerinin sedimantasyonla ilişkisine dair yapılabilecek diğer bir çıkarsama ise tortul dalgaları ile ilişkilidir. Wynn ve Stov, (2002), tortul dalgalarını oluşum mekanizması ve tortul içeriğine göre sınıflamış olup, bu sınıflama neticesinde;

i) taban akıntısı kökenli,
ii) türbidite akıntısı kökenli,
iii) kökeni bilinmeyen

olmak üzere üç farklı tortul dalgası türü tanımlamıştır.

Oluşum mekanizması açısından farklılık gösteren bu üç farklı tür, tortul içeriği açısından benzerlik göstermektedir. Üç türün tamamının tortul içeriği Wynn ve Stov, (2002) tarafından ince daneli tortul dalgalarının çamur ve silt baskın olduğu, kaba daneli tortul dalgalarının ise kum ve çakıl içerdiği şeklinde tanımlanmıştır.

Oluşum mekanizmasına göre taban akıntısı kökenli tortul dalgaları kontur akıntıları ile kıtasal yükselim ve derin basendeki tortul göçüne bağlı olarak oluşmaktadır (Ewing, Eittreim, Ewing, Le Pichon, 1971; Flood Shor ve Manley, 1993; Cunningham ve Barker, 1996).

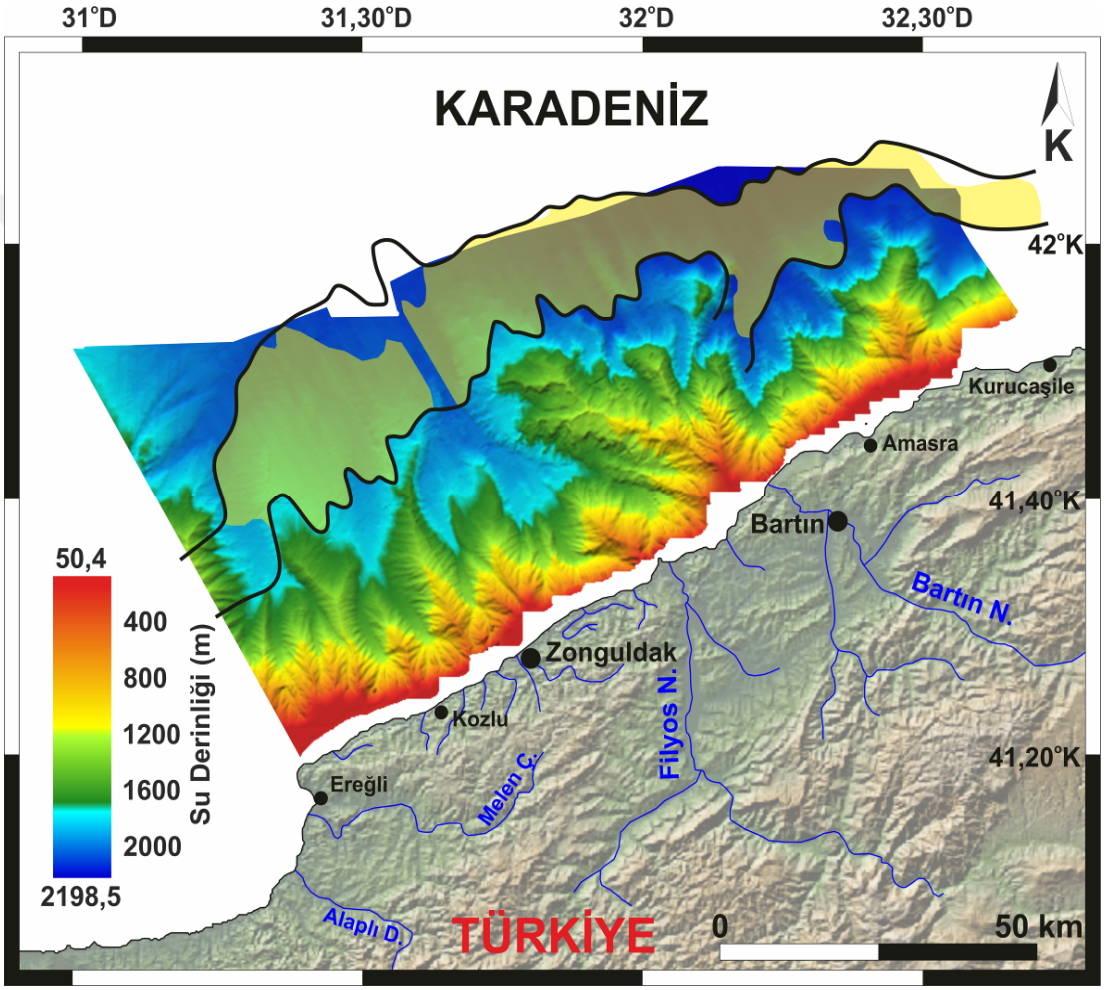
Türbite akıntısı kökenli tortul dalgaları ise kanal sistemlerinin yamaç gerisinde (Normark, Hess, Stow ve Bowen, 1980; McHugh ve Ryan, 2000), kıtasal yamaç ve kıtasal yükselimde (Jacobi, Robinowitz ve Embley, 1975; Wynn, Weaver, Ercilla ve Stov, 2000) ve volkanik adaların yamacında (Wynn, Masson, Stow ve Weaver, 2000)

gözlenmektedir. Bu bağlamda oluşum mekanizması ve gözlendikleri alanlar açısından çalışma alanındaki tortul dalgaları hem taban akıntısı kökenli hem de türbidite akıntısı kökenli tortul dalgalarına benzerlik göstermekdir ve bu iki ayrı oluşum mekanizmasının birlikte çalışması neticesinde çalışma alanındaki tortul dalgalarının oluştuğunu söylemek mümkündür. Bununla birlikte tez kapsamında bu yapıların tortul içeriği ile ilgili bir yorumda bulunabilmek güçtür. Bunun sebebi, sığ tortul örneklerinin çoğunlukla Amasra Kütle Kayma Alanından alınmış olması ve tortul dalgalarının gözlendiği alana yakın olan jeolojik örnekleme istasyonunun sadece 1 tane olmasıdır.

Tortul dalgalarının gözlendiği alana en yakın tortul örnekleme istasyonu KZ14 olup (Şekil 4.65), bu istasyonun tortul içeriği silt baskın bir tortul karmaşığıdır. İstasyondan elde edilen karot her ne kadar silt baskın olsa da % 5 civarında kum ve % 3 civarında da kil içeriği açıkça görülmektedir. Bu tek örnekleme istasyonundan elde edilen bulgulardan yola çıkılarak tortul dalgalarının silt baskın tortullardan oluştuğu yorumuna gidilebilir.

Öte yandan % 5 civarındaki kum, kaba dane içeriği açısından ihmal edilebilecek bir oran değildir. Şayet çalışma alanındaki tortul dalgaları türbidite ve kontur (taban) akıntılarıyla meydana gelmiş ince daneli tortullardan oluşan (Howe, 1996; Wynn ve Stov, 2002) bir karakteristik sunuyorsa, bu tipteki alanlarda gözlenen gaz hidrat belirteçlerine istinaden tortul dalgalarının geliştiği alanlarda oluşabilecek gaz hidratların çatlak dolgusu (fracture-filling) türü gaz hidrat ve/veya masif (massive) gaz hidrat içerdiği söylenebilir (Boswell ve diğer., 2012; Lee ve Collet, 2012). Şekil 5.2 çalışma alanında tortul dalgalarının gözlendiği alanın sınırlarını (siyah çizgi) ve bu yapıların geliştiği bölgelere denk gelen gaz hidrat belirteç alanlarını (sarı transparan zon) batimetri haritası üzerinde göstermektedir. Şekil 5.2' ye göre siyah çizgisellikler arasında kalan alanda gözlenen tortul dalgalarının gerek kontur, gerekse de türbidite akıntıları ile ince daneli tortullardan meydana geldiği düşünülmektedir. Bu alan ile kesişen gaz hidrat belirteci alanları (sarı transparan zon) da yukarıda anlatılan çatlak dolgusu ve/veya masif gaz hidratların oluşabileceği potansiyel alanlara karşılık gelmektedir. Tortul dalgalarının sismik verilerde sadece deniz

tabanında meydana gelmiş bir topoğrafik değişim olarak görülmemektedir. Buna göre tortul dalgalarının sismik verilerde yarattığı karmaşık yansıma karakteri artan derinlikle de gözlenmeye devam etmektedir. Bu durumun bir sonucu olarak bu tipteki yapıların oluşumunun geçmiş dönemlerde de devam ettiği, aynı yapıların geçmiş dönemlerde oluşurken de aynı mekanizma ile geliştikleri ve dolayısıyla tortul içeriklerinin de benzer olacağı düşünülmektedir.



Şekil 5.2 Tortul dalgalarının geliştiği alanlar (siyah çizgi ile sınırlanmış alan) ve bu alanlar içerisinde gaz hidrat belirteçlerinin gözlendiği alanların (sarı transparan zon) detaylı deniz tabanı topoğrafyası üzerindeki görünümü.

Bütün bu bilgiler ışığında gaz hidrat kararlılık zonunu da kapsayan bu alanın hidrat kararlılık zonu içerisinde çok değişken bir sedimanter birim farklılığı yaratmayacağı söylenebilir. Bu sebeple bu tipteki alanlar çalışma alanı genelinde gaz hidrat kararlılık zonunun sedimanter içerik açısından tekdüze olduğu alanlar olarak

değerlendirilebilirler. Bu yorum ayrıca çalışma alanının kıtasal yükselimini (çoğunlukla tortul dalgaları ile karakterize edildiği için) ince daneli tortulların istiflendiği alanlar haline getirmektedir. Dolayısıyla çalışma alanının kıtasal yükselimi çatlak dolgusu ve/veya masif gaz hidrat oluşturmaya elverişlidir. Öte yandan tortul dalgalarının kum ve çakıl gibi iri daneli tortullardan da oluşabiliyor olması (Wynn ve Stov, 2002) ve çalışma alanında tortul içeriğini ortaya koyabilecek herhangi bir karot veya kuyu bilgisi olmaması sebebiyle çalışma alanındaki tortul dalgalarının iri daneli tortullardan oluşması ihtimali de görmezden gelinemeyecek bir ihtimaldir. %5 civarında da olsa sığ tortullardaki kum içeriği havzanın bir şekilde iri daneli malzeme ile de beslendiğine işaret ediyor olabilir. Ancak bu ihtimali detaylandıracak bir bilgi altyapısı ve/veya bulgu mevcut değildir.

Çalışma alanındaki gaz hidrat belirteçlerinin sedimantasyonla ilişkisi açısından bir diğer durum ise belirteç türlerinin bölgesel olarak farklılık göstermesidir. Buna göre çalışma alanının doğu kesimi daha önceden de anlatıldığı gibi sadece sürekli-TBY içermektedir. Sürekli-TBY türü belirteçler kısmen çalışma alanının batı kesiminde de gözlenmekte olup, alanın batı kesiminde belirgin bir süreksiz-TBY dağılımı da mevcuttur. Daha önceden de değinildiği gibi süreksiz-TBY' ler değişken litoloji ile ilişkili olarak sismik verilerde gözlenmektedir (Shedd, Boswell, Frye, Godfriaux ve Kramer, 2012). Bu durumun bir sonucu olarak ince daneli-kaba daneli-ince daneli-kaba daneli gibi sıralı bir istiflenmeden de bahsetmek mümkündür ki (Boswell ve diğer., 2012; Lee ve Collet, 2012; Shedd, Boswell, Frye, Godfriaux ve Kramer, 2012) böylelikle kaba daneli sedimanter birimler, içerisine nüfuz etmiş serbest gazı tabaka eğimi yönünde gaz hidrat kararlılık zonuna doğru göç ettirmektedir. Bu tipteki litolojilerin üst ve altlarında ince daneli birimler olduğu için birimlerin üst ve alt kesiminden de geçirimsiz olarak sınırlandığı göz önünde bulundurulduğunda bu tipteki litolojiler doğal olarak akışkanları düşey yönde göç ettirmek yerine tabaka eğimi yönünde göç ettirebilirler. Bu tipteki gaz hidrat belirteçleri neticesinde ortaya çıkan bu sonuçlar (Boswell ve diğer., 2012; Lee ve Collet, 2012; Shedd, Boswell, Frye, Godfriaux ve Kramer, 2012), böylesi sıralı bir istiflenmenin oluşum mekanizmasının nasıl olacağı sorusunu doğurmaktadır. Bu bağlamda çalışma alanının sedimanter özellikleri ve tortul taşınım yollarının (source

to sink sediment transportation pathways) sıralı istiflenme mekanizmasının oluşumunda anahtar rol oynadığı düşünülmektedir.

Çalışma alanının doğu kesiminde sadece sürekli-TBY gözlenirken, batıya doğru süreksiz TBY' lerin gözlenebilir hale gelmesi veya başka bir deyişle çalışma alanının batı kesiminde sıralı bir istiflenmenin gözlendiği düşünüldüğünde havzayı besleyen tortulların türleri, tortulların birbirileri arasındaki çökelme ilişkileri ve karasal alandan havzaya taşınırken tortulların hangi hızda havzaya iletildiği gibi faktörlerin sedimantasyonu etkileyebileceği düşünülebilir. Daha önceden de belirtildiği gibi gerek gölsel (lacustrine), gerekse de denizel (marine) dönemlerde Karadeniz' de sabit olarak devam eden sedimantasyon türü pelajik sedimantasyon olup (Ross, 1977), karasal alandan gelen tortulların havzada çökelme hızının pelajik sedimantasyon kadar sürekli olmadığı düşünülebilir. Bununla birlikte çalışma alanının batı ve doğu kesimi arasında temel bir fark da mevcuttur ki, bu fark alanın doğu kesiminin şelf alanında sedimantasyona dair herhangi bir iz olmayışıdır. Ayrıca doğu alanda akarsuların doğrudan kanyon başlarına döküldüğü de tez kapsamında ortaya konulmuştur.

Bu durum Amasra Kütle Kayma Alanı' nın batısında ise doğu alanın tam tersinedir ve şelf alanında deniz seviyesi değişimleri ile ilişkili olarak gelişebilen sigmoidal şekilli tortul ilerlemesi yapıları mevcuttur. Şekil 5.3, sürekli ve süreksiz-TBY' lerin alansal dağılımı ile şelfte sedimantasyonun gerçekleştiğini gösteren bulguların gözlendiği alanlarını ortaya koymaktadır. Şelfte görülen sedimantasyon izleri düşük deniz seviyesi döneminde gelişen sigmoidal tortul ilerlemesi veya yüksek deniz seviyesi döneminde meydana gelen yatay istiflenme şeklinde olup, yüksek deniz seviyesi döneminde istiflenene tortul kalınlığının çok ince olduğu görülmektedir. Tortul ilerlemesi Karadeniz Ereğli'si burnunun daha da batısında (çalışma alanının dışı) daha da bariz hale gelmektedir (Dondurur ve diğer., 2012). Hatta çalışma alanının batısında yer alan Sakarya Nehri ve civarında bölgesel ölçekte kum plajları gözlenirken çalışma alanı sınırları içerisinde kara ile deniz arasında benzer bir plaj alanı görülmemektedir. Öte yandan çalışma alanının doğu kesiminde kalan sismik veriler dikkatle incelendiğinde Kretase sonrası tortul birikimlerinin az

olmadığı da görülmektedir. Bütün bu bilgiler ışığında doğu alanla ilgili yapılabilecek bir çıkarsama, şelfte tortul ilerlemesi görülmeyişinin karasal alandan taşınan tortul miktarının az olduğunu göstermediği, bunun yerine karadan taşınan tortulların şelf alanında beklemeden derin havzaya iletildiğidir. Bu durumun bir sonucu olarak doğu alanda karadan gelen tortulların havzaya daha hızlı iletilmesi ile pelajik sedimantasyonun eş zamanlı olarak gerçekleştiği önerilmektedir. Farklı malzemelerin eş zamanlı olarak çökelmesi, malzemece karmaşık bir istiflenmeyi beraberinde getirebilir.

Her ne kadar malzeme içeriği açısından karmaşık bir sedimantasyon varmış gibi görünse de bu alanda sedimantasyonun bu şekilde ve sürekli olarak devam etmesi aslında karmaşık tortullardan oluşan tekdüze bir istiflenme yaratabilir. Amasra Kütle Kayma Alanı' ndan elde edilen sığ tortul örneklerinin içeriği bu yorumu desteklemekte olup, sığ tortullar silt baskın olsa da kum ve kil de içermektedir. Ayrıca karotlar içerisinde kil, silt ve kum olmak üzere bu üç farklı malzemenin sıralı olarak istiflenmediği ve üç ayrı malzemeden oluşmuş bir karmaşık birim şeklinde çökeldiği görülmektedir ki bu gözlem de doğu alandaki sedimantasyonun karasal ve askı tortullardan oluşmuş bir karmaşık istiflenme yorumunu desteklemektedir.

Karotlardan elde edilen tortul içeriği dışındaki bazı diğer bulgular pelajik sedimantasyonu da destekler niteliktedir. Pelajik sedimantasyona bağlı olarak oluşan birimlerin $CaCO_3$ ve organik malzemece zengin olduğu düşünüldüğünde (Hsü ve Jenkins, 1974), çalışma alanından elde edilen karotlarda gözlenen önemli miktardaki $CaCO_3$ yüzdesi (Şekil 4.63, Şekil 4.64 ve Şekil 4.65) ve yüksek TOM/TOK yüzdeleri (Şekil 4.67) ilk 0,5 m' lik tortul kolonunda pelajik tortulların var olabileceğine işaret etmektedir ve bahsedilen bulgular kil, silt ve kumun karot içerisinde bir tortul karmaşığı halinde gözlendiğini ortaya koymaktadır. Başka bir deyişle tortul içeriği dışındaki bulgular da istiflenmenin ayrık bir tabakalanma şeklinde olmadığını ve tortul türlerinin karotun her derinliğinde karmaşık bir dağılım gösterdiğini ortaya koymaktadır. Öte yandan karotların çok sığ olması sebebiyle düşey yönde daha fazla detay elde edebilmek için daha uzun karotların alınmasına

ihtiyaç vardır ve gelecekte yapılacak çalışmalar için çok daha uzun karotların alınması önerilir.

Çalışma alanının batı kesiminde ise bilhassa kum ve çakıl gibi iri daneli tortulların karasal alandan havzaya iletimi sırasında gecikmeye uğradığı düşünülmektedir. Bu gecikmenin sebebi ise hiç kuşkusuz iri daneli tortulların taşınım hızının şelf ilerlemesi sırasında düşmesidir ve hatta şelfte çökelmesidir. Buna bağlı olarak alanın batı kesiminde malzeme içeriği açısından daha sıralı bir sedimantasyon gerçekleşmekte olduğu önerilmektedir. Karasal alandan havzaya taşınımı sırasında iri daneli tortulların gecikmesi neticesinde ve bu gecikme süresince alanın batı kesiminde baskın olarak pelajik ve belirli bir miktar karasal kökenli ince daneli malzemeden oluşan sedimantasyonun gerçekleştiği düşünülebilir. Bu süreç ince daneli malzemece zengin bir istiflenmeyi beraberinde getirir.

Öte yandan, şelfte devam eden tortul ilerlemesi belirli bir süre sonra şelf kırığına ulaşacağından dolayı iri daneli tortullar da şelfte göç ettiği süreden sonra havzaya taşınacaktır. İri daneli tortulların havzaya taşınması ince daneli istiflerin üzerinde iri daneli ve yüksek poroziteli istiflerin gelişmesini de beraberinde getirecektir. Bu tipteki bir sedimantasyonun çalışma alanının batısında yer yer ve tekrarlı olarak devam ettiği düşünülmektedir. Böylelikle, batı alanda iri daneli tortulların havzaya ulaşarak çökeldiği ve havzada iri daneli malzemenin çökelmediği süreçler olmak üzere birbirini takip eden döngüsel sedimantasyon süreçlerinden bahsetmek mümkündür.

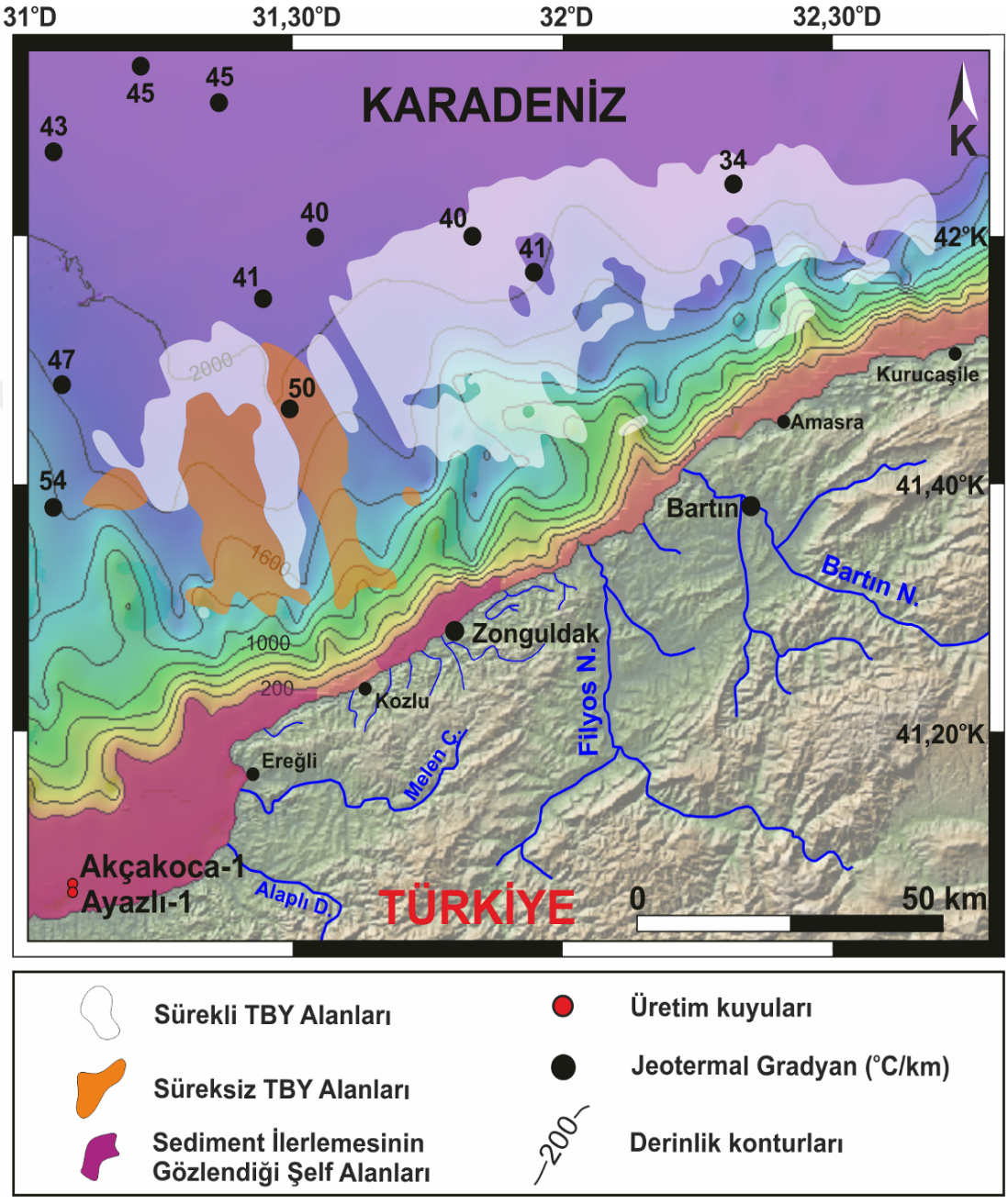
İri daneli tortulların havzaya ulaşmasına sebep olan tek durum şelf ilerlemesi olarak görülmemekte olup, Karadeniz' deki deniz seviyesi değişimleri de (Demirbağ, Gökaşan, Oktay, Şimşek ve Yüce, 1999; Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009; Soulet, Ménot, Lericolais ve Bard, 2011) iri daneli tortulların havzaya iletilmesi için yeterli olabilir. Karadeniz' deki deniz seviyesi değişimleri daha önceden de anlatıldığı gibi bu havzanın gölsel ve denizel evreleri tekrarlı bir şekilde geçirmesine sebep olmaktadır ve Karadeniz' in Akdeniz ile bağlantısının kesildiği dönemlerde yani gölsel dönemlerde deniz seviyesinin günümüz deniz seviyesinden

azami ~ 120 m daha aşağıda olduğu bilinmektedir (Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009). Şelf kırığının çalışma alanında ~ 110 m civarında olduğu göz önünde bulundurulduğunda çalışma alanı genelinde düşük deniz seviyesi (lowstand) süresince şelfin tamamen kara haline geldiği söylenebilir. Bu durumda havzayı çalışma alanı sınırları içinde besleyen akarsuların karalaşan şelf boyunca keserek ilerleyebileceği ve taşıdığı malzemeyi doğrudan kıtasal yamaca iletebileceği düşünülmektedir. Bu durumun doğal bir sonucu olarak akarsuların taşıdığı iri daneli malzeler ve/veya yüksek deniz seviyesi döneminde şelfte çökelmiş olan iri daneli tortullar havzaya bu yolla da şelf ilerlemesine nazaran daha hızlı bir şekilde taşınabilir.

Buna karşılık, Karadeniz' in geçirdiği gölsel evrelerin buzul çağlarına denk geldiği (Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009) göz önünde bulundurulduğunda havzayı besleyen akarsuların bu dönemler boyunca düşük debi ile malzeme taşıdığı unutulmamalıdır. Bu dönemlerde akarsuların enerjisinin düşük olması ise iri daneli tortulların beklenenden daha az taşınabileceğine işaret etmektedir. Yine de bu dönemler boyunca göreceli olarak düşük olsa da havzanın akarsular boyunca gerek ince gerekse de iri daneli tortullarla beslendiği düşünülmektedir ve bu durum yukarıda bahsedilen sıralı sedimantasyonun oluşmasında etkili olabilir.

Her ne kadar anlatılan bu sıralı ve tekrarlı çökelme modeli deterministik bir sedimantasyon modeli gibi gözükse de hiç kuşkusuz istiflenmiş birimler arası geçişlerin keskin olmayacağı düşünülmektedir. Şekil 5.3' de dikkat çeken bir durum çalışma alanının batı kesiminde yer alan süreksiz-TBY alanları (turuncu poligonal alanlar) arasında gelişmiş olan sürekli-TBY alanlarıdır. Bu tipteki sürekli-TBY alanlarının çalışma alanının batısında daha baskın olarak gözlenen süreksiz-TBY alanları arasında gelişmesinin sebebi tortul ilerlemesinin gözlendiği alanların sürekli olmamasıdır. Şekil 5.3' den de görüleceği üzere tortul ilerlemesinin gözlendiği alanlar Ereğli ve civarı ile Zonguldak olmak üzere iki ayrı zon olarak gösterilmiştir. Bütün bu bilgiler ışığında tortul içeriği açısından tekdüze sedimantasyonun sismik verilerde sürekli-TBY' lerin gözlenmesine ve malzeme içeriği açısından değişken bir

sedimantasyonun sismik verilerde süreksiz-TBY' lerin gözlenmesine sebep olduğu sonucuna varılmıştır.



Şekil 5.3 Sürekli ve Süreksiz-TBY' ler ile şelfte gözlenen tortul ilerlemesi alanlarının çalışma alanı içerisindeki dağılımı.

Bu iki zon arasındaki alanda tortul ilerlemesi görülmemekte olup, bu alanda varsa karadan denize tortul taşınımının şelfte ilerleme olmaksızın havzaya doğru hızla gerçekleştiği öngörülmektedir. Alanın batı kesiminde sürekli-TBY' lerin

oluşmasını sağlayabilecek diğer bir durum ise, çalışma alanının daha da batısında yer alan Sakarya Kanyonu ve civarındaki kanal ve kanyon sistemleri olabilir. Şekil 4.3 dikkatlice incelenecek olursa, çalışma alanının batı kesiminde alanın dışından doğuya doğru gelişmiş kanal sistemleri görülmektedir. Şayet bu kanallar Sakarya Kanyonu ve civarındaki diğer kanyon sistemlerine bağlı olarak oluşmuş tortul taşınım yollarının tez alanındaki devamı ise, bu taşınım yolları ile tez alanına taşınan tortullar içerik olarak sürekli-TBY' lerin oluşmasına elverişli bir istiflenme yaratabilir ve bu sebeple batı alanda süreksiz-TBY' ler ile birlikte sürekli-TBY' lar da görülüyor olabilir.

Bir diğer önemli durum çalışma alanının batı kesiminde yer alan süreksiz-TBY alanlarının Kozlu-Doğu Kanyon sisteminin doğu ve batı kanadında gözleniyor olması ve bu iki ayrı süreksiz-TBY alanı arasında gelişen sürekli-TBY alanının Kozlu-Doğu Kanyon ekseni boyunca geliştiğidir. Başka bir deyişle bu alanda süreksiz-TBY alanları tortul taşınım yollarının kenarlarında gelişirken, sürekli-TBY alanları tortul taşınım yolu üzerinde gelişmektedir. Bu durum diğer bir gaz hidrat belirteci - sedimantasyon ilişkisi ihtimalini ortaya çıkarmaktadır. Buna göre sürekli-TBY' lerin tortul taşınım yolları üzerinde ya da başka bir deyişle kanyon ve kanal istifleri içerisinde geliştiği, süreksiz-TBY' lerin ise tortul taşınım yollarının ya da kanyon ve kanal istiflerinin dışındaki alanlarda geliştiği düşünülebilir. Öte yandan Amasra Kütle Kayma Alanı civarında tortul taşınım yollarının bulunmadığı bölgelerde baskın olarak sürekli-TBY gözlenmektedir. Örneğin Şekil 4.3' de ASL2 olarak gösterilen kaymanın hemen kuzey kesimleri kanyon ve kanal sistemlerinin bulunmadığı alanlardır ve bu alan çalışma alanının doğusunda yer alan sürekli-TBY alanı içerisinde kalmaktadır. Dolayısıyla gaz hidrat belirteçleri farklılıkları ile tortul taşınım yolları ve bu taşınım yolları üzerinde gelişmiş istiflerle ilgili bir ilişki kurmak bu çalışma kapsamında uygun değildir.

Şekil 5.3' de gözlenen bir diğer durum ise alan içerisinde kalan iki bölgesel akarsuyun çalışma alanının doğu kesiminde kalması ve bu alanlarda şelf boyunca tortul ilerlemesinin olmamasıdır. Amasra Kütle Kayma Alanı' nın hem güneydoğu hem de güneybatı kanadından dökülen bu iki nehirin taşıdığı tortulların çalışma

alanının doğu kesiminde yer alan sürekli-TBY alanını beslediği söylenebilir. Dolayısyla bu bölgesel nehirlerle taşınan tortul girdileri de sürekli-TBY' lerin içinde oluştuğu istiflerin oluşum mekanizması açısından destekleyici bir durumdur. Yani çalışma alanının doğu kesimi için en önemli tortul girdi kaynağı olarak nitelendirilebilecek bu nehirlerle taşınan tortullar şelfte beklemeden havzaya iletilmektedir ve taşınan malzeme pelajik sedimantasyonla eş zamanlı olarak istiflenmektedir.

5.1.3 Çalışma Alanındaki Gaz Hidrat Belirteçleri Üzerinde Gözlenen Düzensizlikler

Çalışma alanında gözlenen gaz hidrat belirteçleri üzerindeki belirsizlikler; i) TBY yokluğu ve ii) TBY morfolojisinin deniz tabanı ile uyum göstermemes durumlarından ileri gelmektedir. TBY yokluğu çalışma alanında geniş alanlara yayılan anomali yokluğu ve TBY üzerinde serbest gaz belirteçlerine bağlı olarak gelişmiş küçük ölçekli anomali yokluğu olmak üzere iki farklı sebepten gözlenmektedir. "Lack of BSR" olarak tanımlanan bu tipteki durumların sebebi veri çözünürlüğünün yetersiz oluşu (Mosher, 2011) veya serbest gaz ve diğer akışkanların tekrar eden göçü sebebi ile stabilite zonu termobarik koşullarının bozulması şeklinde (Macelloni ve diğer., 2012) açıklanmaktadır.

TBY morfolojisinin deniz tabanı ile uyumunu yitirmesi durumu ise dünya genelinde birkaç farklı şekilde gözlenmektedir. Bu tipteki olaylardan ilki kanyon üretiminin gerçekleştiği alanlarda gözlenmekte olup, kanyon üretiminin hidrat içeren tortulları erozyona uğrattığı ve buna bağlı olarak kanyonlar ve civarındaki sedimanter ortamın soğuması ile gaz hidrat kararlılık zonunun derinleşmesi şeklinde açıklanmaktadır (Davies, Thatcher, Mathias ve Yang, 2012). Yani kanyon oluşumu öncesi deniz tabanından itibaren artan jeotermal gradyana bağlı olarak göreceli sıcak olan hidrat kararlılık zonu, erozyona bağlı kanyon oluşumu neticesinde deniz tabanının derinlere taşınması ile soğur. Bu soğuma özetle kanyon üretimi gerçekleşen alanda ve civarında gerek su kolonu artışı ile gerekse de jeotermal gradyanın başladığı deniz seviyesinin aşınma neticesinde derinlere taşınmasıyla

açıklanmaktadır (Davies, Thatcher, Mathias ve Yang, 2012). Benzer bir durum Hindistan' ın doğu kıtasal sınırında yer alan Krishna-Godavari Baseni' nde gözlenmekte olup, yamaç aşağı derinleşen TBY' ler gözlenmiş ve bu durum artan su kolonu ile ilişkilendirilmiştir (Riedel, Collet ve Shankar, 2011).

TBY morfolojisinde meydana gelen değişimlere sebep olan diğer bir durum ise geniş ölçekli diyapirik yükselimlerdir ve TBY altındaki diyapirik oluşumların artan basınç sebebiyle deniz tabanına doğru sokulum yapması, bu tipteki alanlarda hidrat kararlılık zonunu inceltmekte ve TBY deniz tabanı ile uyumunu yitirmektedir (Taylor, Dillon ve Pecher, 2000). Benzer bir durum Meksika Körfezi' nde yukarı bükülmüş TBY' ler (upwarping BSR) olarak gözlenmiş ve bu durum tuz diyapirlerinin bulunduğu alanlarda artan gözenek suyu tuzluluğu ile açıklanmıştır (Ruppel, Dickens, Castellini, Gilhooly ve Lizarralde, 2005; Coffin ve diğer., 2008). Yukarı bükülmüş TBY' ler ayrıca Yeni Zelanda' nın doğusunda yer alan Hikurangi kıtasal sınırında da gözlenmekte olup, bu belirteçler bu alanda tuz diyapirlerinin yarattığı artan gözenek suyu tuzluluğuna ek olarak serbest gazların hidrat kararlılık zonunu basması ve/veya yerel olarak gelişen sıcak akışkanların hidrat kararlılık zonuna nüfuz etmesi ile açıklanmaktadır (Pecher ve diğer., 2010). Gaz hidrat belirteç düzensizliklerinden bir diğeri ise eğilmiş TBY' lerdir (tilted-BSR) ve açısal olarak gelişmiş TBY' ler olarak gözlenmektedir (Rajan, Bünz, Mienert ve Smith, 2013). Rajan, Bünz, Mienert ve Smith, (2013), bu tipteki eğilmiş gaz hidrat kararlılık zonu tabanını akışkanlardaki artış ve jeotermal gradyan artışı ile açıklamaktadır.

Çalışma alanında TBY genlikleri sismik profiller boyunca belirli ve uzun bir aralık için görülmeyebilmektedir. Bu alanlar çalışma alanı genelinde gaz hidratların oluşmadığı alanlar gibi düşünülse de bu tipteki alanlarda ters polariteli gelişmiş yansımalar gözlenmektedir. Bu tipteki yansımalar TBY' nin devamında gerek yer yer gerekse de sürekli olarak ve TBY' nin gözlenmesi gereken derinliklerde belirmektedir. Benzer bir durum Ulleung Baseni' nde gözlenmekte olup (Horozal ve diğer., 2009; Yoo ve diğer., 2013), TBY devamında gerek sürekli gerekse de yer yer gözlenen fakat TBY' nin karakteristik özellikleri yerine ters polariteli gelişmiş yansımalar olarak ortaya çıkan bu tipteki yansımalar TBY olarak yorumlanmıştır.

Benzer bir durumun Barents Denizi' nde de gözlenmesine karşılık TBY' nin devamı niteliğindeki ters polariteli gelişmiş yansıtıcıların daha dağınık olarak sismik veriler üzerinde gözlendiği söylenebilir (Chand ve diğer., 2012; Rajan, Bünz, Mienert ve Smith, 2013; Vadakkepuliyambatta, Bünz, Mienert ve Chand, 2013). Bu bilgiler neticesinde çalışma alanında TBY yokluğu olan alanlarda şayet bu tipte ters polariteli gelişmiş yansıtıcılar varsa, bu yansıtıcıların da gaz hidrat oluşumuna bağlı olarak belirdiği öngörülebilir. Öte yandan yukarıda anlatılan TBY yokluğu nedenlerinden serbest gazlar ve diğer akışkanların yaratabileceği anomalisizlik zonlarının çalışma alanındaki sismik profillerde geniş ölçekli olarak gözlenen TBY yokluğu ile ilişkisi olmadığı düşünülmektedir. Bunun yerine Mosher, (2011) tarafından önerilen sismik verinin ayrım gücü yetersizliğinin bu tipteki anomali düzensizliklerinin oluşmasında daha etkili olduğu söylenebilir.

