

TPJD BÜLTENİ

TÜRKİYE PETROL JEOLGLARI DERNEĞİ

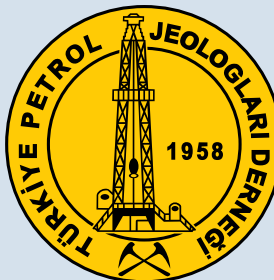
TAPG BULLETIN

TURKISH ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS



Cilt: 25

Sayı: 2
Aralık 2013



Volume: 25

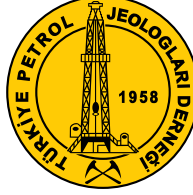
No: 2
December 2013

Kapak Fotoğrafi: Tortoniyen Karpuzçay Formasyonu'nda çakıltaşlarının çok ince taneli Klastiklerde oluşturduğu yük kalıbı. Manavgat-Akseki Yolu / Antalya, (Foto: Muzaffer Siyako).

Cover Photography: Load cast in very fine grained clastics created by conglomerates in Tortonian Karpuzçay Formation, Manavgat-Akseki Road / Antalya, (Photo by: Muzaffer Siyako).

TPJD BÜLTENİ / TAPG BULLETIN

Cilt: 25 • Sayı: 2 • Yıl: 2013



Volume: 25 • Number: 2 • Year: 2013

ISSN: 1300-0942

Türkiye Petrol Jeologları Derneği'nin yayın organıdır.
The official publication of Turkish Association of Petroleum Geologists

Yılda iki kez yayınlanır.
Published two times a year.

Yayın dili Türkçe / İngilizcedir
Publication language is Turkish / English

TPJD YÖNETİM KURULU / TAPG EXECUTIVE COMMITTEE

İsmail BAHTİYAR / Başkan / *President*

Hasan SARIKAYA / 2. Başkan / *Vice President*

Ömer AKSU / Yazman / *Secretary*

Cem KARATAŞ / Sayman / *Treasurer*

M. Bülent ERCENGİZ / Üye / *Member*

Uğraş IŞIK / Üye / *Member*

Zeynep ALAY / Üye / *Member*

TPJD ADINA YAYIM SORUMLUSU / PUBLICATION MANAGER

Uğraş IŞIK

TPJD ADINA SAHİBİ / EXECUTIVE DIRECTOR

İsmail BAHTİYAR

YAZIŞMA ADRESİ

CORRESPONDENCE ADDRESS

İzmir Cad. II, No: 47/14 06440 Kızılay - ANKARA / TÜRKİYE
Tel: (90 312) 419 86 42 - (90 312) 419 86 43 - Fax: (90 312) 419 86 43
www.tpjd.org.tr - e-mail: tpjd@tpjd.org.tr

İNCELEME KURULU / EDITORS

Ahmet GÜVEN	PETOIL
Ahmet Tuğrul BAŞOKUR	AÜ
Ali SARI	AÜ
A.M. Celal ŞENGÖR	İTÜ
Aral İ. OKAY	İTÜ
Asuman TÜRKMENOĞLU	ODTÜ
Atike NAZİK	ÇÜ
Attila AYDEMİR	TPAO
Attila ÇİNER	HÜ
A.Coşkun NAMOĞLU	TPAO
Baki VAROL	AÜ
C. Özgen KARACAN	NIOSH
Cahit ÇORUH	ABD
Cem SARAÇ	HÜ
Cengiz SOYLU	TPAO
Coşkun SARI	DEÜ
Demir ALTINER	ODTÜ
Doğan PERİNÇEK	ÇOMÜ
Emin DEMİRBAĞ	İTÜ
Engin MERİÇ	TPJD
Ercan ÖZCAN	İTÜ
Erdin BOZKURT	ODTÜ
Erdinç YİĞİTBAŞ	ÇOMÜ
Erdoğan TEKİN	AÜ
Funda AKGÜN	DEÜ
Gürol SEYİTOĞLU	AÜ
Hayrullah DAĞISTANLI	MTA
Hulisi KARGI	PÜ
K. Erçin KASAPOĞLU	HÜ
Kadir DİRİK	HÜ
Mehmet ÇELİK	AÜ
Mehmet ÖZKANLI	TPAO
Mihraç AKÇAY	KTÜ
Mustafa ONUR	İTÜ
Muzaffer SİYAKO	TPAO
M. Cemal GÖNCÜOĞLU	ODTÜ
M. Kaya ÇOBAN	TPAO
M. Namık YALÇIN	İÜ
Nilgün GÜLEÇ	ODTÜ
Nizamettin KAZANCI	AÜ
Nuri TERZİOĞLU	TPAO
Okan TÜYSÜZ	İTÜ
Orhan TATAR	CÜ
Osman CANDAN	DEÜ
Osman PARLAK	ÇÜ
Ömer Işık ECE	İTÜ
Ömür M. NOHUT	Schlumberger
Özdoğan YILMAZ	A. Jeofizik Müh. Ltd.Şt.
Remzi AKSU	TPAO
Salih SANER	ODTÜ
Serhat AKIN	ODTÜ
Sertaç Hami BAŞEREN	AÜ
Şakir ŞİMŞEK	HÜ
Tansel TEKİN	TPAO
Volkan Ş. EDİGER	KHÜ
Yıldız KARAKEÇE	TPAO
Yücel YILMAZ	KHÜ
Y. Haluk İZTAN	TPAO
Zühtü BATI	TPAO

ÖNSÖZ

Değerli Okurlar,

Ülkemizin enerji tüketiminde petrol ve doğalgazın payı yüzde altmışlar düzeyindedir. Bu tüketimin petrolde yüzde sekizi, doğalgazda ise yüzde ikisi yerli kaynaklarla sağlanmaktadır. Ülkemizin enerji ithalatına ödediği miktar yıllık altmış milyar dolarları bulmaktadır. 2023 yılında dünyanın en büyük ekonomilerinden birisi olmayı hedefleyen Türkiye'nin bu oranda dışa bağımlı olduğu zaruri bir kaynağı bu süreç içerisinde yerli kaynaklarla veya dışarda yapacağı anlaşmalarla temin edebilmesi şarttır.

Mevcut veriler değerlendirildiğinde, Türkiye petrol ve doğalgaz zengini bir ülke değildir. Ancak, benzer potansiyele sahip, petrol ve doğalgazda dışa bağımlı Avrupalı ve Asyalı ülkeler incelendiğinde, bu bağımlılığı azaltmada izledikleri yöntemleri maalesef bizim izlemediğimizi gözlemliyoruz.

Bu ülkelerin sahip oldukları milli ve özel petrol şirketlerinin özerk, fonksiyonel kabiliyetleri ve karar yetkinliklerinin çok üst düzeyde olduğunu gözlemlemekteyiz. Bu açıdan bakıldığında, milli petrol şirketimizin sahip olduğu teknoloji, insan kaynağı ve fonksiyonel kabiliyetleri düşünüldüğünde yapılacak radikal düzenlemeler ile bu düzeye ulaşma-

sı mümkün olabilecektir. Ancak, şirket içerisinde iş barışını bozacak adımlar, mevcut insan kaynağı yapısını ve fonksiyonel kabiliyetlerini de yok edebilecektir. Bu nedenle şirketin özerk, şeffaf, hesap verebilir ve güçlü bir kurumsal yapıya kavuşturulması gerekmektedir.

Türkiye'nin jeopolitik konumu da dikkate alındığında yakın coğrafyamızda var olan kaynaklardan yararlanmak için bu yapıda güçlü şirketlere ve deneyimli insan kaynağına sahip olmalıyız.

Yurtdışında bu fırsatları kovalarken, ülkemiz sınırları içerisinde var olan kaynakları da ekonomiye kazandırmalıyız. Bu kapsamda, ülkemizin zorlu jeolojik yapısı ve riskleri de göz önüne alındığında sektörün mutlaka devlet tarafından desteklenmesi gerekmektedir. Gelişen teknoloji ve veri kalitesindeki artış yeni petrol ve gaz sahalarının bulunmasına fırsat verebilecektir. Özellikle şeyl gaz teknolojisinde yaşanabilecek gelişmeler bu konuda yatırım yapabilecek şirketlerin ülkemize gelmesine ve bu teknolojinin ülkemize transferine vesile olacaktır.

Saygılarımızla,
TPJD Yönetim Kurulu

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Antalya Baseni Neojen Çökel Topluluğu, Sekans Stratigrafi Yaklaşımı ile Çökel Tarihçesi Analizi <i>Sa Sequence Stratigraphic Approach to Depositional History Analysis of Neogene Sedimentary Sequence, Antalya Basin, Turkey</i> Mehmet A. SÜNNETÇİOĞLU ve Rıza Özgür TEMEL.....	7
İskenderun Körfezi Petrol Sistemi ve Basen Modellemesi <i>The Petroleum System and Basin Modeling of the Offshore Iskenderun Basin</i> Yaşar AKÇAY, Erhan KANSU ve Hülya YILMAZ	31
Doğu Akdeniz'in Hidrokarbon Potansiyeli ve Bölge için Önemi <i>Hydrocarbon Potential of the Eastern Mediterranean and Its Significance to the Region</i> Mehmet A. SÜNNETÇİOĞLU ve Rıza Özgür TEMEL.....	59
Gökçeada Kuzeydoğusundaki Saklı Koy'da Paleontolojik Verilere Dayalı Yeni Bir Bulgu: Büyük Dere Koyu <i>Observed New Findings By Paleontological Data In Hidden Cove on the Northeast of Gökçeada: Büyük Dere Cove</i> Engin MERİÇ, Ertuğ ÖNER, Niyazi AVŞAR, Atike NAZİK, Sevinç KAPAN YEŞİLYURT, Yeter GÖKSU, Şule KAYA KELEŞ, Baki YOKEŞ, Erol KAM, Osman CANDAN, Feyza DİNÇER.....	75

ANTALYA BASENİ NEOJEN ÇÖKEL TOPLULUĞU, SEKANS STRATİGRAFİ YAKLAŞIMI İLE ÇÖKEL TARİHÇESİ ANALİZİ

SA SEQUENCE STRATIGRAPHIC APPROACH TO DEPOSITIONAL HISTORY ANALYSIS OF NEOGENE SEDIMENTARY SEQUENCE, ANTALYA BASIN, TURKEY

Mehmet A. SÜNNETÇİOĞLU ve Rıza Özgür TEMEL
(msunnetci@tpao.gov.tr, otemel@tpao.gov.tr)

ÖZ

Bu çalışmada, 10000 km iki boyutlu sismik veri ve saha gözlemleri bütünleştirilerek, Antalya Havzası'na ait Neojen yaşlı kayaların çökel tarihçesi, sekans stratigrafik çatı altında incelenmiştir. Çalışma kapsamında, Neojen istif beş farklı çökel sekansa ayrılmış; tektonizma, fizyografi ve östasi gibi değişkenlerin, sedimanter kayda olan etkileri çevre havzalarla da karşılaştırılarak irdelenmiştir.

Akitaniyen-Alt Burdigaliyen istifi, havzadaki ilk denizel transgresyon izlerinin görüldüğü, riftleşmeyle eş zamanlı alüviyal fan-fan delta fasiyeslerinden oluşur. Bu dönem boyunca, havza kenarlarından gelen yoğun sediman yüküne rağmen, devam eden riftleşme sonucu gelişen geniş depolanma alanı, fasiyeslerin karaya doğru gerilediği (retrogradasyon) bir çökel dizilimi sunar.

Geç Burdigaliyen'den Serravaliyen'e devam eden istif, resifal ve/veya sığ denizel karbonatlar ve talus fasiyesleri ile yamaç ve basen ortamında çökelmiş, ıraksak yelpaze fasiyeslerine karşılık gelir. Bu dönem boyunca, uzun dönemli şelf transgresyonu, östatik yükselmeye uyumlu olarak devam ederken, alt dereceden göreceli deniz seviyesi düşmeleri, alt sekansların sınırlarını oluşturur.

Tortoniyen, havza kenarlarında yoğunluklu olarak alüviyal fan-fan delta ortamında çökelmiş, kabatahaneli kırıntılıların hâkim olduğu dönemi temsil eder. Küresel ölçekteki deniz seviyesi düşmesinin etkileri ve karadan yoğun malzeme yüküne rağmen, havzadaki aktif çökme sonucu, bu dönem

Miyosen boyunca havzadaki şelf transgresyonun maksimuma ulaştığı zaman olarak tanımlanır. Devamında, tüm Akdeniz'de olduğu gibi Antalya Havzası da Messiniyen döneminde diyakron tuz çökeliminden etkilenmiştir.

Neojen sedimanter istifin en genç çökel sekansını oluşturan Pliyosen-Pleyistosen yaşlı sedimanlar, üç önemli alt sekansa bölünerek incelenmiştir. Bunlar alttan yukarıya doğru, Alt Pliyosen, Üst Pliyosen ve Pleyistosen sekansları olarak sıralanır. Alt Pliyosen sekansı, transgresif fasiyeslerle temsil edilirken, Üst Pliyosen sekansı havzaya doğru ilerleyen, Pleyistosen sekansları ise transgresif ve yüksek seviye çökelleri ile temsil edilmektedir.

Antalya Havzası'nda Neojen boyunca, göreceli deniz seviyesi hareketleri sonucu şekillenen fasiyes dizilimleri, küresel hareketlerden farklılık göstermektedir. Erken ve Orta Miyosen döneminde, Antalya Havzası'nda göreceli deniz seviyesi hareketleri, östatik eğri ile paralellik gösterirken, Tortoniyen'de uyumsuz bir eğilim sunar. Diğer yandan, Pliyosen-Pleyistosen fasiyes dizilimleri, büyük ölçüde östatik değişimlerle uyumlu olarak, Doğu Akdeniz'deki komşu havzalarla benzerlik göstermektedir.

Anahtar kelimeler: Antalya Havzası, Doğu Akdeniz, Sekans Stratigrafisi, Neojen.

ABSTRACT

This study aims to build the sequence stratigraphic framework of Neogene sedimentary suc-

cession of the Antalya Basin, by integrating 10000 km two-dimensional seismic data with field observations. In the study concept, Neogene sediments were subdivided into five depositional sequences and the contribution of regional tectonics, basin physiography and eustasy in the sedimentary record were estimated.

Aquitanian-Lower Burdigalian sequence is composed of alluvial fan-fan delta deposits, which are products of first Miocene transgression during the rifting phase. Although high sediment load from the basin margins were intense, synsedimentary rifting created a large accommodation space and facies represented retrogradational stacking pattern dominantly.

Late Burdigalian to Serravalian sequence is represented by reefoidal and shallow marine carbonates and talus facies together with distal slope and basin fans. As long term shelf transgression in harmony with eustasy is still active, four shorter term relative sea-level falls characterize the boundaries of higher order sequences.

Tortonian was mainly represented by coarse-grained sediments of alluvial fan-fan delta along the basin margins. Although global sea-level fall and high sediment load are effective, Tortonian is defined as the time of maximum shelf transgression of Miocene. Similar to other Mediterranean basins, Antalya Basin is also influenced by the Messinian salinity crises progressively.

Pliocene-Pleistocene, the youngest sedimentary succession of the study interval, is subdivided into three higher order of sequences. These are named as early Pliocene, late Pliocene and Pleistocene sequences. Early Pliocene sequence is represented by retrogradational stacking pattern, late Pliocene sequence is represented by progradational stacking pattern and Pleistocene sequence is represented by transgressive and highstand deposits.

Although Early-Middle Miocene relative sea level fluctuations in the Antalya Basin represent parallel trends with global curve, Tortonian sea-level

curve are inconsistent. The major triggering factor is high subsidence rate of sea floor dominantly as a result of different movements of African-Arabian and Eurasian plates. Instead, Pliocene-Pleistocene sequences are consistent with global sea level curve, similar to other Mediterranean basins.

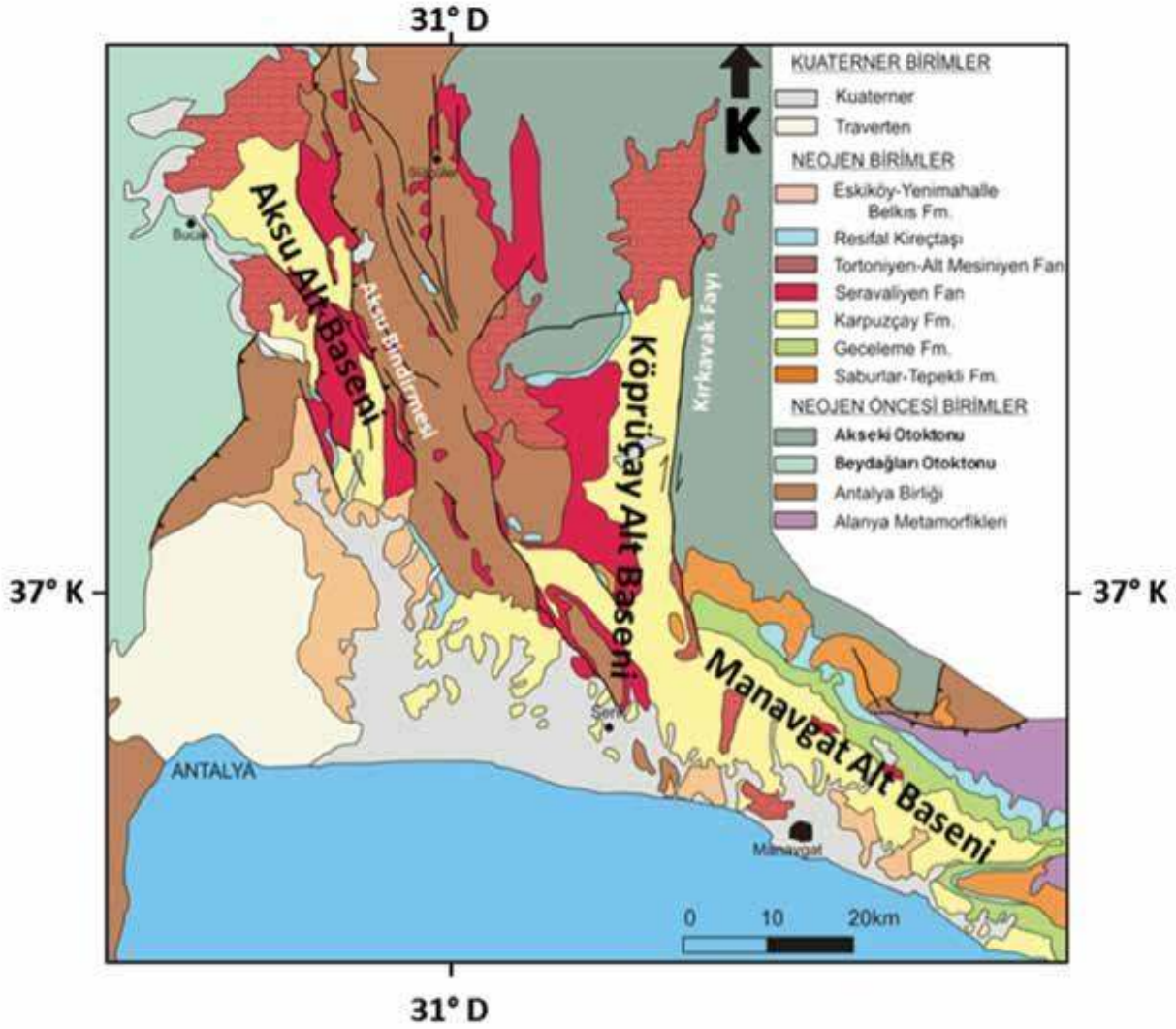
Key words: Antalya Basin, Eastern Mediterranean, Sequence Stratigraphy, Neogene.

1.Giriş

Antalya Körfezi ve açıkları, 15000 km iki boyutlu sismik veri ve 5500 km² üç boyutlu sismik veriye sahip ancak hiç arama kuyusu açılmamış bakir bir hidrokarbon arama alanıdır. Gerek bölgenin tektonik özellikleri, gerekse kuyu verilerinin yokluğu, bu alanda sismik stratigrafik yöntemleri kullanarak, Neojen yaşlı çökellere yönelik fasiyes analizlerinin yapılmasının önemini artırmaktadır.

Tektonik olarak karmaşık ve yüksek hızlı ofiyolit temelin var olduğu bu alanda, iki boyutlu sismik veriler yorumlanmış ve karada yer alan kuyulara bağlanmıştır. Bunun yanında saha jeolojisi gözlemleri, sismik veri yorumu sonuçları ile desteklenerek, Antalya Havzası'ndaki Neojen yaşlı çökel istifin sekans stratigrafik çatısı oluşturulmuştur.

Antalya Neojen Havzası, Mesozoyik yaşlı ve paraotokton konumlu platform tipi karbonatlar ile Elmalı, Antalya ve Alanya Napları'na ait alloktonların oluşturduğu bir temel üzerinde uyumsuz olarak gelişen, sıkışma ve genleşme fazlı tektonik faaliyetlerden etkilenmiş bir havzadır. Bu havza, Geç Miyosen döneminde gelişen sıkışma fazlı tektonik deformasyonunun etkisi ile parçalanarak üç alt havzaya ayrılmış ve günümüzdeki konumunu kazanmıştır (Poisson, 1977; Hayward, 1984; Robertson, 1998; Flecker vd., 2005). Söz konusu alt havzalar, birbirlerinden yaklaşık kuzey-güney gidişli Kırkkavak Fayı ve batı yönlü Aksu Bindirmesi ile ayrılmakta olup, batıdan doğuya doğru sırası ile Aksu alt havzası, Köprüçay alt havzası ve Manavgat alt havzası olarak adlandırılmışlardır (Şekil 1).



Şekil 1. Antalya Baseni'nin basitleştirilmiş jeoloji haritası.

Antalya Havzası'nda, kalınlığı 2500 m'ye ulaşan Alt ve Üst Miyosen yaşlı kaya stratigrafi birimleri, alttan üste doğru alüviyal fan-fan delta, sıg denizel ya da resifal ortam koşullarında çökelmiş karbonatlar ve üste doğru transgresif nitelikli ince taneli fasiyesler ile temsil edilmektedirler. Geç Miyosen döneminde ise yelpaze delta ve alüvyon yelpaze sistemleri gelişmiş ve bu sistemler içinde kalın kırıntılı egemen deltayık ve türbiditik fasiyesler depolanmıştır.

Antalya Neojen Havzası'nı oluşturan alt havzalar içinde en doğuda yer alan Manavgat alt havzası, diğerlerine göre göreceli olarak tektonik deformasyondan daha az etkilenmiştir. Bu sebeple, çalışmanın temelini oluşturan sismik deliller, sismik

kalitenin daha iyi olduğu Manavgat Havzası'nın doğu kenarından seçilmiştir.

2. Bölgesel Tektonik

Çalışmaya konu olan Antalya Neojen Havzası, Isparta Dirseği olarak bilinen bölgenin güneyinde, Senozoyik dönemin sonunda oluşmuştur (Robertson, 1998; Flecker vd., 2005). Bu alan, özellikle Aksu tektonik fazı olarak bilinen, Geç Miyosen ve Erken Pliyosen dönemleri boyunca gelişen sıkışma fazı faylanmalarından etkilenmiştir.

Antalya Neojen Havzası'nda Erken Miyosen (Akitaniyen)'den başlayarak Serravaliyen döneminin başlangıcına kadar, "Likya Tektonik Fazı" olarak tanımlanan sıkışma tektonik rejimi etkili olmuş-

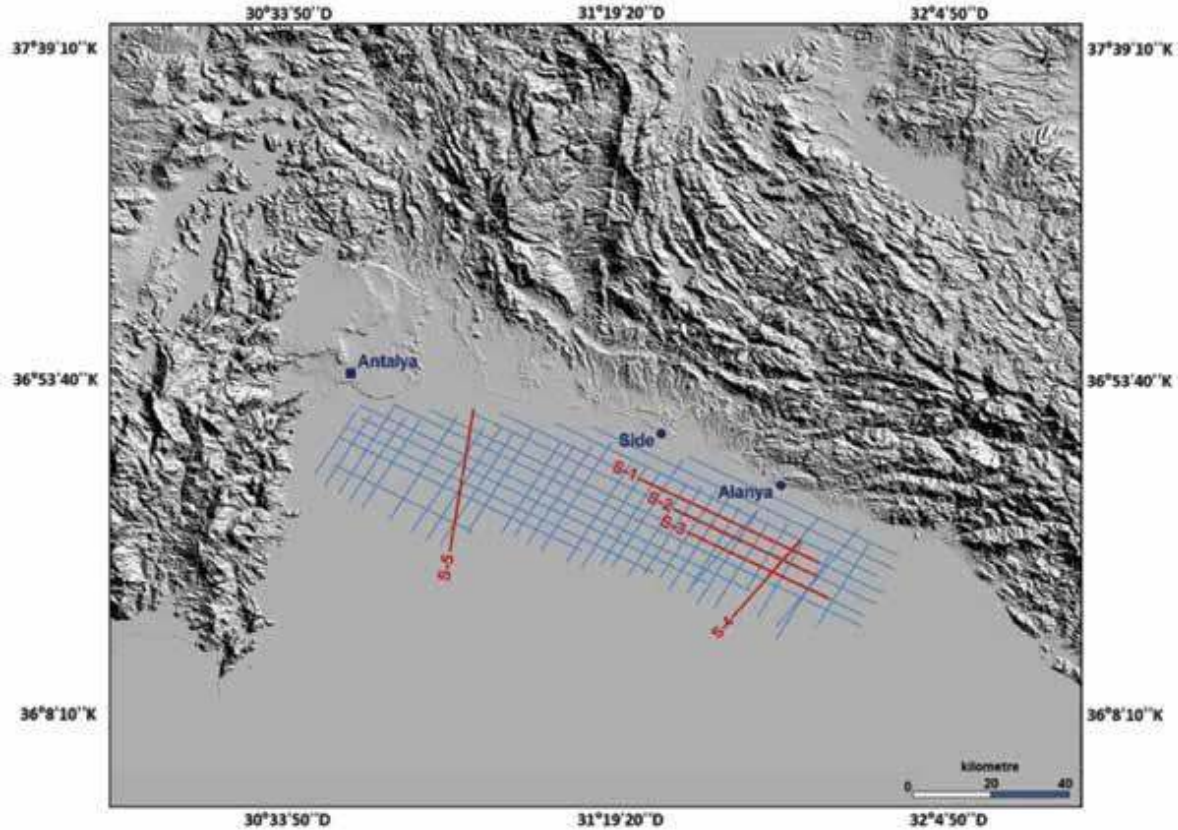
tur (Flecker vd., 2005). Erken Miyosen'de özellikle bindirmenin uzak kenarında gelişen, K-G doğrultulu yarı graben sisteminin kenar faylarının öneğinde, alüvyal yelpaze nitelikli kaba klastikler depolanmıştır. Denizel transgresyonun başlaması ile birlikte çökelen sığ denizel ve/veya resifal nitelikli karbonatların (Oymapınar Formasyonu), kendinden önceki jeolojik dönemde oluşan bu çakıltaşları üzerine bazı alanlarda uyumlu, bazı alanlarda ise aşmalı olarak geldikleri görülmektedir. Langiyen döneminde ise, özellikle Kırkkavak Fayı'nın etkisine bağlı olarak Köprüçay alt havzasında derinleşme görülmektedir. Kırkkavak Fayı (Dumont ve Kerey, 1975), Geyikdağı Birliği (Anamas-Akseki otoktonu; Monod, 1977) Mesozoyik yaşlı çökel istif ile Antalya Havzası'nın (Akay vd., 1985) kırıntılı ve karbonatlı çökellerini yan yana getiren yaklaşık K-G uzanımlı bir tektonik hattır (Şekil 1).

Orta Miyosen döneminde (Serravaliyen başlangıcında) meydana gelen bu deformasyonun

bir sonucu olarak, Isparta Dirseği'nin kapandığı ve bir sıkışma havzası olarak Aksu alt havzasının oluşmasına neden olduğu düşünülmektedir. Geç Miyosen sonunda ise Aksu tektonik fazının etkisi ile oluşan sıkışmalı deformasyon, Antalya Havzası'nda sedimantasyonu etkilemiştir. Geç Miyosen sonu ve Pliyosen dönemi başlangıcında, Aksu alt havzasındaki Pliyosen yaşlı akarsu çökellerinin üzerine, Miyosen yaşlı birimlerin bindirmesi (Aksu Bindirmesi) ise bu alanda gözlemlenen en son sıkışma dönemine işaret etmektedir.

Aksu Bindirmesi, Geyikdağı Birliği ile Beydağları Otoktonu'nun arasındaki bir havzadan türediği savunulan Antalya Napları'nın (Poisson vd., 1984) oluşturduğu eski bir sütur zonu üzerinde bulunduğu da çalışmacılar tarafından yorumlanmaktadır.

Aksu Bindirmesi'nin Kargı-Çukur-Isparta yöresinden geçerek, sol yanal bir hareketle doğudan batıya doğru bindirdiği de yine eski çalışmacılar ta-



Şekil 2. Antalya Körfezi iki boyutlu sismik bulduru haritası. Bu çalışmada değinilen sismik kesitler, harita üzerinde kırmızı renk ile gösterilmiştir.

rafından yorumlanmıştır (Gutnic vd., 1979). Antalya Neojen Baseni'nde yüzlekler veren Kuvaterner yaşlı çökeller ise, tümüyle yatay olup, herhangi bir sıkışma fazlı deformasyondan etkilenmemişlerdir.

3. Veri Seti ve Metodoloji

Neojen çökel topluluğuna yönelik sekans stratigrafi çalışmasını uygulayabilmek amaçlı, toplamda 10000 km²'yi aşan iki boyutlu sismik yansıma verisi, karada yer alan kuyu bilgileri ve yüzey gözlemleri kullanılmıştır.

Çalışma alanında, Neojen çökel paketi kesen üç kara kuyusu bulunmaktadır. Sismik yorum ve sismik stratigrafi çalışmasına temel teşkil etmesi amacıyla, deniz sismik kesitleri öncelikle karaya ve daha sonra kuyulara bağlanarak çalışmaya başlanılmıştır.

TPAO, bu bölgede 2007 yılından itibaren yoğun bir veri toplama programı uygulamaktadır. Son olarak, 2011 yılında toplanan iki boyutlu verilerle toplam hat uzunluğu 10000 km'nin üzerine çıkmıştır. Mevcut durumda, sismik grid aralığı körfezde 3 km-3 km iken, açıklarda ise 5 km-5 km'dir. Sismik kesitlerin bulduru haritası, Şekil 2'de gösterilmiştir.

Antalya Havzası'nda Neojen istife yönelik sismik stratigrafi çalışması, yüzey jeolojisi, kuyu ve sismik veri setlerinin aşağıda belirtilen metodoloji ile bütünleştirilerek yürütülmüştür:

1. Karada yer alan kuyularda, yapay sismogram oluşturulması ve kuyu üzerinden geçen sismik kesitlerin deniz sismik kesitleri ile birleştirilmesi,

2. Sismik kesitler üzerinde, stratigrafik anlam taşıyan refleksiyon sönümlenmelerinin ve sismik yüzeylerin belirlenmesi ve bu seviyelerin tüm çalışma alanı boyunca yorumlanması,

3. Elde edilen sonuçların, saha jeolojisi çalışmaları ile bütünleştirilerek, bölgenin sekans stratigrafik çatısının oluşturulması,

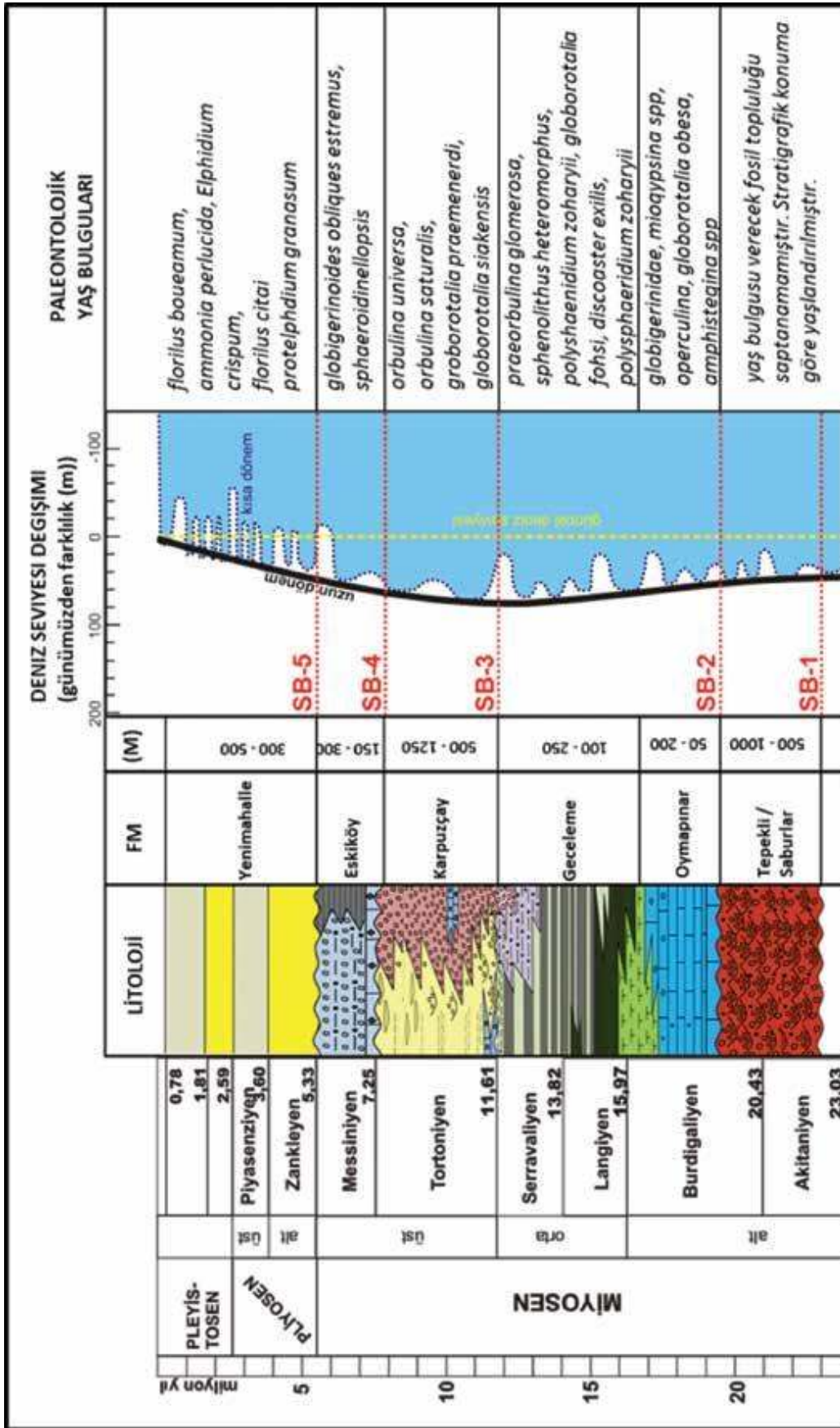
4. Neojen istife yönelik, önemli dönemsel olayların, küresel boyuttaki değişimler ve komşu havzalarla karşılaştırılması.