Çalışma alanında yer alan kz10-32 profili (Şekil 4.38), TBY yokluğu sebebiyle gaz hidrat anomali alanlarını ikiye ayırmaktadır. Gaz hidrat belirteç alanlarının tek bir sismik hat ile ikiye bölünüyor olmasının sebepleri, Amasra Kütle Kayma Alanı' nın batısında kalan bu profilde baskın olarak moloz istiflerinin gözlenmesi ve belirgin bir gaz hidrat belirtecinin bulunmayışıdır. Öte yandan, bahsedilen bu moloz istifleri içerisinde belli belirsiz ve yer yer ters polariteli yansıma genlikleri görülmektedir. Bu genliklerin bulunduğu derinliklerin yaklaşık olarak TBY' nin gözlenmesi beklenen derinliklere karşılık gelmesi dikkat çeken bir durumdur. Şayet sismik profil üzerinde gözlenen moloz istifleri içindeki hidrat kararlılık zonunun tabanına karşılık gelen yansıma genlikleri gaz hidratların varlığı ile ilişkili ise çalışma alanında verilen iki ayrı gaz hidrat anomali zonu tek bir hidrat anomali zonu haline gelebilir ki bu durum potansiyel gaz hidrat alanını çalışma alanı genelinde biraz daha genişletecektir. Dolayısıyla, çalışma alanının net gaz hidrat hacminin daha fazla olacağı ihtimaller dahilindedir.

Çalışma alanında gözlenen en önemli anomali düzensizliği TBY morfolojisinin değişken oluşudur. Gaz hidrat kararlılık zonunun tabanına karşılık gelen ve aynı zamanda belirli bir izotermal/izobarik sınıra karşılık gelen gaz hidrat belirteçleri, çalışma alanı içerisinde TBY' nin en karakteristik özelliği olan deniz tabanını taklit

etme özelliğini yer yer göstermemektedir. Buna göre, gaz hidrat belirteçleri yamaç yukarı deniz tabanına nazaran sığlaşmakta ya da bazı bölgelerde ondülasyonlu bir morfoloji göstermektedir (Şekil 4.41). Yamaç yukarı sığlaşan TBY' ler veya başka bir deyişle yamaç yukarı incelen hidrat kararlılık zonunun Riedel, Collet ve Shankar, (2011) tarafından önerilen su kolonu değişimiyle ilişkili olduğu düşünülmektedir. Çalışma alanı kıtasal yamacının çok dik oluşu sebebiyle kıtasal yamacın sığlaşan kesimlerinde deniz tabanı su sıcaklığının derin basene nazaran daha sıcak olabileceği düşünülebilir. Her ne kadar çalışma alanının daralan hidrat kararlılık zonu kesimine yakın konumlarda CTD verisi olmasa da hidrat kararlılık zonunun belirgin olarak incelmesinde bu ihtimal ihmal edilmemektedir. Hidrat kararlılık zonunun incelmesinin diğer bir sebebi ise derin basene nazaran bu tipteki alanlarda su derinliğinin daha az oluşu dolayısıyla gaz hidratların kararlı olarak kalmasını sağlayan basıncın daha düşük oluşudur ve bu durumun oluşmasındaki temel neden herhangi bir gaz bileşimi için değişen derinlik ve/veya sıcaklıkla gaz hidrat kararlılığının doğrusal bir değişim yerine üstel bir değişim göstermesidir.

Çalışma alanında gaz hidrat belirteçlerinin yokluğuna sebep olan bir diğer durum serbest gaz belirteçleridir ve gaz bacası, çamur volkanı ve seyrek gaz alanları gibi sığ gaz yapıları yer yer TBY' lerin gözlenememesine sebep olmaktadır. Hatta bu tipteki yapılar hidrat kararlılık zonunu kesen düşey yapılar şeklinde gözlenmekte ve içlerinden çamur volkanlarının tamamı ve gaz bacalarının bir kısmı gerek TBY' yi gerekse de hidrat kararlılık zonunun tamamını keserek deniz tabanına kadar ulaşmaktadır. Bu durumun oluşmasında Macelloni ve diğer., (2012)' in önerdiği serbest gaz ve diğer akışkanların tekrar eden göçünün etkili olduğu düşünülmektedir. Öte yandan çalışma alanında bilhassa Amasra Kütle Kayma Alanı içerisinde yoğunlaşan bu tipteki yapıların dünyadaki benzer örneklerine (Horozal ve diğer., 2009; Macelloni ve diğer., 2012; Yoo ve diğer., 2013) nazaran çok daha yoğun olarak geliştiği görülmektedir. Gaz hidratların içinde oluştukları sedimanter istiflerleri çimentoladığı ve bu birimlere geçirimsiz bir örtü kayaç niteliği kazandırdığı (Lee ve Dillon, 2001; Vanneste, De Batist, Golmshtok, Kremlev ve Versteeg, 2001; Chand ve Minshull, 2003) düşünüldüğünde, çamur volkanı, seyrek gaz ve gaz bacası gibi sığ gaz yapılarının hidrat kararlılık zonunu nasıl geçebileceği

sorusu akla gelmektedir. Gaz hidrat içeren tortulların sığ gaz yapılarının düşey yönde yaptıkları göçe müsaade etmesi hidrat kararlılık zonu içerisinde zayıflık zonları olduğu şeklinde yorumlanabilir (Prof.Dr. Joerg Bialas ile kişisel iletişim, 2014). Gaz hidrat kararlılık zonu içerisinde oluşabilecek zayıflık zonları ise tez kapsamında iki ayrı ihtimale dayandırılmaktadır; i) kararlılık zonu içerisindeki oluşmuş gaz hidratların gelişi güzel dağılım göstermesi, ii) gaz hidratın içinde oluştuğu birimin tortul içeriği. Şayet gaz hidratlar kararlılık zonu içerisinde yanal yönde süreklilik sunmuyor ise, ya da başka bir deyişle gaz hidratlar kararlılık zonu içerisinde gelişi güzel bir dağılım gösteriyorsa, serbest gaz ve diğer akışkanların artan akışkan basıncıyla kendilerine göç edebilecek bir kanal yaratabilecekleri düşünülmektedir. Bu durum için ihtiyaç duyulan yüksek akışkan basıncı ise hiç kuşkusuz yüksek sığ gaz üretimi, derinlerdeki hidrokarbon rezervuarlarından sığ derinliklere göç eden akışkanlar ve oluşumu volkanizmaya dayanan yapılardan (örneğin çalışma alanı sınırları içinde kalan Volkanik Kozlu Yükselimi) sığ derinliklere ulaşan akışkanlar olabilir.

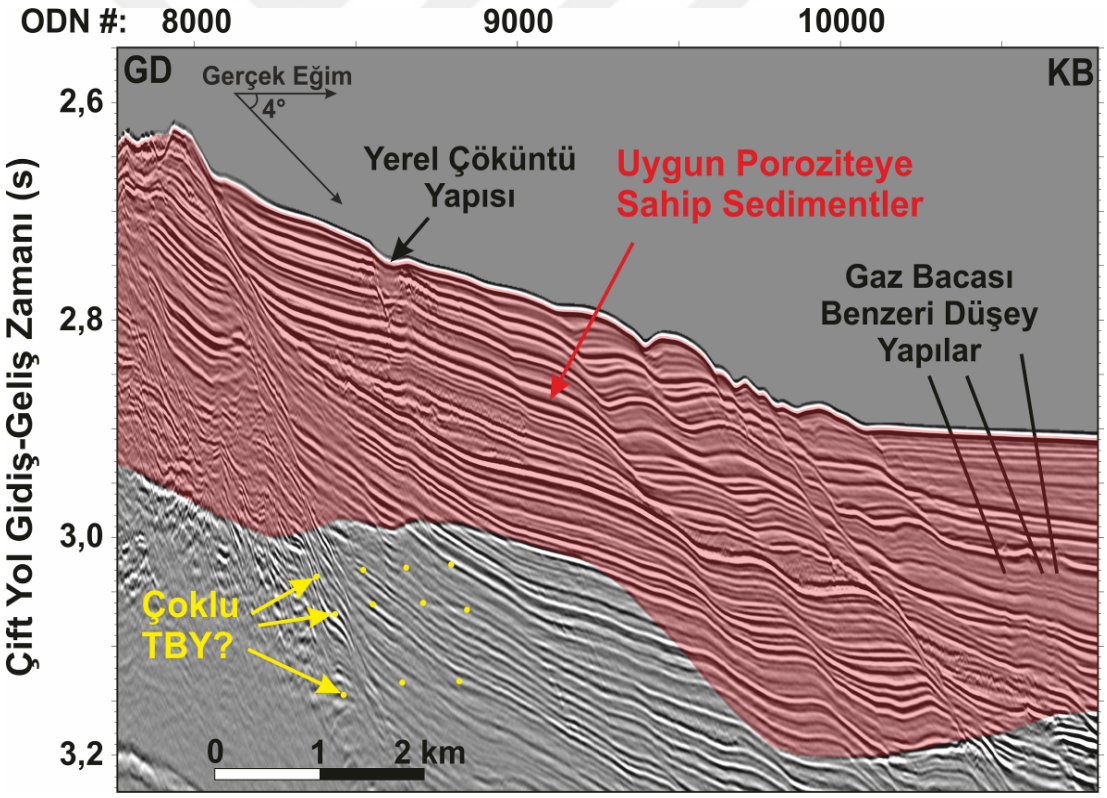
Gaz hidrat kararlılık zonu içerisinde sığ gazların kat edebileceği zayıflık zonlarının oluşmasını sağlayabilecek diğer durum ise, gaz hidratın içinde oluşacağı tortulların ince daneli veya iri daneli oluşu ile ilgili olabilir. Buna göre, ince daneli tortulların içinde oluşan gaz hidratlar, iri daneli tortullar içerisinde oluşan gaz hidratlara kıyasla daha geçirimsiz bir litolojik özellik gösterirler (Prof. Dr. David S. Goldberg ile kişisel iletişim, 2016). Bu durumun sebebi, ince daneli sedimanter birimleri oluşturan tortulların baskın olarak kil ve siltten oluşuyor olması ve bu malzemelerden oluşan litolojierin gaz hidrat içermese bile geçirimsiz/yarı geçirimli birimler oluşturmasıdır. Böylece bu tipteki birimler içerisinde gaz hidrat oluşumu bu birimlerin kalıntı gözeneklerini da doldurarak yüksek geçirimsizliğe sahip bir litoloji üretebilir. Bu durumun bir sonucu olarak serbest gazların bu tipteki birimleri geçmesi ve deniz tabanına ulaşması zorlaşacaktır. Baskın olarak kum içeren iri daneli tortullar ise doğal olarak yüksek permeabiliteye sahip olduğundan gaz hidrat oluşumu bu tipteki birimlerin gözeneklerini tam anlamıyla dolduramayabilir. Dolayısıyla iri daneli tortullardan oluşmuş gaz hidrat içeren birimlerin serbest gazların geçmesine olanak sağlayacak zayıflık zonlarını üretmeye daha uygun olduğu söylenebilir. Bu

bilgilere istinaden, çalışma alanında bu tipteki serbest gaz yapılarının hidrat kararlılık zonunu keserek deniz tabanına doğru yükseldiği alanların, istiflenme açısından azımsanamayacak miktarlarda kum içerdiği önerilmektedir. Bu öneriye en güzel örnek Amasra Kütle Kayma Alanı' dır ve bu alanda yoğun olarak gözlenen serbest gaz ve diğer akışkanların hidrat kararlılık zonunu keserek yarattıkları göç yolları, bu alanda iri daneli tortulların istiflendiğine işaret ediyor olabilir. Böylelikle, önceki konu başlıklarında anlatıldığı üzere genellikle ince daneli malzemelerden oluşan tortul dalgalarının bulunduğu kıtasal yükselim bölgesinden daha güneyde yani kıtasal yamaçta, kıtasal yükselime kıyasla iri daneli malzemece zengin bir sedimantasyonun meydana geldiği düşünülebilir. Bu durum şayet doğru ise çalışma alanının kıtasal sınırı için bir sedimantasyon karakteristiğinden de bahsetmek mümkündür. Bu durumda, şelf alanını düşük sedimantasyon, kıtasal yamacı iri daneli sedimantasyon ve kıtasal yükselimi ince daneli sedimantasyon alanı olarak tanımlamak yanlış olmaz.

Gaz hidrat kararlılık zonu kalınlığının serbest gaz bileşimi, basınç, sıcaklık, ortamın porozitesi ve gözenek suyu tuzluluğu ile ilişkili olduğu düşünüldüğünde gaz hidrat kararlılık zonunun tabanını temsil eden hidrat belirteçlerinin değişken bir topoğrafya sunması için yukarıdaki parametrelerden en az birinin anomalilerin gözlendiği alanlar boyunca değişkenlik göstermesi gerekmektedir. Bu parametrelerden gözenek suyu tuzluluğu Karadeniz' in geçmiş dönem gölsel evrelerden geçmesi sebebiyle oldukça düşüktür ve Karadeniz için hidrat kararlılık zonuna karşılık gelen derinliklerde DSDP kuyularından ölçülen gözenek suyu tuzluluğu % 0,3 olarak ortaya konmuştur (Shishkina, 1978). Bu değere bağlı olarak hesaplatılan gaz hidrat denge eğrilerinin saf suya nazaran denge koşullarında yarattığı değişimin ihmal edilebilir olduğu açıkça görülmektedir (Şekil 4.72).

Daha önceden de anlatıldığı gibi dünyada gaz hidrat belirteçlerinin deniz tabanı ile uyumunu yitirdiği örneklerin mevcut olmasına karşılık, çalışma alanında gözlenen TBY' lerin yer yer ondülasyon gösteren bir morfoloji sunması durumu, türünün tek örneği olarak değerlendirilebilir. Gaz hidrat kararlılık zonu kalınlığının yanal yönde değişkenlik gösterebilmesi gaz hidratın oluşması için uygun poroziteye sahip

birimlerin yanal yönde kalınlık değiştirmesiyle ilişkili olabilir. Bu durumda TBY' nin sadece gaz hidrat kararlılık zonunun tabanını değil gaz hidrat oluşumu için uygun poroziteye sahip birimlerin tabanını da temsil ettiği düşünülebilir (Şekil 5.4). Öte yandan Şekil 4.41 veya Şekil 5.4' de bariz olarak gözlenen değişken morfolojiye sahip bu tipteki gaz hidrat anomali alanları boyunca stratigrafiyi temsil eden ara yüzeyler ve genlik karakteristikleri dikkatli bir şekilde incelendiğinde uyumlu bir istiflenme olduğu görülmekte olup, bu denli uyumlu bir istiflenmenin bulunduğu alanlarda gaz hidrat oluşumu için gereken poroziteye sahip birimlerin derinlikle böylesi bir ondülasyon yaratabilmesi mümkün olarak görülememektedir (Prof.Dr. Seth S. Haines ile kişisel iletişim, 2015). Şekil 5.4' de gözlenen diğer bir durum ise kırmızı transparan zon olarak belirlenen ve gaz hidrat kararlılık zonuna karşılık gelen alanın altında çoklu-TBY anomalilerinin görülmesidir.

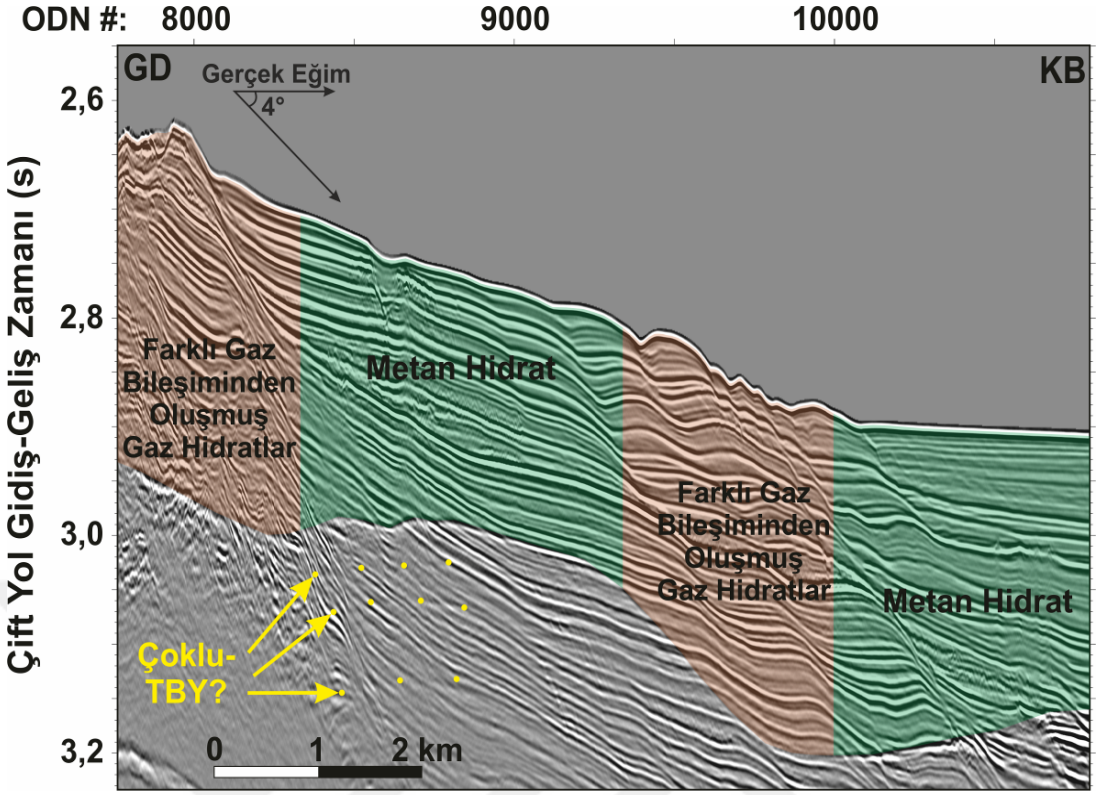


Şekil 5.4 Değişken morfolojiye sahip TBY' nin görünümü ve gaz hidrat oluşumu için gereken poroziteye sahip tortul kolonunu (kırmızı transparan alan) gösteren sismik kesit.

Gaz hidrat kararlılık zonunun altında gelişen bu çoklu gaz hidrat belirteçleri, kırmızı transparan alanla işaretlenmiş gaz hidrat kararlılık zonunun altında da gaz hidrat

oluşabileceğine işaret etmektedir. Böyle bir durumda ise kırmızı transparan alanın tabanının yani başka bir deyişle TBY' nin aynı zamanda gaz hidratların oluşması için gereken poroziteye sahip istiflerin tabanı olma olasılığı ortadan kalkmaktadır. Çünkü, TBY altında gözlenen çoklu-TBY' ler gaz hidrat kararlılık zonunun altındaki tortulların de gaz hidrat oluşturmaya uygun bir poroziteye sahip olduğunu göstermektedir.

Değişken morfolojiye sahip TBY' lerin oluşmasına sebep olan durumlardan bir diğeri, yanal yönde gaz bileşiminin değişiyor olması da olabilir. Gaz hidrat oluşturabilen her gaz veya gazların bileşimi farklı gaz hidrat kararlılık koşullarına sahiptir (Bölüm 4.3.1). Böyle bir durumda gaz hidrat kararlılık zonunun kalınlaştığı alanlarda göreceli olarak daha kolay gaz hidrat oluşturabilen gazlar veya gaz bileşimlerinden hidrat oluştuğu, gaz hidrat kararlılık zonunun inceldiği yerlerde ise göreceli olarak daha zor gaz hidrat oluşturabilen gazlar veya gaz bileşimlerinden gaz hidrat oluştuğu düşünülebilir. Daha zor gaz hidrat oluşumunu tanımlamak gerekirse, bir gaz bileşiminden kararlı gaz hidrat oluşturabilmek için ihtiyaç duyulan basıncın daha yüksek ve/veya sıcaklığın daha düşük olması olarak tariflenebilir. Başka bir deyişle hidrat kararlılık zonunun kalınlaştığı yerler gaz hidrat denge eğrilerini sağa kaydıran gaz bileşimlerinden, gaz hidrat kararlılık zonunun inceldiği yerler ise gaz hidrat denge eğrilerini sola kaydıran gaz bileşimlerinden oluşuyor olabilir. Bu durumu bir örnekle açıklamak gerekirse, saf CH_4 veya CH_4' ün baskın olarak yer aldığı (% 99' dan daha küçük olmayan oranlarda) gaz karışımlarından kararlı gaz hidrat elde etmenin, daha düşük CH_4 oranına sahip hidrokarbon ve/veya CO_2 ile H_2S gibi gazları içeren gaz bileşimlerine nazaran daha zor gaz hidrat oluşturduğu bilinmektedir (Kastner, Kvenvolden ve Lorenson, 1998; Milkov ve Sassen, 2000; Swart ve diğer., 2000). Bu durumda çalışma alanında kararlılık zonunun inceldiği alanların CH_4 hidratlardan oluştuğu, kararlılık zonunun kalınlaştığı alanların ise farklı gaz bileşimlerinden meydana gelen gaz hidratlardan oluştuğu söylenebilir (Şekil 5.5). Böyle bir durumda gaz hidratın CH_4 hidrattan farkı, saf CH_4 ya da CH_4 baskın gaz bileşimlerine göre daha kolay gaz hidrat oluşturabilen gaz bileşimlerini içermesidir.



Şekil 5.5 Yanal yönde değişken gaz hidrat kararlılık zonu kalınlığını yaratabilecek değişken gaz bileşimi alanlarını gösteren sismik kesit. Gaz hidrat alanları (kahverengi transparan alanlar) kararlılık zonunun kalınlaşmasını sağlayan ve metan gazı ile birlikte hidrokarbon, CO_2 ve H_2S gibi gazların bileşiminden oluşmuş gaz hidrat alanlarını, metan hidrat alanları (yeşil transparan alanlar) ise saf metan veya metan baskın gaz bileşimlerinden oluşmuş gaz hidrat alanlarını göstermektedir.

Değişken kararlılık zonu kalınlığının oluşmasına sebep olabileceği ihtimaller dahilinde olan gaz bileşimi çeşitliliğinin tek başına bu kadar sıralı bir değişim yaratamayacağı ve gaz bileşiminin bu denli geniş ölçekli ve tekrar eden bir anomali düzensizliğinin sadece bir bölümünde etkili olabileceği tez kapsamında önerilmektedir. Ayrıca, bu tipteki değişken gaz hidrat kararlılık zonu kalınlığına sahip alanların gelişmesini sağlayacak gaz çeşitliliğini yaratabilecek bir mekanizmayı açıklamak mümkün olmamakla birlikte, mevcut veriler üzerinde bu duruma işaret eden anomaliler yer almamaktadır (Prof.Dr. Karin Andreassen ile kişisel iletişim, 2015). Öte yandan, Şekil 4.41a ' da gösterilen sismik verinin GD kesimindeki gaz hidrat kararlılık zonu kalınlaşması, volkanik Kretase biriminin yükselim gösterdiği alana karşılık gelmektedir. Şayet bu volkanik birim, hidrat kararlılık zonunu CO_2 ve H_2S gibi volkanizma kökenli gazlarla beslemiş ise bu

alanda hidrat kararlılık zonunun kalınlaşması beklenen bir durum olacaktır ve hidrat kararlılık zonunun değişkenlik gösterdiği alanlarda en azından bu kesim için gaz bileşimi değişkenliğinin etkili olabileceği söylenebilir.

Gaz hidrat kararlılık zonu kalınlığında değişkenlik yaratabilecek diğer ve en olası ihtimal yerel ısı akısı değişimleridir (Golmshtok, Duchkov, Hutchinson ve Khanukaev, 2000; Lüdmann ve diğer., 2004; Macelloni ve diğer., 2015). Buna göre, çalışma alanında TBY' nin değişken morfoloji sunmasını sağlayan durum, bu tipteki anomalilerin gözlendiği alanlar boyunca ısı akısının veya başka bir deyişle jeotermal gradyanın değişkenlik göstermesi şeklinde yorumlanabilir. Isı akısını yanal yönde değiştirebilecek durumlar ise;

i) anakaya yükselimleri (Liao, Lin, Liu, Oung ve Wang, 2014),

ii) anakaya üzerindeki çökel kalınlığının değişim göstermesi (Davis, Chapman, Forster ve Villinger, 1989),

iii) sıcaklık farkı yaratabilecek akışkanların deniz tabanına doğru göç etmesi (Pecher ve diğer., 2010)

şeklinde sıralanabilir. Bu sıralanan sebepler çalışma alanı için mümkün olup, Şekil 4.41a' da gösterilen sismik kesitin GD ucunda bir anakaya yükselimi, KB kesiminde ise basene doğru artan tortul kalınlığından bahsetmek mümkündür.

Öte yandan anakaya yükseliminin yaratması beklenen yüksek ısı akısı (Liao, Lin, Liu, Oung ve Wang, 2014) veya yüksek jeotermal gradyana bağlı olarak gerçekleşmesi gereken hidrat kararlılık zonu incelmesi yerine Şekil 4.41a' nın GD ucunda hidrat kararlılık zonu kalınlaşması meydana gelmektedir. Bu durum halihazırda açıklanması zor bu anomali düzensizliğinin oluşum mekanizmasını daha da karmaşık hale getirmektedir. Bu aşamada, anakaya yükseliminin yaratacağı yüksek ısı akısına nazaran ve rağmen daha baskın ve hidrat kararlılık zonunun kalınlaşmasına sebep olabilecek başka nedenlerin var olması gerekmektedir. Özellikle H_2S gazının ve diğer volkanizma kökenli gazların gaz bileşimine dahil

olması durumunda gaz hidrat oluşumunun kolaylaştığı ya da başka bir deyişle hidrat kararlılık zonunun daha derinlere taşınabileceği bilinmektedir (Şekil 4.73).

Şekil 4.41a' nın GB ucunda gözlenen anakaya yükseliminin Kretase birimi olması ve volkanik bir birim oluşu (Atilla Sefünç ile kişisel iletişim, 2011) ve H_2S gazının volkanizma kökenli olarak da sığ tortullara taşınabiliyor olması (Baross ve Hoffman, 1985) göz önünde bulundurulduğunda, bu bölgede anakaya yükselimi ısı akısını yükseltiyor olsa bile bu yükselimden türeyebilecek başta H_2S ve diğer gaz hidrat oluşturabilen volkanizma kökenli gazların hidrat kararlılık zonu üzerindeki etkisinin ısı akısından daha baskın olduğu düşünülebilir. Böylelikle ortam anakaya yükseliminin yarattığı yüksek ısı akısı sebebiyle ısınsa da, H_2S ve diğer volkanizma kökenli gazların gaz bileşimine dahil olması hidrat kararlılık zonunu derinlere taşıyabilir. Bu durumun oluşmasında etkili olabilecek diğer bir neden, anakaya yükselimin yarattığı ve bu yükselimin üzerinde kalan tortullar içerisinde meydana gelebilecek yüksek gözenek basıncı zonudur. Buna göre anakaya yükselimi üzerindeki tortullarda yüksek gözenek basıncı oluşabilirse, sıcaklık jeotermal gradyana bağlı olarak derinlikle artıyor olsa bile artan gözenek basıncının kararlılık koşullarının üstüne çıkması sebebiyle hidrat kararlılık zonunun tabanı yine daha derinlere taşınabilir (Dr. Martin Hovland ile kişisel iletişim, 2014).

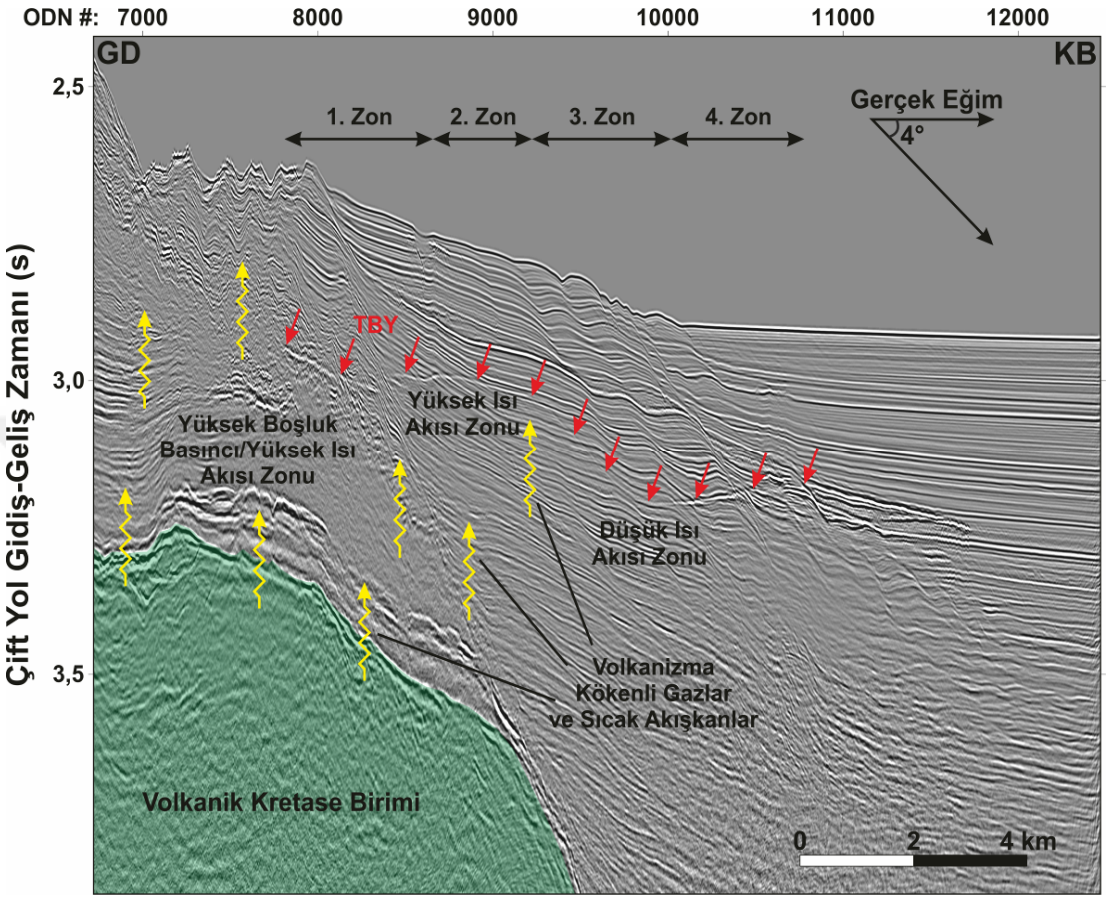
Ayrıca, bu olgudan yola çıkılarak yüksek gözenek basıncını yaratabilecek tek nedenin yükselimin kendisi olmadığı, yükselimin sebep olduğu göreceli yüksek sıcaklık sebebiyle yükselim üzerindeki tortullar içerisinde ısınan gözenek akışkanları ve/veya bu volkanik birimden yükselebilecek sıcak akışkanların da buna sebep olabileceği tez kapsamında önerilmektedir. Şekil 4.41a örneğinin GD ucundaki TBY derinleşmesinin oluşum mekanizması, yukarıda ayrı ayrı anlatılan bütün nedenlerin bir araya gelmesi ile de açıklanabilir. Buna göre, volkanik Kretase biriminin yükselim yapması, gerek yüksek ısı akısı sebebiyle gerek morfolojik bir yükselim yaratması sebebiyle bu yapı üzerindeki tortulların gözenek basıncını arttırabilir ve hatta bu birimden yükselen volkanizma kökenli gazlar ile sıcak akışkanlar da gözenek basıncı artışında etkili olabilirler. Buna ek olarak bu birimden yükselen H_2S ve diğer volkanizma kökenli gazlar, gaz hidrat kararlılık zonuna yükselebilir.

Bütün bu nedenlerin bir araya gelmesi ile de ortam yüksek ısı akısına sahip olmasına rağmen gaz hidrat kararlılık zonunun tabanı daha derinlere taşınacaktır (Şekil 5.6' de yer alan 1.Zon). Şekil 4.41a' nın GD ucunda gözlenen bu kararlılık zonu kalınlaşmasının gözlendiği alandan derin basene doğru ilerledikçe hidrat kararlılık zonunun incelmeye başladığı görülmektedir. Bu durumun oluşmasına sebep olan olayın volkanik Kretase biriminin yarattığı yükselimin KB kanadından yukarı yükselen sıcak akışkanlar olabileceği düşünülmekte olup, bu alanda gözlenen bu TBY davranışının oluşmasına başka bir açıklama getirilememektedir. Volkanik Kretase biriminin yarattığı yükselimin KB kanadından yükselen sıcak akışkanlar TBY nin bulunduğu derinliklerde yüksek sıcaklık zonu yaratabilir ki bu durumun doğal bir sonucu olarak yerel bir yüksek ısı akısı zonu oluşacaktır (Şekil 5.6' de yer alan 2.Zon).

Öte yandan bu alanda TBY altında kalan tortulların gözenek basıncı Kretase biriminin yükselim yaptığı alana nazaran daha düşük kalacaktır. Bunun sebebi Kretase biriminin yükselim yaptığı alandan kuzeyli kesimlere doğru hızla derinleşmesidir. Sıcak akışkanların yarattığı yerel yüksek ısı akısı alanı da doğal olarak gaz hidrat kararlılık zonunun incelmesini beraberinde getirebilir (Dr. Martin Hovland ile kişisel iletişim, 2014).

Bu olası yerel yüksek ısı akısı zonunun hemen KB kesiminde (derin basene biraz daha yaklaştıkça) gaz hidrat kararlılık zonunun yeniden hızla kalınlaştığı açıkça görülmektedir (Şekil 4.41a). Bu alanda TBY derinleşmesine neden olabilecek durumlar, su kolonunun artış göstermesi ve daha derinlerdeki Kretase biriminin derin basene doğru yüksek ısı akısı etkisini tamamen yitirmesi olarak önerilmektedir. Böylelikle artan su kolonu hidrat kararlılık zonu üzerindeki basıncın artmasını, göreceli yüksek ısı akısı etkisi kaybolan Kretase birimi ise ortamın daha soğuk bir hale gelmesini sağlar ki bu durum hidrat kararlılık zonunun kalınlaşması için gereken koşulları sağlamaktadır (Şekil 5.6' de yer alan 3.Zon). Bu aşamada en büyük problem daha da KB' de derin basenin hemen başlangıcında TBY' nin tekrar sığlaşma eğiliminde oluşudur (Şekil 5.6' de yer alan 4.Zon). Derin basen gerek düşük ısı akısı,

gerekse de artan su kolonu sebebiyle gaz hidrat kararlılığının en yüksek olması gereken bölge olarak nitelenebilir.

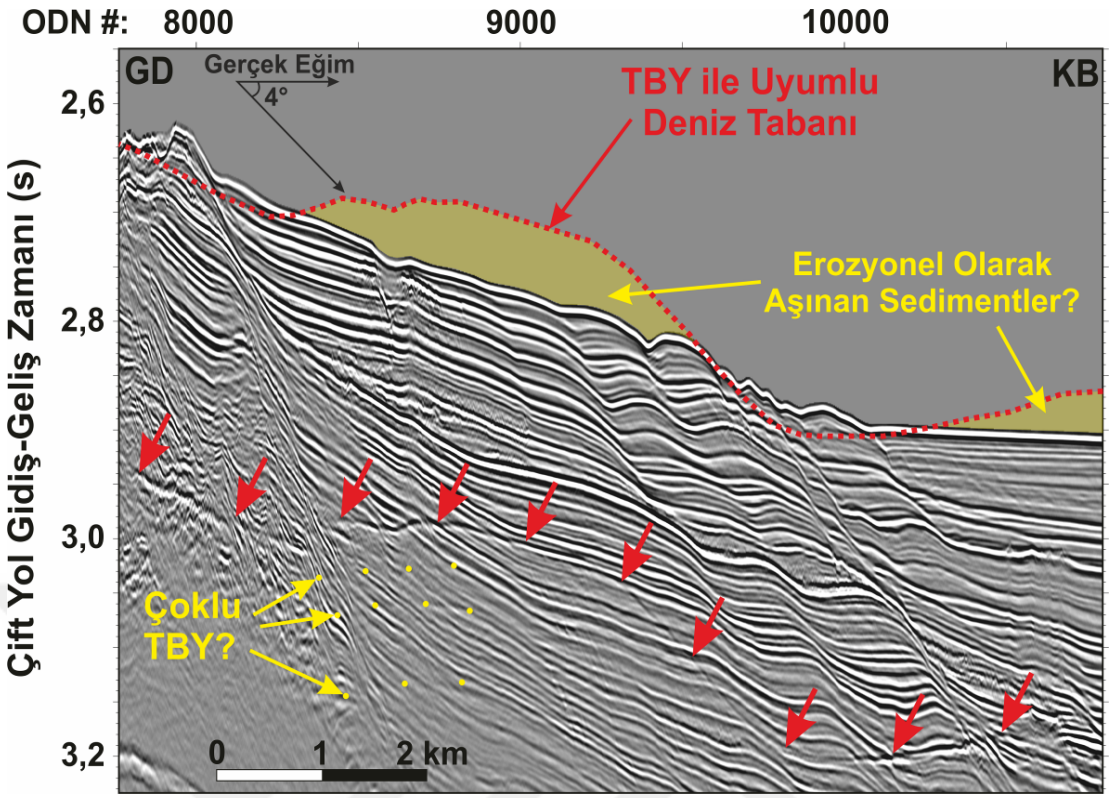


Şekil 5.6 Değişken morfolojiye sahip TBY ve civarında gelişen jeolojik süreçleri gösteren sismik profil. Sarı zig-zag şekilli oklar volkanik Kretase biriminden türediği düşünülen hidrotermal akışkanlar ve/veya volkanizma kökenli gazları göstermektedir. Değişken morfolojiye sahip TBY kırmızı oklarla gösterilmiştir. Şekil üzerindeki 1.zon yüksek gözenek basıncına bağlı olarak TBY' nin derinleştiği, 2. zon yüksek ısı akısına bağlı olarak TBY' nin sığlaştığı, 3.zon düşük ısı akısı zonuna bağlı olarak TBY' nin tekrar derinleştiği ve 4.zon ise gaz bileşimin daha CH_4 baskın hale geldiği alanı temsil etmektedir.

Kıtasal yükselimin derin basen yönünde sonlarına doğru bu bilgiye paralel olarak TBY' nin derinleşmesi, beklenen bir sonuçtur. TBY' nin derin basenin başlangıcında tekrar sığlaşma eğilimine dönmesi için ise sadece tek bir neden sayılabilmektedir ve o neden gaz hidratların, bileşimindeki kararlılığı arttıran gazları yitirmesi ve derin basende gaz hidratların içerebileceği gaz bileşiminin saf metan veya metan baskın olabileceğidir. Bu durum gaz hidrat kararlılığını arttıran H_2S gazı üzerinden

açıklanırsa, kıtasal yükselimde gaz hidrat bileşiminde var olduğu öngörülen H_2S gazının derin basenin başlangıcından itibaren gaz hidratların bileşiminde yer almadığı veya ihmal edilebilir bir miktarda yer aldığı söylenebilir. Bu gazın gaz hidratların bileşiminde yer almamasını sağlayacak olgu ise hiç kuşkusuz volkanizma kökenli gazları temin edebilecek olan Kretase biriminin çok derinlerde yer alması ve bu birimden gaz hidrat kararlılık zonuna H_2S gazının göç etmediği şeklinde önerilmektedir. Biyojenik metanın baskın hale geldiğine işaret eden derin basen TBY sığlaşması aynı zamanda bu alanda hidrokarbon gazlarının bulunmadığı yönünde bir ipucu da veriyor olabilir. Hidrokarbon gazlarından bazıları da gaz hidrat oluşumunu kolaylaştırdığı ya da başka bir deyişle hidrat kararlılık zonunun tabanını derinlere taşıyabildiği için, derin basenin başlangıcında TBY' nin sığlaşması ve bu durumun gaz hidratların saf metan veya metan baskın gaz bileşimleri ile ilişkilendirilmesi, hidrokarbon gazlarının yokluğu anlamına da gelebilir.

Erozyonel süreçlerin deniz tabanında yarattığı etkilere ve bu etkilerin gaz hidrat kararlılık zonu üzerinde yaratabileceği değişikliklere daha önceki paragraflarda değinilmiştir. Kısaca tekrar bahsetmek gerekirse erozyonel olarak değişen deniz tabanı topoğrafyasının hidrat kararlılık zonunu daha derinlere taşıdığı, bunun sebebinin ise erozyon ile değişen deniz tabanı topoğrafyasının hidrat kararlılık zonunu soğuttuğu Davies, Thatcher, Mathias ve Yang, (2012) tarafından önerilmiştir. Bu bağlamda değişken TBY topoğrafyasının geçmişte erozyonel süreçlerle değişmiş deniz tabanı topoğrafyasına bağlı olarak oluşabileceği de ihtimaller arasındadır. Değişken TBY topoğrafyasının oluşum mekanizması şu ana kadar deniz tabanı topoğrafyası sabit kabul edilerek TBY' nin derinlik değiştirmesi şeklinde tartışılmıştır. Öte yandan, TBY topoğrafyasının gaz hidratların bölgede oluşumunu takiben hiç değiştirmediği, bunun yerine deniz tabanı topoğrafyasının gaz hidrat oluşumunu takiben değiştiği de söylenebilir. Çalışma alanının erozyonel süreçler açısından oldukça aktif bir bölge oluşu (Kuşçu ve diğer., 2004; Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013) göz önünde bulundurulduğunda gaz hidratların oluşumu neticesinde deniz tabanı ile uyumlu bir hidrat kararlılık zonu oluştuğu ve sonrasında deniz tabanının erozyonel olarak aşındığı, bu durumun bir sonucu olarak deniz tabanının gaz hidrat kararlılık zonu tabanı ile uyumunu kaybettiği düşünülebilir (Şekil 5.7).



Şekil 5.7 Günümüzde değişken morfolojiye sahip TBY' nin geçmiş dönem deniz tabanı (kırmızı kesikli çizgi) ile uyumlu olması ve günümüze kadar erozyonel olarak aşınan tortullar (sarı alanlar) ve civarında gelişen jeolojik süreçleri gösteren sismik profil.

Öte yandan önerilen bu deniz tabanı aşınmasına bağlı olarak deniz tabanı topoğrafyasının değişmesi ve TBY ile uyumsuz bir deniz tabanı topoğrafyasının meydana gelmesi, Davies, Thatcher, Mathias ve Yang, (2012) tarafından deniz tabanının erozyonel olarak aşınması ile gaz hidrat kararlılık zonu tabanının derinlere taşınması önerisine aykırı modeldir. Ayrıca çalışma alanında yer alan bu tipteki alanlarda deniz tabanı aşınmasına sebep olacak erozyonel süreçlere dair herhangi bir belirtece sismik verilerde rastlanmamıştır. Ayrıca Davies, Thatcher, Mathias ve Yang, (2012) tarafından yapılan deniz tabanı aşınması ile gaz hidrat kararlılık zonu tabanının derinlere taşınması olgusu çalışma alanının derin basen kesimi için geçerli olsaydı Şekil 5.7' de sarı alanlarla gösterilen alanların altında TBY sığlaşması yerine TBY derinleşmesinin meydana gelmesi gerekirdi. Bütün bu bilgiler ışığında ve böyle alanlarda erozyona dair herhangi bir bulgu olmayışı sebebiyle, bu tipteki değişken TBY morfolojisinin erozyona bağlı olarak gelişemeyeceği düşünülmektedir

5.1.4 Çalışma Alanındaki Gaz Hidrat Belirteçlerinin Yamaç Aşağı Kütle Hareketleri ile İlişkisi

Gaz hidrat belirteçlerinin yamaç aşağı kütle hareketleri ile ilişkisi tez kapsamında iki farklı anlamda değerlendirilmektedir. Bunlardan ilki çeşitli nedenlerle gaz hidrat kararlılık zonu üzerinde değişen termobarik koşullara bağlı olarak gelişen deniz tabanı heyelanlarıdır. Diğer bir durum ise çalışma alanının batı kesiminde gözlenen sürekli-TBY' lerin kıtasal yamaçta yer yer birincil kayma yüzeyine (primary gliding surface) tesadüf etmesinden ileri gelmektedir. Her iki anlamda da gaz hidrat oluşum ve çözünmesinin yamaç tortulları üzerinde yaratacağı etkiler veya yamaç aşağı kütle hareketlerinin gaz hidrat kararlılık koşullarına etkileri bu bölümde detaylandırılacaktır.

Gaz hidratların deniz tabanı duraysızlığı ile ilişkisi son çeyrek asırdır araştırılmakta olup (Maslin, Mikkelsen, Vilela ve Haq, 1998; Cochonat ve diğer., 2002; Sultan, Cochonat, Foucher ve Mienert, 2004; Brown, Holbrook, Hornbach ve Nealon, 2006; Leynaud, Mienert ve Vanneste, 2009; Vanneste, Sultan, Garziglia, Forsberg ve L'Heureux, 2014), özellikle gaz hidrat çözünmesine bağlı artan gözenek basıncının yamaç aşağı kütle hareketlerini tetikleyebileceği, sismik aktiviteye alternatif bir tetikleme mekanizması olarak önerilmektedir (Maslin, Mikkelsen, Vilela ve Haq, 1998; Sultan, Cochonat, Foucher ve Mienert, 2004; Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013).

Mulder, Gonthier, Hanquiez, Marches ve Voisset, (2009), yamaç aşağı kütle hareketlerinin özellikle yüksek sedimantasyon oranına sahip kıtasal sınırlarda gözlendiğine dikkat çekmiş ve bu tipteki alanlarda türbidite akıntılarına bağlı olarak gelişen ince daneli tortullardan oluşmuş istiflerin, gözenek akışkanlarının yayılmasına izin vermediğini ve bu durumun artan gözenek basıncına sebep olduğunu açıklamıştır. İnce daneli tortullardan oluşan istiflerin gözenek akışkanlarının yayılmasına izin vermemesi ise akışkan içermeyen konsolide olmuş sedimanter birimlere nazaran konsolide olmamış bir tortul kolonu yaratabilmektedir (Sultan ve diğer., 2004).

Tez kapsamında Amasra Kütle Kayma Alanı üzerinde gözlenen deniz tabanı heyelanlarından ASL1 kayması daha önceden de gösterildiği üzere TBY düzensizliklerinden TBY yokluğunu kaymanın hemen altında yaratmaktadır (Şekil 4.37). Bu durumun oluşmasında, gaz hidratların değişen termobarik koşullara istinaden çözündüğü ve kaymanın meydana geldiği alanda kayma öncesi sedimanter ortamın gözenek basıncının arttığı ve bu sebeple kaymanın tetiklendiği, kaymayı yaratabilecek sismik aktiviteye alternatif bir senaryo olarak önerilmektedir. Bu öneriyi destekleyici diğer bir bulgu Şekil 4.3' de gösterilen 1 numaralı kayma sınırları içinde gelişmiş deniz tabanı kanal yapısıdır. Bu kanalın deniz tabanı heyelanı gerçekleştikten sonra geliştiği bariz bir bulgudur ve bu tipteki tortul taşınım yolu özelliği sunan kanalların (Posamentier ve Walker, 2006) karasal alanın bu denli ötesinde çok kısa bir sürede oluşamayacağı söylenebilir. Dolayısıyla çalışma alanındaki deniz tabanı heyelanlarını aletsel dönemde (son 1 asır) tetikleyebilecek başta Bartın Depremiyle (Alptekin, Nábélek ve Toksöz, 1986) ve/veya Kuzey Anadolu Fayı' nın çalışma alanına yakın kesimlerinde meydana gelmiş depremlerle tetiklenmediği düşünülmektedir. Bu durum çalışma alanındaki deniz tabanı heyelanlarını tetikleyen mekanizmanın gaz hidrat çözünmesi olma ihtimalini biraz daha kuvvetlendirmektedir.

Çalışma alanındaki deniz tabanı heyelanlarının gaz hidrat çözünmesine bağlı olarak tetiklenmesi ihtimali, gaz hidrat kararlılık koşullarını değiştirebilecek faktörlerle ilişkilidir. Çalışma alanında gaz hidrat kararlılık koşullarını değiştirebilecek önemli etkenler mevcut olup, bunlar; i) deniz seviyesi değişimleri (Demirbağ, Gökaşan, Oktay, Şimşek ve Yüce, 1999; Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009; Soulet, Ménot, Lericolais ve Bard, 2011), ii) hızlı sedimantasyon (Ross, 1977; Duman, 1994), iii) deniz tabanı ısınması (Poort, Vassilev ve Dimitrov, 2005) ve iv) serbest gaz - gaz hidrat kararlılık zonu ilişkileri (Schicks ve diğer., 2011) olarak sıralanabilir. Bu bilgilere bağlı olarak şayet deniz seviyesi düşerse gaz hidrat kararlılık zonu üzerindeki hidrostatik basınç azalacaktır ki bu durumun bir sonucu olarak gaz hidratlar çözünmeye başlayabilir.

Öte yandan hidrostatik basınç değişiminin ölçüsü azami deniz seviyesi değişim aralığı ile ilişkili bir konu olup, Karadeniz için bu değer ~ 120 m veya başka bir deyişle ~ 12 bar basınç değişimine karşılık gelmektedir. Bu ölçüdeki bir basınç değişimi gaz hidrat kararlılık zonu üzerinde etkili olabilecek bir değişim olarak görülmektedir. Ancak bu konu başlığında anlatılacak olan model, son buzul çağından günümüze kadar olan süreci kapsadığı için bu süreçte deniz seviyesi alçalması yerine ~ 120 m deniz seviyesi artışı görülmekte olup, model deniz seviyesinin yükselmesi üzerine kuruludur.

Gaz hidrat kararlılık koşulları üzerinde etkili olabilecek diğer bir etken ise hızlı sedimantasyon olup, artan tortul kalınlığı gaz hidrat kararlılığını bozabilir. Her ne kadar artan tortul kalınlığı gaz hidrat kararlılık zonu üzerindeki basıncı arttırsa da ya da başka bir deyişle gaz hidratları daha kararlı hale getiriyor gibi gözükse de, jeotermal gradyanın başlangıç derinliği olan deniz tabanı, daha yukarılara taşındığı için gaz hidrat kararlılık zonunun tabanı da göç edecektir. Dolayısıyla, hızlı sedimantasyona bağlı artan tortul kalınlığı ile deniz tabanı ve hidrat kararlılık zonunun daha sığ derinliklere göç etmesi neticesinde gaz hidratlar tabanından itibaren çözünmeye başlayacaktır.

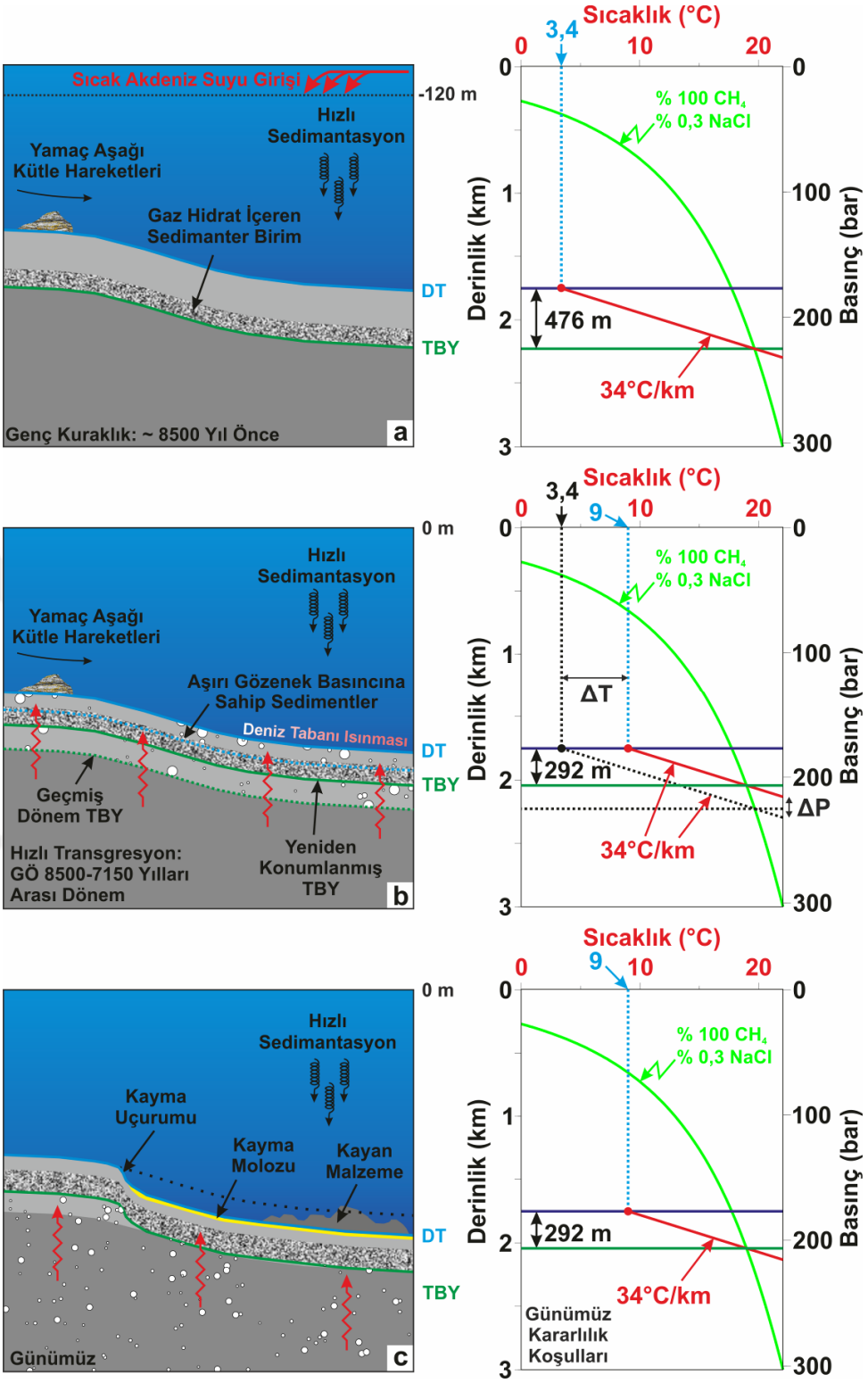
Son buzul çağının sonlanması ve sıcak Akdeniz suyunun Karadeniz havzasına girmesiyle birlikte deniz tabanı civarındaki su sıcaklığının 3,4° C' den 9° C civarına yükseldiği (5,5° C' yi aşkın bir sıcaklık değişimi olduğu) önerilmektedir (Poort, Vassilev ve Dimitrov, 2005). Deniz tabanında meydana geldiği önerilen ~ 5,5° C' lik sıcaklık artışından yola çıkılarak, böyle bir değişimin gerçekleşmesi durumunda jeotermal gradyanın deniz tabanından itibaren başlangıç sıcaklığının (T_0) artış göstermesinin gaz hidrat kararlılık koşullarını etkileyebileceği söylenebilir. Başka bir deyişle gaz hidrat kararlılık zonu deniz tabanı civarında meydana gelen sıcaklık artışı ile ısınacaktır ki bu durum gaz hidratların kararlılığını yitirmesi ve çözünmesi için yeterli bir değişimdir (Westbrook ve diğer., 2009).

Ayrıca okyanus tabanı ısınması olarak tanımlanan bu durum, kıtasal yamacın göreceli olarak sığ su derinliklerinde oluşmuş olan gaz hidratların veya başka bir

deyişle gaz hidrat kararlılık zonunun yamaç aşağı göç etmesini de sağlayabilir ki bu durumun bir sonucu olarak çözünmüş olan gaz hidratlardan açığa çıkan serbest gazlar ve hidrat çözünmesi öncesi kararlılık zonu altında birikmiş olan serbest gazların büyük bir bölümü önce su kolonuna oradan da atmosfere karışabilir (Westbrook ve diğer., 2009).

Şekil 5.8 yukarıda sıralanan nedenlerin son buzul çağından günümüze kadar gerçekleşmesi neticesinde gaz hidrat kararlılık zonunda meydana gelen değişimleri ve bu değişimlerle birlikte tetiklenebilecek deniz tabanı heyelanlarını göstermektedir. Gaz hidrat kararlılık zonunun değişen jeolojik ve oşinografik koşullar nedeniyle uğradığı değişim son buzul çağının Genç Kuraklık (Younger Dryas) döneminin sonu (~ 8500 yıl önce) ile günümüz arasında kalan süreçte detaylandırılmıştır. Genç Kuraklık dönemini (Şekil 5.8a) takiben başlayan Hızlı Transgresyon (Rapid Transgression) dönemi neticesinde sıcak Akdeniz suyu, Karadeniz havvzasına giriş yapmaktadır (Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009).

Sıcak Akdeniz suyunun Karadeniz havzasına nüfuz etmesini takiben ilk ~ 1000 yıl içerisinde fiziksel ve kimyasal özellikleri açısından dengeye geldiği önerilen Karadeniz su kütlesinin ortalama sıcaklığının da arttığı (Yanchilina ve diğer., 2013) ve deniz tabanının daha önceden de bahsedildiği gibi 5,5° C daha sıcak hale geldiği (Şekil 5.8b) söylenebilir (Poort, Vassilev ve Dimitrov, 2005). Yukarıda bahsedilen bütün bu değişimler ile birlikte artan tortul kalınlığının da jeotermal gradyanın (çalışma alanının doğu kesiminde 34° C/km olarak ölçülen bu değer geçmiş dönemlerde de aynı kabul edilmiştir) başlangıç derinliğini daha sığ derinliklere taşıması Şekil 5.8b' de gösterilen kararlılık koşullarını değiştirerek gaz hidratların çözünmesini beraberinde getirecektir. Bu çözünme neticesinde, serbest kalan gazlar deniz tabanına doğru göç etmeye başlayacaktır ve bu gazın bir kısmı uygun kararlılık koşullarında yeniden gaz hidrat oluşturacaktır. Serbest kalan gaz gerek yeniden oluşan hidrat kararlılık zonunun altında gerekse de hidrat kararlılık zonu içerisinde gaz hidrat oluşumuna rağmen gözenek basıncı yüksek bir zon oluşturabilir (Şekil 5.8b) ki bu durum gaz hidrat çözünmesinin tetiklenmesi için önerilen nedendir.



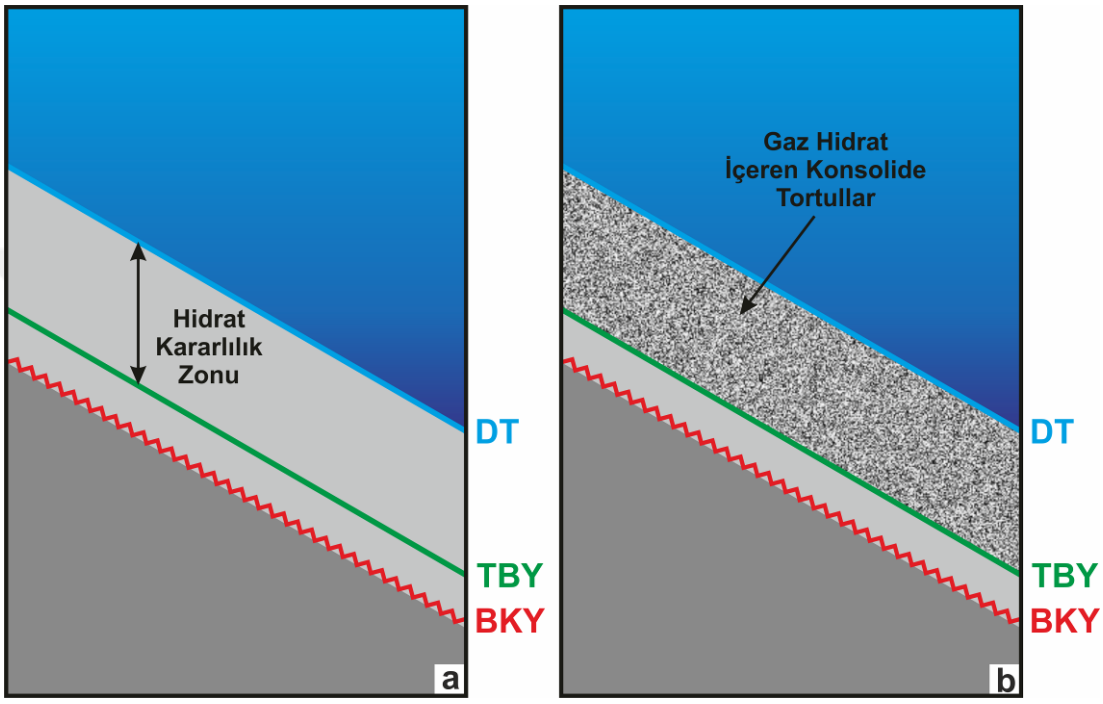
Şekil 5.8 Gaz hidrat çözünmesi ile tetiklenebilecek deniz tabanı heyelanlarının şematik gösterimi. a) Genç Kuraklık dönemi koşullarında oluşmuş gaz hidrat kararlılık zonu, b) Hızlı Transgresyon dönemi ile kıtasal yamaçta meydana gelen değişimler neticesinde başlayan gaz hidrat çözünmesi, c) Gaz hidrat çözünmesi ile artan gözenek basıncına bağlı olarak kıtasal yamaçta tetiklenen deniz tabanı heyelanı.

Artan gözenek basıncı neticesinde deniz tabanı heyelanı tetiklenerek kararlılık zonunun bir kısmı eğim aşağı kayacaktır. Bu kayma neticesinde kayma molozları meydana gelecektir (Şekil 5.8c' de sarı ince zon). Şekil 4.37, ASL1 kaymasının altında bu tipteki moloz istiflerinin gelişebildiğini açıkça göstermektedir. Öte yandan, tez kapsamında moloz istifi karakteristiğinde kaymaların altında ortaya çıkan kaotik sedimanter paketlerin sadece deniz tabanı heyelanlarına bağlı olarak oluşmayacağı, gaz hidrat çözünmesi neticesinde bozunmaya uğrayan ("Soupy Sediments") tortullara bağlı olarak da oluşabileceği ihtimaller dahilinde değerlendirilmektedir. Ancak bu ihtimali destekleyebilecek herhangi bir bulgu ve/veya belirteç tez verilerinde gözlenmemiştir.

Bir diğer benzer çözünme nedeni daha önceden de değinildiği üzere sıcak akışkanların gaz hidrat kararlılık zonuna nüfuz etmesidir (Pecher ve diğer., 2010). Buna göre, çalışma alanında oluşması muhtemel sıcak akışkanlar da hidrat kararlılık zonuna ulaşarak kararlılık koşullarını değiştirebilirler. Kararlılık koşullarının değişmesi, sıcak akışkanların kararlılık zonundaki sıcaklığı arttırması ile meydana gelebilecek olup, gaz hidratlar bu şekilde çözünerek ortamın gözenek basıncını arttırabilir.

Gaz hidratlar ve yamaç aşağı kütle hareketleri ilişkisi açısından diğer bir durum ise gaz hidrat kararlılık zonunun birincil kayma yüzeyi (BKY) ile arasındaki ilişkiye dayanmaktadır. Bu konuya tez kapsamında yer verilmesinin sebebi, çalışma alanının batı kesimindeki, bazı alanlarda gözlenen gaz hidrat belirteçlerinin birincil kayma yüzeyine tesadüf etmesinden ileri gelmektedir. Gaz hidratların gözenek çimentosu özelliği (Vanneste, De Batist, Golmshtok, Kremlev ve Versteeg, 2001) göz önünde bulundurulduğunda, tortullar içerisinde hidrat oluşumunun, tortul duraylılığını olumlu yönde etkileyebileceği (Sultan, Cochonat, Foucher ve Mienert, 2004; Owen, Day ve Maslin, 2007; Ojha ve Sain, 2009) veya başka bir deyişle tortul dayanımının artacağı söylenebilir (Prof.Dr. David S. Goldberg ile kişisel görüşme, 2016). Böyle bir durumda birincil kayma yüzeyi üzerinde gaz hidrat oluşumunun, bu yüzey üzerindeki sedimanter ortamı tortul dayanımı/duraylılığı açısından daha dayanıklı hale getireceği (Şekil 5.9) ve bu durumun bir sonucu olarak bu yüzey üzerindeki

tortul hareketlerinin erteleneceğini veya engelleneceğini söylemek mümkündür (Prof.Dr. David S. Goldberg ile kişisel görüşme, 2016). Bununla birlikte şayet yamaç eğimi çok yüksek ise gaz hidrat oluşumuna bağlı olarak daha yüksek tortul duraylılığına sahip alanların oluşmasına rağmen, birincil kayma yüzeyi üzerinde tortul hareketleri meydana gelebilir.

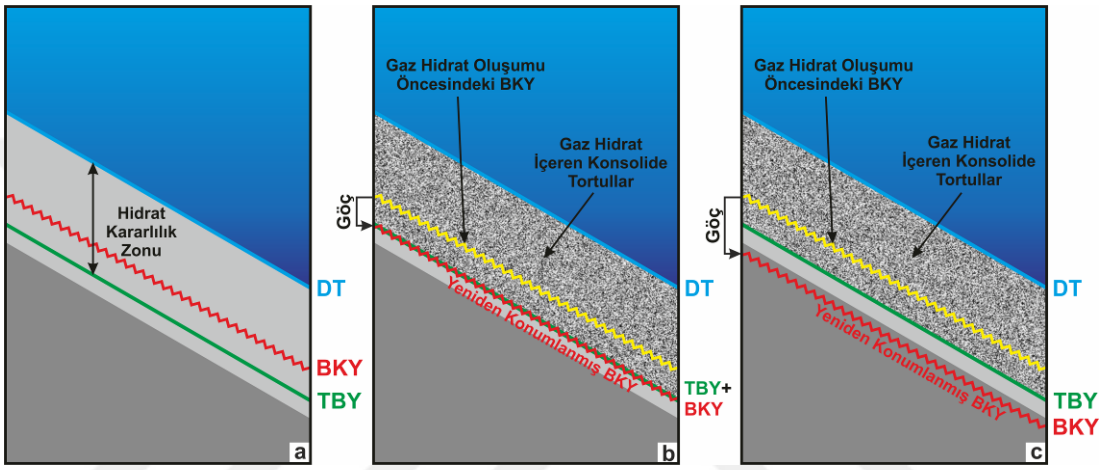


Şekil 5.9 Gaz hidrat oluşumu ile birincil kayma yüzeyi ilişkilerinin şematik gösterimi. a) gaz hidrat oluşumu öncesi yamaç tortulları, b) hidrat oluşumu sonrası gaz hidrat içeren konsolide tortullar. Şekillerde gösterilen ara yüzeyler deniz tabanını (DT), tabana benzeyen yansıtıcıyı (TBY) ve birincil kayma yüzeyini (BKY) göstermektedir.

Birincil kayma yüzeyi sadece gaz hidrat kararlılık zonunun tabanına tesadüf etmeyip, gaz hidrat kararlılık zonu içerisinde de kalabilir. Böyle bir durumda birincil kayma yüzeyi de dahil olmak üzere kararlılık zonu tortulları çimentolanarak dayanımı daha yüksek bir sedimanter ortam oluşacaktır (Şekil 5.10) ki bu durum da birincil kayma yüzeyi üzerinde gelişebilecek tortul hareketlerini önleyebilir ya da erteleyebilir.

Öte yandan böyle alanlarda yamaç eğimi çok yüksekse, birincil kayma yüzeyini de kapsayan kararlılık zonunun hidrat oluşumu neticesinde daha dayanıklı hale

gelmesi, birincil kayma yüzeyinin hidrat kararlılık zonunun tabanına ya da kararlılık zonundan daha derin başka bir derinliğe göç etmesini beraberinde getirebilir (Prof.Dr. David S. Goldberg ile kişisel görüşme, 2016). Bu durumun doğal bir sonucu olarak gaz hidrat içeren tortullar yamaç aşağı hareket edebilirler ve bu hareketin gerek o bölgedeki kararlılık zonu üzerinde gerekse de hareket eden tortullar içerisindeki gaz hidratların kararlılığı üzerinde yaratacağı etkiler deniz tabanı heyelanlarında kayan ve daha derinlerde yığılan tortullarla benzer olacaktır.



Şekil 5.10 Gaz hidrat oluşumu ile birincil kayma yüzeyi ilişkilerinin şematik gösterimi. a) gaz hidrat oluşumu öncesi yamaç tortulları, b) gaz hidrat oluşumu sonrası birincil kayma yüzeyinin gaz hidrat kararlılık zonu tabanına göç etmesi, c) gaz hidrat oluşumu sonrası birincil kayma yüzeyinin gaz hidrat kararlılık zonunun altına göç etmesi. Şekillerde gösterilen ara yüzeyler deniz tabanını (DT), tabana benzeyen yansıtıcıyı (TBY) ve birincil kayma yüzeyini (BKY) göstermektedir.

5.1.5 Çoklu Gaz Hidrat Belirteçlerinin Oluşum Mekanizması

Son otuz yıldır varlığı bilinen ve dünyada çeşitli alanlarda gözlenmekte olan çoklu gaz hidrat belirteçleri (Posewang ve Mienert, 1999; Tréhu, Torres, Moore, Suess ve Bohrmann, 1999; Hornbach ve diğer., 2003; Baba ve Yamada, 2004; Golmshtok ve Soloviev, 2006; Mosher, 2008; Geletti ve Busetti, 2011; Pecher ve diğer., 2014), günümüzde hala açıklanamamış bir gaz hidrat problemidir. Her ne kadar bu belirteçlerin gaz hidratların varlığı ile ilişkisi tartışmalı da olsa, bu tipteki belirteçlerle ilgili bazı görüşler mevcuttur ve bu görüşler:

1) farklı gaz bileşiminden oluşmuş gaz hidratların alt alta birden fazla gaz hidrat içeren sedimanter birim meydana getirmesi (Posewang ve Mienert, 1999; Popescu ve diğer., 2006; Pecher ve diğer., 2014),

2) tektonik yükselme (uplift) ve/veya artan tortul kalınlığına bağlı olarak kararlılık koşullarının değişmesi ve gaz hidrat kararlılık zonunun daha sığ derinliklere göç etmesi ile ardında kalıntı bir TBY bırakması (Plaza-Favorela, Bünz ve Mienert, 2012; Rodrigo, Gonzáles-Fernández ve Vera, 2009),

3) Silika diyajenezi (Opal-A/Opal-CT dönüşümü) neticesinde ortaya çıkabilen diyajenetik cepheler (Nouzé ve diğer., 2009)

şeklinde sıralanabilir. Bu noktada değinilmesi gereken önemli bir bilgi ise daha önceden de bahsedilen SII hidratların gaz hidrat kararlılık zonunun da altında oluşabilmesidir (Paganoni, Cartwright, Foschi, Shipp ve Van Rensbergen, 2016).

Gaz hidrat kararlılık zonundan daha derinlerde hidrokarbon gazlarını da içererek oluşabilen SII hidratlar, aslında önemli bir belirsizliğe de son vermektedir. Bu belirsizlik gaz hidrat kararlılık zonunun tabanını temsil eden TBY' lerin bir izotermal sınıra karşılık gelmesine bağlı olarak bu sınırdan daha derinlerde gaz hidratların yüksek sıcaklık nedeniyle oluşamayacak olmasından kaynaklanmaktadır. Öte yandan, bu belirsizliğe sebep olan görüşün eksik bir tarafı mevcut olup, bu eksik olan kısım ise izotermal ve/veya izobarik bir sınıra karşılık gelen TBY' lerin, belirli bir gaz bileşimine istinaden oluşan gaz hidratlar için bu sınırda gözlendiğidir. Böylece farklı gaz bileşimleri için bu sınırın farklı derinliklerde gözlenebileceği söylenebilir. Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılan farklı gaz hidrat kararlılık eğrileri de bu durumu desteklemektedir (Bölüm 4.3.1). Farklı gaz bileşimleri için hesaplatılan gaz hidrat denge eğrileri, aynı derinlikler ya da başka bir deyişle aynı basınç koşulları için her gaz bileşiminden kararlı gaz hidrat elde edilemeyeceğini, kimi gaz bileşimlerinin belirli bir derinlik için kararlı gaz hidrat oluştururken kimilerinin ise daha farklı termobarik koşullara ihtiyaç duyduğunu açıkça göstermiştir. Bu durum bir örnekle açıklanacak olursa, saf CH_4 gaz bileşimine sahip gaz hidratlar,

oluşturulması en güç gaz hidratlardan bir tanesidir ve bu bileşime sahip gaz hidratların TBY' ye karşılık gelen izotermal sınırı diğer gaz bileşimlerine nazaran daha düşük sıcaklıklara karşılık gelmektedir (Dickens ve Quinby-Hunt, 1994; Sloan, 1998; Subramanian, Kini, Dec ve Sloan, 2000; Tinivella ve Giustiniani, 2013).

Buna karşılık bileşiminde H_2S, CO_2 ve ağır hidrokarbon gazlarını içeren gaz hidratların oluşumu saf CH_4' e göre daha kolaydır ve yine saf CH_4' e göre daha yüksek sıcaklıklarda da gaz hidrat oluşturabildiklerinden TBY' ye karşılık gelen izotermal sınırı daha derinlerde yer alabilir ve/veya daha sığ su derinliklerinde oluşabilir (Kastner, Kvenvolden ve Lorenson, 1998; Swart ve diğer., 2000; Dondurur, 2005; Dondurur ve Çifçi, 2008). Bu durum ve Paganoni, Cartwright, Foschi, Shipp ve Van Rensbergen, (2016) ortaya attığı bulgular göz önünde bulundurulduğunda, farklı derinliklerde gözlenen TBY' lerin farklı derinliklerde oluşmuş ve farklı gaz bileşimine sahip gaz hidratlara bağlı olarak gözlenebildiği ihtimali oldukça güçlenmektedir.

Max, (1990)' ın sismik verilerde TBY' nın gözlenebilmesi ile ilgili yaptığı tanımlamanın gaz hidrat içeren tortulların altında bulunan serbest gaz olduğu düşünüldüğünde, her çoklu-TBY' nın, kendisi üzerinde farklı gaz bileşiminden oluşmuş gaz hidratlarla hemen altında konsantrasyonu fark etmeksizin bulunan serbest gazlara bağlı olarak oluşabildiği tez kapsamında önerilmektedir. Yapılan bu öneri, gerek sismik verilerdeki çoklu gaz hidrat belirteçleri, gerek sığ tortul örneklemesi ile gerçekleştirilen gaz analizleri, gerek laboratuar ortamında yapılan gaz hidrat oluşum/çözünme deneyleri ve gerekse de teorik gaz hidrat deneysel çalışmaları ile desteklenmektedir. Dolayısıyla bu tipteki çoklu gaz hidrat belirteçlerinin, GHKZ' nun çeşitli nedenlerle göç etmesine bağlı olarak kalıntı belirteçler şeklinde varlığını sürdürmesi veya başka bir deyişle gaz hidratlarla ilişkili olmadığı yorumu (Posewang ve Mienert, 1999; Plaza-Favorela, Bünz ve Mienert, 2012) desteklenmemektedir.

Karadeniz havzası çoklu gaz hidrat belirteçleri açısından ayrı bir öneme sahiptir. Buna göre alt alta gözlenen TBY sayısının dünyada en fazla gözlendiği alan

Karadeniz havzasıdır ve alt alta gözlenebilen TBY sayısı gerek Romanya açıklarında (Popescu ve diğer., 2006) gerekse de tez alanında (Küçük ve diğer., 2012; Küçük ve diğer., 2015) 5 ayrı derinlikte gözlenebilen TBY' ye kadar çıkmaktadır. Hem tez alanı için hem de Karadeniz havzası genelinde çoklu gaz hidrat oluşumunun gaz hidrat çözünmesi ile ilişkili olduğu tez kapsamında önerilen diğer bir olgudur. Buna göre, şayet Karadeniz kıtasal sınırlarında oluşmuş olan gaz hidratlar saf CH_4 yerine bir gaz karışımından oluşuyorsa ve bu gaz hidratlar herhangi bir sebeple kararlılığını yitirip çözünmeye başlarsa, çözünme boyunca gaz hidratların bünyesinde bulunan gazlardan bazılarının çözüneceği, bazılarının ise kararlı olarak kalmaya devam edeceği önerilmektedir. Bunun sebebi yukarıda değinildiği üzere gaz hidrat oluşturabilen her gazın veya farklı gaz bileşimlerinin farklı kararlılık koşullarına sahip oluşudur. Dolayısıyla gaz hidratların kararlılığını bozabilecek olan durumların gaz hidratların içindeki bütün gazları çözeceği gibi bir durumun söz konusu olmadığı bunun yerine kısmi bir gaz hidrat çözünmesinin gerçekleşebileceği düşünülmektedir.