4. Neojen Sismik Stratigrafisi

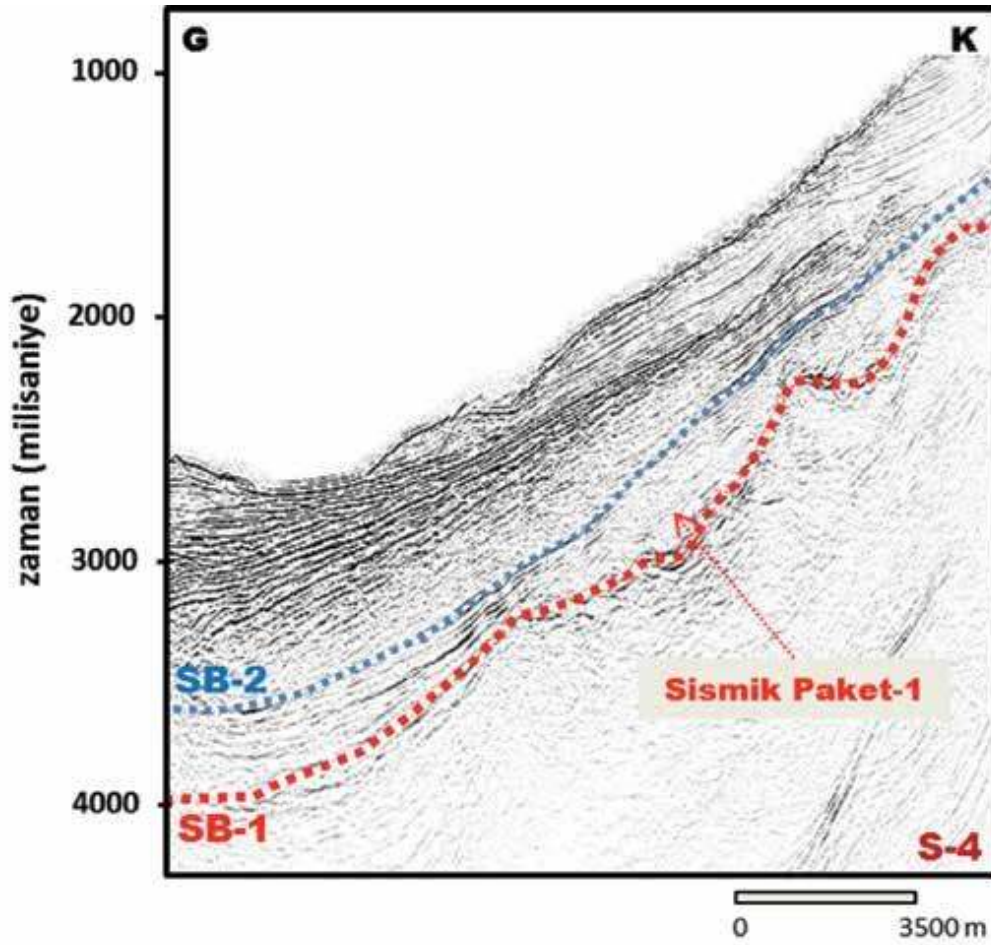
Antalya Körfezi'nde incelenen Neojen sedimanter istif, sismik kesitler üzerinde beş farklı sismik paket ve bu paketleri birbirinden ayıran önemli refleksiyon sönümlenme yüzeyleri (sismik sekans sınırları) ile tanımlanmıştır. Sekans stratigrafik ipuçlarının pek çoğu, tektonik deformasyondan daha az etkilenmiş olan Manavgat alt havzasının doğu kenarında, Alanya Napları'nın üzerine gelen istifin görüntülediği B-D yönlü kesitler üzerinde görülmüştür. Bu sebeple gözlemler, genellikle bu alanda yapılmış ve yakındaki kuyu ve yüzey jeolojisi verilerine bağlanmıştır.

Neojen istif, sismik kesitler üzerinde aynı zamanda sismik temel olarak da çalışan, refleksiyonsuz Neojen öncesi temel üzerindeki refleksiyonlu sismik pakettir. Bu istif, refleksiyon sönümlenmeleri dikkate alınarak beş farklı sismik pakete ayrılmıştır. Sismik Paket-1, Manavgat alt havzasında Neojen istife ait en yaşlı birim olan Akitaniyen-Burdigaliyen yaşlı, çoğunlukla kaba taneli kırıntılılardan oluşan, alüvyal yelpaze karakterindeki istifi temsil eder. Sismik Paket-1'in alt sınırı, sismik kesitler üzerinde kırmızı renkli seviye ile gösterilen, Neojen öncesi temel ile Neojen sedimanları arasındaki uyumsuz yüzeydir. Bu yüzey, çalışma alanının önemli bölümünde kanal geometrileri ile tanımlanmıştır (Şekil 4). Her ne kadar Neojen öncesi temel, refleksiyonsuz paket olarak tanımlanmışsa da, bölgesel bazda yapılan gözlemler sonucunda, bu seviyenin altında, farklı refleksiyonlar da belirlenmiştir. Bu refleksiyonların, farklı tipte temel birimlerini (Antalya ve/veya Alanya Napları) birbirinden ayıran ara yüzeylere karşılık geldiği düşünülmektedir.

Şekil 5'te, Manavgat açıklarında B-D yönlü uzanan ve bu çalışmaya temel teşkil eden, her biri farklı stratigrafik olaylara karşılık gelen önemli refleksiyon sönümlenmelerinin belirlendiği bir sismik kesit görülmektedir. Kesit üzerinde, beş farklı sismik paket ve bu paketleri birbirinden ayıran önemli sekans sınırlarına karşılık gelen refleksiyonlar görülmektedir. Bu yönlü kesitlerde, Miyosen



Şekil 3. Antalya Havzası'nın geliştirilmiş stratigrafik kesiti ve önemli yaş verileriyle birlikte, bu çalışmada kullanılan önemli sekans sınırları.

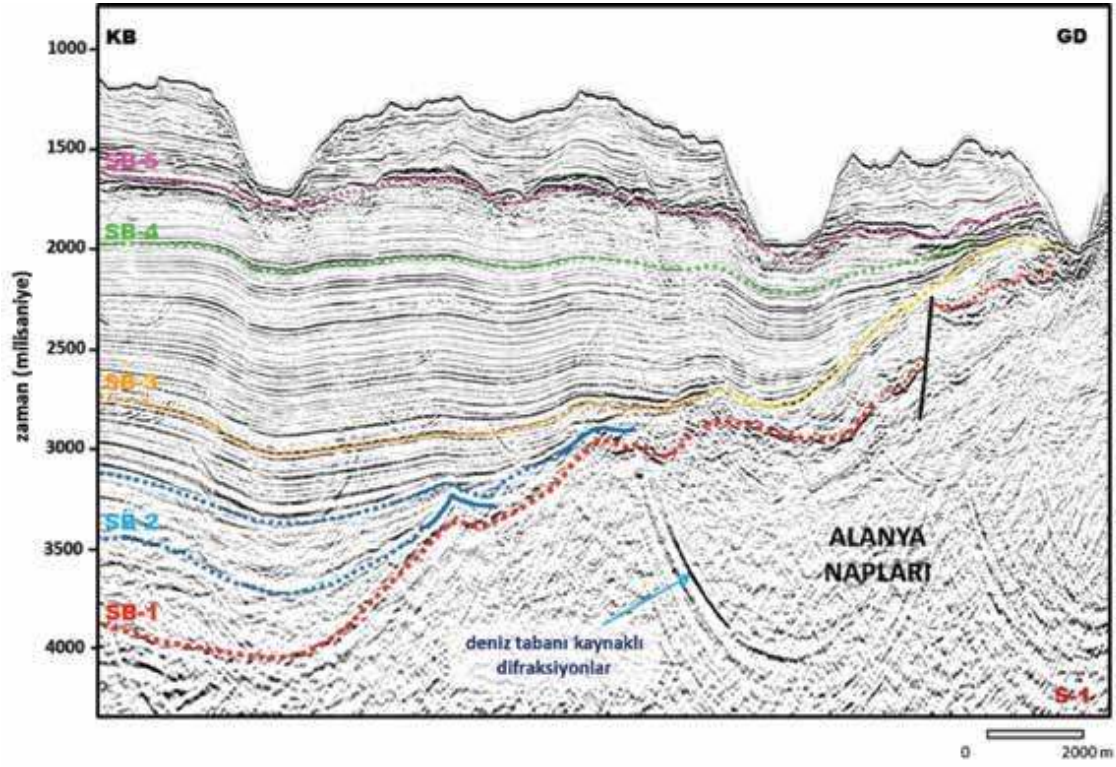


Şekil 4. Alanya açıklarında uzanan, G-K doğrultulu sismik kesit (S-4). Kesit üzerinde bu bölgede havza-nın temelini oluşturan Alanya Napları ile alt Miyosen sedimanları arasındaki sınır (SB-1: sekans sınırı: kırmızı renkli seviye) görülmektedir. Kanal dolgusu, muhtemel yüksek enerjili sedimanları temsil eden kaotik refleksiyonlardan oluşur. Refleksiyonsuz paket üzerinde, çoklu kanal geometrisi gösteren bu seviye, çalışma aralığının alt sınırını oluşturur. Kesit lokasyonu için, Şekil 2’de yer alan bulduru haritasına bakınız.

istifi ile refleksiyonsuz Alanya Napları (?) arasındaki sınır, kazınma vadileri ve Akitanien-Erken Burdigaliyen yaşlı kaotik dolgularıyla temsil edilirken, üst istif Geç Burdigaliyen’den Tortoniyen’e ve Tortoniyen’de başlayıp Messiniyen’e kadar devam eden ve “uzun dönem” boyunca havzanın dolarak, karaya doğru gerilediğini gösteren denizel aşmalarla temsil edilmektedir.

Sismik Paket-1, belirgin bir iç refleksiyon düzeninin görülmediği, kaotik karakterde, kuyu bilgilerine göre Akitanien-Erken Burdigaliyen yaşlı kıltaşı, kumtaşı ve çakıltaşı ardalanmalı litolojilerden oluşan Saburlar ve Tepekli formasyonlarının

alüvyal yelpaze istifine karşılık gelmektedir. Sismik Paket-2, devamlı ve güçlü genlikli refleksiyonlarla temsil edilen, havza kenarlarında tepe şekilli geometrilerin gözlemlendiği Langiyen-Serravaliyen yaşlı, resifal ve/veya sık denizel karbonatlar (Oymapınar Formasyonu) ve karbonat talus fasiyesleri ile yamaç ve basen ortamında çökelmiş distal yelpaze fasiyeslerine (Geceleme Formasyonu) karşılık gelir. Sismik Paket-3 paralel, devamlı ve güçlü genlikli refleksiyonlarla temsil edilen, Tortoniyen yaşlı Karpuzçay Formasyonu’nun yelpaze deltası ve derin deniz ortam koşullarında çökelmiş kırıntılı baskın istife karşılık gelir. Sismik Paket-4 kör-



Şekil 5: Manavgat açıklarında, KB-GD doğrultulu, S-1 no'lu sismik kesit. Kesit, Manavgat alt havzasının doğu kenarında, tektonik etkinden uzak bir alanda yer almaktadır. Kesit üzerinde, bu çalışmaya temel teşkil eden önemli çökel sekans sınırları gösterilmektedir. Kesit lokasyonu için, Şekil 2'de yer alan buldu haritasına bakınız.

	YAŞ	ALT SINIR	ÜST SINIR
SİSMİK PAKET-1	Akitaniyen-Burdigaliyen	SB-1: PreNeojen temel ile Alt Miyosen istif arasındaki sınır. Kazınma vadileri ile tanımlı.	SB-2: Langiyen-Serravaliyen ile Burdigaliyen Akitaniyen istifi arasındaki sınır. Tıraşlanma yüzeyi ile tanımlı.
SİSMİK PAKET-2	Burdigaliyen-Serravaliyen	SB-2: Langiyen-Serravaliyen ile Burdigaliyen Akitaniyen istifi arasındaki sınır. Denizel aşmalar ile tanımlı.	SB-3: Tortoniyen istifi ile Langiyen serravaliyen arasındaki sınır.
SİSMİK PAKET-3	Tortoniyen	SB-3: Tortoniyen istifi ile Langiyen serravaliyen arasındaki sınır. Kazınma yüzeyi ile tanımlı.	SB-4: Tortoniyen ile Messiniyen arasındaki sınır. Bölgesel olarak değişken Alt evaporit istifinin tabanı olarak tanımlı (N reflektör).
SİSMİK PAKET-4	Mesiniyen	SB-4: Tortoniyen ile Messiniyen arasındaki sınır. Bölgesel olarak değişken Alt evaporit istifinin tabanı olarak tanımlı.	SB-5: Messiniyen -Pliyosen arasındaki sınır. Kazınma yüzeyi olarak tanımlı (M reflektör).
SİSMİK PAKET-5	Pliyosen	SB-5: Messiniyen -Pliyosen arasındaki sınır. Kazınma yüzeyi olarak tanımlı (M reflektör).	Güncel su tabanı

Tablo 1. Sismik kesitler üzerinde refleksiyon sönümlenmeleri kullanılarak belirlenen beş sismik paketin alt sınır, üst sınır ve karşılık geldiği yaş gibi önemli özelliklerinin gösterildiği özet tablo.

fezde, Messiniyen yaşlı Eskiköy Formasyonu'nun kaba taneli kırıntılı istifine karşılık gelirken, güneyde havza derinlerine doğru tuz istifi ile temsil edilir. Çalışma aralığının en üstü ise, M refleksiyonu olarak bilinen açılal uyumsuzluğun üzerine çökelen Pliyosen yaşlı Yenimahalle Formasyonu'nun sığ denizel ve onun derin denizel devamlılıklarına karşılık gelmektedir.

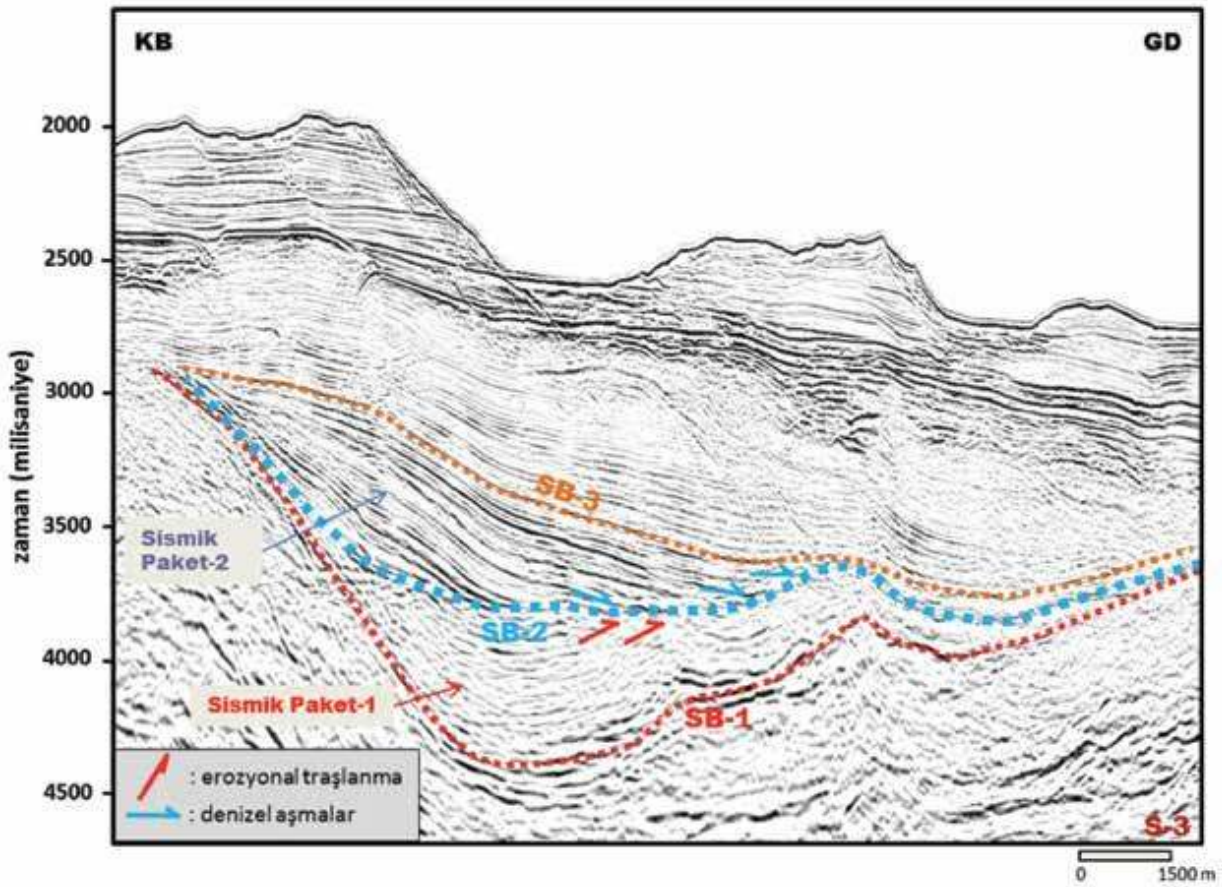
5. Çökel Sekans Analizi

5.1 Çökel Sekans-1: Akitanıyen-Erken Burdigaliyen

Bu çalışmada, Akitanıyen yaşlı çökel istif (Saburlar ve Tepekli formasyonları) havza kenarlarında tespit edilen kazıma vadileri (SB-1) ve üzerinde kaotik karakterde, yüksek enerjili kanal dolgusu

çökelleri olarak belirlenmiştir (Şekil 4). Kuyu verileri incelendiğinde bu istif boyunca önemli bir hız zıtlığı görülmemektedir. Bu sebeple, Sismik Paket-1 belirgin bir refleksiyon düzeninin görülmediği, yüksek enerjili sedimanları temsil eden kaotik refleksiyon grubu ile tanımlanır.

Bu çalışmada Sismik Paket-1 in üst sınırı (arazi verilerine göre; Erken Burdigaliyen-Geç Burdigaliyen arasındaki sınır: Şekil 3) SB-2 olarak isimlendirilmiştir. Bu sınır, sismik kesitler üzerinde havza boyunca takip edilebilen önemli bir tıraşlanma yüzeyi olarak tanımlanır (Şekil 6). Kesit üzerinde kırmızı renkli oklarla temsil edilen bu refleksiyonlar, muhtemel tıraşlanmaları işaret etmektedir. Alt Burdigaliyen-Langıyen-Serravaliyen istifi temsil eden, devamlı ve güçlü refleksiyon paketi ise bu seviye üzerine aşmalarla gelir.



Şekil 6. Manavgat açıklarında KB-GD uzanımlı S-3 no'lu sismik kesit. Kesit üzerinde Akitanıyen-Erken Burdigaliyen istifini temsil eden Sismik Paket-1 ile Üst Burdigaliyen-Serravaliyen istifini temsil eden Sismik Paket-2 görülmektedir. Çökel İstif sınırı (SB-2) tıraşlanma yüzeyi üzerine, mavi renkli oklarla belirtilen denizel aşmalarla tanımlanmaktadır. Kesit lokasyonu için Şekil 2'de yer alan bulduru haritasına bakınız.

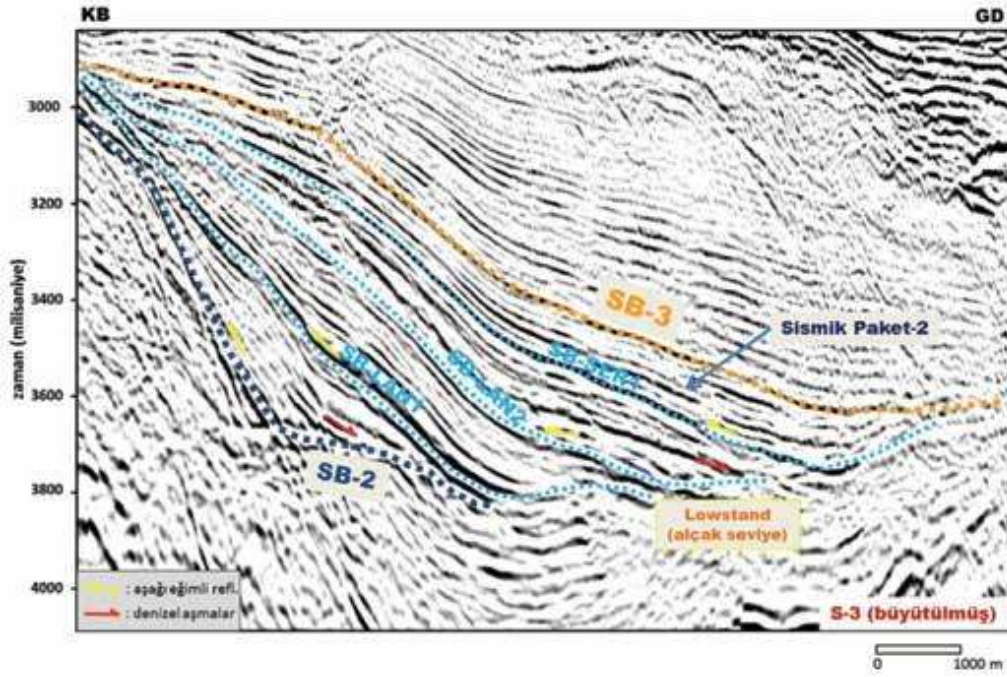


Şekil 7. Yukarıda gösterilen iki fotoğraf Çökel İstif-1 (Akitaniyen-Alt Burdigaliyen) ile Çökel istif-2 (Üst Burdigaliyen-Langiye) arasındaki sekans sınırı olarak belirtilen SB-2 seviyesine karşılık gelmektedir.

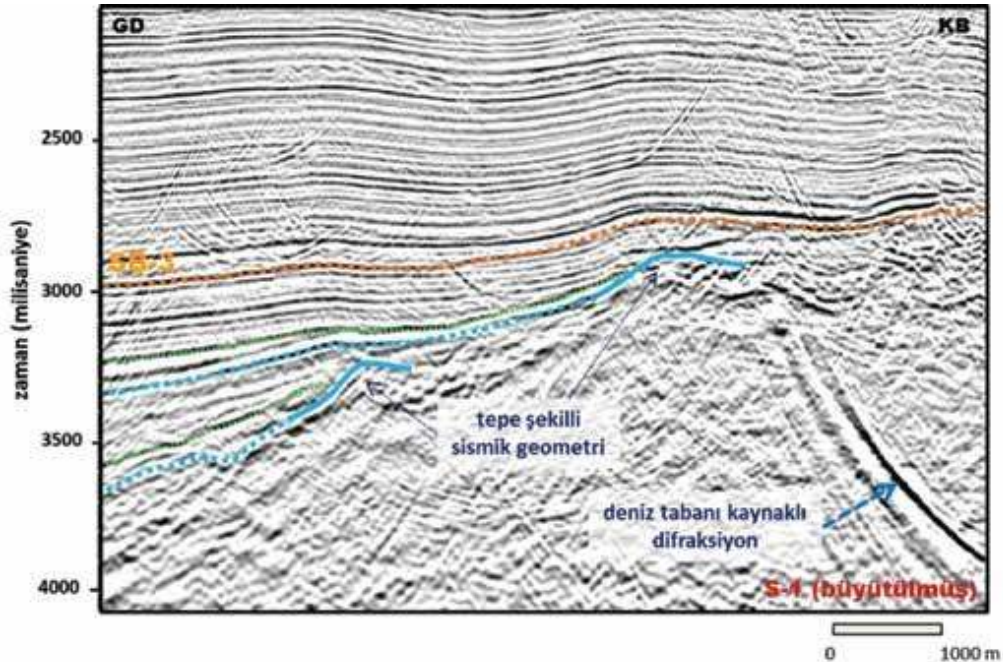
5.2 Çökel Sekans-2: Üst Burdigaliyen-Langiye-Serravaliyen

Çalışmada Üst Burdigaliyen-Langiye-Serravaliyen istifi, resifal ve/veya sığ denizel karbonatlar (Oymapınar Formasyonu) ve karbonat talus fasiyesleri ile yamaç ve basen ortamında çökelmiş distal yelpaze fasiyeslerine (Geceleme Formasyonu) karşılık gelir. Sismik kesitler üzerinde devamlı,

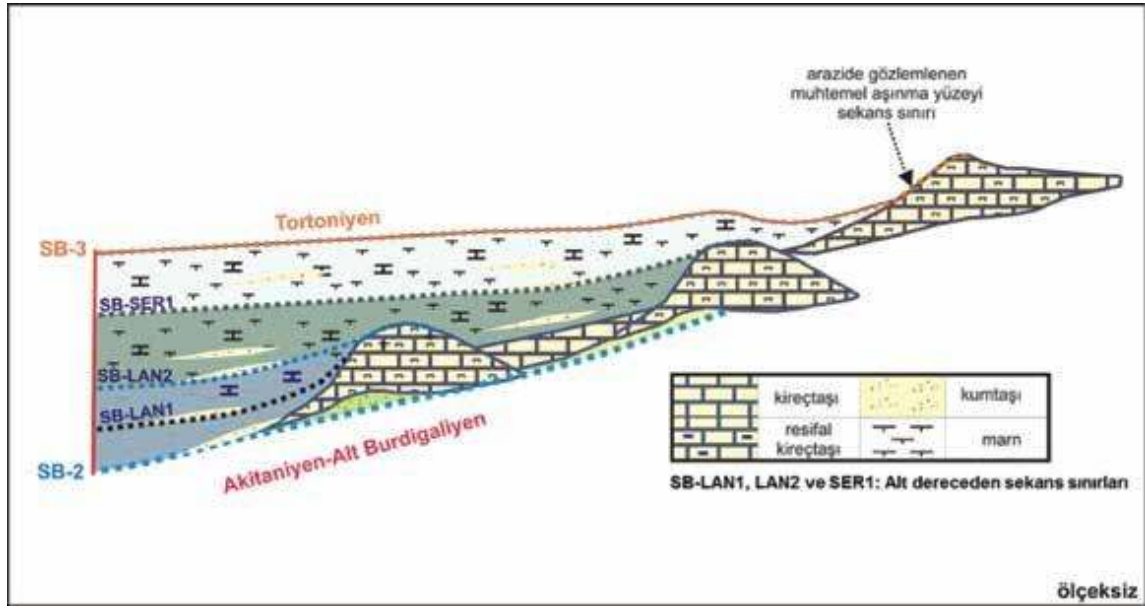
paralel-yarı paralel refleksiyon grubundan oluşan bu istif, Sismik Paket-2 olarak isimlendirilmiştir. Sismik Paket-2 nin alt sınırı, Akitaniyen-Burdigaliyen yaşlı istif üzerine denizel aşmalarla gelir. Sismik kesitler üzerinde, her biri göreceli deniz seviyesi değişimlerinden etkilenerek, havzaya malzeme gelimini temsil eden, dört tane alt dereceden sismik sekanstan oluşmuştur (Şekil 7). Her bir sekans sınırı, alçak seviye (lowstand ?) çökelleri ile



Şekil 8. S-3 no'lu sismik kesitin, Sismik Paket-2'ye (Üst Burdigaliyen-Serravaliyen istifi) yoğunlaşan büyütülmüş görüntüsü. Üst Burdigaliyen-Serravaliyen uzun dönemli şelf transgresyonunu temsil ederken, dört farklı yüksek dereceden göreceli deniz seviyesi düşmesi, alt sekansların sınırlarını oluşturur. Kesit üzerinde sarı renkli oklarla gösterilen aşağı eğimli refleksiyon sönümlenmeleri (downlap), alçak seviye (lowstand) çökel istifini temsil eder. Kesit lokasyonu için Şekil 2'de yer alan bulduru haritasına bakınız.



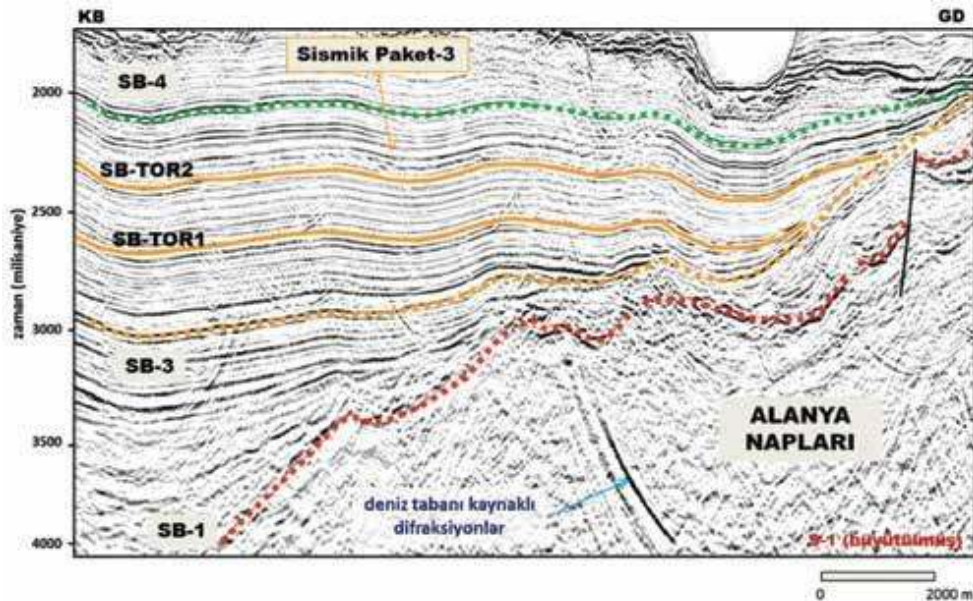
Şekil 9. S-1 no'lu sismik kesitin, Sismik Paket-2'ye (Ust Burdigaliyen-Serravaliyen istifi) yoğunlaşan büyütülmüş görüntüsü. Bu dönemi temsil eden refleksiyonlar havza kenarlarında, muhtemel karbonat resiflerini temsil eden tepe şekilli sismik geometriler (mavi renk) ile temsil edilmektedir. Tepe şekilli geometriler üzerine sönümlenen refleksiyonlar (yeşil renk), karbonat talus fasiyesleri ile yamaç ve basen ortamında çökelmiş distal yelpaze fasiyeslerine (Geceleme Formasyonu) karşılık gelir. Bu refleksiyon dizilimi, Tortoniyen dönemi ile sona erer. Kesit lokasyonu için Şekil 2'de yer alan bulduru haritasına bakınız.



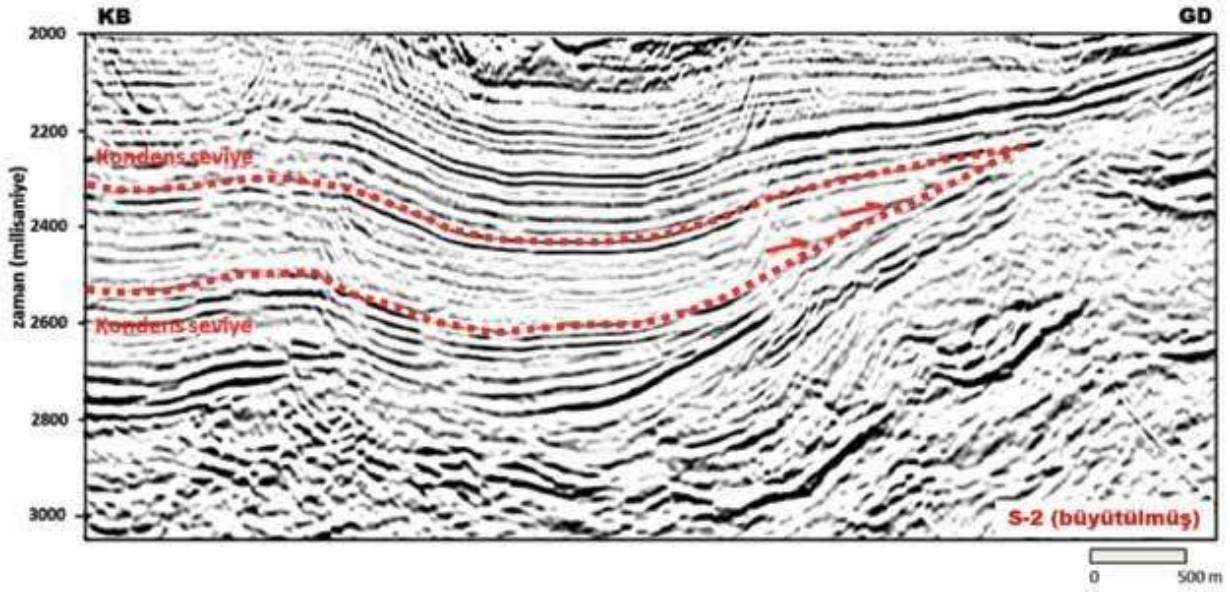
Şekil 10. Manavgat alt-havzasının doğu kenarında, Üst Burdigaliyen-Langiyen çökel modelini yansıtan temsili çizim.

belirlenmiştir. Sismik kesit üzerinde her iki tarafa da sönümlenen, kama şekilli geometriler, muhtemel alçak seviye çökellerini temsil etmektedir. Bu dönem boyunca, havza kenarlarından malzeme gelimi devam etmekte ve havzanın çukur alanları dolmaktadır.

Aynı zaman aralığında, havza morfolojisinin uygun olduğu alanlarda çökelen resifal kireçtaşı fasiyesleri, sismik kesit üzerinde tepe şekilli sismik geometri ile tanımlanmaktadır. Bu seviye üzerine aşmalarla gelen devamlı refleksiyonlar, marn-kum baskın denizel birimleri temsil etmektedir (Şekil 8, Şekil 9).



Şekil 11. S-1 no'lu sismik kesitin Tortoniyen dönemine yoğunlaşan büyütülmüş görüntüsü. Kesit üzerinde Sismik Paket-3 olarak belirtilen istif, havza ortalarında doğrudan Çökel İstif-2'nin üzerine gelirken, havza kenarlarında Çökel İstif-1'in üzerine gelir. Kesit lokasyonu için Şekil 2'de yer alan bulduru haritasına bakınız.



Şekil 12. S-2 büyütülmüş sismik kesitinde, havzaya yoğun malzeme gelen dönemini temsil eden kama geometrisine sahip sismik paket ile, sakin dönemi gösteren devamlı refleksiyonlar görülmektedir. Devamlı refleksiyonların havzadaki kondens seviyelere karşılık geldiği düşünülmektedir. Kesit lokasyonu için Şekil 2’de yer almaktadır.

Yüzey jeolojisi çalışmalarında, Oymapınar Formasyonu üzerinde görülen yüzeyleme emareleri, bu dönem boyunca göreceli deniz seviyesinin düşük ölçekli alçak seviye (lowstand) dönemlerinde olduğu ve transgresif dönemde ise bu seviyenin üzerini düşük enerjili denizel aşmalarla örtüldüğü düşünülmektedir.