Gaz hidrat çözünmesini Karadeniz havzasında tetikleyebilecek olan unsurlar ise; i) deniz tabanı ısınması, ii) hızlı sedimantasyon, iii) deniz seviyesi düşüşü, iv) hidrokarbon gazlarının gaz hidrat kararlılık zonuna nüfus etmesi şeklinde sıralanabilir. Bu anlatılan bilgiler ve nedenlere bağlı olarak gaz hidrat çözünmesi ve yeniden oluşumunu içeren bir model bir önceki buzul çağları arası dönemden günümüze kadar anlatılacaktır. Ancak bu modelden önce Karadeniz' de gaz hidrat çözünmesini beraberinde getirebilecek her neden çoklu-TBY oluşum mekanizmasından haricen ve ayrı ayrı detaylandırılacaktır. Daha sonra ise çoklu-TBY oluşum mekanizmasının anlatıldığı bölümde çözünmeye sebep olan nedenlere yer verilerek çoklu-TBY' lerin nasıl meydana geldiği ortaya konulacaktır.

Çoklu-TBY' lerin sismik verilerde gözlenmesini sağlayan diğer bir durum ise Opal-A/Opal-CT dönüşümü neticesinde meydana gelebilen silika diyajenezidir (Goldberg, Wilkens ve Moos, 1987; Nouzé ve diğer., 2009; Chand ve diğer., 2011; Somoza ve diğer., 2014). Silika diyajenezi belirli bir izotermal sınıra karşılık gelen diyajenetik cepheleri meydana getirebilmektedir ki bu durum sismik verilerde TBY' lere benzeyen belirteçler üretmektedir. Diyajenetik cephelerin yarattığı diyajenetik-

TBY' ler bu sınırın altında diyajeneze bağlı olarak pekleşmiş sedimanter birimlerin üst sınırını oluştururlar. Diyajenezin gerçekleştiği birimler üstlerindeki birimlere göre daha pekleşmiş ve geçirimsiz birimler olduğu için (Kastner, 1981) sismik veriler üzerinde diyajenetik cepheler deniz tabanı ile aynı polariteye sahiptir (Nouzé ve diğer., 2009; Chand ve diğer., 2011; Somoza ve diğer., 2014). Çalışma alanında TBY karakterine sahip, ancak deniz tabanı ile aynı polarite özelliği sunan bir yansıtıcı ara yüzey gözlenmediği için bu alanda silika diyajenezine bağlı diyajenetik cephelerin oluşmadığı ve dolayısıyla çoklu-TBY' lerin oluşumu açısından bu ihtimalin tez kapsamında değerlendirmeye alınmadığı söylenebilir.

Karadeniz havzasında gaz hidrat çözünmelerini beraberinde getirebilecek diğer bir durum ise serpantinleşmedir. Ekzotermik bir reaksiyon olan serpantinleşme (Schrenk, Brazelton ve Lang, 2013), gerçekleştiği sedimanter ortama yüksek miktarlarda ısı transfer edebilmekte olup, bu durum gaz hidrat çözünmelerini beraberinde getirebilir. Bilhassa çalışma alanının batı kesiminde yer alan volkanik Kozlu Sırtı bu tipteki bir jeolojik süreci yaratabilir ve sırtın derinliği hidrat kararlılık zonuna nazaran çok derinlerde yer almamaktadır. Buna karşılık, TP tarafından bu sırt üzerinde açılan Yassıhöyük-1 kuyusu boyunca serpantin içeren herhangi bir birim kesilmemiştir (Dr. Zühtü Batı ile kişisel iletişim, 2014). Bu durumda gaz hidrat çözünmesini beraberinde getirebilecek olasalıklardan biri olan serpantinleşme de çalışma alanı için gaz hidrat çözünmesini doğurabilecek sebepler arasında sayılmamaktadır ve gaz hidrat çözünme nedenleri açısından dikkate alınmamıştır.

5.1.5.1 Deniz Tabanı Isınması

Sıcak Akdeniz suyunun son buzul çağını (Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009; Soulet, Ménot, Lericolais ve Bard, 2011) takiben Karadeniz havzasına giriş yapmasına bağlı olarak, su kolonunun fiziksel ve kimyasal özelliklerinde dramatik bir değişim olduğu (Yanchilina ve diğer., 2016) ve deniz tabanı civarında ~ 2 - 5,5° C' lik bir sıcaklık artışı meydana geldiği (Poort, Vassilev ve Dimitrov, 2005) önerilmektedir. Tez kapsamında azami hidrat çözünmesini yaratabilecek olan 5,5° C' lik artış dikkate alınmıştır. Poort, Vassilev ve Dimitrov, (2005) önerdikleri deniz

tabanı ısınmasının Karadeniz havzasında çok yüksek miktarlarda gaz hidrat çözünmesini beraberinde getirebileceğini ve Karadeniz' deki gaz hidrat rezervinin %15 - 62 oranında bir azalım gösterebileceğini önermiştir. Son buzul çağından sonra gerçekleştiği önerilen bu kavramsal gaz hidrat çözünmesi önerisi, gaz hidrat kararlılık zonunun incelmesine sebep olabilecek (Posewang ve Mienert, 1999) nedenlerden en önemlisi arasında sayılmaktadır ve tez kapsamında önerilen modelin en önemli aşamalarından birini oluşturmaktadır.

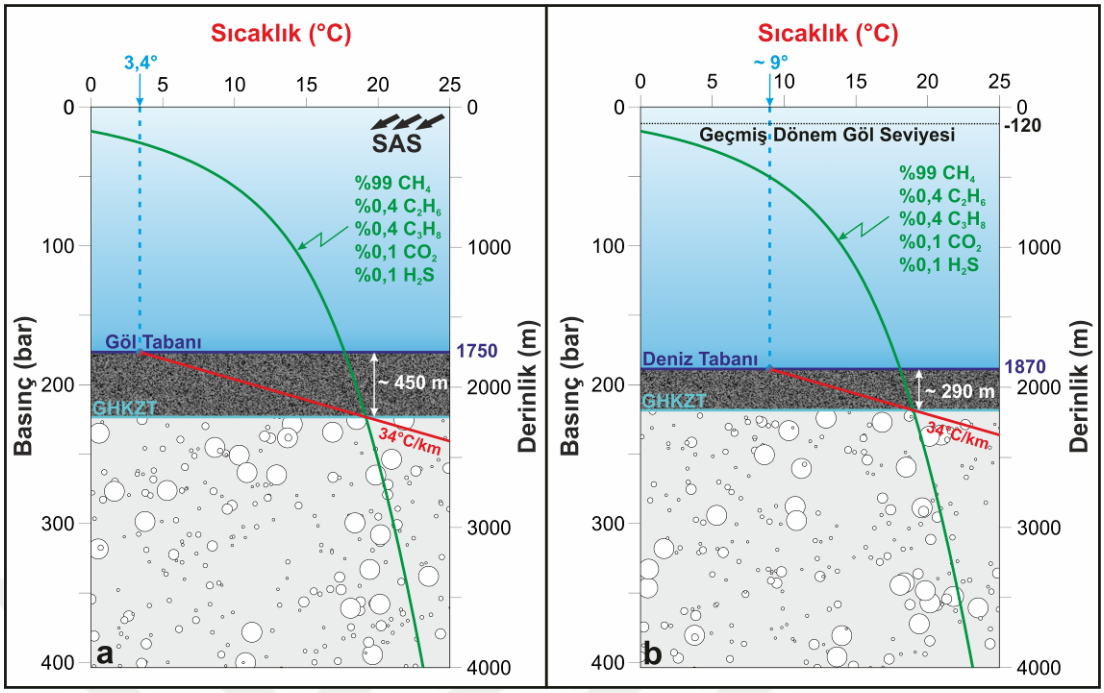
Gölsel dönemde 3,4° C olarak önerilen göl tabanı sıcaklığının denizel dönemde sıcak Akdeniz suyu girdisi sebebiyle ~ 9° C' ye yükselmesi, jeotermal gradyanın deniz tabanı civarındaki başlangıç sıcaklığını da ~ 5,5° C civarında arttıracaktır. Bu durum gaz hidrat kararlılık zonunun ısınması sebebiyle gaz hidratların kararlılığını yitirmesini ve kararlılığını yitiren gaz hidratların çözünmesi sebebiyle kararlılık zonu incelmesini beraberinde getirebilir. Şekil 5.11, belirli bir gaz bileşimi ve 34° C/km jeotermal gradyan için son buzul çağını takiben Karadeniz' e nüfuz eden Sıcak Akdeniz suyunun (SAS), gaz hidrat kararlılık zonu tabanında (GHKZT) ve hidrat kararlılık zonu kalınlığında meydana getirdiği değişimleri göstermektedir. SAS girişi ile 1750 m' de olan göl tabanı, denizel dönemde artan su kolonu sebebiyle 1870 m' seviyesine denk gelmektedir (Şekil 5.11) ve bu aşamada hızlı sedimantasyona bağlı deniz tabanı derinliğinin değişimi ihmal edilmiştir.

Deniz tabanı civarındaki sıcaklığın 3,4° C' den (Şekil 5.11a) 9° C' ye (Şekil 5.11b) yükselmesi ise jeotermal gradyanın başlangıç sıcaklığını değiştireceğinden gölsel dönemde 450 m olan gaz hidrat kararlılık zonu kalınlığının, denizel dönemde 290 m' ye düştüğü hesaplanmıştır (Şekil 5.11). Yapılan bu hesaplama, deniz tabanı ısınması ile artan su kolonu etkenlerinden hangisinin gaz hidrat kararlılık zonu üzerinde daha etkili olacağı konusundaki belirsizlikleri (Golmshtok ve Soloviev, 2000) tez kapsamında ve Karadeniz örneğinden yola çıkarak gidermektedir. Hesaplama neticesinde ortaya çıkan ~ 160 m kararlılık zonu incelmesi % 30 civarında bir gaz hidrat rezerv azalmasına karşılık gelmektedir ki bu değer Poort, Vassilev ve Dimitrov, (2005) tarafından önerilen gaz hidrat rezerv azalması (% 15 - 62) aralığında kalmaktadır. Ayrıca kararlılık zonu üzerinde yapılan bu

hesaplamaların 1870 m su derinliği için yapıldığı göz önünde bulundurulduğunda incelme miktarı daha sığ su derinliklerinde daha yüksek değerlere ulaşabilir. Bu durumda 1870 m su derinliği için hesaplatılan % 30 civarındaki rezerv azalması, daha sığ su derinliklerinde artış gösterebilir ki, Poort, Vassilev ve Dimitrov, (2005)' in ortaya koyduğu geniş yüzde aralığının sebebi de gaz hidrat kararlılık koşullarının kıtasal sınırlar boyunca değişen su kolonuna bağlı olarak farklılık arz etmesi olabilir.

Gaz hidrat kararlılık zonu incelmesi ile ilgili söylenmesi gereken diğer bir olgu ise gaz hidratların nereden itibaren çözünmeye başlayacağıdır. Jeotermal gradyan değişmese bile başlangıç sıcaklığı daha sıcak bir değere ulaştığı için Şekil 5.12' da da görüldüğü üzere GHKZT daha sığ bir derinliğe göç etmektedir. Bu sebeple gaz hidrat çözünmesinin sadece SAS girişi öncesi var olan GHKZT ile günümüz GHKZT arasında kalan ~ 160 m' lik tortul kolonu boyunca ya da başka bir deyişle SAS girişi öncesi mevcut olan GHKZT' nin üzerindeki ilk ~ 160 m' lik tortul kolonunda meydana gelebileceği düşünülebilir. Böylelikle gölsel dönemde GHKZT' nın üzerindeki ilk 160 m' nin daha yukarısında gaz hidratlar mevcut ise bu gaz hidratların kararlılığının bozulmadığı ve dolayısıyla gaz hidratların değişen termobarik koşullara istinaden kararlılık zonunun tabanından çözündüğü söylenebilir.

Karadeniz havzasında deniz tabanı ısınmasının gaz hidratların kararlılığını bozması bu çalışmada gaz hidrat çözünmesindeki temel etken olarak düşünülmektedir. Poort, Vassilev ve Dimitrov, (2005), artan hidrostatik basıncın gaz hidrat kararlılığını ve hidrat rezervuarını başta bir miktar arttırabileceğini önermiş, ancak daha sonrasında artan sıcaklığın bu etkiyi tersine çevireceğini ve gaz hidrat rezervuarının azalacağını söylemiştir. Ayrıca, deniz tabanı civarında artan su sıcaklığı artan hidrostatik basıncın hidrat kararlılığı üzerinde yaratabileceği olumlu etkileri engelleyici/geciktirici bir faktör olarak değerlendirilmiştir (Poort, Vassilev ve Dimitrov, 2005). Tez kapsamında ise bu iki farklı etkiye sahip parametrenin yarattığı etki, birinin diğerine üstün gelmesi olarak değil iki karşıt etkinin bileşkesi şeklinde bir sonuç doğurabilir.



Şekil 5.11 Sıcak Akdeniz Suyu (SAS) girişi ile değişen gaz hidrat denge koşullarını gösteren diyagram. a) Son buzul çağı süresince Karadeniz' de 1750 m su derinliğindeki gaz hidrat kararlılık koşulları, b) SAS girişine bağlı olarak meydana gelen deniz tabanı ısınmasının yarattığı kararlılık zonu incelmesi.

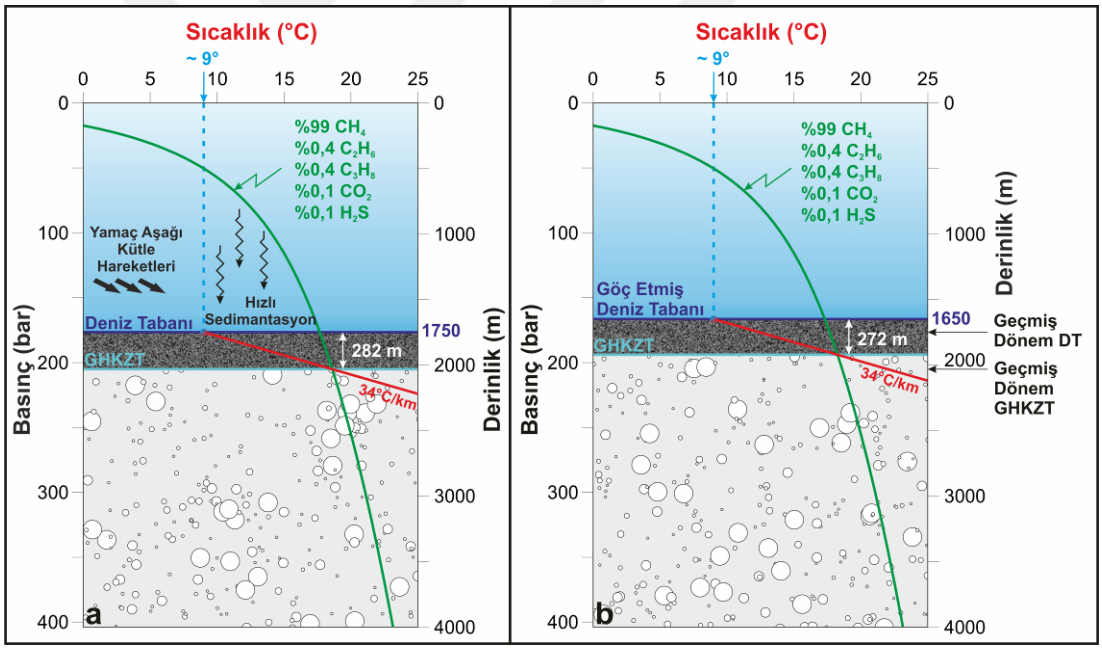
5.1.5.2 Hızlı Sedimantasyon

Karadeniz için 1 - 2 m / 1000 yıl olarak önerilen göreceli yüksek sedimantasyon oranı (Duman, 1994), gaz hidrat kararlılık zonu üzerinde etkili olabilecek diğer bir etken olabilir. Hızlı sedimantasyona bağlı artan tortul yükü gaz hidrat kararlılık zonu üzerinde basınç artışına sebep olsa da jeotermal gradyanın başlangıç derinliğini daha sığ derinliklere taşıdığı için gaz hidratların kararlılığını bozabilir (Golmshtok ve Soloviev, 2006) ve gaz hidratlar çözünmeye başlayabilir. Bu durumun bir sonucu olarak çözünen gaz deniz tabanına doğru göç edebilir ve daha sığ derinliklerde yeniden gaz hidrat oluşturabilir ki bu durum gaz hidrat kararlılık zonunun göç etmesi (shift of base of gas hydrate stability zone) olarak kabul edilebilir.

Şekil 5.12' de hızlı sedimantasyona bağlı ~ 100 m' lik artan tortul yükünün hidrat kararlılık zonu üzerindeki etkileri gösterilmektedir. ~ 100 m kalınlığında tortul yükü gelmeden önce 1750 m' de olan deniz tabanı, 34° C/km jeotermal gradyan için, ve

gaz bileşimi şekil üzerinde gösterilen CH_4 baskın gaz hidrat denge eğrisi için 282 m' lik bir gaz hidrat kararlılık zonu kalınlığını ortaya koymaktadır.

Hızlı sedimantasyona bağlı olarak ~ 100 m' lik tortul yükü 1750 m' deki deniz tabanını 1650' ye taşıyacağından dolayı (Şekil 5.12b) jeotermal gradyanın başladığı derinliğin de yukarı doğru göç ettiği söylenebilir. Deniz tabanı ve dolayısıyla jeotermal gradyanın başlangıç derinliğinin daha yukarı taşınmasıyla gaz hidrat kararlılık zonunun tabanı da yukarı göç edecektir. Öte yandan yapılan hesaplamalar, 100 m' lik tortul yükünün yarattığı gaz hidrat kararlılık zonu incelmesinin 10 m olduğuna dikkat çekmektedir ve yapılan denemelerde bu derinliklerdeki gaz hidrat kararlılık zonu incelmesinin deniz tabanı üstünde biriken tortul kalınlığının %10' u kadar olduğu görülmüştür.



Şekil 5.12 Karadeniz' de hızlı sedimantasyona bağlı olarak değişen gaz hidrat denge koşullarını gösteren diyagram. a) Tortul yükü gelişmeden önce Karadeniz' de 1750 m su derinliğindeki gaz hidrat kararlılık koşulları, b) 100 m' lik tortul yükü oluştuktan sonra değişen gaz hidrat kararlılık zonu koşulları ve kararlılık zonu incelmesi.

Duman, (1994)' ün 100 - 200 cm / 1000 yıl sedimantasyon oranı için 100 m' lik bir sedimantasyon gerçekleşmesi 50000 yıl süre almaktadır (azami değer olan 200 cm için). Ross, (1977)' nin 30 cm / 1000 yıl sedimantasyon oranı için bu süreç 50000

yıla kıyasla çok daha uzun olacaktır (~ 330000 yıl). Tez kapsamında Ross, (1977)' nin önerdiği sedimantasyon oranının çalışma alanı için uygun olmadığı düşünülmektedir. Bunun sebebi gerek sismik verilerde Kretase sonrası tortul kalınlığının az olmayışı, gerekse de çalışma alanı içerisinde pelajik sedimantasyon ve tortul taşınım yolları ile taşınan malzemeye ek olarak alana önemli miktarda tortulun erozyonel olarak taşındığıdır (Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013). Çalışma alanında gaz hidrat çözünmesinin başlaması için gereken tortul kalınlığı artışının ne kadar olduğu ile ilgili bir çıkarsama yapmak güçtür.

Öte yandan, çoklu TBY' ler arası asgari kalınlığın 27 m olduğu bulgular bölümünde ortaya konmuştur. Bu durum gaz hidrat çözünmesini başlatacak olan artan tortul kalınlığı için bir eşik değer olup olmadığı ile ilgili ipucu veriyor olabilir. Şayet gaz hidrat kararlılık zonu göçünün sadece artan tortul yüküne bağlı olarak geliştiği varsayılırsa, 27 m' lik bir gaz hidrat kararlılık zonu göçü için çalışma alanının kıtasal yükselim kesiminde 270 m' lik bir sedimantasyona ihtiyaç olduğu söylenebilir (Şekil 5.12' de gösterilen artan tortul kalınlığının %10' u kadar kararlılık zonu incelmesi).

Öte yandan güncel TBY (GTBY) ile ilk çoklu-TBY arasındaki fark ~ 65 m civarında olup, 65 m' lik gaz hidrat kararlılık zonu göçü için gereken sedimantasyon ise 650 m' dir. İlk çoklu-TBY ile deniz tabanı arasında kalan mesafenin ortalama 400 m civarında olduğu düşünüldüğünde yalnızca artan tortul kalınlığının ilk çoklu-TBY' den güncel TBY' ye bir göç yaratamayacağı söylenebilir. Ayrıca çalışma alanının bazı kesimlerinde alt alta 5 ayrı TBY' nin deniz tabanından itibaren ilk 500 m içerisinde görülüyor olması da sadece artan tortul kalınlığının gaz hidrat kararlılık zonu göçü yaratamayacağına işaret etmektedir.

5.1.5.3 Deniz Seviyesi Düşmesi

Karadeniz' in gerek buzul çağları boyunca, gerekse de buzul çağları arasındaki dönemlerde gölsel evreler geçirdiği ve deniz seviyesinin günümüze nazaran azami 120 m daha sığ olduğu bilinen bir gerçektir (Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard,

2009; Soulet ve diğer., 2010). Ayrıca Karadeniz' in son buzul çağının sonu ile Hızlı Transgresyon evresi arasında değişken bir deniz seviyesi gösterdiği ve bu değişimin 40 ile 120 m arasında günümüze nazaran daha sığ olduğu önerilmiştir (Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009). Bu aşamada, son gölsel dönemin deniz seviyesi değişkenliklerinin gaz hidrat kararlılık zonu üzerindeki etkileri detaylandırılacaktır. Karadeniz' in son gölsel dönem boyunca geçirdiği deniz seviyesi değişimleri (Şekil 3.7) son buzul çağında günümüze nazaran 120 m daha aşağıda, Zorlanmış Regrasyon (Forced Regression) evresi öncesinde günümüze nazaran 40 m daha aşağıda, Genç Kuraklık evresi öncesi günümüze nazaran 85 m daha aşağıda ve Hızlı Transgresyon evresi öncesi günümüze nazaran 100 m daha aşağıda olarak önerilmektedir (Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009). Bu deniz seviyesi (veya başka bir deyişle göl seviyesi) değişimleri hidrat kararlılık zonu üzerinde yarattıkları hidrostatik basınç azalması sebebiyle çözünmeye neden olabilir.

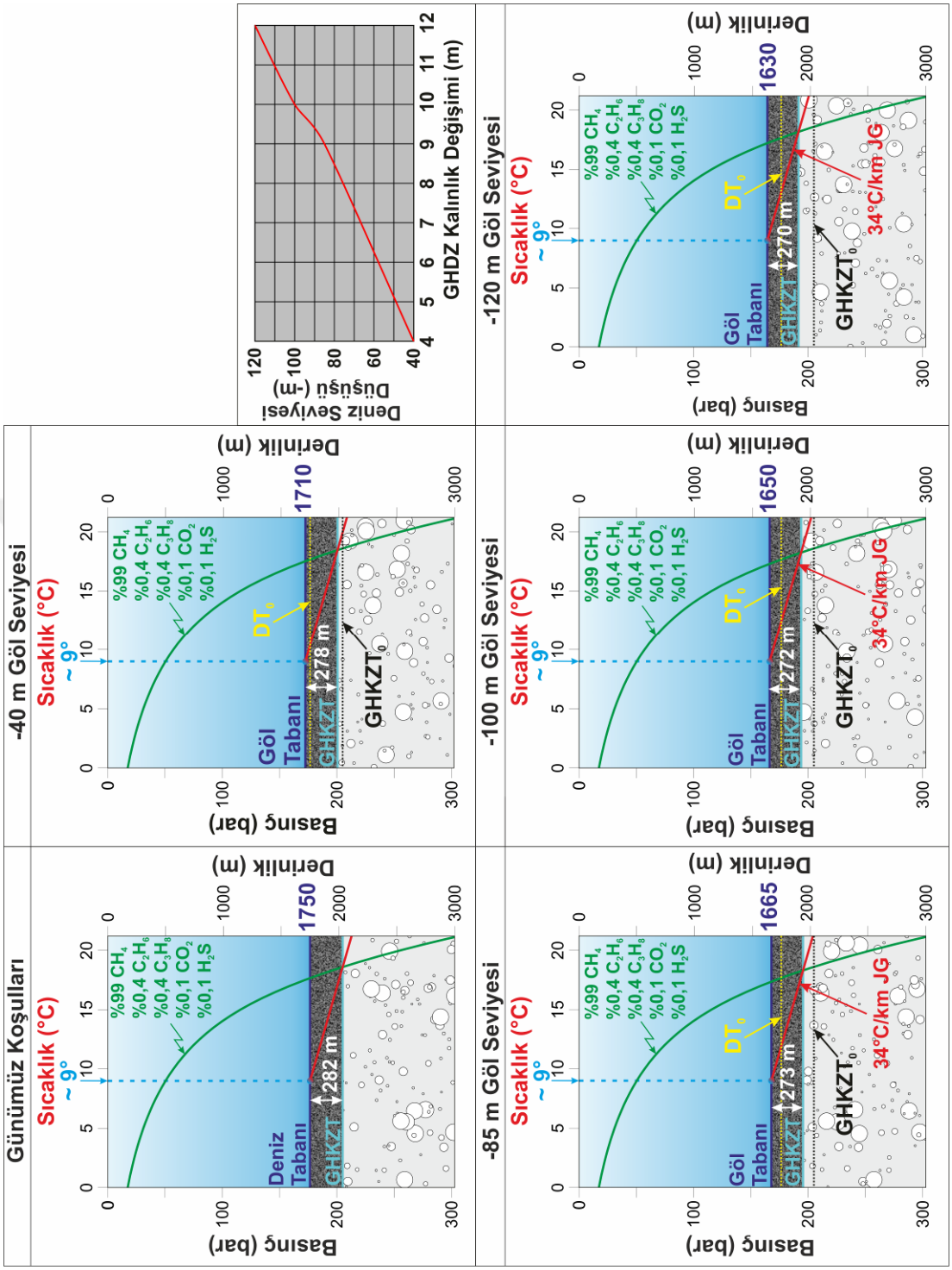
Daha önceki konu başlığında da değinildiği gibi çalışma alanında gözlenen çoklu-TBY' ler arası asgari derinlik farkı 27 m olup, stabilite zonu üzerinde azami değişiklik yaratabilecek deniz seviyesi düşüşü Karadeniz için 120 m' dir ve bu düşüşün yaratacağı gaz hidrat kararlılık zonu incelmesi 12 m olarak hesaplatılmıştır (Şekil 5.13). Bu hesaplama yapılırken jeotermal gradyan (JG) her bir deniz seviyesi için 34° C/km, deniz tabanı civarındaki su sıcaklığı ise günümüz sıcaklığı olan 9° C olarak sabit alınmıştır ve değişen deniz seviyesine bağlı olarak değişen deniz tabanı ile GHKZT, günümüz deniz tabanı (DT_0) ve günümüz GHKZT' si ($GHKZT_0$) ile karşılaştırılmıştır. Azami deniz seviyesi düşüşünün yaratacağı 12 m' lik gaz hidrat kararlılık zonu incelmesi, çalışma alanında gözlenen çoklu-TBY' ler arası asgari farkın (27 m) yarısından daha az olup, deniz seviyesi düşüşlerinin gaz hidrat kararlılık zonu üzerinde dramatik değişimler yaratamayacağı önerilmektedir.

Öte yandan, deniz seviyesi düşüşü şayet beraberinde deniz tabanı soğumasını da getiriyorsa gaz hidrat kararlılık zonu üzerinde belirgin bir etki yaratabilir. Ancak bu etki gaz hidrat kararlılık zonu incelmesi yerine kararlılık zonu kalınlaşması ve/veya çoklu gaz hidrat içeren tabakaların oluşması şeklinde gerçekleşecektir. Poort, Vassilev ve Dimitrov, (2005) tarafından Karadeniz' e SAS girişi ile deniz tabanı

civarında meydana geldiği önerilen ~ 5,5° C' lik ısınmanın tam tersi, buzul çağının başlamasıyla gerçekleşebilir. Bu fikrin oluşmasındaki temel neden Karadeniz' in tekrarlı olarak buzul çağları ve buzul çağları arası dönemleri geçirmesidir (Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009; Soulet ve diğer., 2010) ve son buzul çağı için önerilen oşinografik koşulların (Poort, Vassilev ve Dimitrov, 2005) yeni bir buzul çağının başlamasıyla veya geçmiş dönemlerde buzul çağları arası dönemden buzul çağlarına geçişte tekrar etmesinin mümkün olabileceği düşünülmektedir. Dolayısıyla deniz tabanı ısınması ve soğumasının Karadeniz havzasında buzul çağı dönemleri ve buzul çağları arası dönemleri gibi birbiri ardına tekrar ettiğini düşünmek yanlış olmaz.

Son buzul çağının sonlanması ile deniz seviyesi değişimlerinin gaz hidrat kararlılık zonu üzerindeki etkisi özetlenecek olursa son buzul çağında meydana gelen 120 m' lik deniz seviyesi düşüşü (Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009) son buzul çağından önceki dönemde var olduğu düşünülen gaz hidratların üzerindeki hidrostatik basıncı düşürerek ilk etapta çözünmeye ve dolayısıyla gaz hidrat kararlılık zonunun bir miktar incelmesine sebep olacaktır. Sonraki aşamada ise şayet son buzul çağından önceki buzul çağları arası dönemde deniz tabanı su sıcaklığı günümüzde olduğu gibi yüksek ise buzul çağında bu sıcaklık düşecektir (Poort, Vassilev ve Dimitrov, 2005). Deniz tabanı soğumasını takiben gaz hidrat kararlılık zonunda çok belirgin bir artış beraberinde gelecektir.

Son buzul çağı kararlılık koşullarının son etabı ise buzul çağının sonlanması ile deniz seviyesinin günümüz deniz seviyesinden 40 m daha aşağıya kadar yükselmesidir ki (Zorlanmış Regresyon dönemi öncesinde) bu durum 80 m' lik bir deniz seviyesi yükselmesi yaratır (Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009). Bu durumun buzul çağının sonlanmasına bağlı su hacmi artışı ile bağlantılı olduğu düşünülürse su kolonu sıcaklık gradyanında bir değişim yaratmayabilir ki bu durumda 8 barlık bir basınç artışı meydana gelecektir. Böylece son buzul çağı koşullarının ikinci aşamasında meydana gelen gaz hidrat kararlılık zonu kalınlaşması 80 m' lik deniz seviyesi yükselmesi ile daha kararlı hale gelebilir.



Şekil 5.13 Son gölsel dönemde Karadeniz havzasındaki farklı deniz seviyelerinin GHKZ üzerinde yarattığı etkilerin şematik gösterimi. DT_0 günümüz deniz tabanı koşullarını, GHKZT gaz hidrat kararlılık zonu tabanını ve JG jeotermal gradyanı ifade etmektedir.

Bu bilgiler ışığında son buzul çağının başlamasıyla 120 m' lik deniz seviyesi düşüşü (Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009) önce küçük bir miktar gaz hidrat kararlılık zonu incelmesine sebep olsa da, daha sonrasında önemli bir gaz hidrat kararlılık zonu kalınlaşmasını beraberinde getirmekte ve son etapta bu kalınlaşmış kararlılık zonunu deniz seviyesi yükselmesi ile daha da kararlı hale getirmektedir.

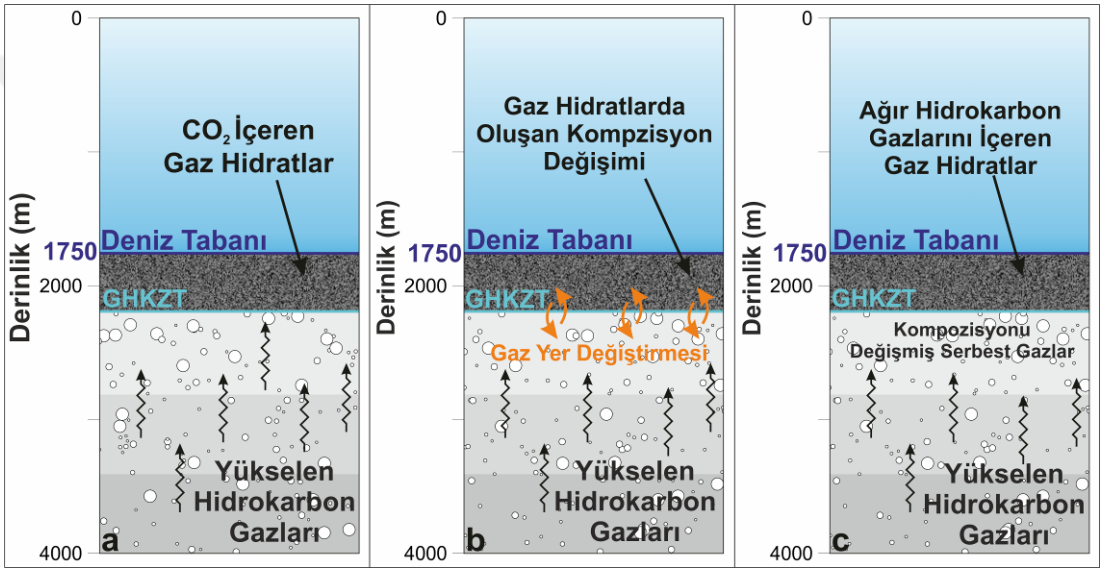
Zorlanmış Regresyon ve Genç Kuraklık evreleri ile son buzul çağının sonlanmasıyla günümüzden 40 m daha aşağıya kadar yükselen deniz seviyesini toplamda 60 m daha aşağıya taşımış yani 60 m' lik bir deniz seviyesi düşüşü yaşanmıştır (Lericolais, Bulois, Gillet ve Guichard, 2009) ve bu durum neticesinde deniz seviyesi günümüzden 100 m daha aşağıya düşmüş olur. Son buzul çağında meydana gelen kalınlaşmış gaz hidrat kararlılık zonunun 80 m' lik deniz seviyesi yükselmesi ile daha da kararlı hale geldiği göz önünde bulundurulduğunda, bu süreç sonrası 60 m' lik bir deniz seviyesi düşüşünün gaz hidrat kararlılığında bir etki yaratmayacağı öngörülmektedir. Genç kuraklık dönemini takiben başlayan hızlı transgresyonla ise deniz tabanı ısınması alt başlığında anlatılan süreçler başlayacaktır ki bu süreçler geçmiş dönem gaz hidrat kararlılık koşullarını günümüz koşullarına taşıyacaktır.

5.1.5.4 Hidrokarbon Gazlarının Gaz Hidrat Kararlılık Zonuna Nüfuz Etmesi

Çoklu gaz hidrat belirteçlerinin oluşması ile ilgili serbest gaz ve gaz hidrat kararlılık zonu etkileşimleri günümüze kadar gerçekleştirilen çoklu gaz hidrat anomali araştırmalarının tamamında dikkate alınmamış bir olgudur. Hidrokarbon gazlarının gaz hidrat kararlılık zonuna nüfus etmesi neticesinde bu serbest gazlar ile gaz hidratlar arası bir etkileşim olabileceği olgusu gaz hidratlardan CH_4 üretimini hedefleyen CH_4 - CO_2 yer değiştirme yöntemi ("SUGAR" Projesi) için yapılan laboratuar denemelerinde fark edilmiştir. CH_4 - CO_2 yer değiştirme yöntemi daha önceden de anlatıldığı üzere (Bölüm 5.1.4) gaz hidratlardan CH_4 üretilirken yerine enjekte edilen CO_2' nin hidrat oluşturmasını ve dolayısıyla yer altında karbon depolamayı hedeflemektedir. Yapılan laboratuar denemeleri CH_4 - CO_2 yer

değiştirme yönteminin çalıştığını göstermektedir (Jung, Espinoza ve Santamarina; Beeskow-Strauch ve Schicks, 2012). Ancak bu yöntemin alan bağımlı bir yöntem olduğu ve biyojenik gaz üretimi dışında hidrokarbon potansiyeli de olan alanlarda gerçekleştirilmesinin uygun olmadığı önerilmektedir. Bunun nedeni Schicks ve diğer., (2011) tarafından CH_4 - CO_2 yer değiştirme sürecinin tamamlanması ve CH_4 üretimi ile kararlı CO_2 hidratların oluşmasını takiben başka bir yer değiştirme sürecinin başlayabilecek olması şeklinde açıklanmaktadır. Buna göre, CH_4 üretimi sonrasında kararlı CO_2 hidratlar oluşursa, kararlılık zonuna derinlerden göç eden hidrokarbon gazları bu kez kararlı CO_2 hidratlardan CO_2' nin çözünmesini ve yerine hidrokarbon gazlarının geçmesini sağlayacaktır. Böylelikle, sonuçta hidrokarbon gazlarını içeren kararlı hidratlar oluşup CO_2 gazı hidrat kararlılık zonu civarında serbest hale gelecektir ki bu sebeple hidrokarbon potansiyeline sahip alanlarda uzun dönem karbon depolama için CH_4 - CO_2 yer değiştirme yöntemi uygun bir yöntem olarak görülmemektedir (Schicks ve diğer., 2011). Bu konuyla ilgili yapılabilecek diğer bir çıkarsama ise doğada serbest gaz - gaz hidrat ilişkilerinin henüz tam olarak anlaşılamamasıdır ve bu tipteki etkileşimlerin CH_4 - CO_2 ve CO_2 - hidrokarbon gazları ile sınırılı olmadığı düşünülmektedir. Şekil 5.14 bu durumu aşamalı olarak göstermekte olup, Şekil 5.14a ' da çalışma alanında oluşması muhtemel CO_2 içeren gaz hidratlar gösterilmektedir. Derinlerden yükselen hidrokarbon gazları gaz hidrat kararlılık zonunun yer aldığı derinliklere göç ederek GHKZT altında birikebilir ve/veya gaz hidrat kararlılık zonu içerisine nüfus edebilir. Her ne kadar gaz hidrat kararlılık zonu gaz hidratların oluşmasıyla çimentolanmış geçirimsiz bir zon oluşturuyorsa da (Lee ve Dillon, 2001; Vanneste, De Batist, Golmshtok, Kremlev ve Versteeg, 2001; Chand ve Minshull, 2003), Pecher ve diğer., 2010 akışkanların gaz hidrat kararlılık zonuna göç edebileceğini önermektedir, ve sığ gazlarda da anlatılacak olan hidrat kararlılık zonunu keserek deniz tabanına yükselen bazı sığ gaz yapıları bu durumu desteklemektedir. GHKZT altında biriken hidrokarbon gazları kararlılık zonunun altında bulunan CO_2 içeren hidratlarla, hidrat kararlılık zonunun içine nüfuz eden hidrokarbon gazları ise kararlılık zonunun herhangi bir derinliğindeki CO_2 içeren hidratlarla etkileşime başlayabilir. Ayrıca çalışma alanında hidrat kararlılık zonunu keserek deniz tabanına doğru yükselen gaz bacaları

(örneğin Şekil 4.46), hidrokarbon gazlarının hidrat kararlılık zonunun sığ kesimlerine kolaylıkla ulaşmasını sağlayabilir ki bu durum çalışma alanında CO_2 içermesi mümkün olan gaz hidratlarla hidrokarbon gazlarının kararlılık zonunun sığ kesimlerinde de kolaylıkla etkileşime girmesini sağlayabilir. Şekil 5.14b' den de görüleceği üzere, hidrokarbon gazlarının CO_2' yi çözmesi neticesinde gaz hidrat kararlılık zonunun altında yer alan hidrokarbon gazları ile hidrat kararlılık zonu içerisinde yer alan ve gaz hidrat çözünmesiyle açığa çıkan CO_2 gazı arasında bir yer değiştirme başlar (Şekil 5.14b' deki turuncu oklar).