5.3 Çökel Sekans 3: Tortoniyen

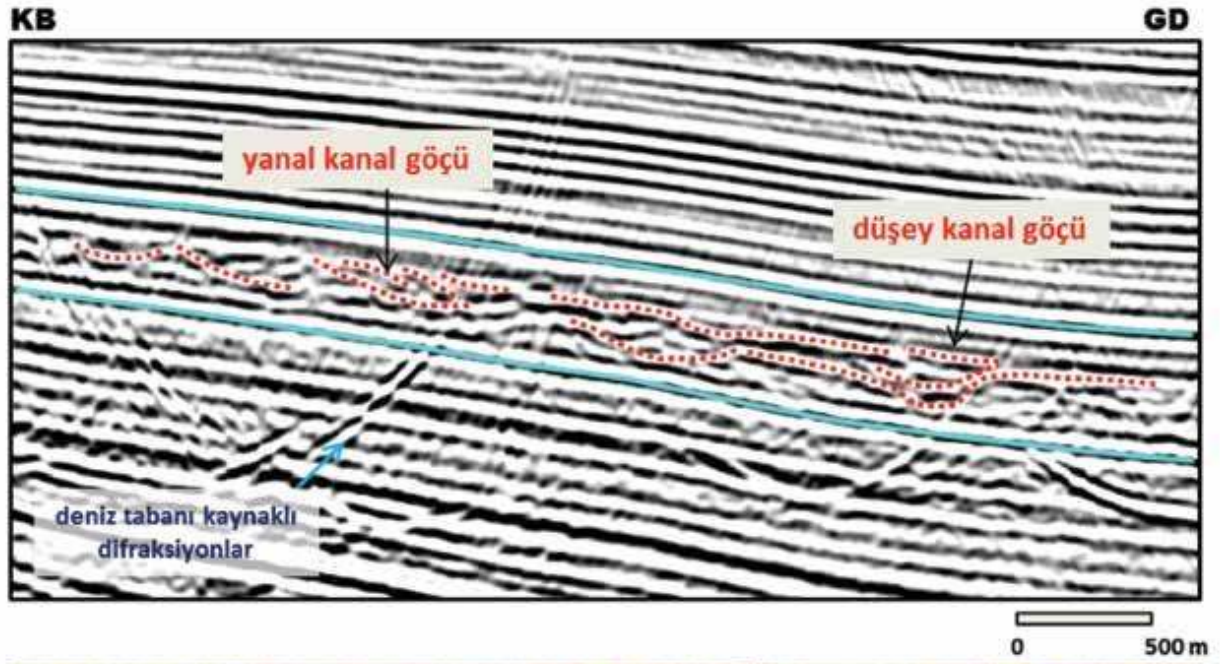
Sismik Paket-3 paralel, devamlı ve güçlü genlikli refleksiyonlarla temsil edilen, Tortoniyen yaşlı Karpuzçay Formasyonu’nun yamaç ve derin deniz ortam koşullarında çökelmiş kırıntılı baskın istif karşılık gelir. Havza ortalarında Langiyen-Serravaliyen yaşlı istif üzerine çökelirken, havza kenarlarında Akitaniyen-Burdigaliyen yaşlı istif üzerine uyumsuz olarak çökeler. Şekil-2 deki kesit üzerinde, havza kenarlarında belirlenen aşmalar, 2 no’lu sismik kesit üzerine çökelen, Tortoniyen yaşlı yamaç ve derin denizel ortam ürünlerini temsil etmektedir.

Tortoniyen, havza boyunca yapılan çalışmalarda havzaya yoğun malzeme gelişinin yaşandığı bir

dönem olarak bilinmektedir. Yüzey jeolojisi çalışmalarında, havza kenarlarında belirlenen alüviyal fan, fan delta ve derin deniz ortam ürünleri olan kaba taneli litolojiler, bu dönemin hakim litolojileridir. Sismik kesitler üzerinde, yoğun malzeme gelen dönemini temsil eden aralık kama geometrisine sahip, devamsız refleksiyonlardan oluşurken, sakin dönem devamlı refleksiyonlar tarafından temsil edilmektedir (Şekil 12).

5.4 Çökel Sekans 4: Messiniyen

Sünnetçioğlu ve Temel (2013)’te Antalya Körfezi ve açıklarındaki Messiniyen yaşlı tuz çökeli-minin yayılım ve geometrisi ayrıntılı olarak incelenmiştir. Alanya açıklarındaki tuz istifinin Tortoniyen yaşlı kırıntılı istifin üzerine, refleksiyonsuz paket ile başladığı ve güçlü genlikli, devamlı, paralel refleksiyon paketi ile devam ettiği görülmüştür. Bu üst paketin, kuyu verileriyle desteklenememesine rağmen, hemen bu alanın güneybatısında yer alan Kıbrıs Adası’nın güneyindeki yüzey jeolojisi çalışmaları (Orszag-Sperber vd., 2009) ile benzeştirildiğinde, sedimanlarla ara tabakalı üst jips



Şekil 13. Yüzey jeolojisi çalışmalarında belirlenen Tortoniyen yaşlı türbidit kanallarının, yanal ve düşey yönde göçünü temsil eden sismik kesit ve araziden bir fotoğraf.

istifine karşılık geldiği düşünülmektedir. Bu alan muhtemelen Messiniyen döneminde Kıbrıs Adası ile beraber havzanın kenar kısmını temsil ettiği düşünülmektedir.

Çalışma alanının güneyinde, Kıbrıs'ın batı kesimlerinde görülen Messiniyen istifi ise farklı bir tuz seksiyonu tarafından temsil edilmektedir. Havza-

nın derinlerini temsil eden bu alan; altta alt evaporit istifi olarak isimlendirilen, çoğunlukla bindirmeler bazı alanlarda da kaotik devamsız refleksiyonlarla temsil edilen bir sismik paket ile başlar. Üstte ikinci sismik fasiyes, kalın bir refleksiyonsuz istifi gösterir. Bu masif paketin içinde, belirli dönemlerde deniz seviyesi değişimlerine bağlı, muhtemel

sediman araldanmalarını gösteren refleksiyonlar da görülmektedir.

Antalya Körfezi'nde kıyı şeridinde yakın sismik kesitler üzerinde Messiniyen çökelleri ise muhtemelen sığ denizel karasal birimlere karşılık gelen, yüksek genlikli refleksiyonlar ile temsil edilmektedir.

5.5 Çökel Sekans 5: Pliyosen-Pleyistosen

Körfezde yer alan G-K yönlü kesitler, Pliyosen sellenmesinden günümüze şelf-yamaç evrimine yönelik önemli deliller sunmaktadır. Pliyosen istifi, üç önemli sismik sekanstan oluşur. Bunlar alttan yukarı doğru, Alt Pliyosen (A. PL), Üst Pliyosen (Ü. PL) ve Pleyistosen (PLS) sekanları olarak sıralanır. A. PL sekansı transgresif fasiyeslerle, Ü. PL havzaya doğru ilerleyen fasiyeslerle ve PLS sekansı ise transgresif ve yüksek seviye çökelleri ile temsil edilmektedir.

5.5.1 Alt Pliyosen

Pliyo-Pleyistosen çökel istifi, Üst Miyosen birimleri üzerine uyumsuz olarak gelir. Kanal şekilli geometrilerle karakterize edilen bu seviye, tüm Doğu Akdeniz boyunca "M refleksiyonu" olarak tanımlanır. "M refleksiyonu" olarak tanınan bu seviyenin altı erozyonal aşınmayı temsil eden refleksiyonlar, üstü ise Alt Pliyosen sedimanlarını temsil eden aşma (onlap) tipi refleksiyon sönümlenmeleri ile temsil edilir.

Miyosen-Erken Pliyosen geçişi, Akdeniz'in tümünde karasaldan açık deniz ortamına ani bir geçiş olarak gözlemlenmiştir (Hsü vd., 1973; Akay vd., 1985; Glover ve Robertson, 1998; Poisson, 2003; Pierre vd., 2006). Yüzey jeolojisi çalışmalarında (Poisson, 1977; Glover ve Robertson, 1998), Erken Pliyosen dönemi Yenimahalle Formasyonu olarak isimlendirilen, su derinliği 150 m'den daha az olan, açık deniz şelf ortamında çökelen düşük enerjili çamur baskın sedimanlardan oluştuğu belirlenmiştir. Bu çalışmalarda, havzanın yakınsak bölgelerinde bile kaba taneli sediman gelimi gözlenmemiştir. Biyostratigrafik çalışmalarda (Pois-

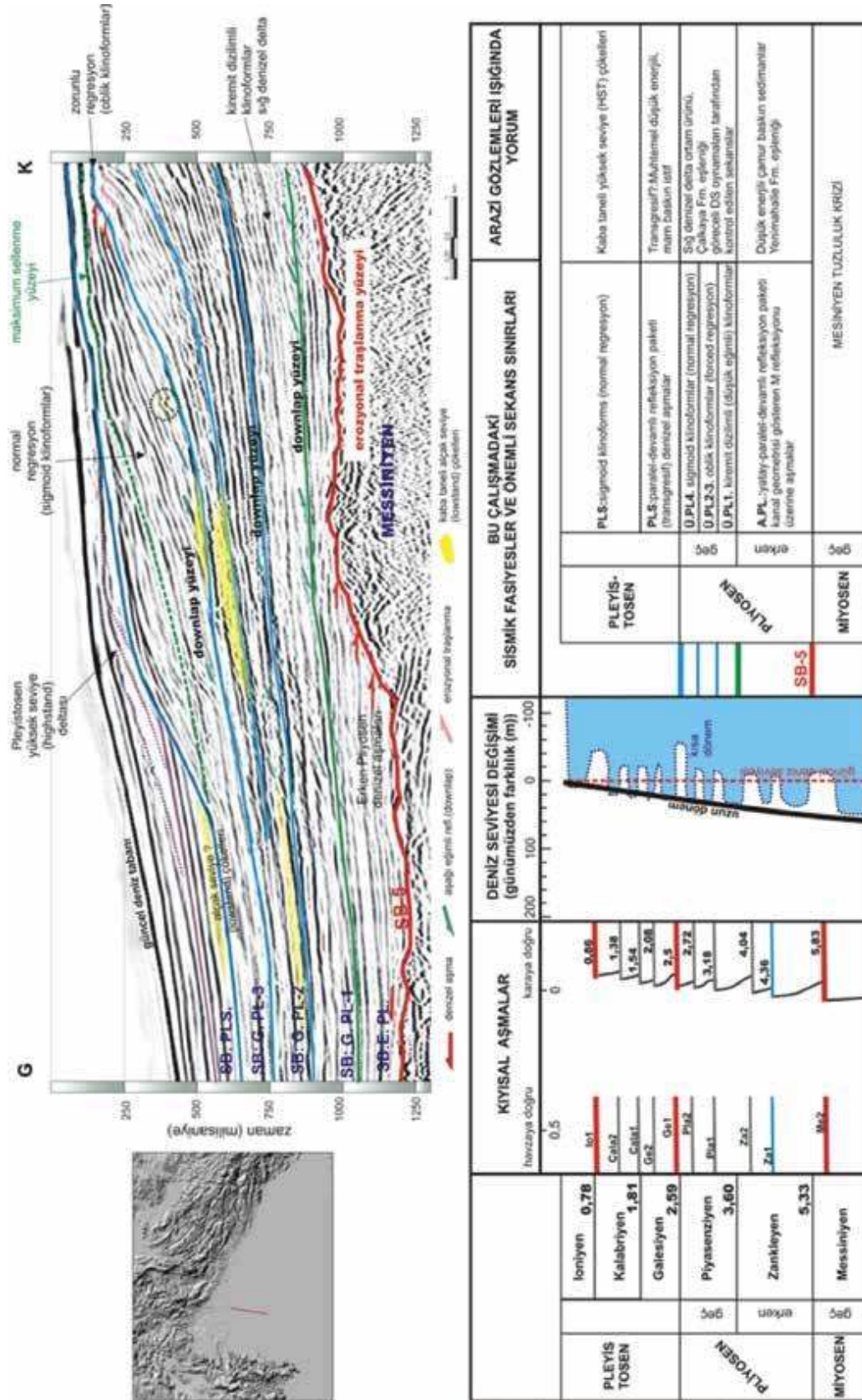
son vd., 2003), marn dominant istif içerisinde "The Margaritae and Puncticulata zonları" kullanılarak Erken Pliyosen yaşı alınmıştır. Bu birimin üst limiti yaşının, "*Globigerina nepenthes*" kullanılarak Zankliyen ile Piyakenziyan arasındaki sınırı geçmediği belirlenmiştir (Poisson vd., 2003). Bu sebeple, Poisson (2003)'teki yaş verileri kullanılarak uyumsuzluk yüzeyini örten aşmalar, Alt Pliyosen (E.PL) Sekansı olarak sınıflanmıştır. Bu çalışmalarda, havzanın yakınsak bölgelerinde bile kaba taneli sediman gelimi gözlenmemiştir.

5.5.2 Üst Pliyosen

Üst Pliyosen sekansı, üç farklı tipte klinofomlardan oluşan refleksiyon gruplarına ayrılmaktadır. Ü. PL1, kiremit dizilimli, Ü. PL2, oblik geometride ve Ü. PL3 sekansı sigmoid tipte klinofomlardan oluşmaktadır. Su derinliğinin göreceli olarak yükseldiğini gösteren bu klinofomlar, havzada yoğun malzeme geldiği dönemi temsil etmektedir. Marn baskın birim içinde, havzanın yakınsak bölgelerinde bile, kaba taneli sediman gelimi gözlenmemesi (Glover ve Robertson, 1988) ve bu birimin Erken Pliyosen yaşı ile yaşlandırılması sebebiyle, klinofom setlerinden oluşan istif Üst Pliyosen (Ü.PLS) sekansı olarak incelenmiştir.

5.5.2.1 Üst Pliyosen (Ü.PL1)

A.PL sekansının üzeri, bir dizi (dört) progradatinal dizi tarafından örtülen, deniz seviyesinin high-stand (yüksek seviye) olduğu dönemdeki çökelleri temsil etmektedir. Her bir sekansın üst sınırı toplam yüzeyi, alt sınırı ise downlap yüzeyi olarak tanımlanmıştır. Kırmızı renkli refleksiyonlar, havza fizyografisini temsil eden zaman düzlemleridir. Bu dönemde havza, belirgin bir şelf sınırının olmadığı sığ bir basen durumundadır. Her bir refleksiyon, karaya (sağa) doğru sığlaşıp, basene (sola) doğru derinleşmektedir. Refleksiyonların eğimlerinin düşük olması (shingled: kiremit dizilimi), bu dönemde su derinliğinin sığ olduğunu göstermektedir. Bu dönem boyunca basene malzeme gelişi başlamıştır. Yukarı doğru gelen malzeme miktarı ve su derinliği artmaktadır.



Şekil 14. Pliyosen-Pleyistosen dönemi Antalya Körfezi'ndeki sismik kesitlerde üç önemli sismik fasiyes ile temsil edilmektedir. Yukarıdaki tabloda bu fasiyeslere karşılık gelen birimlerin ana litolojileri özetlenmiştir.

5.5.2.2 Üst Pliyosen 2 ve 3:

İki ve üç no'lu sismik sekanslar, önce oblik sonra da sigmoid tipte eğimli refkesiyon dizilerinden oluşmaktadır. Deniz seviyesinin erken alçak seviye (early lowstand) olduğu dönemlerde, sismik kesit üzerinde sarı renkle gösterilen, kaba taneli malzemeler çökelmiştir. Bu sekansın alt sınırı, “zorunlu regresif taban: forced regressive base” (Posamentier vd., 1992) olarak tanımlanmıştır. Deniz seviyesinin geç alçak seviyeye (late lowstand) geçtiği dönem, sigmoid tipte eğimli refleksiyonlarla temsil edilmektedir. Daire içinde görülen küçük ölçekli, tepe şekilli geometri, yamaç ortamında çökelmiş kayma çökellerini temsil etmektedir. Yeşil renkli seviye, deniz seviyesinin maksimum seviyeye ulaştığı maksimum sellenme yüzeyi olarak belirlenmiştir. Deniz seviyesinin yüksek seviye (highstand) olduğu çökel birimler, sigmoid tipte refleksiyon dizileri ile temsil edilmektedir.

5.5.3 Pleyistosen (PLS)

Antalya Havzası'ndaki en genç dönemi temsil eder. Ağırlıklı olarak transgresif ve yüksek seviye çökellerinden oluşmaktadır. Sarı renkle gösterilen ince seviye, deniz seviyesinin alçak seviye olduğu dönemlerde, basende çökelen kaba taneli sedimanları temsil etmektedir. Bu birimlerin üzeri, yeşil renkli oklarla gösterilen transgresif birimler tarafından örtülmektedir. Üç adet devamlı ve yüksek genlikli refleksiyondan oluşan paket, transgresif ve ince taneli birimleri göstermektedir. Transgresif birimlerin üzeri, kırmızı renkli sigmoid tipte refleksiyonlarla gösterilen yüksek seviye çökelleri tarafından örtülürler. Bu dönemde şelf, malzeme gelimine bağlı olarak basen yönünde ilerler.

6. Tartışma ve Sonuçlar: Bölgesel ve Küresel Değişkenlerin Doğu Akdeniz'in Neojen Havzalarındaki İzleri

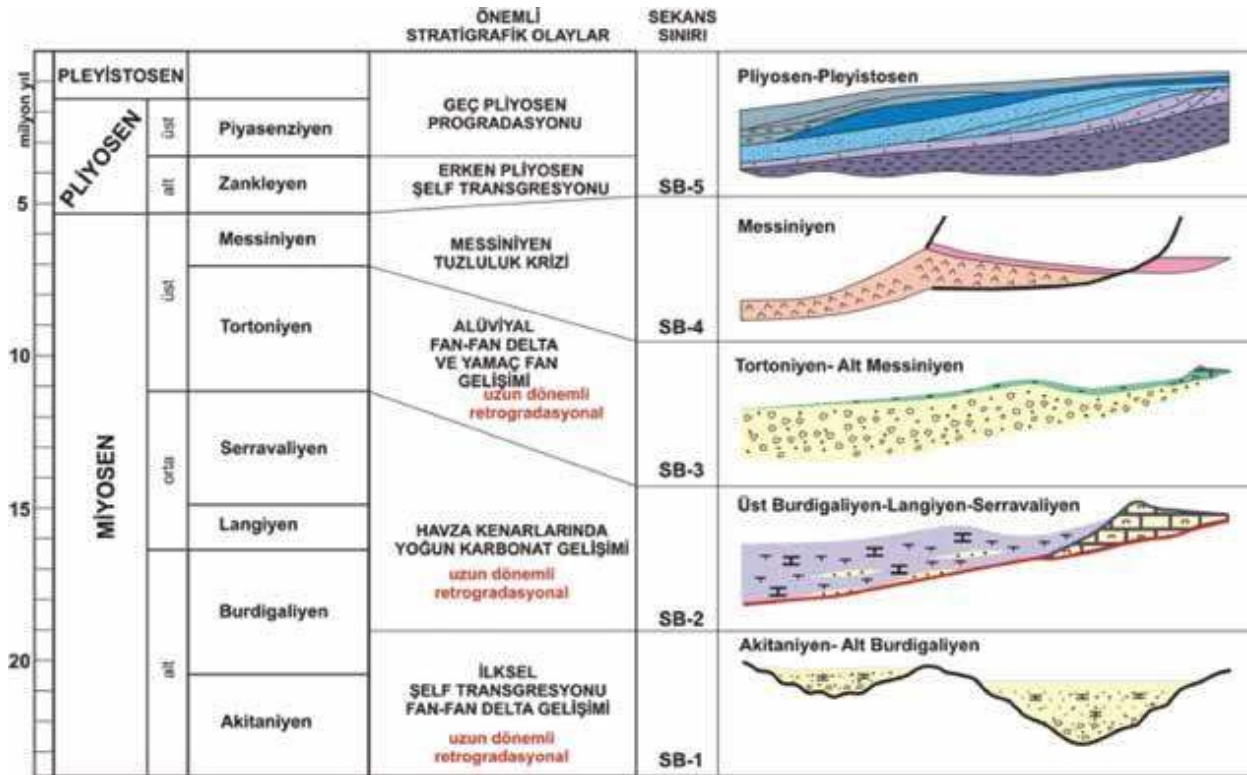
Antalya Havzası'ndaki Neojen çökel istifin dağılım ve mimarisi, östatik değişimlerin yanında, Afrika, Arap ve Avrasya plaka hareketlerinin sonuçlarının ve Messiniyen döneminde Akdeniz'in Atlantik

Okyanusu'ndan ayrılması gibi bölgesel değişkenlerin etkilerinin yoğun şekilde görüldüğü bir havza konumundadır (Karabıyıkoglu vd., 2000; Monod vd., 2003; Flecker vd., 2005; Çiner vd., 2008). Bu sebeple de Doğu Akdeniz'de yer alan komşu havzalardan, Miyosen ve Pliyosen dönemleri boyunca farklılıklar göstermektedir.

Bu çalışmada, Neojen çökel istifi beş farklı sekans altında incelerken (Şekil 15 ve Şekil 16), bölgesel tektonizma, havza fizyografisi ve östasi gibi değişkenlerin sedimanter kayda olan etkileri irdelenmiştir.

Akitaniyen-Alt Burdigaliyen istifi (Çökel Sekans-1), havzadaki ilk transgresyon izlerinin görüldüğü, riftleşmeyle eş zamanlı alüviyal fan-fan delta çökel istifini temsil eder. Havzanın doğu kenarında çökellemeyle eş zamanlı, K-G uzanımlı basamak geometrili normal faylar ve bu faylar boyunca görülen kalınlık farklılıkları, bu dönemin riftleşmeyle eş zamanlı olduğu ve bu dönemin Geç Burdigaliyen öncesi sona ermiş olması gerektiğini göstermektedir. Bu dönem boyunca, havza kenarlarından gelen yoğun sediman yüküne rağmen, devam eden riftleşme sonucu gelişen geniş depolanma alanı, havzada fasiyeslerin karaya doğru gerilediği (retrogradasyonal) bir çökel dizilimi görülür. Erken Miyosen transgresyonun izleri, Doğu Akdeniz'in diğer alt havzalarında da izlenir. Kuzey doğuda yer alan Adana Havzası'nda bu dönem, Gildirli Formasyonu olarak isimlendirilen, dağılımı ve fasiyes mimarisi yoğunluklu olarak, tektonizma ve paleomorfoloji tarafından şekillenen alüviyal fan-fan delta çökelleri ile temsil edilmektedir (Görür, 1992; Ferguson vd., 2005; Derman ve Gürbüz, 2007).

Adana Havzası'nda da Akitaniyen'den Burdigaliyen'e geçiş, karasaldan denizele geçiş olarak tanımlanır ve Hardenbol vd., (1998) östatik eğrideki yükselmeye (20,43 milyon yıl) karşılık gelir (Ferguson vd., 2005). Bu havzada da (Ferguson vd., 2005) havza kenarlarında yer alan diyakron karbonat çökeli, Antalya Havzası'ndaki duruma benzer olarak bu dönem boyunca görülür. Östatik yükselmenin yanında, havzadaki çökmenin de

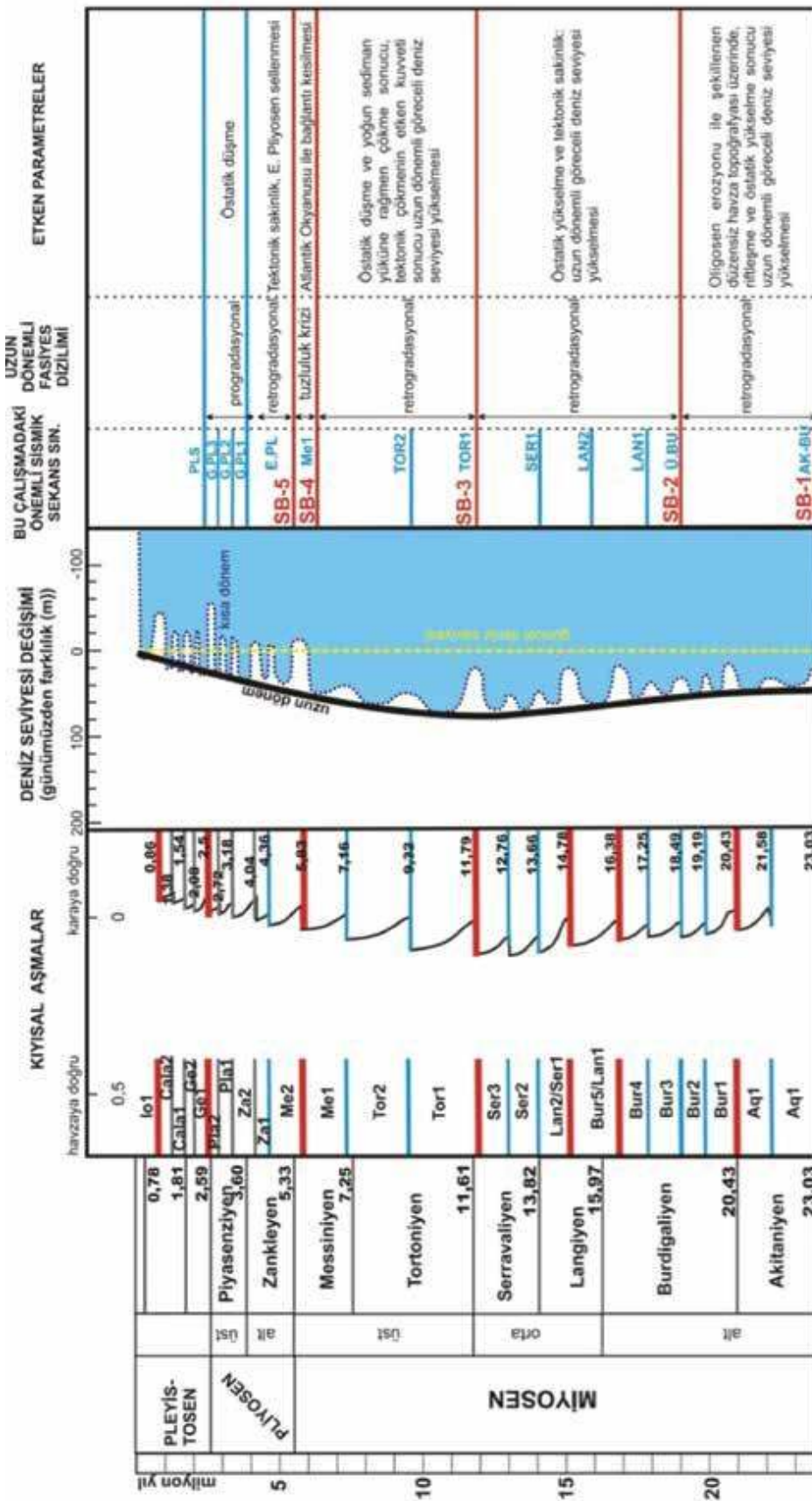


Şekil 15. Antalya Havzası'nda beş farklı sekansa bölünerek çalışılan Neojen yaşlı sedimanter istifin, çökelim tarihçesi boyunca çökel ortamları ve önemli stratigrafik olayları özetleyen çizim.

önemli bir etkisinin var olduğu düşünülmektedir. Bu havzaların aksine güneyde, Levant Havzası'nda Burdigaliyen zamanı, 6 milyon yıl süren, alçak seviye çökelleri ve denizel sedimanların eksikliği ile tanımlanır (Gardosh vd., 2008). Kuzeyde, Antalya ve Adana havzalarında östatik yükselmeye uyumlu bir istif izlenirken, güneyde Levant Havzası'nda tektonik kontrollü (Suriye II. tektonik fazı) bir çökel mimarisi görülmektedir (Buchbinder, 1997; Gardosh vd., 2008). Erken Miyosen, Bitlis-Zagros bindirme zonu boyunca, Avrasya ve Arap Plaka'ları arasındaki ana çarpışma dönemini temsil eder. Bu çarpışmanın izleri, Arap Plakası'nda ve Levant Kıta Kenarı'nda önemli bir yükselme, aşınma ve denizel sedimanların yerini karasallara bırakması olarak görülmektedir (Bar vd., 2011'de Hempton, 1987; Yılmaz, 1993; Agard vd., 2005; Robertson vd., 2006; Ballato vd., 2010). Antalya Havzası'nda geniş bir zaman aralığında, Geç Burdigaliyen'den Tortoniyen'e kadar (Çökel Sekans 2 ve alt sekansları) havza kenarlarında karaya doğru gerileyen fasiyes özelliklerinde karbonat çökeli, Levant

Havzası'nda sadece Langiyen'de tanımlanmıştır (Gardosh vd., 2008).

Serravaliyen-Tortoniyen geçişi (11,79 milyon yıl; Hardenbol vd. (1998); Sneddon ve Liu, (2010)'a göre 11,61 milyon yıl) östatik eğriye bakıldığında önemli bir düşüşe karşılık gelmektedir. Östatik eğrideki bu değişim, hem Antalya Havzası, hem de Adana Havzası'ndaki istifte, önemli bir sekans sınırı olarak karşımıza çıkar. Antalya Havzası'nda, Tortoniyen'deki küresel ölçekteki deniz seviyesi düşmesinin etkileri (Hardenbol vd., 1998) ve karadan yoğun malzeme gelimine karşın, havzadaki aktif çökme sonucu bu dönemin Miyosen boyunca havzadaki şelf transgresyonun maksimuma ulaştığı zaman olarak tanımlanır. Bu durumun aksine, Adana Havzası'nda Erken Tortoniyen dönemi, derin denizelden fluvial-deltayik ortama geçiş olarak kaydedilir (Ferguson vd., 2005) ve yoğunluklu olarak fluvial-deltayik birimlerin havzaya doğru ilerlediği görülür. Bu durum, fasiyes mimarisi gelişiminde tektonik hareketler ve deniz seviyesi değişimleri



Şekil 16. Bu çalışmada kullanılan önemli sekans sınırları ve Hardenbol vd., (1998) kısa ve uzun dönemli deniz seviyesi değişimleri.

sonucu şekillenen depolanma alanının etkisinin, özellikle Antalya Havzası'nda ne kadar etken olduğunu göstermektedir.

Tüm Akdeniz'de olduğu gibi, Antalya Havzası da Messiniyen döneminde diyakron tuz çökeliminden etkilenmiştir (Hsü vd., 1973, 1978; Krijgsman vd., 1999; Rouchy ve Caruso, 2006). Deniz alanlarında yer alan sismik veriler üzerindeki farklı tuz fasiyeslerine karşılık gelen sismik paketlerin dağılım ve özellikleri incelendiğinde, üst evaporit istifin görüldüğü Alanya açıkları ve Kıbrıs Adası, Messiniyen dönemindeki sıg-karasal çökel alanını temsil eder. Kıbrıs Adası'nın batı açıklarından Florans Yükselimi'ne kadar olan alan ise alt evaporit istifin çökeldiği derin alanları gösterir.

Neojen sedimanter istifin en genç çökel sekansını oluşturan (Çökel Sekans-5) Pliyosen-Pleyistosen yaşlı sedimanlar, üç önemli alt sekansa bölünerek incelenmiştir. Bunlar alttan yukarıya doğru, Alt Pliyosen (A. PL), Üst Pliyosen (Ü. PL) ve Pleyistosen (PLS) sekansları olarak sıralanır. A. PL sekansı transgresif fasiyeslerle temsil edilirken, Ü. PL sekansı havzaya doğru ilerleyen, PLS sekansı ise transgresif ve yüksek seviye çökelleri ile temsil edilmektedir.

Miyosen-Erken Pliyosen geçişi, Akdeniz'in tümünde karasaldan açık deniz ortamına ani bir geçiş ve tuz çökeliminin sona ermesi olarak belirtilir (Hsü vd., 1973; Akay vd., 1985; Glover ve Robertson, 1998; Poisson, 2003; Pierre vd., 2006). Antalya Körfezi'ndeki sismik kesitler üzerinde "M refleksiyonu" olarak isimlendirilen bu sınır, bir uyumsuzluk yüzeyine karşı gelir ve düşük enerjili Alt Pliyosen sedimanlarını temsil eden paralel, devamlı ve yüksek genlikli refleksiyon paketi, bu seviye üzerine aşmalarla gelir. Yüzey jeolojisi çalışmalarında da (Poisson, 1977; Glover ve Robertson, 1998), Erken Pliyosen dönemi, Yenimahalle Formasyonu olarak isimlendirilen, su derinliği 150 m'den daha az olan, açık deniz şelf ortamında, düşük enerjili çamur baskın sedimanlara karşılık gelir. Poisson (2003)'teki yaş verileri kullanıldığında, uyumsuzluk yüzeyini örten aşmaların, Erken

Pliyosen (E.PL) dönemini temsil ettiği sonucuna ulaşılmaktadır. Erken Pliyosen'deki hızlı deniz seviyesi yükselmesi, Levant Havzası'nda da Antalya Havzası'na benzer bir şekilde, tuz çökelimini sonlandırmış, yarı pelajik kil ve marn çökelimini sağlamıştır (Gardosh vd., 2006).

Düşük enerjili dönemin sonlanması, Antalya Havzası'nda havza kenarlarından taşınan yoğun kaba taneli kırıntılılar tarafından sağlanır. Erken Pliyosen sedimanter istifi içerisinde havza kenarlarında bile kaba taneli birimlerin izlenmemesi sebebiyle, bir dizi klinoform (eğimli refleksiyonlar) paketi tarafından temsil edilen istifin Üst Pliyosen paketine karşılık geldiği sonucuna ulaşılmaktadır. Hardenbol vd. (1998) östatik eğrisinde, Erken Pliyosen-Geç Pliyosen sınırı, 4,36 milyon yıldaki ani deniz seviyesi düşmesine karşılık gelmektedir.

Üst Pliyosen sekansı, sismik kesitler üzerinde, farklı tipte klinoformdan oluşur. Oblik ve sigmoid tipteki refleksiyonlar, göreceli deniz seviyesi değişimlerine bağlı olarak bu dönem boyunca havzada önemli bir progradasyon olduğuna işaret etmektedir. Klinoform geometrilerini incelediğinde, Antalya Havzası'nın Geç Pliyosen boyunca, belirgin bir şelf sınırının olmadığı, sıg bir havza konumundan, yukarı doğru derinleşen, belirgin bir şelf-yamaç sınırının olduğu derin bir havza konumuna dönüştüğü sonucuna ulaşılmaktadır.