Şekil 5.14 CO_2 içeren hidratlarla hidrokarbon gazları arasındaki etkileşimin şematik gösterimi. a) Çalışma alanında oluşabileceği öngörülen CO_2 içeren hidratlar ve hidrat kararlılık zonuna doğru göç eden hidrokarbon gazları, b) hidrokarbon gazları ile CO_2 içeren hidratlar arasında meydana gelen gaz yer değiştirmesi ve c) Gaz yer değiştirmesi neticesinde oluşmuş hidrokarbon gazı içeren hidratlar ve CO_2' nin hidrat kararlılık zonu tabanının altına geçmesiyle bu derinliklerde meydana gelen gaz kompozisyonu değişimi.

Bu yer değiştirme ile hidrokarbon gazları hidratların bünyesine dahil olarak hidrokarbon gazlarını içeren gaz hidratlar meydana gelmiş olur (Şekil 5.14c). Gerek hidrokarbon gazlarının belirli miktarlarda hidratlara dahil olması sebebiyle, gerekse de çözünen CO_2' nin hidrat kararlılık zonu altına doğru göç etmesine bağlı olarak, GHKZT altındaki gaz komposizyonu değişime uğrayacaktır (Şekil 5.14c). Çalışma

alanından elde edilen sığ tortul örneklerine uygulanan gaz analizleri, gerek hidrokarbon gazlarının varlığını, gerekse de CO_2 gazının varlığını açıkça göstermektedir (Şekil 4.68 ve Şekil 4.69). Bu durumda, çalışma alanında oluşması muhtemel gaz hidratların CO_2 içerdiği ve bu CO_2 içermesi muhtemel gaz hidratların derinlerden gelen hidrokarbon gazları ile çözünebileceği söylenebilir. Böylelikle hidrokarbon gazlarının CO_2 ile yer değiştiren kısmı kararlı hidrat oluştururken, gaz hidrat oluşturamayan kısmı da serbest kalan CO_2 ile birlikte deniz tabanına doğru taşınabilir. Çoklu gaz hidrat belirteçlerinin oluşum mekanizması tez kapsamında Karadeniz' deki gaz hidrat çözünmelerine dayandırıldığından hidrokarbon gazları ile CO_2 içeren hidratlar arasındaki bu etkileşim, bir gaz hidrat çözünmesi nedeni olarak görülmektedir.

5.1.5.5 Karadeniz' de Çoklu-TBY' lerin Oluşum Mekanizması

Tez kapsamında uygulanan gaz hidrat çözünme deneyleri, gaz karışımından oluşan hidratların basınç düşürme süresince CH_4 baskın bir çözünme sergilediğini göstermiştir (Şekil 4.82). Bununla birlikte, CH_4 çözünürken karışım içindeki CO_2, H_2S ve C_3H_8 olmak üzere diğer gazların belirli basınçlara kadar kararlı kaldığı gözlenmiştir (Şekil 4.82). CO_2, H_2S ve C_3H_8' in çözünmeye başladığı basınç koşulları da kendi aralarında birbirilerine göre farklılık sunmaktadır. Bu gözlemler ışığında gaz karışımından oluşan hidratların, kararlılıklarını yitirmeleri durumuda çözünme aşamasına geçmesinin kısmi bir çözünme yarattığı söylenebilir. Yani hidratı oluşturan gazlardan bazıları çözünürken bazılarının kararlı olarak kaldığı, böylelikle gazların sıralı bir çözünme davranışı sunduğu tez kapsamında önerilmektedir. Gaz karışımı kullanılarak gerçekleştirilen gaz hidrat oluşturma deneyleri de hidrat oluşumu için tüketilen gaz kompozisyonunun (oluşmuş hidratın içerdiği gazın kmpozisyonu) oluşturulan gaz karışımı kompozisyonundan farklı olduğunu ve gaz hidrat oluşumu süresince zamana bağlı olarak tüketilen gaz kompozisyonunun değişkenlik gösterdiğini ortaya koymuştur (Schicks ve Huzi-Helbing, 2014) ve hidrat oluşumu sırasında meydana gelen bu farkın, çözünme esnasında da kararlı gaz hidratla çözünmüş olan gazın arasında da meydana

gelebileceğini düşünmek yanlış olmaz. Gaz hidratların doğada da oluşum ve çözünme süreçlerinin benzer şekilde gerçekleştiği ve gaz hidrat içeren tortullar içerisinde hidratların kararlılığını yitirmesine sebep olabilecek nedenlerle meydana gelen gaz hidrat çözünmesinin, tortul kolonu boyunca bir gaz ayrışımı yaratacağı tez kapsamında önerilmektedir. Buna göre doğada gaz karışımından oluşmuş gaz hidratlar kararlılığını daha önceden anlatılan, deniz tabanı ısınması, deniz seviyesi düşüşü, hızlı sedimantasyon ve/veya gaz yer değiştirme gibi nedenlerden en az biri sebebiyle yitirirse, öncelikli olarak kolay çözünebilen gazlar çözünmeye başlayacaktır (örneğin CH_4). Böylelikle kolay çözünen gazlar çözünürken bu gazlara göre daha zor çözünen gazlar kararlılığını koruyabilir ve çözünmenin gerçekleştiği tortul kolonu boyunca, çözünmeye rağmen kararlılığını koruyabilen hidratlar ve kararlılığını kaybederek çözünen gazlar meydana gelebilir. Her ne kadar derinlik artışı ile basınç artıyor gibi gözükse de deniz tabanından itibaren doğrusal olarak artış gösteren jeotermal gradyan, gaz hidrat kararlılığını baskın olarak kontrol etmektedir. Bu durum gaz hidrat denge eğrileri üzerinde de incelenirse, özellikle su derinliği fazla olan alanlarda çok küçük sıcaklık değişimleri için çok büyük basınç artışlarının gaz hidrat kararlılığını sağlayabileceği şeklinde görülebilir (örneğin Şekil 4.75). Başka bir deyişle gaz hidrat kararlılık koşulları açısından basınç ve sıcaklık arasındaki ilişkinin doğrusal olmadığı, buna karşılık jeotermal gradyanın deniz tabanından itibaren doğrusal artış göstermesi sebebiyle gaz hidrat kararlılığı için sınırlayıcı bileşeninin sıcaklık olduğu söylenebilir. Çoklu-TBY' lerin oluşumu ile ilgili benzer bir öneri, gaz hidratların çözünmesine bağlı olarak doğada bir gaz ayrışmasının meydana geldiği ve kararlı hidratı terk eden bazı gazların sığ derinliklere göç ederek yeniden gaz hidrat oluşturduğu şeklindedir ve böylece derinlerde kararlılığını koruyabilen hidratlar ile bu hidratlardan ayrılan gazların deniz tabanına göç edip yeniden gaz hidrat oluşturmasıyla farklı derinliklerde farklı gaz bileşimlerinden oluşmuş gaz hidrat içeren sedimanter birimler oluşabilir ki bu durum çoklu-TBY' ların oluşmasını beraberinde getirebilir (Pecher ve diğer., 2014). Tez çalışması kapsamında yapılan çözünme davranışı önerisi (Küçük ve diğer., 2012) ile çok benzerlik gösteren bu gaz ayrışması fikrinin eksik olan kısmı ise gaz ayrışmasını yaratacak oluşum mekanizmasının açıklanamayışıdır (Prof.Dr. Ingo Pecher ile kişisel iletişim, 2015). Gaz hidratların bu şekilde kısmi bir çözünme gösterip çözünen

gazların sığ derinliklere göç etmesi, beraberinde farklı derinliklerdeki gaz hidrat içeren tortulların derinlerden sığa doğru yapısal olarak da bir ayrışma göstermesini beraberinde getirebilir (Pecher ve diğer., 2014). CH_4 baskın olarak gerçekleşen gaz hidrat çözünmesi neticesinde serbest kalan CH_4 deniz tabanına doğru göç edecektir. Şayet sığ derinliklere doğru göç ederken bu serbest haldeki CH_4, sığ tortullarda biyojenik olarak üretilebilen CH_4 (Rice ve Claypool, 1981; Judd ve diger., 2002) ile birleşirse, CH_4 konsantrasyonu daha da artacaktır ki bu durum sığ derinliklerde yeniden oluşabilecek bu yoğun CH_4 gazının Yapı-1 hidrat oluşturmasını beraberinde getirebilir. Ayrıca çözünme neticesinde CH_4' ün derinlerdeki hidratları terk etmesi neticesinde varsa hidrokarbon gazlarının konsantrasyondaki yüzdesi artacağından derinlerdeki gaz hidratlar da konsantrasyonca Yapı-2 hidrat halini alabilir veya Yapı-2 hidrat olarak kalmaya devam edebilir.

Gaz hidrat kararlılığını bozacağı ve gaz hidrat çözünmesini beraberinde getireceği önerilen ve önceki konu başlıklarında detaylandırılan sebeplerin, gaz hidrat kararlılığını ayrık olarak etkilediği düşünülmemektedir. Bunun yerine bu sebeplerden bazılarının ve/veya hepsinin bir araya gelmesi ile gaz hidrat kararlılığının bozulduğu ve gaz hidratların kısmi çözünme geçirerek çözünen gazların farklı derinliklerde yeniden gaz hidrat oluşturabileceği düşünülmektedir. Buna göre deniz tabanı ısınması/soğuması ve deniz seviyesi değişkenliklerine bağlı hidrostatik değişim gibi dönemsel süreçler tekrar ederken hızlı sedimantasyon bu süreçlerle eş zamanlı olarak devam etmektedir. Ayrıca, bu sürecin herhangi bir zaman diliminde veya sürekli olarak hidrokarbon gazları ile gaz hidratlar arasında meydana gelebildiği bilinen (Schicks ve diğer., 2011) serbest gaz - gaz hidrat etkileşimi de meydana gelmiş olabilir.

Karadeniz havzasında gaz hidratların geçmiş dönem gölsel ve denizel evreler boyunca değişen kararlılık koşullarına bağlı olarak var olduğu önerilmekte olup, bu önerinin oluşmasındaki sebep bu havzanın kıtasal sınırlarının gerek kararlılık koşulları açısından, gerekse de havzanın biyojenik, termojenik veya volkanizma kökenli gazları üretebilirliği açısından uygun oluşudur. Buna karşılık, Messiniyen

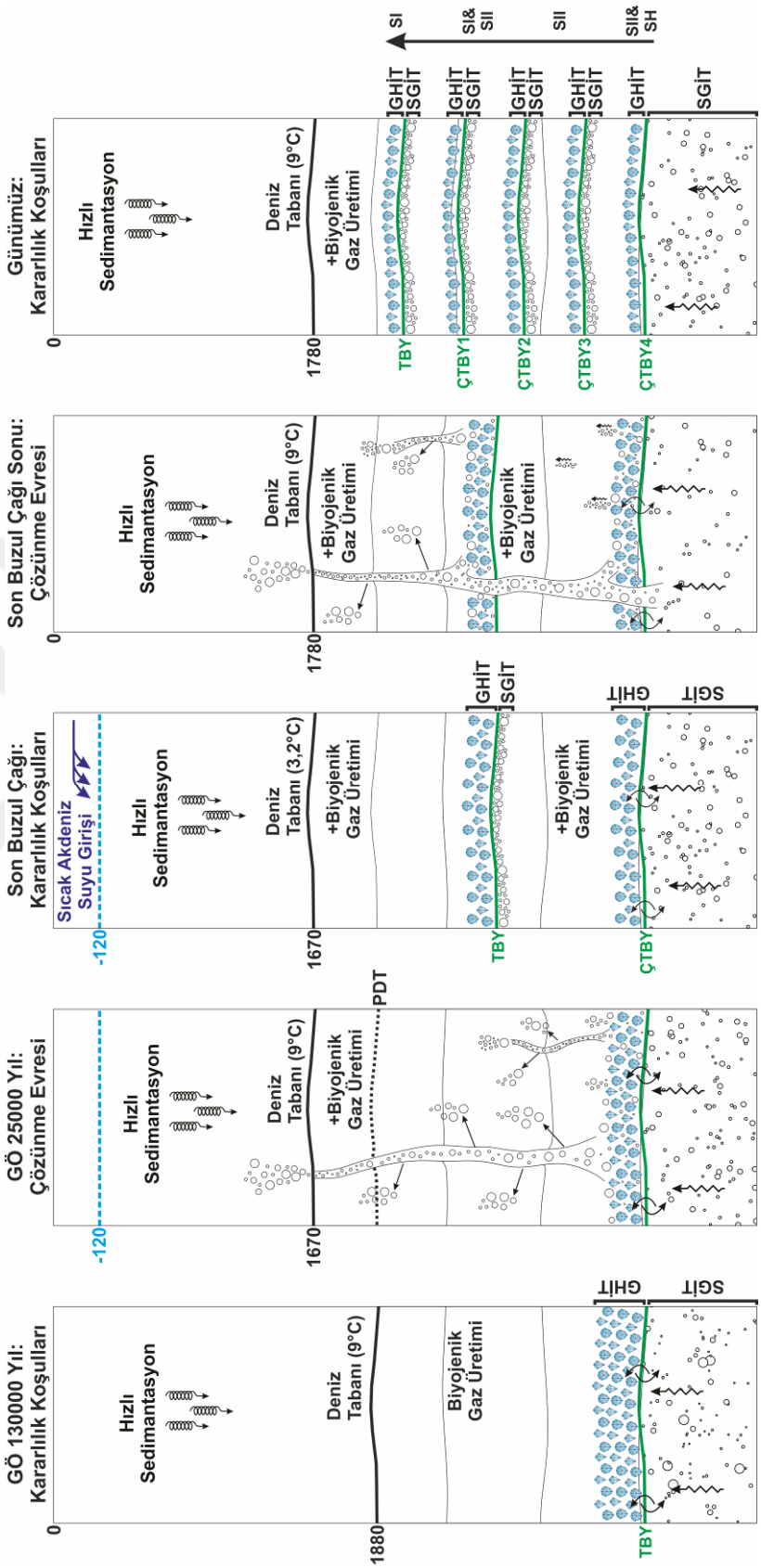
döneminde Karadeniz kıtasal sınırlarının (şelf ve kıtasal yamaç) karasal erozyona uğrayabilecek kadar su kütlesini yitirmesi ve küçük bir göl halini alması (Stoffers ve Müller, 1979), bu dönemde gaz hidratların Karadeniz havzasında tamamen yok olmasını beraberinde getirmiş olabilir.

Şekil 5.15, Karadeniz' de bir önceki buzul çağları arası dönemin başlangıcından günümüze kadar meydana gelen jeolojik ve oşinografik değişimlerin gaz hidratların denge koşulları üzerindeki etkilerini ve oluşumu gaz hidrat çözünmesine dayandırılan farklı derinliklerde farklı gaz bileşimlerine bağlı olarak çoklu-TBY' lerin havza içindeki gelişimini göstermektedir. Şekil 5.15' de anlatılan bu oluşum/gelişim modelinde bazı ön kabuller mevcut olup, bunlar havzada gerek biyojenik gaz üretiminin her dönemde devam etmesi ve termojenik kökenli hidrokarbon gazlarının sığ sedimentlere göç ettiği şeklindedir. Ayrıca Karadeniz havzasının buzul çağları boyunca gölsel ve buzul çağları arasında denizel evreler geçirmesinden dolayı (Soulet, Ménot, Lericolais ve Bard, 2011) özellikle buzul çağları arası dönemlerde yani başka bir deyişle denizel dönemlerde oşinografik koşulların günümüzle aynı olduğu düşünülmektedir ve bu sebeple Şekil 5.15' de bir önceki buzul çağları arası dönemde deniz tabanı civarındaki sıcaklığın günümüz ile aynı olduğu kabul edilmektedir. Model ile ilgili diğer bir ön kabul ise geçimiş dönemlerde Karadeniz havzasında gaz karışımından oluşmuş gaz hidratların kararlı olarak havza sedimentlerinde bulunmasıdır. Rohling ve diğer., (1998)' e göre bir önceki küresel buzul çağları arası dönemin başlangıcı günümüzden önce 130000 yıla karşılık gelmektedir ve Şekil 5.15' in ilk aşaması günümüzden 130000 yıl önceki denizel dönemde Karadeniz torullarında bulunan ve gaz karışımından oluşmuş kararlı gaz hidratları göstermektedir.

Günümüzden 25000 yıl önceki evre olan ikinci evreye gelindiğinde SBÇ' nin başlaması sebebiyle deniz seviyesinde 120 m' lik bir düşüş ve geçen süre zarfında ~ 100 m' lik bir tortullaşma meydana gelmiş olur. 120 m' lik deniz seviyesi düşüşü gaz hidrat denge koşulları üzerinde 12 bar' lık bir basınç azalışını ve 100 m' lik tortullaşma da deniz tabanını daha sığ derinliklere taşıyacaktır ki bu durum da hem hidrostatik basınçta azalmaya hem de jeotermal gradyanın başlangıç derinliğinde bir

değişime sebep olur. Böylelikle gaz hidratlar kararlılığını yitirerek çözünmeye başlayabilir. Çözünmenin daha önceden de değinildiği gibi kısmi bir çözünme olabileceği ve gaz hidratlardaki bazı gazların kararlılığını korurken bazı gazların ise çözünmeye geçerek daha sığ tortullara göç edeceği önerilmektedir. Çözünen ve sığ tortullara göç eden serbest gazlar daha sığ derinliklerde denge koşullarını buldukları an yeniden gaz hidrat oluşturabilir. Böylelikle Şekil 5.15' in üçüncü aşamasında derinlerde çözünmeye rağmen kararlılığını koruyan gaz hidratlar ve daha sığ derinliklerde çözünmüş gazlardan yeniden oluşmuş ikinci bir gaz hidrat içeren sedimanter birim deniz tabanı civarında deniz suyu sıcaklığının da 3,4° C' ye düşmesi ile o dönemin kararlılık koşullarını yakalamış olur. Ancak SBÇ döneminde oluşan bu gaz hidrat kararlılığı SBÇ' nin sonunda Karadeniz havzasına sıcak Akdeniz suyunun girişi ile bozulabilir. Bunun sebebi SBÇ' de 3,4° C' ye düşen deniz tabanı civarındaki su sıcaklığının sıcak Akdeniz suyu girişi ile tekrar 9° C' ye yükselmesidir (Poort, Vassilev ve Dimitrov, 2005). Sıcak Akdeniz suyunun deniz tabanında meydana getirebileceği 5,5° C' lik deniz suyu ısınması ile (Poort, Vassilev ve Dimitrov, 2005) SBÇ süresince farklı derinliklerde oluşmuş ve farklı gaz bileşimine sahip gaz hidratlar yeniden çözünme evresine geçer (Şekil 5.15' deki Son Buzul Çağı Sonu Evresi). Bu çözünmenin sebebi hiç kuşkusuz deniz tabanı civarındaki bu ısınma ile jeotermal gradyanın başlangıç sıcaklığının artışıdır. Şayet deniz tabanı civarındaki ısınma önerildiği şekilde 5,5° C' lik bir ısınma ise bu durumun Karadeniz' de gaz hidrat çözünmelerini tetikleyebilecek en önemli faktör olduğu düşünülebilir ve çözünmenin şiddeti de bir önceki çözünme evresine kıyasla daha şiddetli gerçekleşmiş olabilir. Şekil 5.15' de gösterilen dördüncü evrede de (Son Buzul Çağı Sonu Evresi) gaz hidratlar kararlılığını yitirerek kısmi bir çözünmeye uğrarlar ve böylece farklı derinliklerde farklı gaz bileşiminden oluşmuş gaz hidratlar içerisinde bazı gazlar durağan olarak kalmaya devam ederken, bazı gazlar serbest hale gelir. Serbest hale gelen gazlar çözündükleri hidrat içeren sedimanter birimden daha sığ derinliklere doğru göç etmeye başlar ve uygun denge koşullarını tekrar yakaladıklarında yeniden gaz hidrat oluştururlar. Böylelikle Karadeniz' de gaz hidrat çözünmesine sebep olabilecek evrelerden sonra gaz hidrat içeren sedimentlerin içerdikleri gaz hidratlar anlamında bir ayrışmaya gittiği söylenebilir.

Özetle gaz hidratlar çözünme evresine geçtiklerinde bünyelerindeki bazı gazları ya da gaz karışımlarını serbest bırakarak çözünmeye rağmen denge koşullarını kaybetmemiş gazları ya da gaz karışımlarını bünyelerinde gaz hidrat olarak bulundurmaya devam ederler. Çözünme neticesinde serbest hale geçen gazlar ya da gaz karışımları ayrıldıkları gaz hidrat içeren sedimanter birime göre daha sığ derinliklere göç ederek denge koşullarını yeniden yakaladıklarında gaz hidrat oluşturabilirler ki bu durum neticesinde tortul kolonu boyunca gaz hidrat içeren birimler çözünme neticesinde bölünmüş olur. Bu aşamada değinilmesi gereken bir durum ise biyojenik gaz üretimidir. Karadeniz havzasında biyojenik gaz üretiminin önemli bir faktör olduğu düşünüldüğünde biyojenik olarak üretilen gazlar, gaz hidrat çözünmesi neticesinde sığ derinliklere göç eden gazlarla birleşebilir. Bu durumda gaz hidrattan çözünerek sığ derinliklere göç eden gazların bileşimi değişebilir ve biyojenik gazların bu sisteme dahil olması ile derinlerdeki gaz hidrat içeren birimlere kıyasla sığ derinliklerdeki yeniden oluşabilecek gaz hidratların SI yapısına doğru kayabileceği söylenebilir. Bu durumda tortul kolonu boyunca en derinlerde SII ve SH hidratlar, daha sığ derinliklerde SII hidratlar, daha da sığ derinliklerde SI ve SII hidratlar ve en sığ derinliklerde ise SI hidratlar olmak üzere gaz hidratlar tortul kolonu boyunca gaz hidrat çözünmelerine bağlı olarak bu şekilde bir yapısal sıralanmaya gidebilir. En derinlerdeki gaz hidrat içeren tortulların SH yapısındaki gaz hidratları içerebilecek olmasının sebebi Meksika Körefezi' nde SH hidratların SII hidratlarla birlikte i-Pentan gazının varlığı sebebiyle birlikte bulunabilmesidir (Sassen ve McDonald, 1994). Her ne kadar çalışma alanında örneklemiş bir gaz hidrat olmasa da sığ tortullar içerisinde i-Pentan gazının varlığı tez kapsamında ispat edilmiştir ve bu durum çalışma alanında SH hidratların oluşabileceğini göstermektedir. Bütün bu bilgiler ışığında Şekil 5.15' in son evresinde (Günümüz Kararlılık Koşulları Evresi), Karadeniz havzasında oluşabildiği tez kapsamında önerilen çoklu gaz hidrat içeren tortullar (GHİT), bu birimlerin hemen altında belirli bir miktar serbest gaz içeren tortullar (SGİT) ve bu yapılara bağlı olarak sismik verilerde ortaya çıkan çoklu-TBY' ler oluşmuş olur. Ayrıca günümüz koşullarında yukarıda da anlatıldığı ve Şekil 5.15' in son evresinde gösterildiği gibi gaz hidrat içeren sedimanter birimlerin derinden sığa doğru sırasıyla SH ve SII, SII, SI ve SII, SI şeklinde yapısal olarak sıralandığı da tez kapsamında önerilmektedir.



Şekil 5.15 Çoklu gaz hidrat içeren sedimanter birimler ve bunlara bağlı olarak sismik verilerde gözlenen çoklu-TBY' lerin oluşum ve gelişimini son 130000 yıllık süreçte gösteren diyagram.

Farklı derinliklerde farklı gaz konsantrasyonuna bağlı olarak gelişeceği önerilen hidrat içeren sedimanter birimler ve bu birimlerin tabanını temsil eden TBY' lerin hangi gaz bileşimine bağlı olarak oluştuğunu ortaya koymak için teorik gaz hidrat modelleme çalışmaları neticesinde elde edilen denge eğrileri kullanılmıştır. Şekil 5.16, çalışma alanının doğu kesiminde alt alta gözlenen 3 ayrı TBY ile farklı gaz hidrat denge eğrilerinin ilişkisini göstermektedir. 9° C deniz tabanı su sıcaklığından yola çıkılarak jeotermal gradyanın başlangıç sıcaklığı 9° C kabul edilmiş ve jeotermal gradyan değeri çalışma alanının doğu kesiminde ölçülmüş olan (gösterilen sismik profile yakın bir noktada) 34° C / km olarak kabul edilmiştir.

Üretilen denge eğrileri için gözenek suyu tuzluluğu ise Karadeniz' de DSDP kuyuları boyunca hidrat kararlılık zonuna karşılık gelen derinliklerdeki azami tuzluluk değeri olan % 0,3 olarak kabul edilmiştir. Zaman ortamındaki sismik veri 1500 m/s deniz suyu ses dalgası hızı kullanılarak derinlik ortamına dönüştürülmüştür. Şekil 5.16' de gösterilen farklı gaz bileşimi için oluşturulmuş denge eğrilerinin gaz bileşimleri ise;

(1) % 99 CH_4, % 0,4 C_2H_6, % 0,4 C_3H_8, % 0,1 CO_2, % 0,1 H_2S (siyah),

(2) % 100 CH_4 (mavi),

(3) % 99 CH_4, % 0,5 C_2H_6, % 0,3 C_3H_8, % 0,3 CO_2, % 0,2 H_2S (pembe),

(4) % 90 CH_4, % 5 C_2H_6, % 3 CO_2, % 2 H_2S (lacivert),

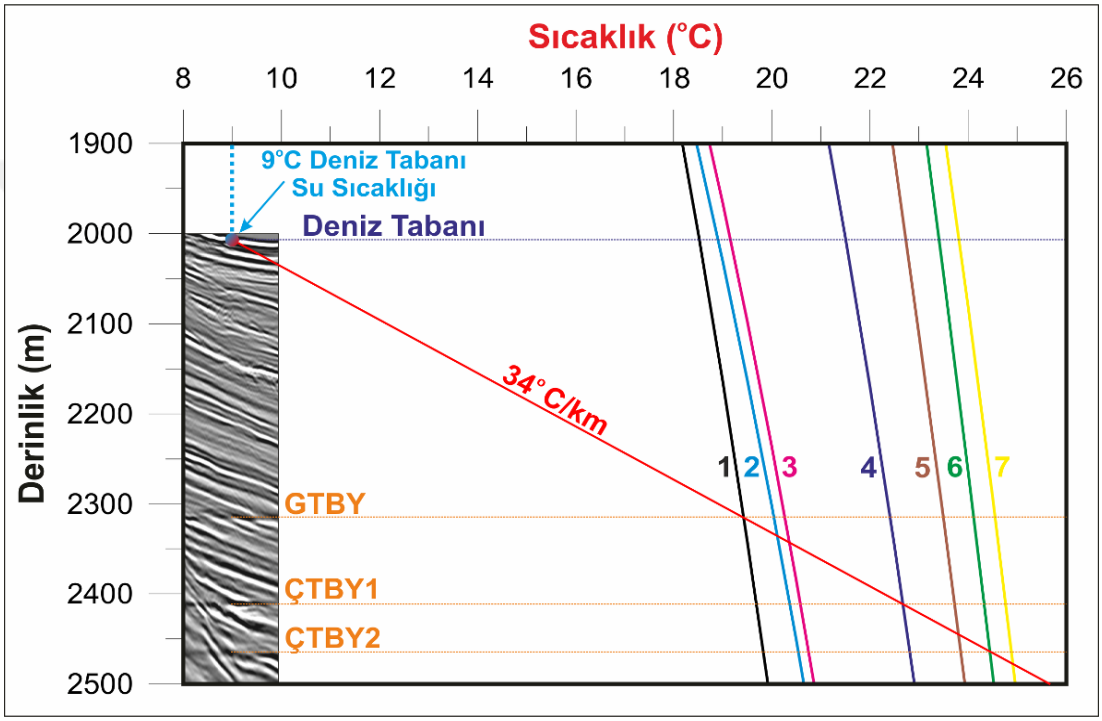
(5) % 80 CH_4, % 10 i-Bütan, % 5 n-Bütan, % 5 i-Pentan (kahverengi),

(6) % 90 CH_4, % 1 C_2H_6, % 3 C_3H_8, % 3 i-Bütan, % 2 n-Bütan, % 1 i-Pentan (yeşil),

(7) % 80 CH_4, % 10 C_2H_6, % 5 CO_2, % 5 H_2S (sarı),

şeklindedir. 7 farklı gaz bileşimi için çizdirilen denge eğrilerinden TBY' ler ile kesişen eğrilerin (1), (4) ve (6) olduğu görülmektedir. Buna göre Şekil 5.16' de gösterilen TBY' lerden en üsttekinin günümüz kararlılık koşullarında CH_4 baskın olarak oluşmuş gaz hidrat içeren tortulları içerdiği ve TBY' nin güncel TBY olduğu tez kapsamında önerilmektedir. ÇTBY1' in ise CH_4 oranının göreceli olarak daha az

olduğu, azalan CH_4 karşısında C_2H_6, CO_2 ve H_2S' in yüzdece artış gösterdiği ve hidrokarbon gazlarının kompozisyonda yer almadığı gaz hidratlarla ilişkili olabileceği söylenebilir. ÇTBY2 ÇTBY1' den farklı olarak bünyesinde CO_2 ile H_2S barındırmayan ve bunun yerine C_3H_8, i-Bütan, n-Bütan ve i-Pentan gazlarını barındıran hidrokarbon gazlarınca göreceli olarak zengin bir hidrat içeren sedimanter birimle ilişkili olabilir.



Şekil 5.16 Çoklu-TBY içeren sismik kesit ve farklı gaz bileşimleri için hesaplatılmış gaz hidrat denge eğrilerini içeren diyagram. 34° C/km jeotermal gradyan değeri için farklı derinliklerdeki TBY' lerin hangi gaz bileşimine istinaden oluştuğu, TBY derinliği, denge eğrileri ve jeotermal gradyanın kesiştiği derinliğe göre ortaya konulmaktadır. GTBY günümüz kararlılık koşullarında oluşmuş gaz hidrat kararlılık zonu tabanına denk gelen güncel TBY' yi, ÇTBY' ler ise çoklu TBY' leri ifade etmektedir.

Derinlerdeki gaz hidrat içeren sedimanter birimlerin bünyelerindeki CH_4' ü serbest bırakmaları neticesinde yukarı doğru göç etmesi kuvvetle muhtemel serbest haldeki CH_4 ve daha sığ derinliklerde biyojenik olarak üretilebilmesi mümkün olan CH_4, en sığ gaz hidrat içeren sedimanter birimin CH_4 baskın bir gaz bileşimine sahip olmasında etkili olabilir ve en sığ TBY' nin CH_4 baskın denge eğrisi ile 34° C/km jeotermal gradyan için kesişiyor olması bu durumu desteklemektedir. Ayrıca

artan derinlikle TBY' lerin bileşiminde hidrokarbon gazları bulunan denge eğrileri ile kesişmesi derinlerdeki gaz hidratların hidrokarbon içerebileceğini ortaya koymaktadır. Bu şekilde derinlerdeki gaz hidrat içeren sedimanter birimlerin hidrokarbon gazı içerirken en sığ derinlikteki hidrat içeren birimin % 99 CH_4 içermesi gaz hidratların tortul kolonu boyunca yapısal bir ayrışmayı da beraberinde getirdiğini ihtimalini güçlendirmektedir (derinlerde SH&SII ve sığlarda SI hidratlar) ki bu durumda tez kapsamında önerilen gaz hidratların tortul kolonu boyunca derinden sığa doğru yapısal ayrışması ve benzer olarak Pecher ve diğer., (2014)' ün yaptığı yapısal ayrışma önerisi doğrulanmış olmaktadır. Tez kapsamında elde edilen bu bulgu, TBY altında oluşabildiği ispatlanmış olan SII hidratlarla (Paganoni, Cartwright, Foschi, Shipp ve Van Rensbergen, 2016) ÇTBY2' nin SII hidratlara işaret eden denge eğrisi ile kesişmesi açısından benzerlik göstermektedir ki bu durumda Paganoni, Cartwright, Foschi, Shipp ve Van Rensbergen, (2016)' nın ortaya koyduğu bu durum çalışma alanı için de geçerlidir.

5.1.6 Çalışma Alanının Gaz Hidrat Potansiyeli

Çalışma alanında gözlenen anomalilerin alansal dağılımı (AD) ve en sığ TBY' ye istinaden elde edilen hidrat kararlılık zonu izopak haritaları yardımıyla hidrat içerebilecek sedimanter ortamın brüt hacmi (K) hesaplanmıştır. Daha sonra bulunan brüt hacim, farklı gaz hidrat satürasyonu (S) ve farklı porozite (P) senaryoları ile 1 m^3 gaz hidratın içerebileceği CH_4 hacmine (H) istinaden hesaplamaya tabi tutularak bu senaryolardan uygun olduğu önerilen değer için toplam CH_4 hacmi (V_{Metan}) hesaplatılmıştır. Olasılıksal açıdan ortaya konulan bu modelin matematiksel ifadesi ise;

$$\sum V_{Metan} = AD \times K \times S \times P \times H \qquad (5.1)$$

şeklindedir. Gerek jeolojik gerekse de oşinografik geçmişi açısından Karadeniz havzasına benzerlik gösteren bir diğer havza Meksika Körfezi' dir (Küçük ve diğer., 2016). Havzayı dolduran tortullar ve buna bağlı olarak gelişen hidrat belirteç türleri

açısından da benzerlikler sunan (Shedd, Boswell, Frye, Godfriaux ve Kramer, 2012) Meksika Körfezi için yapılan gaz hidrat satürasyon hesaplamaları genellikle %1 ila 10 arasında değişen değerler ortaya koymakta olup, bu değer azami %25' e kadar çıkmaktadır (Milkov ve Sassen, 2003). Ayrıca Milkov ve Sassen, (2003),

Meksika Körfezi' ndeki sığ sularda bazı sedimanter birimler içerisinde %90' ın üzerinde hidrat satürasyonu olduğunu da söylemiştir. Öte yandan Lee ve Collet, (2008), Meksika Körfezi' nde yer alan Keathley kanyonunda açılmış olan kuyulardan elde ettiği rezistivite loglarını kullanarak deniz tabanı altında 50 - 420 m aralığında hidrat saturasyonu değişimini hesaplamış ve deniz tabanının altında 200 ila 300 m aralığında hidrat satürasyonunun % 40' lara ulaştığını önermiştir. Meksika Körfezi içindeki dört farklı konum için yapılan gaz hidrat satürasyonu hesaplamaları ise Lee, Collet ve Lewis, (2012) tarafından %20 civarında önerilmiştir. Çalışma alanı içerisinde anomali gözlenen alanlar için yapılan brüt hidrat içerebilecek tortul hacmi Tablo 5.1' de gösterilmektedir.

Tablo 5.1 Farklı porozite ve hidrat doygunluğu için hesaplatılan gaz hidrat hacmi (km^3).

	Porozite						
Hidrat Doygunluğu	**5%**	**10%**	**20%**	**30%**	**40%**	**50%**	**60%**
5%	1,9855	3,971	7,942	11,913	15,884	19,855	23,826
10%	3,971	7,942	15,884	23,826	31,768	39,71	47,652
15%	5,965	11,93	23,86	35,79	47,72	59,65	71,58
20%	7,942	15,884	31,768	47,652	63,536	79,42	95,304
30%	11,913	23,826	47,652	71,478	95,304	119,13	142,956
40%	15,884	31,768	63,536	95,304	127,072	158,84	190,608
50%	19,855	39,71	79,42	119,13	158,84	198,55	238,26
60%	23,826	47,652	95,304	142,956	190,608	238,26	285,912
70%	27,797	55,594	111,188	166,782	222,376	277,97	333,564
80%	31,768	63,536	127,072	190,608	254,144	317,68	381,216
90%	35,739	71,478	142,956	214,434	285,912	357,39	428,868
100%	39,71	79,42	158,84	238,26	317,68	397,1	476,52

En sığ TBY üzerinde gelişen gaz hidratların gaz kompozisyonunun % 99 CH_4 olduğu (Şekil 5.18' de en sığ TBY' nin gaz bileşimi % 99 CH_4, % 0,4 C_2H_6, % 0,4 C_3H_8, % 0,1 CO_2, % 0,1 H_2S olan denge eğrisi ile kesişmesinden dolayı) ön

kabulünden yola çıkarak Tablo 5.1' deki farklı porozite ve gaz hidrat satürasyonu senaryoları için net CH_4 hacmi hesaplatılmıştır (Tablo 5.2). Bu hacim hesaplatılırken 1 m^3 gaz hidrat hacmindeki CH_4 hacminin ~ 160 m^3 olduğu göz önünde bulundurularak toplam CH_4 hacmi hesaplatılmıştır.

Yukarıda Meksika Körfezi için verilen bilgiler ışığında iki alanın benzer sedimantasyon karakteristiği de göz önünde bulundurularak Karadeniz havzası için gaz hidrat satürasyonunun % 20' den fazla olmayacağı düşünülmektedir. Gaz hidrat içerebilecek tortul kolonunun ortalama porozitesi ise tez kapsamında elde edilen sığ tortul örneklerinden hesaplanan porozite değerlerine istinaden seçilmiştir ve bu değer % 30' un altında kalmaktadır. Buna karşılık aynı porozite %' si için % 40 hidrat doygunluğuna bağlı olarak toplam CH_4 hacmi de hesaplanarak çalışma alanı için gaz hidratların içerebileceği toplam CH_4 hacmi aralığı elde edilmiştir.

Tablo 5.2 Farklı porozite ve satürasyon değerleri için gaz hidratların içerebileceği net CH_4 hacmi (km^3). Kırmızı değerler çalışma alanında sığ tortul örneklerinden hesaplatılmış % 20 ortalama porozite ve dünya genelindeki ortalama hidrat satürasyonu aralığı için CH_4 hacmini göstermektedir.

	Porozite						
Hidrat Doyg.	**5%**	**10%**	**20%**	**30%**	**40%**	**50%**	**60%**
5%	317,68	635,36	1270,72	1906,08	2541,44	3176,8	3812,16
10%	635,36	1270,72	**2541,44**	3812,16	5082,88	6353,6	7624,32
15%	954,4	1908,8	3817,6	5726,4	7635,2	9544	11452,8
20%	1270,72	2541,44	5082,88	7624,32	10165,76	12707,2	15248,64
30%	1906,08	3812,16	7624,32	11436,48	15248,64	19060,8	22872,96
40%	2541,44	5082,88	**10165,76**	15248,64	20331,52	25414,4	30497,28
50%	3176,8	6353,6	12707,2	19060,8	25414,4	31768	38121,6
60%	3812,16	7624,32	15248,64	22872,96	30497,28	38121,6	45745,92
70%	4447,52	8895,04	17790,08	26685,12	35580,16	44475,2	53370,24
80%	5082,88	10165,76	20331,52	30497,28	40663,04	50828,8	60994,56
90%	5718,24	11436,48	22872,96	34309,44	45745,92	57182,4	68618,88
100%	6353,6	12707,2	25414,4	38121,6	50828,8	63536	76243,2

Yukarıda verilen bilgiler ışığında çalışma alanındaki hidrat doygunluğu %10 - 40 aralığında kabul edilirse ve sığ tortul örneklerinden hesaplatılan % 20 ortalama porozite çalışma alanı genelinde hidrat kararlılık zonu için bu değer olarak kabul

edilirse, net CH_4 hacmi 2541,44 - 10165,76 km^3 civarında hesaplanmaktadır. Yani başka bir deyişle çalışma alanı için hesaplanan CH_4 hacmi ~ 90 - 360 Tcf civarındadır (~ 2,70 - 10,8 Tcm). Korsakov, (1989) Karadeniz havzasının tamamı için 40-50 Tcm (1412,4 - 1765,5 Tcf) gaz hidrat rezervuarı önermektedir. Bu değer Klauda ve Sandler, (2003) tarafından 850 Tcm (30014,1 Tcf) olarak önerilmiş olup, bu havza ile ilgili en güncel hesaplamalardan bir tanesi ise Merey ve Sınayuç, (2016) tarafından 71,8 Tcm (2535,3 Tcf) şeklinde önerilmiştir. Merey ve Sınayuç, (2016)' nın ortaya koyduğu bu rakam ve tez kapsamında çalışma alanı için hesaplanan CH_4 hacmi dikkate alınarak, çalışma alanındaki potansiyel gaz hidratların içerebileceği CH_4 hacmi, Karadeniz genelindeki gaz hidratların içerebileceği toplam CH_4 hacminin % 3,5 - 14' lük kısmınına karşılık gelmektedir.

Türkiye' nin 2015 yılı doğal gaz tüketiminin 1,7 Tcf olduğu bilgisi doğrultusunda (T.C. Enerji ve Tabi Kaynaklar Bakanlığı), çalışma alanındaki potansiyel gaz hidratların içerebileceği toplam CH_4 miktarının Türkiye' nin ~ 52 - 212 yıllık doğal gaz ihtiyacını karşılayabileceğini rakamsal olarak söylemek mümkündür. Öte yandan, potansiyel gaz hidratlarda bulunan CH_4 gazının ne kadarının üretilebilir olduğu konusunda tez verilerine istinaden bir çıkarsama yapmak mümkün olamamaktadır.

Çalışma alanına benzer bir alan olan Meksika Körfezi' nin Terrebone Baseni' nda gaz hidratların baskın olarak ince daneli tortullar içinde oluştuğu ve gaz hidrat içeren kum istiflerinin daha az bulunduğu önerilmiştir (Moridis ve diğer., 2009). Bu sebeple Moridis ve diğer., (2009), bahsedilen alanda toplam gaz hidrat hacminin sadece %20' lik kısmını üretilebilir olarak önermiştir ve kalan % 80' lik hacim üretime uygun değildir. Tez alanının bu alana benzerliğinden yola çıkılacak olursa, şayet çalışma alanındaki potansiyel gaz hidratların sadece % 20' si üretime uygunsa, alandaki gaz hidratların içerebileceği üretilebilir toplam CH_4 hacmi ~ 18 - 72 Tcf olarak hesaplanmaktadır. Bu durumda üretilebilir CH_4 hacminin Türkiye' nin ~ 10,6 - 42,4 yıllık gaz ihtiyacını karşılayabileceğini söylemek yanlış olmaz.

5.2 Sığ Gazlar

Çalışma alanı kıtasal sınırı sığ gaz birkimleri açısından da oldukça büyük potansiyel sunmaktadır. Çamur volkanları, akustik türbidite alanlar, gaz bacaları, pagoda yapıları gibi karakteristik sığ gaz anomalilerinin alanda yaygın olarak görülüyor olması gerek biyojenik gaz üretiminin (Rice ve Claypool, 1981; Judd ve diger., 2002), gerekse de derinlerdeki rezervuarlardan sığ sedimanter birimlere olan termojenik gaz göçünün (Kvenvolden ve Barnard, 1982) fazla olduğuna işaret etmektedir. Ayrıca çalışma alanı genelinde yayılım gösteren volkanik Kretase birimi, sığ sedimanter ortamlara doğru CO_2 ve H_2S gibi volkanizma kökenli olarak da oluşabilecek gazların göç etmesini (Baross ve Hoffman, 1985) sağlayabilir ki bu durum çalışma alanındaki gaz potansiyelinin sadece ekonomik gazlarla sınırlı olmayacağı ihtimalini doğurmaktadır.

Çalışma alanında gözlenen gaz bacaları daha önceden de anlatıldığı gibi gerek deniz tabanına kadar ulaşan gerekse de gömülü gaz bacaları şeklinde görülmektedir (Şekil 4.49, Şekil 4.50 ve Şekil 4.51). Bu iki ayrı türdeki gaz bacaları genellikle hidrat kararlılık zonunu kesmektedir. Gaz hidratların gözenek çimentosu özelliği (Vanneste, De Batist, Golmshtok, Kremlev ve Versteeg, 2001) göz önünde bulundurulduğunda ve bu sebeple hidrat içeren sedimanter ortamların geçirimsiz ortamlar olarak kabul edildiği düşünüldüğünde gaz bacalarının bu geçirimsiz olduğu kabul edilen litolojiyi keserek deniz tabanına doğru yükselmesi (Horozal ve diğer., 2009; Bünz, Palyanov, Vadakkepuliyambatta, Consolaro ve Mienert, 2012; Yoo ve diğer., 2013) hidrat kararlılık zonu altındaki serbest gazların ve diğer akışkanların basıncının çok yüksek olduğunu gösteriyor olabilir. Bu durum ayrıca hidrat kararlılık zonu üstünde kalan sedimanter birimler ile kararlılık zonu altında kalan sedimanter birimler arasındaki yoğunluk farkına işaret etmekte olup, serbest gazların taşınım yollarını gösteren gaz bacaları iki ortam arasındaki bu yoğunluk farkı sebebiyle bu göçü gerçekleştiriyor olabilir.

Gaz bacaları ile ilgili yapılan diğer bir çıkarsama ise bu yapıların iklim değişikliklerine bağlı gaz hidrat çözünmesi sebebiyle de oluşabileceğidir (Mienert,

Vanneste, Haflidason ve Bünz, 2010). Bu bağlamda çalışma alanında yaygın olarak görülen bu yapılar şayet gaz hidrat çözünmesi ile ilişkili ise günümüz koşullarının gaz hidrat kararlılığını bozduğu ve Karadeniz havzasının günümüzde gaz hidrat çözünmesi safhasında olduğu düşünülebilir. Buna karşılık gaz bacalarının önemli bir çoğunluğunun hidrat kararlılık zonuna nazaran daha derinlerden başlayarak deniz tabanına veya sığ tortullara ulaştığı göz önünde bulundurulduğunda bu tipteki gaz bacalarının hidrat çözünmesi ile ilişkili olmadığı ve daha derinlerden göç etmekte olan akışkanların göç yolu olduğunu söylemek yanlış olmaz. Öte yandan bu göç yolu boyunca hidrotermal akışkanların ve/veya hidrokarbon gazlarının da taşınabileceği ihtimali göz önünde bulundurulduğunda hidrotermal akışkanların veya hidrokarbon gazlarının gaz hidrat içeren tortullarla arasındaki etkileşim hidrat çözünmesini beraberinde getirebilir. Ancak bu tipteki bir çözünmenin iklim değişiklikleri ile ilgisi yoktur.

Çalışma alanında gözlenen gömülü gaz bacalarının tamamı sismik veriler üzerinde gazın göç yolu olan bu düşey sütun şekilli yapılar boyunca genliksiz transparan zonlar sunmaktadır (örneğin Şekil 4.50) ve bu durum bu göç yolları boyunca halen akışkan aktivitesinin olduğuna işaret etmektedir. Gömülü gaz bacalarının üst sınırına ulaşan gazların bir kısmının çevre tortullara yanal yönde yayılım gösterdiği de gözlenmiştir. Böyle bir durumda ise gaz bacalarından bağımsız olarak tortul kolonu boyunca gözlenen seyrek gaz alanları meydana gelebilir ve bu durumun çalışma alanındaki seyrek gaz alanlarının oluşumunda etkili olduğu düşünülmektedir.

Çalışma alanında deniz tabanına kadar ulaştığı gözlenen gaz bacaları civarından alınan sığ tortul örnekleri içerisindeki çözünmüş gazların uygulanan gaz analizleri neticesinde yüksek oranlarda CO_2 içerdiği gözlenmiştir. Ayrıca ekonomik değeri olan gazların kendi aralarındaki dağılımını ortaya çıkarmak için yapılan normalizasyon, CH_4 ile birlikte, C_2H_6, C_3H_8, i-Bütan, n-Bütan, i-Pentan, n-Pentan ve Hekzan da olmak üzere bazı ağır hidrokarbon gazlarının var olduğunu göstermektedir. Hidorkarbon potansiyeli açısından verilmesi gereken diğer bir bilgi ise Buruss ve Laughrey, (2010) tarafından Metan gazının (C_1), Etan (C_2) ve Propan

(C_3) gazlarının yüzdece toplamına oranı ile ilişkilidir (Bölüm 1.4.2). Çalışma alanından elde edilen sığ tortul örneklerindeki çözünmüş gazlardan C_1, C_2 ve C_3'ün oranlarından yola çıkarak $C_1/(C_2+C_3)$ oranı bütün örnekler için 100'ün altında çıkmıştır. Buruss ve Laughrey, (2010)'a göre bu oranın 100'ün altında kalması, gaz kökeninin termojenik olduğunu göstermektedir. Ekonomik değeri olan gazlardan CH_4'ün kökeni ise çalışma alanı içerisinde hem biyojenik hem de termojenik olabilir. Biyojenik kökenli olabilmesinin sebebi Karadeniz havzası tortullarının organik maddece zengin oluşudur (Simoneit ve diğer., 2007; Vuchev ve diğer., 1978). Çalışma alanından elde edilen karot örneklerine uygulanan TOM ve TOK analizleri de organik maddenin çalışma alanı sınırları içerisinde yüksek olduğunu göstermiştir. TOK değerinin çalışma alanı içerisinde %2 civarında salındığı elde edilen bulgular arasındadır ve bu değerinin bir havza için %0,5'den daha büyük olmasının o havzayı sığ gaz üretimi açısından potansiyel hale getirdiği bilinmektedir (Claypool ve Kaplan, 1974). Buna bağlı olarak gerek Karadeniz havzası genelinde gerekse de çalışma alanı sınırları içerisinde biyojenik gaz üretiminin de yüksek olacağını (Hovland ve Judd, 1988; Schoell, 1988; Judd ve Hovland, 2007) söylemek yanlış olmaz. Bununla birlikte, sığ tortullardaki çözünmüş gazların hidrokarbon gazlarını da içermesi derinlerdeki rezervuarlardan gaz göçüne işaret ettiği için CH_4 gazının termojenik kökenli olarak da sığ tortullar içerisinde yer alabileceği çalışma alanı sınırları içerisinde tahmin edilmektedir. Tortul örneklerindeki çözünmüş gazlardan yüksek CO_2 (normalizasyon öncesi) ise gerek biyolojik aktivite ile üretilmiş gerekse de derinlerdeki volkanizma kökenli birimlerden türemiş olabilir. Bununla birlikte biyolojik aktivite ile üretilen CO_2'nin sığ tortullarda çözünmüş olan gazlar içindeki oranının %50'yi aşmayacağı söylenebilir (Prof.Dr. Volkhard Spiess ile kişisel iletişim, 2016). Bu bağlamda, tortul örneklemesi yapılan istasyonlardan bazılarında %70'i aşan CO_2 oranı, çalışma alanındaki CO_2 kökeninin sadece biyolojik aktivite olmadığına işaret etmektedir. Volkanizma kökenli gözlenebilecek diğer bir gaz ise H_2S olup, bu gazın varlığı uygun gaz analizi ekipmanı ve yeterli örnek olmayışı sebebiyle saptanamamıştır. Öte yandan gaz hidrat denge eğrilerinden gaz bileşiminde H_2S'i bulunduranları, çalışma alanındaki TBY'lerden bazıları ile kararlılık koşulları açısından uyum sağlamaktadır ve bu durum sığ

sedimanter birimler içerisinde H_2S' in var olabileceğini dolaylı yollardan göstermektedir. Bu bağlamda çalışma alanının sığ gaz kökeninin biyojenik, termojenik ve volkanik olduğu tez kapsamında önerilmektedir.

Akustik türbidite alanlarının çalışma alanı içerisinde yaygın olarak gözlenmesi (Şekil 4.46, Şekil 4.47 ve Şekil 4.48) sığ gaz birikimlerinin varlığına bir kanıt olarak değerlendirilmektedir. Her ne kadar sığ tortulların az bir miktar gaz içeriyor olması bile çok büyük bir sismik enerji atenüasyonu yaratabiliyor olsa da (Murphy, Reischer ve Hsü, 1993), bu anomalilerin çalışma alanında yaygın olarak gözlenmesi (örneğin Amasra Kütle Kayma Alanını kesen sismik profillerde, profil boyunca 20 km' yi aşan uzunluklarda akustik boşluk alanları) ve gaz bacası, çamur volkanı, saçılmış gaz ve pagoda yapıları gibi diğer sığ gaz yapılarının çok yaygın oluşu, çalışma alanındaki sığ gaz birikimlerinin az olmadığına işaret etmektedir.

Genellikle hidrat kararlılık zonu altında gelişen akustik türbidite alanlarının oluşmasını sağlayan gazlar yukarıda da anlatıldığı gibi hem biyojenik aktivite ile oluşmuş gazlar, hem derinlerdeki rezervuarlardan sığ derinliklere göç eden gazlar, hem de volkanik birimlerde yükselen volkanizma kökenli gazlar olabilir. Bu noktada değinilmesi gereken önemli bir husus ise akustik türbidite alanları başta olmak üzere diğer sığ gaz yapılarının Amasra Kütle Kayma Alanı civarında çok yaygın olarak gözlenmesidir. Bu alanda gelişmiş olan kaymaların gaz hidrat çözünmesi neticesinde oluşmuş olabileceği önerilmiş olup (Dondurur, Küçük ve Çifçi, 2013), bu önerinin sebebi gaz hidratların kararlılığını yitirmesiyle çözünen gazların yaratabileceği aşırı gözenek basıncıdır. Öte yandan, günümüz bulguları bu alanda gaz hidrat çözünmesi olmaksızın sığ gaz belirteçlerinin yoğun olarak gözlendiğini ortaya koymaktadır (Küçük ve diğer., 2015). Bu sığ gaz belirteçlerinin oluşmasında yukarıda bahsedilen ve kökeni açıklanan gazlar rol alıyorsa, gaz hidrat çözünmesi dışında alanda doğal olarak oluşan sığ gazların da yüksek gözenek basıncı yaratabileceği düşünülmektedir. Hatta gaz bacalarının ve/veya çamur volkanlarının hidrat kararlılık zonunu keserek deniz tabanına doğru yükselebiliyor olmasının yüksek akışkan basıncıyla bağlantılı olması da bu düşünceyi desteklemektedir.

Bu bilgiler ışığında gaz hidrat çözünmesine alternatif olarak yüksek sığ gaz potansiyelinin de bu tipteki kıtasal sınırlar boyunca yüksek gözenek basıncına sebep olabileceği ve bu tipteki alanları yamaç aşağı kütle hareketleri açısından daha uygun hale getirebileceği düşünülmektedir. Öte yandan, çalışma alanındaki yaygın sığ gaz belirteçlerinin yukarıdaki önerinin tam tersine geçmiş dönem gaz hidrat çözünmelerine bağlı olarak da oluşmuş olabileceği göz ardı edilmemektedir. Çünkü çalışma alanında bariz olarak görülen yoğun sığ gaz belirteçleri ve yüksek akışkan basıncına işaret eden gaz bacaları ve/veya çamur volkanları gibi yapıların oluşması için ihtiyaç duyulan yüksek oranlardaki gazı gaz hidrat çözünmesi de temin etmiş ve/veya ediyor olabilir. Amasra Kütle Kayma Alanının bulunduğu sedimanter sırta benzer olarak Karadeniz' de sedimanter sırtların altında serbest gaz birikimini gösteren diğer çalışmalar da mevcut olup (Wagner-Friedrichs, 2007; Özel, 2012; Dondurur ve diğer., 2012; Okay ve diğer., 2011; Er, Dondurur, Küçük, Özel ve Çifçi, 2012; Özel ve diğer., 2013), sedimanter sırtların altında gaz biriktirebilirliğinin Karadeniz havzası için karakteristik bir özellik olduğu söylenebilir. Serbest gazların bu tipteki sırtların altında kapanlanabiliyor olması ise geçirimsiz sedimanter birimler sayesinde mümkün olabilir ki bu durumu yaratabilecek iki ayrı neden sıralanabilir; i) gaz hidrat oluşumuna bağlı olarak çimentolanmış ve geçirimsiz hale gelmiş sığ tortullar, ii) ince daneli tortulların bu sırtlar boyunca istiflenmesine bağlı olarak gelişmiş geçirimsiz stratigrafik birimler. Gerek tortul içeriği, gerekse de gaz hidrat belirteçleri bu iki nedenin de çalışma alanı için mümkün olabileceğine işaret etmektedir ve böylelikle çalışma alanındaki sedimanter sırtlar altlarında serbest gaz biriktirebilir ve sismik verilerde sedimanter sırtın büyüklüğüne de bağlı olarak geniş ölçekli akustik türbidite alanları gözlenebilir.

Çalışma alanındaki olası çamur volkanı yapıları (Şekil 4.53, Şekil 4.54, Şekil 4.55 ve Şekil 4.56) geometrileri itibariyle farklılık arz etse de hepsinin en önemli ortak özelliği gaz hidrat kararlılık zonunu ve gaz hidrat belirteçlerini kesebilmeleridir. Gaz hidratları, besleme kanalı civarında çözebilen çamur volkanları (Milkov, 2000), geliştikleri alanlarda kararlılığı bozabilmektedir. Bu anlamda çamur volkanı alanlarının yerel gaz hidrat çözünme alanları yaratabileceği düşünülebilir. Aktif ve pasif kıtasal sınırlarda gözlenebilen çamur volkanlarının (Dimitrov, 2002)

oluşum sebepleri jeolojik, tektonik, jeokimyasal ve hidrojeolojik olarak sınıflanmaktadır (Milkov, 2000). Bu ana nedenlere bağlı olarak çamur volkanlarının oluşum mekanizmasında etkin olarak rol alan olaylar ise Kopf, (2002) tarafından; i) tortul kompaksiyonuna bağlı olarak gelişen gözenek akışkanlarının göçe zorlanması, ii) yüksek biyojenik CH_4 üretimi, iii) stratigrafik birimler vey fay zonları boyunca yanal yönde akışkan hareketleri, iv) derin bindirme fayları boyunca gerçekleşen akışkan göçü, v) termojenik CH_4 ve ağır hidrokarbon gazları, vi) mineral dehidrasyonundan kaynaklanan akışkanlar, vii) kabuksal ölçekte başkalaşım ve hidrotermal akışkanlar, viii) diyapirik sokulumlara bağlı olarak gelişen deformasyonların yarattığı akışkan hareketleri şeklinde detaylandırılmıştır. Milkov, (2000) tarafından tanımlanan nedenlerden tektonik aktivitenin çamur volkanları açısından ayrı bir önemi bulunmaktadır. Buna göre çamur volkanlarının aktivitesi sismik aktiviteye bağlı olarak da başlayabilmekte olup (Manga, Brum ve Rudolpf, 2009), dünyada depremleri takiben başlayan çamur volkanı aktivitelerinden bahsetmek mümkündür (Chigira ve Tanaka, 1997; Mellors, Kilb, Aliyev, Gasanov ve Yetirmishli, 2007).

Karadeniz havzası için önerilen sedimantasyon oranları yüksek hızlı sedimantasyonun var olduğunu ortaya koymaktadır (Duman, 1994). Bu bağlamda, hızlı sedimantasyon ve su kolonuna bağlı olarak tortul kompaksiyonundan bahsetmek mümkündür ve çalışma alanındaki çamur volkanlarının oluşumu için tortul kompaksiyonuna bağlı olarak göçe zorlanan akışkanların çalışma alanındaki olası çamur volkanı oluşumları ile ilişkisi olabilir. Daha önceden de değinildiği Karadeniz havzası yüksek CH_4 üretimi için tortulların yüksek organik madde içermesi sebebiyle oldukça uygundur ve bu durum Karadeniz' de daha önceden varlığı ispatlanan çamur volkanları da (Limonov, van Weering, Kenyon, Ivanov ve Meisner, 1997; Bohrmann ve diğer., 2003; Krastel ve diğer., 2003) dahil olmak üzere gerek çalışma alanında gerekse de havzanın tamamında gelişebilecek bütün çamur volkanlarının oluşum mekanizmsında etkin rol oynuyor olabilir. Süreksiz-TBY' ler serbest gazların stratigrafik birim içerisinde hapsolması ve yanal yönde göç etmesine bağlı olarak gözlenmektedir ki bu durum çalışma alanındaki istiflenmenin akışkanların yanal yönde göç etmesine izin verdiğini göstermektedir. Ayrıca çalışma

alanının kıtasal yamacında yaygın olarak gözlenen gravitasyonel faylar akışkanların göç yolu açısından önemli bir unsur olabilir. Dolayısıyla gerek yanal yönde akışkan göçünün gerekse de fay düzlemleri boyunca göç eden akışkanların çalışma alanında çamur volkanı olarak yorumlanan yapıların oluşumunda etkili olabileceği söylenebilir.

Çalışma alanının güney kesimleri antiklinal türü sıkışma yapıları ile karakterize edilmektedir. Bu antiklinal türü yapıların gerek güney kanadı gerekse de kuzey kanadı ters bileşenli faylar içermekte olup bu faylar Karadeniz' in önerilen sıkışma sınırına yakın bölgelerde yer almaktadır. Şayet bu faylar Pontid bindirme sisteminin bir parçası ise bu tipteki bir tektonizma çamur volkanlarının oluşmasında etkili olabilir ki bu durum Sorokin Çukuru' ndaki çamur volkanlarının oluşumu açısından ana unsur olarak önerilmektedir (Bohrmann ve diğer., 2003; Krastel ve diğer., 2003). Buna karşılık çalışma alanı içerisinde gözlenen olası çamur volkanları bahsedilen bu sıkışma sınırına göre daha kuzeyde yer almaktadır ve bu yapıların yakınında bindirme faylarına rastlanmamıştır. Şayet sismik verinin penetrasyon gücünün yetemediği derinliklerde çamur volkanlarının oluşumu için etkili olan bindirme fayları mevcut değilse, çalışma alanındaki olası çamur volkanı yapılarının bindirme fayları ile ilişkili olarak gelişmediği sonucuna varılabilir.

Çalışma alanında varlığı ispatlanan gazlar arasında hidrokarbon ve bazı ağır hidrokarbon gazları mevcuttur ki bu durum derinlerdeki rezervuarlardan sığ sedimanter ortamlara termojenik kökenli gazların göç ettiğini ve derinlerdeki akışkanların sığ derinliklere göç edebilecek taşınım yollarının var olduğunu göstermektedir. Bu durumda termojenik CH_4 ve/veya hidrokarbon/ağır hidrokarbon gazlarının çalışma alanındaki olası çamur volkanlarının oluşmasında etkili olabileceği söylenebilir. Çalışma alanının batı kesiminde yer alan volkanik Kozlu Yükselimi, doğu kesiminde var olduğu önerilen volkanik yükselim (Nikishin ve diğer., 2015a; Nikishin ve diğer., 2015b) ve çalışma alanının tamamında yayılım gösteren volkanik Kretase birimi hidrotermal akışkanların oluşmasını sağlayabilir. Bu düşüncenin oluşmasındaki temel neden çalışma alanı genelinde gözlenen yüksek jeotermal gradyan değerleridir (Şekil 4.13) ve bu bağlamda volkanik Kretase birimi

çamur volkanlarının oluşması için ihtiyaç duyulan hidrotermal akışkanları sağlıyor olabilir. Çalışma alanının gerek Karadeniz' in güney sıkışma sınırına yakın oluşu, gerekse de KAF' a yakınlığını göz önünde bulundurulduğunda, sismik aktivitenin de bu alandaki olası çamur volkanı yapılarında etkili olabileceği düşünülebilir. Örneğin 1968 yılında Bartın' da meydana gelen depreminin (Barka ve Reilinger, 1997; Tari ve diğer., 2000) büyüklüğü (M_S = 6,6) çalışma alanına uzaklığının 100 km' den az oluşu, Manga, Brunn ve Rudolph, (2009) tarafından ortaya konulan büyüklük - mesafe ilişkisine göre çalışma alanındaki çamur volkanı aktivitelerini tetikleyebilir. Ayrıca ortaya konulan deprem büyüklüğü - mesafe ilişkisine bağlı olarak çalışma alanındaki çamur volkanlarının KAF' ın çalışma alanına yakın olan kesimlerinde meydana gelebilecek depremlerle faaliyet kazanabilecekleri de söylenebilir.

Çamur volkanlarının krater geometrisinin, volkanın oluşum ve çalışma mekanizmasını yansıttığı Limonov, van Weering, Kenyon, Ivanov ve Meisner, (1997) tarafından önerilmektedir. Buna göre, şayet volkan konisi çopur (pockmark) yapısı şeklinde ise bu tipteki volkanlarda püskürmenin çok şiddetli olduğu söylenebilir (Krastel ve diğer., 2003). Şiddetli püskürmelerin sebebi ise Krastel ve diğer., (2003) tarafından besleme kanalının düşük permeabiliteye sahip olması ile ilişkilendirilmektedir ve düşük permeabilite artan gözenek akışkanları basıncını beraberinde getirir. Bu tipteki çamur volkanlarında daha düşük akışkan hızları ise düşük açılı volkan konilerini ya da çamur keki meydana getirebilmektedir (Krastel ve diğer., 2003). Yüksek permeabiliteye sahip besleme kanalları ise fışkırma şeklinde püskürmeleri beraberinde getirmektedir ve bu tipteki çamur volkanlarında daha yüksek açılı dom şekilli volkan konileri meydana gelebilmektedir (Krastel ve diğer., 2003). Çalışma alanındaki çamur volkanlarından sadece iki tanesi düşük açılı volkan konisine sahiptir (volkan konisi düz şekilli olan yapılar) ve Chirp verileri üzerinde bu olası volkan yapısından volkan çevresine yayılan çamur breşine (Mazzini, 2009) bağlı olarak gelişebilecek (Şekil 4.55b' de sarı ile işaretlenmiş akan malzeme olarak yorumlanan alanlar) bazı belirteçler yer almaktadır. Bu bağlamda çalışma alanında yer alan ve volkan konisi düşük eğim açılı olan olası çamur volkanlarının şiddetli püskürmelere bağlı olarak geliştiği ve bu çamur volkanlarının besleme kanalının düşük permeabiliteye sahip olduğu önerilmektedir. Çalışma alanında gözlenen çamur

volkanlarının önemli bir çoğunluğu ise yüksek eğim açılarına sahiptir ve kraterleri konik (dom) şekillidir. Bu yapıların volkan krateri düz şekilli volkan kraterine sahip yapılara nazaran daha yüksek eğimlidir. Bu tipteki olası çamur volkanı yapılarının Krastel ve diğer., (2003)' ün yaptığı fışkırma türü püskürme ile oluşan çamur volkanlarına çok benzediği görülmektedir ve oluşum mekanizmasının yüksek permeabiliteye sahip besleme kanalı neticesinde gelişebilen püskürmeye dayandığı önerilmektedir. Bir diğer ve çalışma alanında yanlızca 1 tane gözlenen olası çamur volkanı türü çöküntü türü (Krastel ve diğer., 2003) çamur volkanlarına benzemektedir. Çalışma alanında bu şekilde gözlenen olası çamur volkanının krateri çopur (pockmark) şekillidir. Bu tipteki çamur volkanları diğer türler kadar yaygın olmasa da dünyada örnekleri mevcuttur. Örneğin Batı Alborán Denizi' nde (Kalinin ÇV) benzer bir çamur volkanı gözlenmekte olup (Somoza ve diğer., 2009), gerek deniz tabanında yarattığı morfolojik değişim, gerekse de deniz tabanı altındaki besleme kanalı karakteristiği itibariyle çalışma alanındaki çöküntü tipi çamur volkanı ile çok benzeşmektedir. Krastel ve diğer., (2003)' ün yaptığı tanımlamaya göre kraterinde çopur yapısı yaratan çamur volkanlarının düşük permeabiliteye sahip besleme kanallarında meydana gelen şiddetli püskürme neticesinde oluştuğu düşünüldüğünde, çalışma alanındaki çöküntü türü olası çamur volkanının da bu mekanizmayla oluştuğunu söylemek mümkündür.

Çöküntü konusunda değinilmesi gereken diğer bir husus ise çalışma alanının doğu kesiminde yer alan yerel çöküntü yapılarıdır (Şekil 4.41). Çöküntü türü çamur volkanına yakın alanlarda gözlenen bu tipteki çöküntüler yerel zayıflık zonlarına bağlı olarak oluşmuş olabilir. Bu zayıflık zonlarının oluşmasında deniz tabanına doğru yükselen akışkanların etkili olduğunu düşünmek yanlış olmaz. Ayrıca bu tipteki yapıların için gözlenen sismik genlik kayıpları da bir nevi destekleyici bir bulgudur. Bu bağlamda deniz tabanına göç eden yüksek basınçlı akışkanların bu hareketinden dolayı bir göç yolunun oluştuğu düşünülmektedir. Sismik verideki seviyelerin çöküntü olarak gözlenmesi ise değişik zamanlarda göç eden akışkanların yer değiştirmesi neticesinde stratigrafik birimlerin çökmesi (ground subsidence) ilişkili olabilir. Fukushima, Mori, Hashimoto ve Kano, (2009) benzer bir çöküntü mekanizmasını besleme kanalının kestiği litolojiler üzerinde çamur volkanlarının

oluşumu açısından tanımlamıştır. Ayrıca, karasal alandaki çamur volkanlarının yer zemininde yerel çöküntülere de sebep olabildiği bilinmektedir (Mazzini ve diğer., 2007).

Çalışma alanındaki Chirp verileri üzerinde yaygın olarak gözlenen pagoda yapıları (Şekil 4.60) tortullar içerisindeki akışkanların yarattığı yüksek gözenek basıncına istinaden gelişmektedir (Hovland ve Curzi, 1989; Hovland ve diğer., 1999). Bu yapıların deniz tabanından itibaren ilk ~ 30 - 40 m' lik derinliklere ulaştığı düşünüldüğünde, çalışma alanındaki akışkanların çok sığ sedimanter birimlerde bile yaygın olarak var olabileceği sonucuna ulaşılabilir. Ayrıca, indirgeme zonunun da içinde yer aldığı pagoda yapıları biyojenik olarak üretilen gaz miktarının, indirgeme zonunda tüketilen gaz miktarından fazla olduğunun bir göstergesi olabilir. Öte yandan pagoda yapılarının oluşması için gereken yüksek gözenek basıncını sağlayan tek neden yüksek biyojenik gaz üretimi olmayabilir. Daha önceki konu başlıklarında da değinildiği gibi derinlerden sığ tortullara göç eden hidrokarbon gazları ve/veya hidrotermal akışkanlar ile volkanizma kökenli gazlar da bu yapıların gelişmesi için gereken yüksek gözenek basıncında etkin olarak rol oynuyor olabilir.

BÖLÜM ALTI
SONUÇLAR

Bu çalışma, Zonguldak ile Amasra-Kurucaşile arasında kalan bölgenin şelf, kıtasal yamaç, kıtasal yükselim ve derin basen olmak üzere kıtasal sınırının sığ gaz ve gaz hidratlar anlamında jeofizik ve jeolojik yöntemlerle incelenmesini içermektedir. Çalışma, gaz hidratların araştırılması, gaz hidrat belirteçlerinin saptanması, gaz hidrat belirteç-sedimantasyon ilişkisinin ortaya konulması, belirteç-gaz bileşimi ilişkisinin belirlenmesi, gaz hidratların yamaç aşağı kütle hareketleri ile ilişkisinin irdelenmesi, çoklu gaz hidrat belirteçlerinin oluşum mekanizmasının ortaya konulması temellerine dayanmaktadır. Sığ gazların araştırılması ise sığ gaz yapılarının saptanması ve çalışma alanı içindeki dağılımının ortaya konması, jeolojik örnekleme ile çalışma alanı gaz potansiyelinin açığa çıkarılması, sığ gaz yapılarının sedimanter çevre ile ilişkisinin ortaya konulması ve sığ gaz yapılarının oluşum mekanizmasının ortaya konulmasını kapsamaktadır.

Çalışma alanındaki gaz hidrat belirteçleri sismik verideki genlik farklılıklarına göre sürekli tabana benzeyen yansıtıcı (TBY), süreksiz tabana benzeyen yansıtıcı (TBY) ve ters polariteli gelişmiş karmaşık yansımalar ile içinde oluştukları jeolojik ortama göre basen tipi, kıtasal yükselim tipi, tortul dalgası tipi, sırt tipi, kayma tipi, antiklinal tipi ve kanyon tipi şeklinde farklılık göstermektedir. Sürekli-TBY en tipik gaz hidrat belirteci olup, bu tipteki belirteçler sismik verilerde deniz tabanını taklit etme, deniz tabanına göre ters polarite özelliği gösterme ve stratigrafik seviyeleri keserek uzanım gösterme gibi karakteristik özellikler göstermektedir. Süreksiz-TBY' ler ise gelişmiş ters polariteli yansıtıcıların belirli bir sınıra sonlanması şeklinde gözlenmektedirler. Bu sınır deniz tabanını taklit eden bir sınır olup, sınırın üst kısmında ters polariteli gelişmiş yansımaların genlikleri dramatik bir şekilde azalarak ve ters polarite özelliğini yitirerek devamlılık göstermektedir. Genlik karakteristiğine göre gaz hidrat belirteçlerinin oluşumu çalışma alanın doğu ve batı kesiminde farklı bir sedimantasyon karakteristiğine işaret etmektedir. Çalışma alanının doğu kesiminde sadece süreksiz-TBY' lerin gözleniyor olması bu alanda karasal girdiler ile pelajik sedimantasyonun birlikte çökelmesine bağlı olarak

istiflenen tortul karmaşıkları ile ilişkilendirilmektedir. Çalışma alanının batı kesiminde gözlenen süreksiz-TBY' ler ise doğu alanın aksine batı alanda sıralı bir istiflenmenin meydana gelmesi ile ilişkilendirilmektedir. Bunun sebebi ise doğu alanın aksine batı alanda şelf boyunca görülen sedimantasyon izleridir ve iri daneli tortulların şelfte istiflenmesi süresince kıtasal yükselim ve basende ince daneli tortullar ile pelajik tortulların çökelmesi ve istiflerin üzerine şelf ilerlemesinden sonra derin basene ulaşan iri daneli tortulların çökeliyor olmasıdır ve bu durum tekrar eden bir süreç olarak görülmektedir. Her ne kadar batı alan için veri olmasa da sığ tortul örneklerinin tortul içeriği doğu alanda gerçekleşen sedimantasyon neticesinde tortul karmaşıklarının istiflendiğini ortaya koymaktadır.