Düşük enerjili sedimanter istiften, yüksek enerjili ortama geçişin izleri, Levant Havzası'nda da fasiyeslerin havzaya doğru ilerlediği ve sedimantasyon oranının arttığı bir döneme karşılık gelir (Gardosh vd., 2008). Aynı çalışmada, 1 milyon yıl süren, yarı-pelajik marn çökelimini takiben, deniz seviyesindeki belirgin düşüş, Hardenbol vd. (1998)'in 4,37 milyon yıl sekans sınırına, Haq vd., (1988)'in ise 4.2 milyon yıl sekans sınırına karşılık geldiği belirtilmiştir.

Sonuç olarak, günümüzde Doğu Akdeniz'in alt havzalarını oluşturan Antalya, Adana ve güneyde Levant Havzaları'ndaki Neojen istifin fasiyes özellikleri karşılaştırıldığında;

- Oligosen sonrası küresel ölçekte deniz se-

viyesi yükselmesi (Hardenbol vd., 1998), Antalya ve Adana Havzaları'ndaki Neojen istifin ilk izlerini oluşturur. Her iki havzada da çökel ortam, o dönemdeki yoğun tektonizma sonucu oluşan düzensiz havza fizyografisi üzerinde, kaba taneli alüvyal fan ve fan-delta sedimanları ile temsil edilir.

- Geç Burdigaliyen'den Erken Tortoniye'ye kadar geçen dönemde, kuzeyde, Antalya (bu çalışmada), Adana ve Mut Havzaları'nda (Bassant vd., 2005) östatik yükselmeye uyumlu olarak karaya doğru gerileyen, zaman aşmalı karbonat çökeliminin görüldüğü transgresif ve yüksek seviye çökelimleri hakimdir.

- Erken Miyosen, Bitlis-Zagros Bindirme Zonu boyunca, Avrasya ve Arap Plaka'ları arasındaki ana çarpışma dönemini temsil eder. Bu çarpışmanın izleri, Arap plakasında ve Levant kıta kenarında önemli bir yükselme, aşınma ve denizel sedimanların yerini karasallara bırakması olarak görülmektedir (Yılmaz, 1993; Bar vd., 2011).

- Antalya Havzası'nda geniş bir zaman aralığında, Geç Burdigaliyen'den Erken Tortoniye'ye kadar (Çökel Sekans 2 ve alt sekansları) havza kenarlarında karaya doğru gerileyen fasiyes özelliklerinde karbonat çökelimi, Levant Havzası'nda kısa dönemli, sadece Langiyen'de tanımlanmıştır (Gardosh vd., 2008).

- Antalya Havzası'nda, Tortoniye dönemi, küresel ölçekteki deniz seviyesi düşmesi (Hardenbol vd., 1998) ve karadan yoğun malzeme gelimine karşın, havzadaki aktif çökme sonucu Miyosen boyunca havzadaki şelf transgresyonun maksimuma ulaştığı zaman olarak tanımlanır. Bu durumun aksine Adana Havzası'nda Erken Tortoniye dönemi, derin denizelden fluvial-deltayik ortama geçiş olarak kaydedilir (Ferguson vd., 2005) ve yoğunluklu olarak fluvial-deltayik birimlerin havzaya doğru ilerlediği görülür.

- Tüm Akdeniz'de Messiniyen, diyakron tuz çökeliminin görüldüğü bir dönemi temsil eder. Bu döneme ait pek çok çökel model çalışması literatürde yer almaktadır (Hsü vd., 1973, 1978; Krijgsman vd., 1999; Rouchy ve Caruso, 2006).

- Antalya, Adana ve Levant Havzaları'ndaki fasiyes dizilimleri, Pliyosen-Pleyistosen dönemi boyunca büyük bir benzerlik gösterdiği ve yoğunluklu olarak östatik değişimlerle şekillendiği sonucuna ulaşılmaktadır. Ancak Miyosen dönemi boyunca, Arap-Afrika ve Avrasya plaka hareketlerinin, Akdeniz'in kuzey ve güney kenarlarını farklı stres rejimi ile etkilemesi sebebiyle, küresel değişimlerin aksine, fasiyes dizilimleri bu havzalar boyunca farklılık göstermektedir.

- Genel olarak Antalya ve Adana Havzaları'nı karşılaştırdığımızda, Alt ve Orta Miyosen çökel toplulukları büyük bir benzerlik göstererek, fasiyeslerin karaya doğru gerilediği bir dizilim gösterirler. Bu dönem boyunca, hem östatik yükselme, hem de Erken Miyosen boyunca her iki havzadaki aktif çökme, etken parametre olarak gösterilebilir. Ancak Tortoniye dönemindeki östatik düşüş ve hızlı sediman yükü sebebiyle Adana Havzası, göreceli deniz seviyesinin düştüğü ve fasiyeslerin havzaya doğru ilerlediği bir havza olarak görülürken, Antalya Havzası'nda etken aktif çökme sonucu göreceli deniz seviyesi yükselmesi ve beraberindeki şelf transgresyonu etkindir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Antalya Körfezi ve açıklarının hidrokarbon potansiyelini ortaya koymak amaçlı oluşturulmuş bir dizi çalışmanın parçasını oluşturur. Çalışmanın yürütülmesi ve basım için gerekli izni veren; TPAO Arama Daire Başkanlığı'na, saha çalışmalarında görüşlerini bizlerle paylaşan Sayın Halit Alkan, Nazif Şahin ve Bülent Ercengiz'e, paleontolojik yaş verilerini düzenleyen Sayın Uğraş Işık'a ve Akdeniz Projesi çalışanlarına teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akay, E., Uysal, S., Poisson, A., Cravatte, J. ve Muller, C., 1985, Stratigraphy of the Antalya Neogene Basin. Geological Society of Turkey Bulletin, 28, 105-119.
- Bar, O., Gvirtzman, Z., Feinstein, S. ve E. Zilberman, 2011, Late Tertiary subsidence of the Levant margin: Distinction between sedimentary load and tectonics. Geological Survey of Israel Report, GSI/20/2011. 33 s.
- Ben-Avraham, Z., Kempler, D. ve Ginzburg, A., 1988, Plate convergence in the Cyprian Arc. Tectonophysics, 146 (1-4), 231-240.
- Buchbinder, B., ve Zilberman, E., 1997, Sequence stratigraphy of Miocene-Pliocene carbonate siliciclastic shelf deposits in the eastern Mediterranean margin (Israel): effects of eustasy and tectonics. Sedimentary Geol., 112, 7-32.
- Çiner, A., M. Karabıyıkoglu, O. Monod, M. Deynoux, ve S. Tuzcu, 2008, Late Cenozoic Sedimentary Evolution of the Antalya Basin, Southern Turkey. Turkish J. Earth Sci., 17, 1-41.
- Derman, A.S. ve Gürbüz, K., 2007, Nature, Provenance and Relationships of Early Miocene Palaeovalley Fills, Northern Adana Basin, Turkey: Their Significance for Sediment-Bypassing on a Carbonate Shelf. Turkish J. Earth Sci., 16, 181-209.
- Deynoux, M., Ciner, A., Monod, O., Karabıyıkoglu, M., Manatschal, G. ve Tuzcu, S., 2005, Facies architecture and depositional evolution of alluvial fan to fan delta complexes in the tectonically active Miocene Koprucay Basin, Isparta Angle, Turkey. In: Kelling, G., Robertson, A.H.F. & Van Buchem, F. (eds), Cenozoic Sedimentary Basins of South Central Turkey. Sedimentary Geology, 173, 315-343.
- Dumont, J.F. ve Kerey, E., 1975, Kırkkavak fayı: Batı Toroslar ile Köprüçay baseni sınırında kuzey-güney doğrultu atımlı fay: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18, 59-62.
- Ferguson, R.B., Aksu, A.E., Calon, T.J. ve J. Hall, 2005, The Cilicia-Adana basin complex, Eastern Mediterranean: Neogene evolution of an active fore-arc basin in an obliquely convergent margin. Marine Geology, 221, 121-159.
- Flecker, R., Poisson, A., ve Robertson, A.H.F., 2005, Facies and palaeogeographic evidence for the Miocene evolution of the Isparta Angle in its regional eastern Mediterranean context. Sedimentary Geology, 173, 277-314.
- Gardosh, M., Y. Druckman, B. Buchbinder, ve M. Rybakov, 2008a, The Levant Basin Offshore Israel: stratigraphy, structure, tectonic evolution and implications for hydrocarbon exploration (revised edition): Geological Survey of Israel Report. GSI/4/2008, 118.
- Gardosh, M., Y. Druckman, B. Buchbinder, ve R. Calvo, 2008b, The Oligo-Miocene Deepwater System of the Levant Basin: Geological Survey of Israel Report. GSI/33/2008, 73.
- Garfunkel, Z., 2004, Origin of the Eastern Mediterranean Basin: a reevaluation. Tectonophysics, 391, 11-34.

- Glover, C. ve Robertson, A., 1998, Role of regional extensional and uplift in the Plio- Pleistocene evolution of the Aksu Basin, SW Turkey. *Journal of the Geological Society*, 15, 365-388.
- Görür, N., 1992, A tectonically controlled alluvial fan, which developed into a marine fan-delta at a complex triplejunction: Miocene Gildirli Formation of the Adana Basin, Turkey. *Sedimentary Geology*, 81, 243-252.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont, J.F., 1979, *Ge'ologie des Taurides Occidentales (Turquie)*. *Me'moires de la Societe'Ge'ologique de France*, 58, 112.
- Hardenbol, J., J. Thierry, M.B. Farley, T. Jacquin, P.C. de Graciansky, ve P. Vail, 1998, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, in P.C. Graciansky, et al. (eds) *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins: SEPM Special Publication* 60, 3-13.
- Hayward, A.B., 1984, Miocene clastic sedimentation related to the emplacement of the Lycian Nappes and the Antalya Complex, SW Turkey. In *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Dixon JE, Robertson AHF (eds). Special publication 17. Geological Society: London, 287-300.
- Hsü, K.J., Cita, M.B., ve Ryan, W. B. F., 1973a, The origin of the Mediterranean evaporites. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42:1203-1232.
- Hsü, K.J., Ryan, W. B. F., ve Cita, M. B., 1973b, Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, 242:240-244.
- Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M. B., Erickson, A., Garrison, R. G., Kid, R. B., Melieres, F., Muller, C., ve Wright, R., 1978, History of the Mediterranean salinity crisis. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42A:1053-1078.
- Karabiyikoğlu, M., Çiner, A., Monod, O., Deynaux, M., Tuzcu, S. ve Örgen, S., 2000, Tectono-sedimentary evolution of the Miocene Manavgat Basin, Western Taurids, Turkey. In *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*, Geol. Soc. London, special publications (editörler: Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Piper, J.D.A.), 173, 271-294.
- Krijgsman W., Hilgen F.J., Raffi I., Sierro F.J., Wilson D.S., 1999, Chronology, causes and progression of the Messinian Salinity Crisis. *Nature*, 400, 652-654.
- Monod, O., 1977, *Rechercher ge'ologiques dans le Taurus Occidental du sud de Beyşehir (Turquie) : These, l'universite de Paris sud "Centre d "Orsay", Docteur es Sciences*, 442 (yayımlanmamış), Orsay.
- Monod, O., Kuzucuoğlu, C. ve A. Okay, 2006, A Miocene Palaeovalley Network in the Western Taurus (Turkey). *Turkish J. Earth Sci.*, 15, 1-23.
- Orszag-Sperber, F., Caruso, A., Valleron, M.B., Merle, D. ve Jean Marie Rouchy, 2009, The onset of the Messinian salinity crisis: Insights from Cyprus sections. *Sedimentary Geology*, 217, 52-64.
- Pierre, C., Caruso, A., Blanc-Valleron, M.M., Rouchy, J.M., Orszag-Sperber, F., 2006, Reconstruction of the paleo environmental changes around the Miocene-Pliocene boundary along a West-East transect across the Mediterranean: *Sedimentary Geology*, v. 188-189, p. 319-340, doi: 10.1016/j.sedgeo.2006.03.011.

- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie): Thèse d'état Univ. Paris-Sud (Orsay). 795 s., (yayımlanmamış).
- Poisson, A., Akay, E.; Dumont, J.F. ve Uysal, Ş., 1984, The Isparta angle (western Taurids-Turkey): a Mesozoik paleorift: Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C., ed., Geology of Taurus Belt da., Proceedings Int.Sym., 26-29 Eylül, 11-26, Ankara.
- Poisson, A., Wernli, R., Sagular, E.K., ve Temiz, H., 2003a., New data concerning the age of the Aksu Thrust in the South of the Aksu valley, Isparta Angle (SW Turkey): consequences for the Antalya Basin and the Eastern Mediterranean. Geological Journal, 38, 311-327.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P. ve M. Tesson, 1992, Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 76, 1687-1709.
- Robertson, A.H.F., 1998, Mesozoic–Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: Integration of marine and land evidence. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Richter, C., and Camerlenghi, A. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v. 160. College Station, Texas.
- Rouchy, J.M. ve Caruso, A., 2006, The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. Sedimentary Geology, 188-189, 35-67.
- Snedden, J. W. ve C. Liu, 2011, Recommendations for a Uniform Chronostratigraphic Designation System for Phanerozoic Depositional Sequences: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 95, 7, 1095-1122.
- Sünnetçioğlu, M.A. ve Temel, R.Ö., 2011, Antalya Neojen Baseni jeolojik ve jeofizik değerlendirme raporu, TPAO Arama Dairesi Arşivi, Rapor no: 5307 (yayımlanmamış teknik rapor).
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 81-241.
- Yılmaz, Y., 1993, New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen, Geol. Soc. Am. Bull., 105, 251-271.

İSKENDERUN KÖRFEZİ PETROL SİSTEMİ VE BASEN MODELLEMESİ

THE PETROLEUM SYSTEM AND BASIN MODELING OF THE OFFSHORE ISKENDERUN BASIN

Yaşar AKÇAY¹, Erhan KANSU¹ ve Hülya YILMAZ¹

¹Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 06100, Ankara/Türkiye

ÖZ

İskenderun Körfezi, Doğu Akdeniz'in kuzeydoğusunda yer almaktadır. Yaklaşık 4000 km² alana sahiptir. Çalışmanın amacı, bugünkü bilgiler doğrultusunda üç boyut basen modellemesi yapılarak basen evrimi, petrol sistemi unsurları, hidrokarbon oluşumu, göçü ve kapanlanması konularına açıklık getirmektir. 3B basen modeli oluşturulurken, 2B sismik hatlardan yorumlanmış yapı haritaları ve faylar, batimetri haritası, çalışma alanı içerisinde açılmış 10 kuyuya ait veriler ve 7 adet sanal kuyuya ait beklenir stratigrafi verileri kullanılmıştır. Basen, Orta Miyosen döneminde yanallı atımlı gerilme rejimiyle gelişmeye başlamış, bölgedeki horst ve grabenler daha çok KD-GB trendindeki doğrultu atım bileşenli normal fayların sonucu olarak oluşmuştur. Menzelet ve Horu formasyonları eş zaman çökelleri olup, basenin kaynak kayası Menzelet Formasyonu ve rezervuarı Horu kireçtaşlarıdır. Ayrıca türbiditik Kızıldere Formasyonu içerisine yorumsal olarak rezervuar olabilecek kanallı seviyeleri tanımlanarak ikincil bir model çalışması yapılmıştır. Yapılan 3B basen modellemesi sonucunda kaynak kayanın ağırlıklı olarak orta olgun aşamada olduğu belirlenmiştir. Hidrokarbon atımı genel olarak 6 milyon yıl (Ma) önce başlayıp günümüzde de devam etmekte ve rezervuarda hidrokarbon kapanları oluşturmuştur.

Anahtar kelimeler: Basen Evrimi, Petrol Sistemi Unsurları, Hidrokarbon Göçü ve Kapanları.

ABSTRACT

The Iskenderun Basin is located at northeast of Eastern Mediterranean. The basin covers an area around 4000 km². The aim of this study is to explain the concepts regarding to basin evolution, petroleum system elements, hydrocarbon generation, migration and traps based on the current knowledge by means of a three dimensional basin modeling. While constructing 3D basin model, bathymetry map, gathered data from 10 wells drilled in the basin, expected formation depths at 7 pseudo wells and the structure maps and faults derived from 2D seismic lines were used. The basin began to develop with the strike-slip stress regime during the Middle Miocene time. The horsts and grabens in the region were formed by the effect of NE-SW trending normal faults with strike-slip components. The Horu and Menzelet formations were syn-deposited where Menzelet Formation is the source rock and Horu limestone is the reservoir. Additionally, a conceptual channelized reservoir within turbiditic Kızıldere Formation is also modeled as a secondary scenario. As a result of 3D basin modeling study, the source rock maturity is predominantly in main oil window. The hydrocarbon expulsion has started since 6 million years (Ma) and hydrocarbon trapped in the reservoir.

Key words: Basin Evolution, Petroleum System Elements, Hydrocarbon Migration and Traps.