Gaz hidrat belirteçleri çalışma alanında bazı anomali düzensizlikleri sunmaktadır. Bu düzensizlikler anomali yokluğu ve anomali derinliklerinin değişkenlik göstermesine dayanmaktadır. Anomali yokluğu çalışma alanında gerek bölgesel olarak gaz hidrat belirteçlerinin gözlenmemesi gerekse de sığ gaz yapılarının geliştiği alanlarda gaz hidrat belirteçlerinin sürekliliğini yitirmesi şeklinde görülmektedir. Bölgesel olarak gaz hidrat belirteçlerinin görülmemesi çalışma alanında yer yer gaz hidrat yokluğuna işaret etmektedir. Sığ gazlarının olduğu alanlarda gaz hidrat belirteçlerinin yerel olarak görülmeyişi ise çamur volkanı veya gaz bacası gibi yapılarla meydana gelebilen gaz hidrat-akışkan etkileşimlerinden oluşmaktadır ve bu yapıların taşıdığı akışkanların gaz hidratları yerel olarak çözdüğü düşünülmektedir. Gaz hidrat anomalilerinin deniz tabanına kıyasla değişken bir derinlik göstermesi durumuna bağlı olarak gözlenen anomali düzensizlikleri ise yerel ısı akısı değişkenlikleri ile ilişkilendirilmiştir.

Çalışma kapsamında Amasra Kütle Kayma Alanı' nın erozyonel süreçler açısından oldukça aktif olduğu anlaşılmıştır. Bu alan içerisinde gerçekleşmiş deniz tabanı heyelanlarından bir tanesi diğerlerine nazaran daha geniş ölçeklidir ve bu heyelan içerisinde TBY gözlenmemektedir. Bu bağlamda geçmiş dönemlerde gaz hidrat çözünmesinin gerçekleşmesi sebebiyle bu alanda artan aşırı gözenek basıncı yamaç aşağı tortul duraysızlığını beraberinde getirmiş ve deniz tabanı heyelanını tetiklemiş olabilir. Bu olgu deniz tabanı heyelanlarının tetiklenmesi açısından

alternatif bir görüş olup, tez kapsamında deniz tabanı heyelanlarının tetiklenmesi açısından birincil sebep sismik aktivite olarak öngörülmektedir.

Çalışma alanında bazı bölgelerde çoklu gaz hidrat yansımaları gözlenmiştir. Farklı derinliklerde alt alta gelişmiş bu tipteki gaz hidrat belirteçlerinin farklı gaz bileşimine sahip gaz hidratların farklı derinliklerde oluşmasına dayanan bir model önerilmiştir. Farklı derinliklerdeki farklı gaz konsantrasyonuna bağlı olarak oluşmuş gaz hidratların oluşum mekanizması ise gaz hidrat çözünmesine dayandırılmaktadır. Farklı gaz karışımında oluşmuş olan gaz hidratlar (karışım-hidrat) kararlılığını kaybederse, içinde barındırdığı gazların hepsinin çözünmeyeceği, bunun yerine kısmi bir çözünme gerçekleşebileceği ve gazlardan bazıları çözünürken bazılarının da kararlılığını koruyarak gaz hidrat olarak kalmaya devam edebileceği önerilmiştir. Deniz seviyesi düşüşü, hızlı sedimantasyon, deniz tabanı su sıcaklığının artışı ve hidrokarbon gazlarının CO_2 içeren gaz hidratlarla etkileşime girerek çözünmeyi beraberinde getirmesi gibi nedenler Karadeniz havzasında gaz hidrat çözünmelerini tetiklemektedir. Çözünme neticesinde gaz hidratlardan bazı gazlar ayrışırken bazıları yapı içerisinde kararlı gaz hidrat olarak kalmaya devam eder. Çözünen gazlar farklı derinliklere doğru göç ederek uygun denge koşullarına ulaştığında yeniden gaz hidrat oluşturmaktadır. Böylelikle farklı derinliklerde farklı gaz bileşimine bağlı olarak gelişmiş gaz hidrat içeren sedimanter birimler ve buna bağlı olarak sismik verideki çoklu-TBY' ler oluşmaktadır. Laboratuar şartlarında oluşturulan analog modelleme ekipmanları yardımıyla yapılan modellemeler, bu türden bir kısmi çözünmenin oluşabileceğini onaylamıştır.

Çalışma alanındaki sığ gaz yapıları akustik türbidite, gaz bacaları, pagoda yapıları, seyrek gaz alanları ve çamur volkanları olmak üzere çok çeşitli yapıların varlığına işaret etmektedir. Sığ gazların gelişmesindeki nedenlerin ise sadece deniz tabanından itibaren ilk 1000 m içerisinde biyolojik olarak oluşmuş gazlar olmadığı düşünülmektedir. Çalışma alanı içerisindeki sığ gaz yapılarının oluşmasını sağlayan nedenler; i) derinlerdeki rezervuarlardan sığ derinliklere göç eden hidrokarbonlar, ii) volkanizma kökenli birimlerden sığ derinliklere göç eden hidrotermal akışkanlar ve/veya volkanizma kökenli gazlar, iii) deniz tabanından itibaren ilk 1000 m

içerisinde biyolojik aktivite ile üretilmiş gazlar olarak sıralanabilir. Çalışma alanından elde edilen sığ tortul örneklerinin içinde çözünmüş olarak bulunan gazların belirlenmesi için uygulanan gaz kromatografisi analizleri, yüksek CO_2 kompozisyonu ve hidrokarbon gazları ile bazı ağır hidrokarbon gazlarının varlığını ortaya koymaktadır. Çalışma alanı genelinde volkanik Kretase biriminin yayılım gösterdiği düşünüldüğünde, volkanizma kökenli gazların da sığ sedimanter birimler içerisinde yer alabileceğini söylemek yanlış olmaz.

Tez çalışmasının ortaya koyduğu ekonomik sonuçlardan en önemlisi çalışma alanındaki sığ gazların kökeni ile ilişkilidir. Sığ tortul örneklerine uygulanan gaz analizleri CH_4, C_2H_6, C_3H_8, i-Bütan, n-Bütan, i-Pentan, n-Pentan ve Hekzan gibi hidrokarbon ve bazı ağır hidrokarbon gazlarının varlığını çalışma alanı sınırları içerisinde ispat etmektedir. Her ne kadar gaz hidratlardan gaz üretimi için hedeflenen gaz CH_4 olsa da, yukarıda adı geçen diğer gazlar çalışma alanı içerisinde derin sedimanter ortamlarda bir rezervuar olduğunu açıkça göstermektedir. Bu durum, çalışma alanını sadece gaz hidratlar açısından potansiyel alan haline getirmemektedir ve çalışma alanı Karadeniz' deki konvansiyonel hidrokarbon sahaları açısından da önem arz etmektedir.

Gaz hidratlardan gaz üretimi anlamında çalışma alanının ne büyüklükte bir potansiyel sunduğunu ortaya koymak için gaz hidratların içerebileceği CH_4 rezervi de hesaplanmıştır. Buna göre çalışma alanındaki sığ tortul örneklerinin ortaya koyduğu porozite değerleri % 20 civarındadır ve gaz hidrat kararlılık zonu ortalama porozitesi de % 20 kabul edilmiştir. Ayrıca %99 CH_4 bileşimi için 1 m^3 gaz hidratın ~ 160 m^3 CH_4 içerdiği kabul edilirse, hidrat kararlılık zonu için % 20 ortalama porozite ve % 10 - 40 hidrat doygunluğu toplam CH_4 hacminin ~ 90 - 360 Tcf aralığında değiştiğini ortaya koymaktadır. Bu rakam Karadeniz' de bulunan gaz hidratların içerdiği toplam CH_4 rezervinin yaklaşık %3,5 - 14' lük kısmını oluşturmaktadır. Bu rakamın biraz daha anlaşılabilir olarak anlatılması gerekirse TP' nin 2014 yılında yurtiçinde yaptığı toplam gaz üretiminin 251,8 m^3 x 10^6 olduğu bilinmektedir. Bu rakam yaklaşık olarak 0,01 Tcf' e karşılık gelmektedir. Bu anlamda

sadece çalışma alanındaki gaz hidratların içerdiği doğalgaz miktarının, TP' nin 2014 yılında yurtiçinde yaptığı 1 yıllık gaz üretiminin 9000 - 36000 katı olduğu söylenebilir.

Bilindiği üzere gaz hidratlardan gaz üretimi için çeşitli yöntemler mevcuttur ve bu yöntemlerden en çevre dostu olanı CH_4 - CO_2 yer değiştirme yöntemidir. Buna karşılık, CH_4 - CO_2 yer değiştirme yöntemi hidrokarbon gazlarının bulunduğu alanlarda önerilen bir yöntem değildir ve çalışma alanı için önerilmemektedir. Buna karşılık gaz hidrat kararlılık zonu altında yoğun olarak gözlenen sığ gaz belirteçleri sebebiyle basınç düşürme yönteminin gaz hidratlardan gaz üretimi anlamında bu alana daha uygun olduğu düşünülmektedir. Çalışma alanında varlığı tespit edilmiş olan ve deniz tabanına kadar ulaşan gaz bacaları ve çamur volkanları, taşıdıkları akışkanlar sebebiyle geleneksel olmayan hidrokarbon aramacılığı faaliyetleri açısından ayrı bir öneme sahiptir. Bu tipteki yapıların bulunduğu alanlarda gerçekleştirilebilecek örnek alımı içeren etüt çalışmaları, derinlerdeki hidrokarbon varlığını, hidrokarbon bileşimini ve hatta bu yapıların yüzeye derinlerden taşıyabildiği tortullar açısından hidrokarbonların oluştuğu ortamı anlamak açısından önemli sayılmakta ve bu alanlarda yapılacak jeolojik araştırma faaliyetlerinin arttırılması önerilmektedir.

Çalışma alanı potansiyel yer tehlike alanları (geohazard) açısından da iki ayrı öneme sahiptir. Bunlardan ilki sığ gaz ve gaz hidratların kendisinin yer tehlike alanları oluşturmasıdır. Çalışma alanında gerek yaygın olarak gözlenen gaz hidrat belirteçleri gerekse de sığ gaz belirteçleri bölgeyi bu anlamda potansiyel yer tehlike alanı haline getirmektedir. Bu sebeple, konvansiyonel hidrokarbon aramacılığı açısından sondajcılık faaliyetlerinin bu alan içerisinde uygun tekniklerle ve gaz hidratların yaratabileceği riskler göz önünde bulundurularak gerçekleştirilmesi önerilmektedir. Gelecekte gerçekleştirilebilecek hidrokarbon aramacılığı faaliyetleri, gaz hidratlardan gaz üretimi veya deniz altı boru hatları gibi mühendislik yapılarının konumu açısından çalışma alanının kıtasal yamaç kesimi de yer tehlike alanları anlamında yüksek risk bölgesi olarak düşünülebilir. Bunun sebebi kıtasal yamaç boyunca eğimin çok yüksek oluşu, yamaç aşağı kütle hareketlerini yoğunluğu ve

benzeri erozyonel süreçler olarak sıralanabilir. Bu bağlamda, çalışma alanının kıtasal yükselim ve/veya derin basen kesimi maliyeti çok yüksek olabilecek ultra derin deniz sondajlarını gerektirse de yer tehlikeleri açısından daha düşük risk sunmaktadır ve yukarıda bahsedilen aramacılık ve mühendislik faaliyetleri açısından bu alanların tercih edilmesi önerilmektedir.

KAYNAKLAR

Adamiya, S.A., Gamkrelidze, I.P., Zakariadze, G.S. ve Lordkipanidze, M.B. (1974). Adzharian-Trialetian Foredeep and the Problem of the Black Sea Formation, *Geotektonika, 1*, 78–94.

Addy, S. K. ve Behrens, E. W. (1980). Time of accumulation of hypersaline anoxic brine in Orca Basin (Gulf of Mexico). *Marine Geology, 37*(3-4), 241-252.

Algan, O., Gökaşan, E., Gazıoğlu, C., Yücel, Z. Y., Alpar, B., Güneysu, C. ve diğer., (2002). A high-resolution seismic study in Sakarya Delta and Submarine Canyon, southern Black Sea shelf. *Continental Shelf Research,22*(10), 1511-1527.

Alptekin, Ö., Nábělek, J. L. ve Toksöz, M. N. (1986). Source mechanism of the Bartin earthquake of September 3, 1968 in Northwestern Turkey: Evidence for active thrust faulting at the southern Black sea margin. *Tectonophysics, 122*(1-2), 73-88.

Andreassen, K., Hart, P. E. ve MacKay, M. (1997). Amplitude versus offset modeling of the bottom simulating reflection associated with submarine gas hydrates. *Marine Geology, 137*(1), 25-40.

Andreassen, K., Mienert, J., Bryn, P. ve Singh, S. C. (2000). A double gas-hydrate related bottom simulating reflector at the Norwegian continental margin. *Annuals of the New York Academy of Sciences, 912(1)*, 126-135.

Andrussov, N.I. (1893). On the state of the Black Sea basin in the Pliocene epoch. *Geology Paleontology. Stratigraphy. Petrography Melange, 1*, 165-178.

Apolskii, O.P. (1974). On the origin of the Black Sea and South Caspian Basins. *Geotektonika, 5*, 94–97 (in Russian).

Arkhangel'skii, A.D. ve Strakhov, N.M. (1938). Geologicheskoe stroenie i istoriya razvitiya Chernogo morya (Geological Structure and History of Black Sea Evolution). *Izd-vo Akademii Nauk SSSR, 45*.

Ashi, J., Tokuyama, H. ve Taira, A. (2002). Distribution of methane hydrate BSRs and its implication for the prism growth in the Nankai Trough. *Marine Geology*, *187*(1), 177-191.

Baba, K. ve Yamada, Y. (2004). BSRs and associated reflections as an indicator of gas hydrate and free gas accumulation: An example of accretionary prism and forearc basin system along the Nankai Trough, off central Japan. *Resource Geology*, *54*(1), 11-24.

Bangs, N. L., Hornbach, M. J. ve Berndt, C. (2011). The mechanics of intermittent methane venting at South Hydrate Ridge inferred from 4D seismic surveying. *Earth and Planetary Science Letters, 310*(1), 105-112.

Barka, A. ve Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annals of Geophysics, 40*(3), 587-610.

Baross, J.A. ve Hoffman, S.E. (1985). Submarine hydrothermal vents and associated gradient environments as sites for the origin and evolution of life. *Origins of Life, 15*, 327-345.

Berndt, C., Bünz, S., Clayton, T., Mienert, J. ve Saunders, M. (2004). Seismic character of bottom simulating reflectors: examples from the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, *21*(6), 723-733.

Bishnoi, P. R. ve Natarajan, V. (1996). Formation and decomposition of gas hydrates. *Fluid phase equilibria, 117*(1), 168-177.

Blinova, V. N., Ivanov, M. K. ve Bohrmann, G. (2003). Hydrocarbon gases in deposits from mud volcanoes in the Sorokin Trough, north-eastern Black Sea. *Geo-Marine Letters, 23*(3-4), 250-257.

Boccaletti, M. (1974). Remnant arcs and marginal basins in the Cainozoic development of the Mediterranean. *Nature, 252*, 18-21.

Bohrmann, G., Ivanov, M., Foucher, J. P., Spiess, V., Bialas, J., Greinert, ve diğer. (2003). Mud volcanoes and gas hydrates in the Black Sea: new data from Dvurechenskii and Odessa mud volcanoes. *Geo-Marine Letters, 23*(3-4), 239-249.

Boswell, R., Collett, T. S., Frye, M., Shedd, W., McConnell, D. R. ve Shelander, D. (2012). Subsurface gas hydrates in the northern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology, 34*(1), 4-30.

Bourry, C., Chazallon, B., Charlou, J. L., Donval, J. P., Ruffine, L., Henry, P. ve diğer. (2009). Free gas and gas hydrates from the Sea of Marmara, Turkey: chemical and structural characterization. *Chemical Geology, 264*(1), 197-206.

Brewer, P. ve Kirkwood, B. (2006). Probing the Tip of the Iceberg: Methane Hydrates on the Seafloor. Monterey Bay Aquarium Research Institute, *Annual Report, 2006*

Brown, K. M., Bangs, N. L., Froelich, P. N. ve Kvenvolden, K. A. (1996). The nature, distribution, and origin of gas hydrate in the Chile Triple Junction region. *Earth and Planetary Science Letters, 139*(3), 471-483.

Brown, H. E., Holbrook, W. S., Hornbach, M. J. ve Nealon, J. (2006). Slide structure and role of gas hydrate at the northern boundary of the Storegga Slide, offshore Norway. *Marine Geology, 229*(3), 179-186.

Bünz, S., Polyanov, S., Vadakkepuliyambatta, S., Consolaro, C. ve Mienert, J. (2012). Active gas venting through hydrate-bearing sediments on the Vestnesa Ridge, offshore W-Svalbard. *Marine Geology, 332*, 189-197.

Chand, S. ve Minshull, T. A. (2003). Seismic constraints on the effects of gas hydrate on sediment physical properties and fluid flow: a review. *Geofluids,3*(4), 275-289.

Chand, S., Rise, L., Knies, J., Haflidason, H., Hjelstuen, B. O. ve Bøe, R. (2011). Stratigraphic development of the south Vøring margin (Mid-Norway) since early Cenozoic time and its influence on subsurface fluid flow. *Marine and Petroleum Geology*, *28*(7), 1350-1363.

Chand, S., Thorsnes, T., Rise, L., Brunstad, H., Stoddart, D., Bøe, R. ve diğer. (2012). Multiple episodes of fluid flow in the SW Barents Sea (Loppa High) evidenced by gas flares, pockmarks and gas hydrate accumulation. *Earth and Planetary Science Letters*, *331*, 305-314.

Change, I. C. (2007). Mitigation of climate change. *Contribution of working group III to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.

Chigira, M. ve Tanaka, K. (1997). Structural features and the history of mud volcanoes in southern Hokkaido, Northern Japan. *Journal of Geological Society of Japan.*, *103*, 781–791.

Chong, Z. R., Yang, S. H. B., Babu, P., Linga, P. ve Li, X. S. (2016). Review of natural gas hydrates as an energy resource: Prospects and challenges. *Applied Energy*, *162*, 1633-1652.

Claypool, G. E. ve Kaplan, I. R. (1974). The origin and distribution of methane in marine sediments. *Natural Gases in Marine Sediments*, 99-139.

Close, D. I., Stagg, H. M. J. ve O'Brien, P. E. (2007). Seismic stratigraphy and sediment distribution on the Wilkes Land and Terre Adélie margins, East Antarctica. *Marine Geology*, *239*(1), 33-57.

Cochonat, P., Cadet, J. P., Lallemant, S. J., Mazzotti, S., Nouzé, H., Fouchet, C. ve diğer. (2002). Slope instabilities and gravity processes in fluid migration and tectonically active environment in the eastern Nankai accretionary wedge (KAIKO-Tokai'96 cruise). *Marine Geology*, *187*(1), 193-202.

Codispoti, L. A., Friederich, G. E., Murray, J. W. ve Sakamoto, C. M. (1991). Chemical variability in the Black Sea: implications of continuous vertical profiles that penetrated the oxic/anoxic interface. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, *38*, 691-710.

Coffin, R., Hamdan, L., Plummer, R., Smith, J., Gardner, J., Hagen, R. ve diğer. (2008). Analysis of methane and sulfate flux in methane-charged sediments from the Mississippi Canyon, Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, *25(9)*, 977-987.

Cook, A. E., Goldberg, D. ve Kleinberg, R. L. (2008). Fracture-controlled gas hydrate systems in the northern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, *25*(9), 932-941.

Cook, A. E., Goldberg, D. S. ve Malinverno, A. (2014). Natural gas hydrates occupying fractures: a focus on non-vent sites on the Indian continental margin and the northern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, *58*, 278-291.

Coren, F., Volpi, V. ve Tinivella, U. (2001). Gas hydrate physical properties imaging by multi-attribute analysis - Blake Ridge BSR case history. *Marine Geology*, *178*(1), 197-210.

Crutchley, G. J., Pecher, I. A., Gorman, A. R., Henrys, S. A. ve Greinert, J. (2010). Seismic imaging of gas conduits beneath seafloor seep sites in a shallow marine gas hydrate province, Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine Geology, 272*(1), 114-126.

Cunningham, A. P. ve Barker, P. F. (1996). Evidence for westward-flowing Weddell Sea deep water in the Falkland Trough, western South Atlantic. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 43*(5), 643-654.

Çifçi, G., Dondurur, D. ve Okay, S., (2005). Yüksek Ayrımlı Deniz Jeofiziği Yöntemleri, *TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası*, Ankara

Dai, J., Snyder, F., Gillespie, D., Koesoemadinata, A. ve Dutta, N. (2008). Exploration for gas hydrates in the deepwater, northern Gulf of Mexico: Part I. A seismic approach based on geologic model, inversion, and rock physics principles. *Marine and Petroleum Geology*, *25*(9), 830-844.

Davis, E. E., Chapman, D. S., Forster, C. B. ve Villinger, H. (1989). Heat-flow variations correlated with buried basement topography on the Juan de Fuca Ridge flank. *Nature*, *342*, 533-537.

Davies, R. J., Thatcher, K. E., Mathias, S. A. ve Yang, J. (2012). Deepwater canyons: An escape route for methane sealed by methane hydrate. *Earth and Planetary Science Letters, 323*, 72-78.

Degens, E. T. ve Ross, D. A. (1974). Black Sea-geology, chemistry, and biology. *AAPG Meeting, Tulsa, Oklahoma, USA*

Demirbağ, E., Gökaşan, E., Oktay, F. Y., Şimşek, M. ve Yüce, H. (1999). The last sea level changes in the Black Sea: evidence from the seismic data. *Marine Geology*, *157*(3), 249-265.

Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. ve Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin, 84*(10), 3137-3180.

Diaconescu, C. C., Kieckhefer, R. M. ve Knapp, J. H. (2001). Geophysical evidence for gas hydrates in the deep water of the South Caspian Basin, Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology, 18*(2), 209-221.

Dickens, G. R., O'Neil, J. R., Rea, D. K. ve Owen, R. M. (1995). Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography, 10*(6), 965-971.

Dickens, G. R. ve Quinby-Hunt, M. S. (1994). Methane hydrate stability in seawater. *Geophysical Research Letters, 21*(19), 2115-2118.

Dimitrov, L. I. (2002). Mud volcanoes - the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Science Reviews, 59*(1), 49-76.

Ding, F., Spiess, V., Fekete, N., Murton, B., Brüning, M. ve Bohrmann, G. (2010). Interaction between accretionary thrust faulting and slope sedimentation at the frontal Makran accretionary prism and its implications for hydrocarbon fluid seepage. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 115*(B8).

Dobrynin, B.F. (1922). Geomorphology of the Crimea, *Zemlevedeniye, 1*, 78-92.

Dondurur, D. (2005). *Doğu Karadeniz' de gaza doygun tortullar ve bunların sismik ve sonar verileri ile araştırılması*, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Dondurur, D., (2009). Deniz sismiğinde veri işlem, *TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası*, Ankara

Dondurur, D. ve Çifçi, G. (2009). Anomalous strong reflections on high resolution seismic data from the Turkish Shelf of the Eastern Black Sea: possible indicators of shallow hydrogen sulphide-rich gas hydrate layers. *Turkish Journal of Earth Sciences*, *18*(2), 299-313.

Dondurur, D., Çifçi, G., Drahor, M. G. ve Coşkun, S. (2011). Acoustic evidence of shallow gas accumulations and active pockmarks in the Izmir Gulf, Aegean sea. *Marine and Petroleum Geology*, *28*(8), 1505-1516.

Dondurur, D. ve Karslı, H. (2012). Swell noise suppression by Wiener prediction filter. *Journal of Applied Geophysics*, *80*, 91-100.

Dondurur, D., Küçük, H. M. ve Çifçi, G. (2013). Quaternary mass wasting on the western Black Sea margin, offshore of Amasra. *Global and Planetary Change*, *103*, 248-260.

Dondurur, D., Küçük, H. M., Çifçi, G. ve Ergün, M. (2010). Preliminary results from high resolution seismic study in the Kozlu High, central Black Sea. In *AAPG Meeting, Kiev, Ukraine*.

Dondurur, D., Küçük, H.M., Er, M., Gürçay, S., Özel, Ö., Vardar, D. ve diğer. (2012). Canyon Systems, Submarine Channels and Possible Sediment Transportation Pathways from Sakarya Outlet to Amasra. *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region (IESCA)*, 1-5 October 2012 İzmir, Turkey.

Duman, M. (1994). Late Quaternary chronology of the southern Black Sea basin. *Geo-Marine Letters*, *14*(4), 272-278.

Dvorkin, J., Gutierrez, M.A. ve Grana, D. (2015). *Seismic reflections of rock properties*. Cambridge University press.

Egorov V.N., Polikarpov G.G., Gulin S.B., Artemov Yu.G., Stokozov N.A. ve Kostova S.K. (2003). Modern conception about forming-casting and ecological role of methane gas seeps from bottom of the Black Sea. *Marine Ecological Journal, 2*(3), 5 - 26.

Ergün, M., Dondurur, D. ve Çifçi, G. (2002). Acoustic evidence for shallow gas accumulations in the sediments of the Eastern Black Sea. *Terra Nova, 14*(5), 313-320.

Eslamimanesh, A., Mohammadi, A. H., Richon, D., Naidoo, P. ve Ramjugernath, D. (2012). Application of gas hydrate formation in separation processes: a review of experimental studies. *The Journal of Chemical Thermodynamics, 46,* 62-71.

Etiope, G., Panieri, G., Fattorini, D., Regoli, F., Vannoli, P., Italiano, F. ve diğer. (2014). A thermogenic hydrocarbon seep in shallow Adriatic Sea (Italy): gas origin, sediment contamination and benthic foraminifera. *Marine and Petroleum Geology, 57,* 283-293.

Eva, C., Riuscetti, M. ve Slejko, D. (1988). Seismicity of the Black Sea region. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 30,* 53-65.

Ewing, M., Eittreim, S. L., Ewing, J. I. ve Le Pichon, X. (1971). Sediment transport and distribution in the Argentine Basin. 3. Nepheloid layer and processes of sedimentation. *Physics and Chemistry of the Earth, 8,* 49-77.

Faugères, J. C., Stow, D. A., Imbert, P. ve Viana, A. (1999). Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology, 162*(1), 1-38.

Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M. ve Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bolletino Di Geofisica Teorika Ed Applicata, 30,* 197-324.

Fleischer, P., Orsi, T., Richardson, M. ve Anderson, A. (2001). Distribution of free gas in marine sediments: a global overview. *Geo-Marine Letters, 21*(2), 103-122.

Flood, R. D., Shor, A. N. ve Manley, P. L. (1993). Morphology of abyssal mudwaves at Project MUDWAVES sites in the Argentine Basin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 40*(4-5), 859-888.

Fohrmann, M. ve Pecher, I. A. (2012). Analysing sand-dominated channel systems for potential gas-hydrate-reservoirs using an AVO seismic inversion technique on the Southern Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine and Petroleum Geology, 38*(1), 19-34.

Foucher, J. P., Nouzé, H. ve Henry, P. (2002). Observation and tentative interpretation of a double BSR on the Nankai slope. *Marine Geology, 187*(1), 161-175.

Frye, M., Shedd, W. ve Boswell, R. (2012). Gas hydrate resource potential in the Terrebonne Basin, Northern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology, 34*(1), 150-168.

Fukushima, Y., Mori, J., Hashimoto, M. ve Kano, Y. (2009). Subsidence associated with the LUSI mud eruption, East Java, investigated by SAR interferometry. *Marine and Petroleum Geology, 26*(9), 1740-1750.

Gee, M. J. R., Uy, H. S., Warren, J., Morley, C. K. ve Lambiase, J. J. (2007). The Brunei slide: a giant submarine landslide on the North West Borneo Margin revealed by 3D seismic data. *Marine Geology, 246*(1), 9-23.

Geletti, R. ve Busetti, M. (2011). A double bottom simulating reflector in the western Ross Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 116*(B4).

Gezhel'yants, A.A., Gal'perin, N.N., Kosminskaya, I.P. ve Kravshina, R.M. (1958). Structure of the Earth's Crust in the Central Part of the Caspian Sea Based on DSS Data. Dokl. *Izd-vo Akademii Nauk SSSR 123*(2), 520–522.

Gillet, H., Lericolais, G. ve Réhault, J. P. (2007). Messinian event in the black sea: evidence of a Messinian erosional surface. *Marine Geology*, *244*(1), 142-165.

Ginsburg, G. D. ve Soloviev, V. A. (1997). Methane migration within the submarine gas-hydrate stability zone under deep-water conditions. *Marine Geology*, *137*(1), 49-57.

Goldberg, D. S., Kleinberg, R. L., Weinberger, J. L., Malinverno, A., McLellan, P. J. ve Collett, T. S. (2010). Evaluation of natural gas-hydrate systems using borehole logs. *Geophysical Characterization of Gas Hydrates*, 239-262.

Goldberg, D., Wilkens, R.H. ve Moos, D. (1987). Seismic modeling of diagenetic effects in Cenozoic marine sediments at Deep Sea Drilling Project Sites 612 and 613. In *Poag, C.W., Watts, A.B., et al., Init. Repts. DSDP, 95*, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 589-599.

Golmshtok, A. Y., Duchkov, A. D., Hutchinson, D. R. ve Khanukaev, S. B. (2000). Heat flow and gas hydrates of the Baikal Rift Zone. *International Journal of Earth Sciences*, *89*(2), 193-211.

Golmshtok, A. Y. ve Soloviev, V. A. (2006). Some remarks on the thermal nature of the double BSR. *Marine geology*, *229*(3), 187-198.

Golmshtok, A. Y., Zonenshain, L. P., Terekhov, A. A. ve Shainurov, R. V. (1992). Age, thermal evolution and history of the Black Sea Basin based on heat flow and multichannel reflection data. *Tectonophysics*, *210*(3-4), 273-293.

Goncharov, V.P., Netochnov, Y.P. ve Neprochnova, A.F. (1972). Rel'ef dna i glubinnoe stroenie Chernomorskoi vpadiny (Bottom Relief and Deep Structure of the Back Sea Basin), *Nauka, 5,* 51 – 60, 91, ve 131–136.

Görür, N. (1988). Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics,147*(3), 247-262.

Grevemeyer, I., Diaz-Naveas, J. L., Ranero, C. R., Villinger, H. W. ve Leg, O. D. P. (2003). Heat flow over the descending Nazca plate in central Chile, 32 S to 41 S: Observations from ODP Leg 202 and the occurrence of natural gas hydrates. *Earth and Planetary Science Letters*, *213*(3), 285-298.

Haacke, R. R., Westbrook, G. K. ve Hyndman, R. D. (2007). Gas hydrate, fluid flow and free gas: Formation of the bottom-simulating reflector. *Earth and Planetary Science Letters*, *261*(3), 407-420.

Helgeland, L. R., Kinn, A. A., Kvalheim, O. F. ve Wenaas, A. (2012). Gas kick due to hydrates in the drilling for offshore natural gas and oil. *Project in the Unit, TPG4140 NATURGASS at NTNU, autumn.*

Hesse, S., Back, S. ve Franke, D. (2010). The structural evolution of folds in a deepwater fold and thrust belt–a case study from the Sabah continental margin offshore NW Borneo, SE Asia. *Marine and Petroleum Geology*, *27*(2), 442-454.

Hiscott, R. N., Aksu, A. E., Mudie, P. J., Marret, F., Abrajano, T., Kaminski, M. A., ve diğer. (2007). A gradual drowning of the southwestern Black Sea shelf: evidence for a progressive rather than abrupt Holocene reconnection with the eastern Mediterranean Sea through the Marmara Sea Gateway. *Quaternary International*, *167*, 19-34.

Holbrook, W. S. (2001). Seismic studies of the Blake Ridge: Implications for hydrate distribution, methane expulsion, and free gas dynamics. *Natural gas hydrates: Occurrence, distribution, and detection*, 235-256.

Holbrook, W. S., Gorman, A. R., Hornbach, M., Hackwith, K. L., Nealon, J., Lizarralde, D. ve diğer. (2002). Seismic detection of marine methane hydrate. *The Leading Edge*, *21*(7), 686-689.

Holbrook, W. S., Hoskins, H., Wood, W. T., Stephen, R. A. ve Lizarralde, D. (1996). Methane hydrate and free gas on the Blake Ridge from vertical seismic profiling. *Science*, *273*, 1840.

Hornbach, M. J., Holbrook, W. S., Gorman, A. R., Hackwith, K. L., Lizarralde, D. ve Pecher, I. (2003). Direct seismic detection of methane hydrate on the Blake Ridge. *Geophysics*, *68*(1), 92-100.

Horozal, Ş., Lee, G. H., Bo, Y. Y., Yoo, D. G., Park, K. P., Lee, H. Y. ve diğer. (2009). Seismic indicators of gas hydrate and associated gas in the Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea) and implications of heat flows derived from depths of the bottom-simulating reflector. *Marine Geology*, *258*(1), 126-138.

Hovland, M. ve Judd, A.G. (1988). Seabed pockmarks and seepages, impact on geology, biology and marine environment. *London, Graham ve Trotman.*

Hovland, M., Judd, A. G. ve Burke, R. A. (1993). The global flux of methane from shallow submarine sediments. *Chemosphere*, *26*(1), 559-578.

Howe, J. A. (1996). Turbidite and contourite sediment waves in the northern Rockall Trough, North Atlantic Ocean. *Sedimentology*, *43*(2), 219-234.

Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E. ve diğer. (1977). History of Mediterranean salinity crisis. *Nature*, 267, 399-403.

Hsü, K.J., 1978. Correlation of Black Sea sequences. In: D.A. Ross and Y.P. Neprochnov (Editors), *Int. Repts. DSDP, 42 (part 2)*. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp. 489-497.

Hsü, K. J., Ryan, W. B. F. ve Cita, M. B. (1973). Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, *24*, 240-244.

Hübscher, C. ve Kukowski, N. (2003). Complex BSR pattern in the Yaquina Basin off Peru. *Geo-Marine Letters*, *23*(2), 91-101.

Ivanov, M., Mazzini, A., Blinova, V., Kozlova, E., Laberg, J. S., Matveeva, T. ve diğer. (2010). Seep mounds on the southern Vøring Plateau (offshore Norway). *Marine and Petroleum Geology*, *27*(6), 1235-1261.

Jacobi, R. D., Rabinowitz, P. D. ve Embley, R. W. (1975). Sediment waves on the Moroccan continental rise. *Marine Geology*, *19*(5), M61-M67.

Janshin, A.L., Basenyants, S.H.A., Pilipenko, A.I. ve Shlezinger, A.E. (1980), New data on the age of the Black Sea depression. *Doklady Akademii Nauk SSSR, 252*, 223–227 (in Russian).

Judd, A. G. ve Hovland, M. (1992). The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, *12*(10), 1081-1095.

Judd, A. G., Hovland, M., Dimitrov, L. I., Garcia Gil, S. ve Jukes, V. (2002). The geological methane budget at continental margins and its influence on climate change. *Geofluids*, *2*(2), 109-126.

Judd, A. ve Hovland, M. (2009). *Seabed fluid flow: the impact on geology, biology and the marine environment*. Cambridge University Press.

Jung, J. W., Espinoza, D. N. ve Santamarina, J. C. (2010). Properties and phenomena relevant to CH_4 - CO_2 replacement in hydrate - bearing sediments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 115*(B10).

Kastner M., (1981). Authogenic silicates in deep-sea sediments: formation and diagenesis. *The Sea, 7,* 915-980.

Kastner, M., Kvenvolden, K. A. ve Lorenson, T. D. (1998). Chemistry, isotopic composition, and origin of a methane-hydrogen sulfide hydrate at the Cascadia subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, *156*(3), 173-183.

Kawamura, T., Sakamoto, Y., Ohtake, M., Yamamoto, Y., Komai, T., Haneda, H. ve diğer. (2006). Dissociation behavior of pellet shaped mixed gas hydrate samples that contain propane as a guest. *Energy conversion and management*, *47*(15), 2491-2498.

Kazmin, V. (1997). Mesozoic to Cenozoic history of the back-arc basins in the Black Sea-Caucasus region. *Cambridge Arctic Shelf Program, 656*, Cambridge.

Kazmin, V. G., Schreider, A. A. ve Bulychev, A. A. (2000). Early stages of evolution of the Black Sea. *Geological Society, London, Special Publications, 173*(1), 235-249.

Kessler, J. D., Reeburgh, W. S., Southon, J., Seifert, R., Michaelis, W. ve Tyler, S. C. (2006). Basin-wide estimates of the input of methane from seeps and clathrates to the Black Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, *243*(3), 366-375.

Klaucke, I., Sahling, H., Weinrebe, W., Blinova, V., Bürk, D., Lursmanashvili, N. ve diğer. (2006). Acoustic investigation of cold seeps offshore Georgia, eastern Black Sea. *Marine Geology, 231*(1), 51-67.

Klauda, J. B. ve Sandler, S. I. (2003). Predictions of gas hydrate phase equilibria and amounts in natural sediment porous media. *Marine and Petroleum Geology*, *20*(5), 459-470.

KOERİ (2016). *Karadeniz Bölgesi Aletsel Dönem Depremleri*. 21 Ocak 2016, http://www.koeri.boun.edu.tr/.

Kopf, A. J. (2002). Significance of mud volcanism. *Reviews of Geophysics, 40(2)*.

Korsakov, O. D., Byakov, Y. A. ve Stupak, S. N. (1989). Gas hydrates in the Black Sea basin. *International Geology Review, 31(12)*, 1251-1257.

Kostianoy, A.G. ve Korasev, A.N. (2008). *The Black Sea Environment, The Handbook of Environmental Chemistry*. Springer Heidelberg Dordrecht London New York.

Körber, J. H., Sahling, H., Pape, T., dos Santos Ferreira, C., MacDonald, I. ve Bohrmann, G. (2014). Natural oil seepage at kobuleti ridge, eastern Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, *50*, 68-82.

Krastel, S., Spiess, V., Ivanov, M., Weinrebe, W., Bohrmann, G., Shashkin, P. ve diğer. (2003). Acoustic investigations of mud volcanoes in the Sorokin Trough, Black Sea. *Geo-Marine Letters*, *23*(3-4), 230-238.

Kropotkin, P.N. (1967). Mechanism of the earth's crust movements. *Geotektonika, 5*, 25-40.

Kruglyakova, R., Gubanov, Y., Kruglyakov, V. ve Prokoptsev, G. (2002). Assessment of technogenic and natural hydrocarbon supply into the Black Sea and seabed sediments. *Continental Shelf Research*, *22*(16), 2395-2407.

Küçük, H.M., Dondurur, D. ve Çifçi, G. (2012). An Example of Unconventional Methods: BSR Reflections and Gas Hydrate Indications Offshore of Amasra, Central Black Sea. *SEG – International Geophysical Conference and Oil and Gas Exhibition*, 17-19 September 2012, İstanbul, Turkey

Küçük, H.M., Dondurur, D., Özel, Ö., Atgın, O., Sınayuç, Ç., Merey, Ş. ve diğer. (2015). *American Geophysical Union Fall Meeting*, 14-18 December 2015, San Francisco, USA.

Küçük, H.M., Dondurur, D., Özel, Ö., Sinayuç, Ç., Merey, S., Parlaktuna, M. ve diğer. (2015). Gas and Gas Hydrate Potential Offshore Amasra, Bartin and Zonguldak and Possible Agent for Multiple BSR Occurrence. In *European Geosciences Union General Assembly Conference Abstracts*, *17*, 10310.

Kruglyakova, R. P., Byakov, Y. A., Kruglyakova, M. V., Chalenko, L. A. ve Shevtsova, N. T. (2004). Natural oil and gas seeps on the Black Sea floor. *Geo-Marine Letters*, *24*(3), 150-162.

Kumar, P. (2009). Gas Hydrate Exploration and Productions. *Oil and Gas Corporations Limited*, Sibsagar, India.

Kutas, R. I., Kobolev, V. P. ve Tsvyashchenko, V. A. (1998). Heat flow and geothermal model of the Black Sea depression. *Tectonophysics*, *291*(1), 91-100.

Kvenvolden, K. A. (1988). Methane hydrate—a major reservoir of carbon in the shallow geosphere?. *Chemical Geology*, *71*(1-3), 41-51.

Kvenvolden, K. A. ve Barnard, L. A. (1982). Hydrates of Natural Gas in Continental Margins: Environmental Processes. *Model Investigations of Margin Environmental and Tectonic Processes*.

Kvenvolden, K. A., Ginsburg, G. D. ve Soloviev, V. A. (1993). Worldwide distribution of subaquatic gas hydrates. *Geo-Marine Letters, 13*(1), 32-40.

Kvenvolden, K. A., Vogel, T. M. ve Gardner, J. V. (1981). Geochemical prospecting for hydrocarbons in the outer continental shelf, Southern Bering Sea, Alaska. *Journal of Geochemical Exploration, 14*, 209-219.

Lee, M. W. ve Collett, T. S. (2008). Integrated analysis of well logs and seismic data to estimate gas hydrate concentrations at Keathley Canyon, Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology, 25*(9), 924-931.

Lee, M. W. ve Collett, T. S. (2012). Pore-and fracture-filling Gas hydrate reservoirs in the Gulf of Mexico Gas hydrate Joint Industry Project leg II Green Canyon 955 H well. *Marine and Petroleum Geology, 34*(1), 62-71.

Lee, M. W., Collett, T. S. ve Lewis, K. A. (2012). Anisotropic models to account for large borehole washouts to estimate gas hydrate saturations in the Gulf of Mexico Gas Hydrate Joint Industry Project Leg II Alaminos Canyon 21 B well. *Marine and Petroleum Geology, 34*(1), 85-95.

Lee, M. W. ve Dillon, W. P. (2001). Amplitude blanking related to the pore-filling of gas hydrate in sediments. *Marine Geophysical Researches, 22*(2), 101-109.

Lericolais, G., Bulois, C., Gillet, H. ve Guichard, F. (2009). High frequency sea level fluctuations recorded in the Black Sea since the LGM. *Global and Planetary Change, 66*(1), 65-75.

Leynaud, D., Mienert, J. ve Vanneste, M. (2009). Submarine mass movements on glaciated and non-glaciated European continental margins: a review of triggering mechanisms and preconditions to failure. *Marine and Petroleum Geology, 26*(5), 618-632.

Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L. ve diğer. (1977). The Black Sea: a marginal basin; geophysical and geological data. In International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins. *Technip,* Paris, 363-376.

Liao, W. Z., Lin, A. T., Liu, C. S., Oung, J. N. ve Wang, Y. (2014). Heat flow in the rifted continental margin of the South China Sea near Taiwan and its tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, *92*, 233-244.

Lichkov, B.L. (1933). The last pages of the geological history of the Black Sea. Prob. *Soviet Union of Geology, 1,* 15-28.

Limonov, A. F., Van Weering, T. C., Kenyon, N. H., Ivanov, M. K. ve Meisner, L. B. (1997). Seabed morphology and gas venting in the Black Sea mudvolcano area: observations with the MAK-1 deep-tow sidescan sonar and bottom profiler. *Marine Geology*, *137*(1), 121-136.

Lin, C. C., Lin, A. T. S., Liu, C. S., Chen, G. Y., Liao, W. Z. ve Schnurle, P. (2009). Geological controls on BSR occurrences in the incipient arc-continent collision zone off southwest Taiwan. *Marine and Petroleum Geology*, *26*(7), 1118-1131.

Lorenson, T. D., Claypool, G. E. ve Dougherty, J. A. (2008). Natural gas geochemistry of sediments drilled on the 2005 Gulf of Mexico JIP cruise. *Marine and Petroleum Geology*, *25*(9), 873-883.

Lüdmann, T., Wong, H. K., Konerding, P., Zillmer, M., Petersen, J. ve Flüh, E. (2004). Heat flow and quantity of methane deduced from a gas hydrate field in the vicinity of the Dnieper Canyon, northwestern Black Sea. *Geo-Marine Letters*, *24*(3), 182-193.

Macelloni, L., Lutken, C. B., Garg, S., Simonetti, A., D'Emidio, M., Wilson, R. M. ve diğer. (2015). Heat-flow regimes and the hydrate stability zone of a transient,

thermogenic, fault-controlled hydrate system (Woolsey Mound northern Gulf of Mexico). *Marine and Petroleum Geology*, *59*, 491-504.

Macelloni, L., Simonetti, A., Knapp, J. H., Knapp, C. C., Lutken, C. B. ve Lapham, L. L. (2012). Multiple resolution seismic imaging of a shallow hydrocarbon plumbing system, Woolsey Mound, Northern Gulf of Mexico.*Marine and Petroleum Geology*, *38*(1), 128-142.

Maekawa, T. (2001). Equilibrium conditions for gas hydrates of methane and ethane mixtures in pure water and sodium chloride solution. *Geochemical Journal*, *35*(1), 59-66.

Manga, M., Brumm, M. ve Rudolph, M. L. (2009). Earthquake triggering of mud volcanoes. *Marine and Petroleum Geology*, *26*(9), 1785-1798.

Maslin, M., Mikkelsen, N., Vilela, C. ve Haq, B. (1998). Sea-level–and gas-hydrate–controlled catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. *Geology*, *26*(12), 1107-1110.

Max, M. D. (1990). Gas hydrate and acoustically laminated sediments: potential environmental cause of anomalously low acoustic bottom loss in deep-ocean sediments. *Naval Research Laboratory Report (No:NRL-9235)*, Naval Research Laboratory, Washington DC.

Max, M. D., Johnson, A. H. ve Dillon, W. P. (2005). *Economic geology of natural gas hydrate (Vol. 9)*. Springer Science ve Business Media.

Max, M. D., Johnson, A. H. ve Dillon, W. P. (2013). *Natural gas hydrate-Arctic Ocean deepwater resource potential*. New York: Springer.

Mazzini, A. (2009). Mud Volcanism: Processes and Implications. *Marine and Petroleum Geology*, *26*, 1677-1680.

Mazzini, A., Ivanov, M. K., Parnell, J., Stadnitskaia, A., Cronin, B. T., Poludetkina, E. ve diğer. (2004). Methane-related authigenic carbonates from the Black Sea: geochemical characterisation and relation to seeping fluids. *Marine Geology*, *212*(1), 153-181.

Mazzini, A., Svensen, H., Akhmanov, G. G., Aloisi, G., Planke, S., Malthe-Sørenssen, A. ve diğer. (2007). Triggering and dynamic evolution of the LUSI mud volcano, Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*, *261*(3), 375-388.

McHugh, C. M. ve Ryan, W. B. (2000). Sedimentary features associated with channel overbank flow: examples from the Monterey Fan. *Marine Geology*,*163*(1), 199-215.

Mellors, R., Kilb, D., Aliyev, A., Gasanov, A. ve Yetirmishli, G. (2007). Correlations between earthquakes and large mud volcano eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *112*(B4).

Menlikli, C., Demirer, A., Sipahioğlu, Ö., Körpe, L. ve Aydemir, V. (2009). Exploration plays in the Turkish Black Sea. *The Leading Edge*, *28*(9), 1066-1075.

Meredith, D. J. ve Egan, S. S. (2002). The geological and geodynamic evolution of the eastern Black Sea basin: insights from 2-D and 3-D tectonic modelling. *Tectonophysics*, *350*(2), 157-179.

Merey, S. ve Sınayuç, Ç. (2016). Investigation of gas hydrate potential of the Black Sea and modelling of gas production from a hypothetical Class 1 methane hydrate reservoir in the Black Sea conditions. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, *29*, 66-79.

Mienert, J. ve Posewang, J. (1999). Evidence of shallow-and deep-water gas hydrate destabilizations in North Atlantic polar continental margin sediments.*Geo-Marine Letters, 19*(1-2), 143-149.

Mienert, J., Vanneste, M., Haflidason, H. ve Bünz, S. (2010). Norwegian margin outer shelf cracking: a consequence of climate-induced gas hydrate dissociation?. *International Journal of Earth Sciences, 99*(1), 207-225.

Milanovskii, E.E. (1963). Modern Structure of Caucasus and Adjacent Deep Depressions as Reflection of Evolution Stages of the Earth's Crust in the Alpine Geosyncline Area, Vestnik Mosk. Univ., Ser. 4, *Geologiya, 1*, 48–58. Oceanic crust of Black Sea basin based on seismic data.

Milkov, A. V. (2000). Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Marine Geology, 167*(1), 29-42.

Milkov, A. V. ve Sassen, R. (2000). Thickness of the gas hydrate stability zone, Gulf of Mexico continental slope. *Marine and Petroleum Geology, 17*(9), 981-991.

Milkov, A. V. ve Sassen, R. (2002). Economic geology of offshore gas hydrate accumulations and provinces. *Marine and Petroleum Geology, 19*(1), 1-11.

Milkov, A. V. ve Sassen, R. (2003). Preliminary assessment of resources and economic potential of individual gas hydrate accumulations in the Gulf of Mexico continental slope. *Marine and Petroleum Geology, 20*(2), 111-128.

Minshull, T. A. (2011). Some comments on the estimation of geothermal gradients from depths of bottom simulating reflectors. In *Proceedings of the 7th international Conference on Gas Hydrates.*

Mosher, D. C. (2008). Bottom Simulating Reflectors on Canada's East Coast Margin: Evidence for Gas Hydrate, *Proceedings of the 6th International*

Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008), Vancouver, British Columbia, Canada, July 6-10, 2008.

Mosher, D. C. (2011). A margin-wide BSR gas hydrate assessment: Canada's Atlantic margin. *Marine and Petroleum Geology*, *28*(8), 1540-1553.

Mulder, T., Gonthier, E., Lecroart, P., Hanquiez, V., Marches, E. ve Voisset, M. (2009). Sediment failures and flows in the Gulf of Cadiz (eastern Atlantic).*Marine and Petroleum Geology*, *26*(5), 660-672.

Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C. ve Cloetingh, S. (2012). Effects of large sea-level variations in connected basins: the Dacian–Black Sea system of the Eastern Paratethys. *Basin Research*, *24*(5), 583-597.

Muratov, M.Y. (1955). History of tectonic development of deep Black Sea basin and its possible origin. *Bull. Moip. Otd. Geol.*, *30,* 27-50.

Nalivkin, D.V. (1928). Paleogeography of the Middle Asia in Paleozoic Age, in Tr. III *Vsesoyuz. s'ezda geologov (Prec. III All*$_7$ *Union Conf. of Geologists)*, Tashkent, 111–114. Oceanic crust of Black Sea basin based on seismic data.

Naudts, L., Greinert, J., Artemov, Y., Staelens, P., Poort, J., Van Rensbergen, P. ve diğer. (2006). Geological and morphological setting of 2778 methane seeps in the Dnepr paleo-delta, northwestern Black Sea. *Marine Geology*, *227*(3), 177-199.

Nägler, T. F., Siebert, C., Lüschen, H. ve Böttcher, M. E. (2005). Sedimentary Mo isotope record across the Holocene fresh–brackish water transition of the Black Sea. *Chemical Geology*, *219*(1), 283-295.

Neprochnov, Y.P. (1966). Deep Structure of the Earth's Crust beneath the Black Sea from Seismic Data. *Bull. Moip. Otd. Geol.*, *3,* 15–19.

Nikishin, A. M., Korotaev, M. V., Ershov, A. V. ve Brunet, M. F. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene–Quaternary rapid subsidence modelling. *Sedimentary Geology, 156*(1), 149-168.

Nikishin, A. M., Okay, A. I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N. ve Petrov, E. (2015). The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: basins structure and fill. *Marine and Petroleum Geology*, *59*, 638-655.

Nikishin, A. M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N. ve diğer. (2015). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology*, *59*, 656-670.

Normark, W. R., Hess, G. R., Stow, D. A. V. ve Bowen, A. J. (1980). Sediment waves on the Monterey Fan levee: a preliminary physical interpretation. *Marine Geology, 37*(1), 1-18.

Nouzé, H., Cosquer, E., Collot, J., Foucher, J. P., Klingelhoefer, F., Lafoy, Y. ve diğer. (2009). Geophysical characterization of bottom simulating reflectors in the Fairway Basin (off New Caledonia, Southwest Pacific), based on high resolution seismic profiles and heat flow data. *Marine Geology, 266*(1), 80-90.

Nouzé, H., Henry, P., Noble, M., Martin, V. ve Pascal, G. (2004). Large gas hydrate accumulations on the eastern Nankai Trough inferred from new high - resolution 2 - D seismic data. *Geophysical Research Letters, 31*(13).

Obruchev, V.A. (1926). New tendencies in tectonics. *Izv. Geol. Kom., 45*, 117-140.

Ojha, M. ve Sain, K. (2009). Seismic attributes for identifying gas-hydrates and free-gas zones: application to the Makran accretionary prism. *Episodes*, *32*(4), 264-270.

Okay, A. I. ve N. Görür, 2007, Tectonic evolution models for the Black Sea, in P. O. Yılmaz ve G. H. Isaksen, editors, Oil and gas of the Greater Caspian area. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology 55*, 13–16.

Okay, A. I., Şengör, A. C. ve Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, *22*(3), 267-270.

Okay, A. I. ve Şahinturk, O. (1997). *American Association of Petroleum Geologists Memoir 68*: *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. Chapter 15: Geology of the Eastern Pontides.

Okyar, M. ve Ediger, V. (1999). Seismic evidence of shallow gas in the sediment on the shelf off Trabzon, southeastern Black Sea. *Continental Shelf Research*, *19*(5), 575-587.

Okay, S. (2007). *İstanbul Boğazı' nın Karadeniz çıkışının incelenmesi*, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Owen, M., Day, S. ve Maslin, M. (2007). Late Pleistocene submarine mass movements: occurrence and causes. *Quaternary Science Reviews*, *26*(7), 958-978.

Özel, Ö. (2012). *Batı Karadeniz kıtasal yamacında gaz ve gaz hidrat birikimlerinin araştırılması,* Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Özel, Ö., Dondurur, D., Küçük, H.M. ve Çifçi, G. (2013). Seismo-Acoustic Structure of the Western Black Sea Continental Slope, Offshore Akçakoca: Preliminary Results, The *20th International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey*, 25-27 November 2013, Antalya, Turkey.

Özel, Ö., Küçük, H.M., Atgin, O., Dondurur, D. ve Çifçi, G. (2015). Hydrocarbon Potential of the Offshore Akçakoca Region: Mud Volcano, Gas Hydrate and

Shallow Gas Indications on Acoustic Data. In *Eeuropean Geosciences Union General Assembly Conference Abstracts, 17*, 9612.

Paganoni, M., Cartwright, J. A., Foschi, M., Shipp, R. C. ve Van Rensbergen, P. (2016). Structure II gas hydrates found below the bottom - simulating reflector. *Geophysical Research Letters.*

Pape, T., Bahr, A., Klapp, S. A., Abegg, F. ve Bohrmann, G. (2011). High-intensity gas seepage causes rafting of shallow gas hydrates in the southeastern Black Sea. *Earth and Planetary Science Letters, 307*(1), 35-46.

Parrish, W. R. ve Prausnitz, J. M. (1972). Dissociation pressures of gas hydrates formed by gas mixtures. *Industrial and Engineering Chemistry Process Design and Development, 11*(1), 26-35.

Paull, C.K., Wallace, P.J. ve Scientific Shipboard Party, (1996). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Proc. Ocean Drill. Program, *Initial Reports 164.*

Pecher, I., Crutchley, G., Mountjoy, J., Gorman, A., Fraser, D., Kroeger, K. ve diğer. (2014). Double BSRs on the Hikurangi Magin, New Zealand - Possible Implications for Gas Hydrate Stability and Composition. *Proceedings of the 8th International Conference on Gas Hydrates (ICGH8-2014)*, Beijing, China, 28 July - 1 August, 2014

Pecher, I. A., Henrys, S. A., Wood, W. T., Kukowski, N., Crutchley, G. J., Fohrmann, M. ve diğer. (2010). Focussed fluid flow on the Hikurangi Margin, New Zealand - Evidence from possible local upwarping of the base of gas hydrate stability. *Marine Geology, 272*(1), 99-113.

Perez - Garcia, C., Berndt, C., Klaeschen, D., Mienert, J., Haffert, L., Depreiter, D. ve diğer. (2011). Linked halokinesis and mud volcanism at the Mercator mud volcano, Gulf of Cadiz. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 116*(B5).

Petersen, C. J., Papenberg, C. ve Klaeschen, D. (2007). Local seismic quantification of gas hydrates and BSR characterization from multi-frequency OBS data at northern Hydrate Ridge. *Earth and Planetary Science Letters, 255*(3), 414-431.

Phrampus, B. J. ve Hornbach, M. J. (2012). Recent changes to the Gulf Stream causing widespread gas hydrate destabilization. *Nature, 490*, 527-530.

Piñero, E., Gràcia, E., Martínez-Ruiz, F., Larrasoaña, J. C., Vizcaino, A. ve Ercilla, G. (2007). Gas hydrate disturbance fabrics of southern Hydrate Ridge sediments (ODP Leg 204): Relationship with texture and physical properties. *Geo-Marine Letters, 27*(2-4), 279-288.

Piper, D. J. W. (1974). *Manual of sedimentological techniques*. Dalhousie University Publications.

Plaza-Faverola, A., Bünz, S. ve Mienert, J. (2012). The free gas zone beneath gas hydrate bearing sediments and its link to fluid flow: 3-D seismic imaging offshore mid-Norway. *Marine Geology, 291*, 211-226.

Poort, J., Vassilev, A. ve Dimitrov, L. (2005). Did postglacial catastrophic flooding trigger massive changes in the Black Sea gas hydrate reservoir?. *Terra Nova, 17*(2), 135-140.

Popescu, I., De Batist, M., Lericolais, G., Nouzé, H., Poort, J., Panin, N. ve diğer. (2006). Multiple bottom-simulating reflections in the Black Sea: potential proxies of past climate conditions. *Marine Geology, 227*(3), 163-176.

Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., De Batist, M. ve Gillet, H. (2007). Seismic expression of gas and gas hydrates across the western Black Sea. *Geo-Marine Letters, 27*(2-4), 173-183.

Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Normand, A., Dinu, C. ve Le Drezen, E. (2004). The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes. *Marine Geology*, *206*(1), 249-265.

Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Wong, H. K. ve Droz, L. (2001). Late Quaternary channel avulsions on the Danube deep-sea fan, Black Sea. *Marine Geology*, *179*(1), 25-37.

Posamentier, H.W. ve Walker, R.G. (2006). Deep-water turbidites and submarine fans. *Society of Sedimentary Geology Special Publications, 84*, 399–520.

Posewang, J. ve Mienert, J. (1999). The enigma of double BSRs: indicators for changes in the hydrate stability field?. *Geo-Marine Letters, 19*(1-2), 157-163.

Rabalais, N. N., Turner, R. E. ve Wiseman Jr, W. J. (2002). Gulf of Mexico hypoxia, aka The dead zone. *Annual Review of ecology and Systematics*, 235-263.

Rajan, A., Bünz, S., Mienert, J. ve Smith, A. J. (2013). Gas hydrate systems in petroleum provinces of the SW-Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology, 46*, 92-106.

Reitner, J., Peckmann, J., Reimer, A., Schumann, G. ve Thiel, V. (2005). Methane-derived carbonate build-ups and associated microbial communities at cold seeps on the lower Crimean shelf (Black Sea). *Facies*, *51*(1-4), 66-79.

Rice, D.D. ve Claypool, G.E. (1981). Generation, Accumulation, and Resource Potential of Biogenic Gas. *American Associations of Petroleum Geologists Bulletin, 65*, 5-25.

Riedel, M., Bahk, J. J., Kim, H. S., Scholz, N. A., Yoo, D. G., Kim, W. S. ve diğer. (2013). Seismic facies analyses as aid in regional gas hydrate assessments. Part-II: Prediction of reservoir properties, gas hydrate petroleum system analysis, and Monte Carlo simulation. *Marine and Petroleum Geology, 47*, 269-290.

Riedel, M., Bahk, J. J., Scholz, N. A., Ryu, B. J., Yoo, D. G., Kim, W. ve diğer. (2012). Mass-transport deposits and gas hydrate occurrences in the Ulleung Basin, East Sea–Part 2: Gas hydrate content and fracture-induced anisotropy. *Marine and Petroleum Geology*, *35*(1), 75-90.

Riedel, M., Collett, T. S. ve Shankar, U. (2011). Documenting channel features associated with gas hydrates in the Krishna–Godavari Basin, offshore India. *Marine Geology, 279*(1), 1-11.

Riedel, M. ve Rohr, K. M. (2012). Gas hydrate within the Winona Basin, offshore western Canada. *Marine and Petroleum Geology*, *30*(1), 66-80.

Robinson, A. G., Rudat, J. H., Banks, C. J. ve Wiles, R. L. F. (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, *13*(2), 195-223.

Robinson, A., Spadini, G., Cloetingh, S. ve Rudat, J. (1995). Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modelling. *Marine and Petroleum Geology*, *12*(8), 821-835.

Rodrigo, C., González-Fernández, A. ve Vera, E. (2009). Variability of the bottom-simulating reflector (BSR) and its association with tectonic structures in the Chilean margin between Arauco Gulf (37 S) and Valdivia (40 S). *Marine Geophysical Researches, 30*(1), 1-19.

Rohling, E. J., Fenton, M., Jorissen, F. J., Bertrand, P., Ganssen, G. ve Caulet, J. P. (1998). Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500000 years. *Nature*, *394*, 162-165.

Ross, D. A. (1977). The Black Sea and the Sea of Azov. In *The Ocean Basins and Margins* 445-481. Springer US.

Römer, M., Sahling, H., Pape, T., Bahr, A., Feseker, T., Wintersteller, P. ve diğer. (2012). Geological control and magnitude of methane ebullition from a high-flux seep area in the Black Sea-the Kerch seep area. *Marine Geology*, *319*, 57-74.

Ruan, A. G., Li, J. B., Chu, F. Y. ve Li, X. Y. (2006). AVO numerical simulation of gas hydrate reflectors beneath seafloor. *Chinese Journal of Geophysics*, *49*(6), 1665-1675.

Ruffine, L., Caprais, J. C., Bayon, G., Riboulot, V., Donval, J. P., Etoubleau, J. ve diğer. (2013). Investigation on the geochemical dynamics of a hydrate-bearing pockmark in the Niger Delta. *Marine And Petroleum Geology*, *43*, 297-309.

Ruppel, C., Dickens, G. R., Castellini, D. G., Gilhooly, W. ve Lizarralde, D. (2005). Heat and salt inhibition of gas hydrate formation in the northern Gulf of Mexico. *Geophysical Research Letters*, *32*(4).

Ryan, W. B., Major, C. O., Lericolais, G. ve Goldstein, S. L. (2003). Catastrophic flooding of the Black Sea. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *31*(1), 525-554.

Sahling, H., Bohrmann, G., Artemov, Y. G., Bahr, A., Brüning, M., Klapp, S. ve diğer. (2009). Vodyanitskii mud volcano, Sorokin trough, Black Sea: Geological characterization and quantification of gas bubble streams. *Marine and Petroleum Geology*, *26*(9), 1799-1811.

Sassen, R., Joye, S., Sweet, S. T., DeFreitas, D. A., Milkov, A. V. ve MacDonald, I. R. (1999). Thermogenic gas hydrates and hydrocarbon gases in complex chemosynthetic communities, Gulf of Mexico continental slope. *Organic Geochemistry*, *30*(7), 485-497.

Sassen, R. ve MacDonald, I. R. (1994). Evidence of structure H hydrate, Gulf of Mexico continental slope. *Organic Geochemistry*, *22*(6), 1029-1032.

Saunders, P. M. (1981). Practical conversion of pressure to depth. *Journal of Physical Oceanography*, *11*(4), 573-574.

Savini, A., Malinverno, E., Etiope, G., Tessarolo, C. ve Corselli, C. (2009). Shallow seep-related seafloor features along the Malta plateau (Sicily channel–Mediterranean Sea): Morphologies and geo-environmental control of their distribution. *Marine and Petroleum Geology*, *26*(9), 1831-1848.

Schicks, J. M., Spangenberg, E., Giese, R., Steinhauer, B., Klump, J. ve Luzi, M. (2011). New approaches for the production of hydrocarbons from hydrate bearing sediments. *Energies*, *4*(1), 151-172.

Schmitz, M.D. ve Davydov, V.I. (2012). Quantitative radiometric and biostratigraphic calibration of the Pennsylvanian–Early Permian (Cisuralian) time scale and pan-European chronostratigraphic correlation. *Geological Society of America Bulletin.*

Schoell, M. (1988). Multiple origins of methane in the Earth. *Chemical Geology*,*71*(1), 1-10.

Schrenk, M. O., Brazelton, W. J. ve Lang, S. Q. (2013). Serpentinization, carbon, and deep life. *Review - Mineral Geochemistry, 75*(1), 575-606.

Schubert, C. J., Durisch - Kaiser, E., Holzner, C. P., Klauser, L., Wehrli, B. ve diğer. (2006). Methanotrophic microbial communities associated with bubble plumes above gas seeps in the Black Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7*(4).

Shankar, U. ve Riedel, M. (2013). Heat flow and gas hydrate saturation estimates from Andaman Sea, India. *Marine and Petroleum Geology, 43*, 434-449.

Shankar, U., Sinha, B., Thakur, N. K. ve Khanna, R. (2005). Amplitude-versus-offset modeling of the bottom simulating reflection associated with submarine gas hydrates. *Marine Geophysical Researches, 26*(1), 29-35.

Shedd, W., Boswell, R., Frye, M., Godfriaux, P. ve Kramer, K. (2012). Occurrence and nature of bottom simulating reflectors in the northern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology, 34*(1), 31-40.

Shelander, D., Dai, J. ve Bunge, G. (2010). Predicting saturation of gas hydrates using pre-stack seismic data, Gulf of Mexico. *Marine Geophysical Researches, 31*(1-2), 39-57.

Shishkina, C., V. (1978). Distribution of bromine, Cl/Br relationships and iodine in interstitial water of the Black Sea, based on DSDP Leg 42B, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 42 Part 2*, Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States.

Shlezinger, A.E. (1981), The structure of recent deposits within the Black Sea basin. Problemy tektoniki zemnoi kory, Moskva, *Nauka*, 237–262 (in Russian).

Shnyukov, E.F., Kleshchenko, S.A. ve Artemov, Y.G. (2003) A new field of gas flames in the western Black Sea. *Geophysics Journal 2/25*, 153-160.

Sınayuç, Ç. (2007). *Modelling of enhanced coalbed methane recovery from Amasra coalbed in Zonguldak Coal Basin*, Doktora Tezi, Ortadoğu Teknik Üniversitesi, Ankara

Simoneit, B., R., T. (1978). Organic geochemistry of terrigenous muds and various shales from the Black Sea, DSDP Leg 42B, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 42 Part 2*, Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States.

Sloan Jr, E. D. ve Koh, C. (2007). *Clathrate hydrates of natural gases*. CRC press.

Somoza, L., Hernández-Molina, F. J., De Andrés, J. R. ve Rey, J. (1997). Continental shelf architecture and sea-level cycles: Late Quaternary high-resolution stratigraphy of the Gulf of Cádiz, Spain. *Geo-Marine Letters, 17*(2), 133-139.

Somoza, L., León, R., Medialdea, T., Pérez, L. F., González, F. J. ve Maldonado, A. (2014). Seafloor mounds, craters and depressions linked to seismic chimneys breaching fossilized diagenetic bottom simulating reflectors in the central and southern Scotia Sea, Antarctica. *Global and Planetary Change, 123*, 359-373.

Somoza, L., Medialdea, T., León, R., Ercilla, G., Vázquez, J. T., Hernández-Molina, J. ve diğer. (2012). Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Ceuta Contourite Depositional System (Western Alborán Sea). *Marine Geology, 332*, 4-26.

Sorokhtin, D. G. (1979). Geodinamika, in: Okeanologiya, p. 375, Geofizika Okeanskogo Dna. *Nauka, 2*, Moskow.

Sorskii, A.A. (1962). On correlation between deep and surfacial structure of Great Caucasus, *Sovremennaya Geologiya, 1*, 54–66.

Soulet, G., Delaygue, G., Vallet-Coulomb, C., Böttcher, M. E., Sonzogni, C., Lericolais, G. ve diğer. (2010). Glacial hydrologic conditions in the Black Sea reconstructed using geochemical pore water profiles. *Earth and Planetary Science Letters*, *296*(1), 57-66.

Soulet, G., Ménot, G., Lericolais, G. ve Bard, E. (2011). A revised calendar age for the last reconnection of the Black Sea to the global ocean. *Quaternary Science Reviews*, *30*(9), 1019-1026.

Spadini, G., Robinson, A. ve Cloetingh, S. (1996). Western versus Eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation. *Tectonophysics*, *266*(1), 139-154.

Spratt, T. (1877). Remarks on the Coal-bearing Deposits near Erekli (the ancient Heraclea Pontica, Bithynia). *Quarterly Journal of the Geological Society*, *33*(1-4), 524-531.

Stephenson, R. ve Schellart, W. P. (2010). The Black Sea back-arc basin: insights to its origin from geodynamic models of modern analogues. *Geological Society, London, Special Publications*, *340*(1), 11-21.

Stoffers, P., Degens, E., T. ve Trimonis, E., S. (1978). Stratigraphy and suggested ages of Black Sea sediments cored during Leg 42B, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 42 Part 2*, Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States.

Stoffers, P. ve Müller, G. (1979). Carbonate rocks in the Black Sea basin: indicators for shallow water and subaerial exposure during Miocene-Pliocene time. *Sedimentary Geology*, *23*(1), 137-147.

Subramanian, S., Kini, R. A., Dec, S. F. ve Sloan, E. D. (2000). Structural transition studies in methane+ ethane hydrates using Raman and NMR. *Annuals of the New York Academy of Sciences, 912*(1), 873-886.

Suc, J. P., Gillet, H., Çağatay, M. N., Popescu, S. M., Lericolais, G., Armijo, R. ve diğer. (2015). The region of the Strandja Sill (North Turkey) and the Messinian events. *Marine and Petroleum Geology, 66*, 149-164.

Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H. ve diğer. (2004). Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. *Marine Geology, 213*(1), 291-321.

Sultan, N., Cochonat, P., Foucher, J. P. ve Mienert, J. (2004). Effect of gas hydrates melting on seafloor slope instability. *Marine geology, 213*(1), 379-401.

Swart, P. K., Wortmann, U. G., Mitterer, R. M., Malone, M. J., Smart, P. L., Feary, D. A. ve diğer. (2000). Hydrogen sulfide–hydrates and saline fluids in the continental margin of South Australia. *Geology, 28*(11), 1039-1042.

Tari, E., Sahin, M., Barka, A., Reilinger, R., King, R. W., McClusky, S. ve diğer. (2000). Active tectonics of the Black Sea with GPS. *Earth, Planets and Space, 52*(10), 747-751.

Tari, G., Fallah, M., Kosi, W., Floodpage, J., Baur, J., Bati, Z. ve diğer. (2015). Is the impact of the Messinian Salinity Crisis in the Black Sea comparable to that of the Mediterranean?. *Marine and Petroleum Geology, 66*, 135-148.

Taylor, M. H., Dillon, W. P. ve 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*(1), 79-89.

Thakur, N. K. ve Rajput, S. (2010). Exploration of gas hydrates. *Springer*, Heidelberg Dordrecht London New York.

The Global Heat Flow Database of The International Heat Flow Commision, 2011. *Marine Data*, 19 Mart 2014, http://www.heatflow.und.edu/.

Tinivella, U. ve Giustiniani, M. (2013). Variations in BSR depth due to gas hydrate stability versus pore pressure. *Global and Planetary Change*, *100*, 119-128.

Tréhu, A. M., Long, P. E., Torres, M. E., Bohrmann, G. R. R. F., Rack, F. R., Collett, T. S. ve diğer. (2004). Three-dimensional distribution of gas hydrate beneath southern Hydrate Ridge: constraints from ODP Leg 204. *Earth and Planetary Science Letters*, *222*(3), 845-862.

Tréhu, A. M., Torres, M. E., Moore, G. F., Suess, E. ve Bohrmann, G. (1999). Temporal and spatial evolution of a gas hydrate–bearing accretionary ridge on the Oregon continental margin. *Geology*, *27*(10), 939-942.

Ussler, W., Paull, C. K., Boucher, J., Friederich, G. E. ve Thomas, D. J. (2003). Submarine pockmarks: a case study from Belfast Bay, Maine. *Marine Geology*, *202*(3), 175-192.

Vadakkepuliyambatta, S., Bünz, S., Mienert, J. ve Chand, S. (2013). Distribution of subsurface fluid-flow systems in the SW Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, *43*, 208-221.

Van Rensbergen, P., Depreiter, D., Pannemans, B. ve Henriet, J. P. (2005). Seafloor expression of sediment extrusion and intrusion at the El Arraiche mud volcano field, Gulf of Cadiz. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *110*(F2).

Vanneste, M., De Batist, M., Golmshtok, A., Kremlev, A. ve Versteeg, W. (2001). Multi-frequency seismic study of gas hydrate-bearing sediments in Lake Baikal, Siberia. *Marine Geology*, *172*(1), 1-21.

Vanneste, M., Sultan, N., Garziglia, S., Forsberg, C. F. ve L'Heureux, J. S. (2014). Seafloor instabilities and sediment deformation processes: the need for integrated, multi-disciplinary investigations. *Marine Geology*, *352*, 183-214.

Vassilev, A. ve Dimitrov, L. (2002) Spatial and quantity evaluation of the Black Sea gas hydrates. *Russian Geology Geophysics 43*(7), 672–684.

Vuchev, V., T., Ivanon, C., P., Kabakchieva, M., S., Petrov, L., L., Stojanova, R., Z., Stephanov, D., D. ve diğer. (1978).Preliminary organic geochemical studies of DSDP cores, Leg 42B, Black Sea, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 42 Part 2*, Publisher: Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States.

Wagner-Freidrich, M. (2007). *Seafloor seepage in the Black Sea: Mud volcanoes, seeps and diapiric structures imaged by acoustic methods*, PhD Dissertation, University of Bremen, Germany

Westbrook, G. K., Thatcher, K. E., Rohling, E. J., Piotrowski, A. M., Pälike, H., Osborne, A. H. ve diğer. (2009). Escape of methane gas from the seabed along the West Spitsbergen continental margin. *Geophysical Research Letters*, 36(15).

Whiticar, M. J., Faber, E. ve Schoell, M. (1986). Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO_2 reduction vs. acetate fermentation—isotope evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *50*(5), 693-709.

Woodside, J. M., Modin, D. I. ve Ivanov, M. K. (2003). An enigmatic strong reflector on subbottom profiler records from the Black Sea—the top of shallow gas hydrate deposits. *Geo-Marine Letters*, *23(3-4)*, 269-277.

Wynn, R. B., Masson, D. G., Stow, D. A. ve Weaver, P. P. (2000). Turbidity current sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands. *Marine Geology*, *163*(1), 185-198.

Wynn, R. B. ve Stow, D. A. (2002). Classification and characterisation of deep-water sediment waves. *Marine Geology*, *192*(1), 7-22.

Yanchilina, A., Ryan, W. B. ve Kenna, T. C. (2013). Elevated biological productivity as a trigger for the Holocene sapropel in the Black Sea during its reconnection with the Mediterranean Sea. In *American Geophysical Union Fall Meeting Abstracts*, *1*, 04.

Xiong, L., Li, X., Wang, Y. ve Xu, C. (2012). Experimental study on methane hydrate dissociation by depressurization in porous sediments. *Energies*, *5*(2), 518-530.

Yoo, D. G., Kang, N. K., Bo, Y. Y., Kim, G. Y., Ryu, B. J., Lee, K. ve diğer. (2013). Occurrence and seismic characteristics of gas hydrate in the Ulleung Basin, East Sea. *Marine and Petroleum Geology*, *47*, 236-247.

Yun, J. W., Orange, D. L. ve Field, M. E. (1999). Subsurface gas offshore of northern California and its link to submarine geomorphology. *Marine Geology*,*154*(1), 357-368.

Zhang, Z., McConnell, D. R. ve Han, D. H. (2012). Rock physics-based seismic trace analysis of unconsolidated sediments containing gas hydrate and free gas in Green Canyon 955, Northern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, *34*(1), 119-133.

Zonenshain, L. P. ve Le Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, *123*(1), 181-211.

Zubakov, V. A. (1988). Climatostratigraphic scheme of the Black Sea Pleistocene and its correlation with the oxygen-isotope scale and glacial events.*Quaternary Research, 29*(1), 1-24.