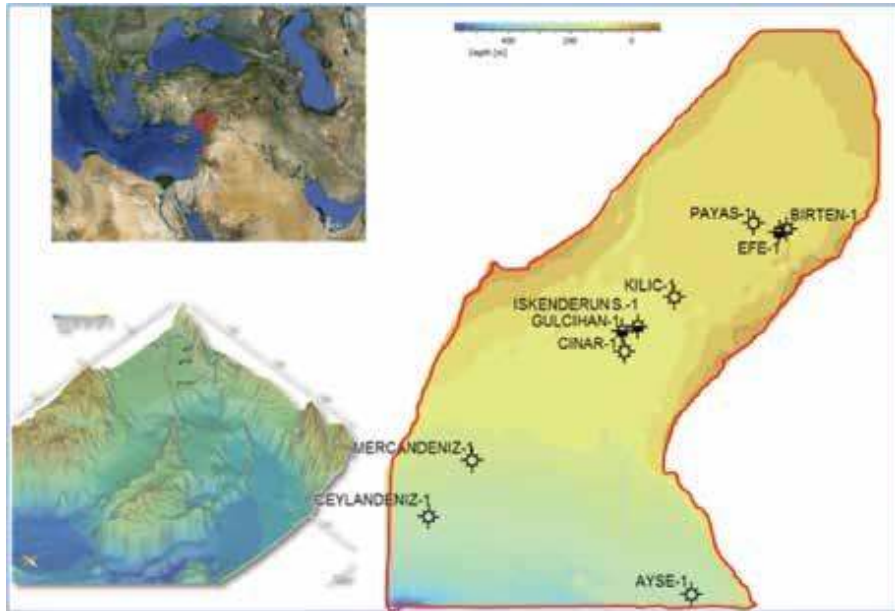
GİRİŞ

İskenderun Baseni kara alanında gaz sızıntıları, deniz alanında açılan kuyularda petrol varlığı görülmüştür. Basen bir çok araştırmacı tarafından çalışılmış ve çalışılmaktadır. Aksu, (1999), deniz alanlarında Yükler 1D programı kullanarak bir basen modellemesi çalışması yapmıştır. Basende kaynak kaya Menzelet Formasyonu olması nedeniyle daha yaşlı birimler değerlendirmede fazla dikkate alınmamıştır. Bu çalışmada ise endüstri-
deki teknolojik gelişmelere paralel olarak daha faz-

Modellenen Alan ve Civarının Jeolojisi

Neojen İskenderun Baseni, Akdeniz'in en doğusunda yer almaktadır. Basen, Orta Miyosen döneminde yanal atımlı gerilme rejiminden dolayı gelişmeye başlamış ve bölgedeki horst ve grabenler daha çok KD-GB trendindeki normal faylar ile doğrultu atımlı fayların bileşenlerinin sonucu olarak oluşmuştur (Şekil 2).

Şekil 2'de Anadolu, Afrika ve Arap plakalarının kesişim noktası Kahramanmaraş dolaylarında görülmektedir. Doğu Anadolu Fayı, EAF ile göste-



Şekil 1. İskenderun Baseni'nin coğrafik lokasyonu (kırmızı çerçeve ile gösterilmiştir). Sağ taraftaki haritada ise çalışma alanı içerisinde bugüne kadar açılmış olan kuyular ve lokasyonları yer almaktadır.

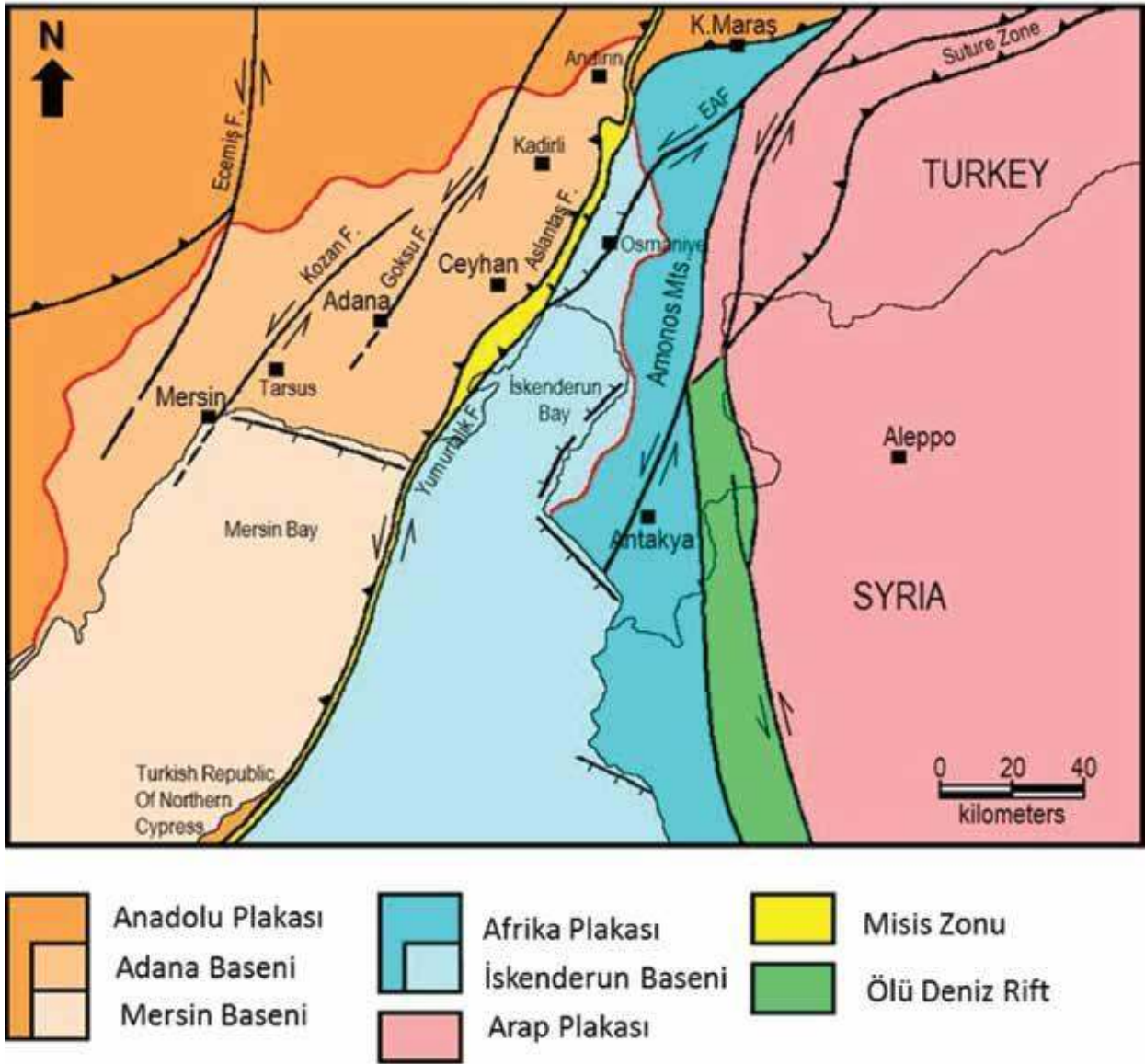
la verinin kullanıldığı üç boyut basen modellemesi programı olan PetroMod programı kullanılmıştır. Özellikle kaynak kaya potansiyelleri ve sismik yapı haritaları kullanılarak kaynak kayaların hidrokarbon türüm ve atım miktarları, göç ve kapanlanmasına açıklık getirilmesi amaçlanmıştır.

Proje Sahasının Konumu

İskenderun Körfezi, Doğu Akdeniz'in kuzeydoğu ucunda, doğusunda Amanos Dağları, kuzey ve batısında Misis-Andırın Dağları ile sınırlanmıştır. Çalışma alanı 4000 km² alana sahiptir ve havzanın yaklaşık % 90'ını oluşturmaktadır (Şekil 1).

rilmektedir. Misis Zonu'nun batı paralelinde görülen sol atımlı Göksu Fayı, kenet kuşağını temsil etmektedir. Göksu Fayı doğusunda ofiyolit temel, batısında Doğu Toros otokton istifi kesilmektedir.

Serravaliyen döneminde Adana-Mersin, Misis ve İskenderun basenleri tek bir basen iken, kullanılan adlamaya göre; Adana ve Mersin baseninde Cingöz, Misis baseninde genel olarak Aslantaş ve Karataş, İskenderun baseninde Horu, Menzelet ve devamında Kızıldere formasyonları oluşmuştur. Misis-Andırın Zonu Üst Miyosen - Alt Pliyosen zamanında pozitif çiçek yapısı şeklinde yükselirken Adana-Mersin ve İskenderun basenlerini ayırmıştır (Misis yükselimi).



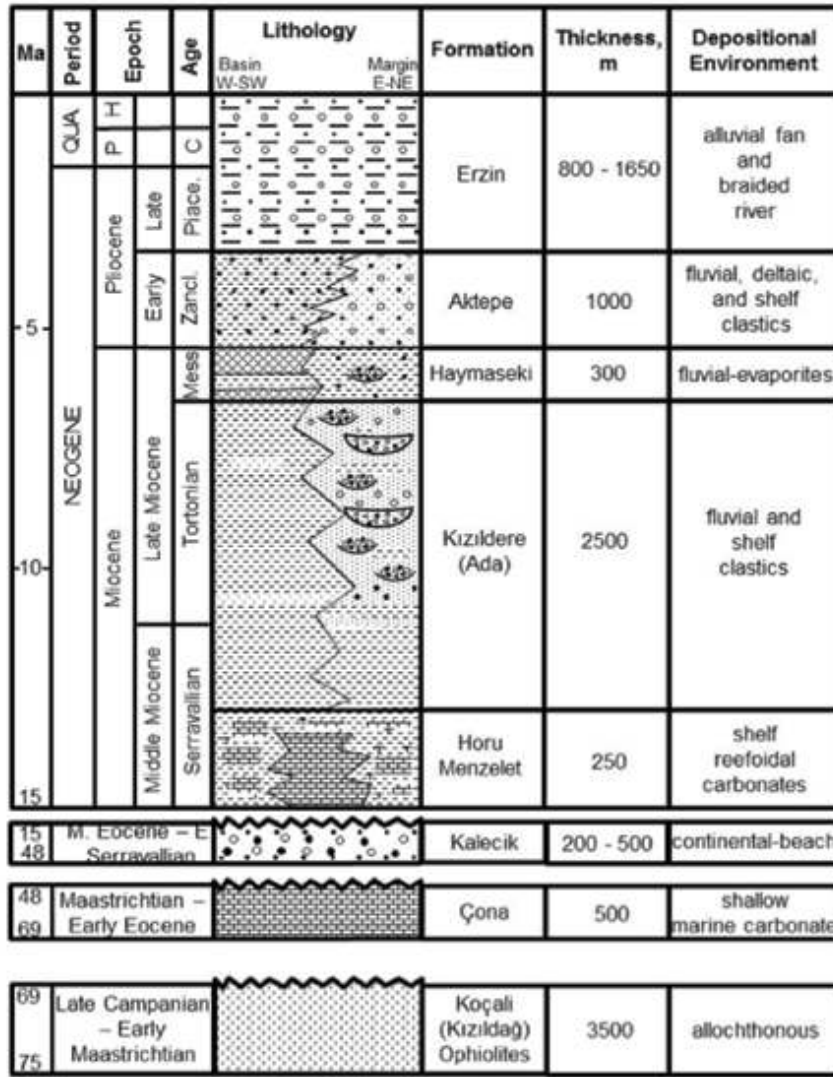
Şekil 2. Modellenen alan ve civarının tektonik haritası (Karig ve Kozlu, 1990'dan değiştirilerek).

İskenderun deniz alanında Alt Serravaliyen döneminde, temelde bulunan ofiyolit yükselmeleri üzerine, transgresif sığ deniz karbonat gelişimlerini temsil eden Horu kireçtaşları çökelirken, alçakta kalan kısımlarda ise organikçe zengin şeyl ve marınlardan oluşan Menzelet Formasyonu çökelmiştir (Şekil 3). Üst Serravaliyen - Tortoniyen döneminde yukarı doğru kabalaşan deltayik fasiyesler ve onunla ilişkili deltayik-derin deniz fasiyeslerini içeren Kızıldere Formasyonu yer alır. Bu regresif istifin üzerinde sırası ile önce yer yer deniz seviyesi düşmesi sonucu oluşan Haymaseki evaporit çökelimleri ve sonrasında Messiniyen sedimanlarından oluşan Haymaseki klastikleri istifle

yerini almıştır. Erken Pliyosen dönemine ait klastik birimlerden oluşan Aktepe Formasyonu uyumsuz olarak Miyosen sedimanlarını örtmektedir. İstifin en üstünde ise Pliyosen-Kuvaterner yaşlı Erzin Formasyonu yer almaktadır (Şekil 3).

METODOLOJİ

Yapı haritaları, batimetri haritası, faylar, çalışma alanı içerisinde bulunan 10 kuyuya ait veriler ve 7 adet sanal kuyuya ait beklenir stratigrafi bilgileri kullanılarak 3 boyutlu model oluşturulmuştur. Modelin hazırlanması aşamasında BasinMod 1-D ve Petromod programları kullanılmıştır.



Şekil 3. İskenderun Baseni'nin genelleştirilmiş kolon kesiti (Çoban 2008'den değiştirilerek).

Kuyu Verileri

Modellemede kullanılan kuyulara ait verilerin listesi Tablo 1'de gösterilmektedir. Çalışma alanı içerisinde toplam 10 kuyu yer almaktadır. Porozite değerleri Kılıç-1 Kuyusu dışındaki tüm kuyularda mevcutken, sıcaklık verileri bütün kuyularda bulunmaktadır. İskenderun Sea-1 ve Gülcihan-1 Kuyularına ait Vitrit Yansıması (%Ro), Spor Renk Endeksi (SCI) ve Rock Eval Piroliz verileri bulunmaktadır.

Batimetri

Şekil 4'te batimetri haritasında kırmızı ile gösterilen poligon çalışma alanıdır

Harita üzerinde kare işareti sanal kuyuların lo-

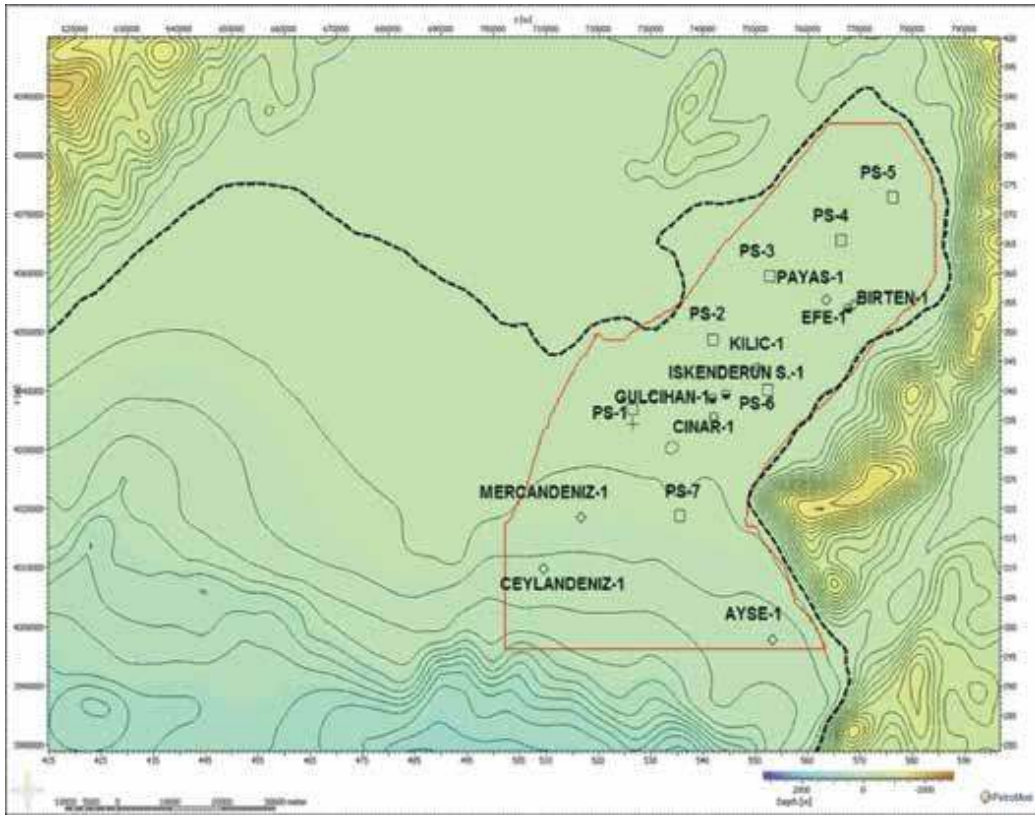
kasyonlarını (PS-1, PS-2 vb.), diğer semboller çalışma alanı içinde açılmış olan kuyuların lokasyonlarını göstermektedir. Koyu siyah kesikli kontur, kabaca kıyı çizgisidir (sıfır konturu).

Model Kronostratigrafisi

İskenderun Baseni doğusunda, karadaki ofiyolit mostraları içinden gelmekte olan yanıcı gaz da açıklık getirmek amacı ile basen temelinde bulunan ofiyolitlerden başlayarak projenin model kronostratigrafisi kurulmuştur (Şekil 5). Geç Kretase'de ofiyolit oluşum döneminin 75-73 my (milyon yıl)'lar arası, stratigrafinin temeli olarak alınmıştır. 4 my süreli erozyon evresi sonrası Ü. Oligosen'e (28 my) kadar olan dönemde 07_KALECIK isim kısıltması ile Çona Grubu ve Kalecik Formasyonu

NO	KUYULAR	Zemin Rakımı	KB (m.)	X	Y	POREZİTE	PERMEABİLİTE	BASINÇ	SICAKLIK	VİTRİNİT YANISMASI (%Ro)	SPORE RENK ENDEKSİ (SCI)	PIROLİZ	SU DERİNLİĞİ (m.)	TOPLAM SONDAJ DERİNLİĞİ (m.)	SHOW
1	PAYAS-1		27.13	763650.00	4055580.00	X			X				74.70	2134.82	Dry hole
2	MERCANDENİZ-1		21.00	716850.43	4018678.38	X			X				153.00	2021.00	Dry hole
3	KILIC-1		21.00	750514.45	4044090.56				X				81.00	2417.37	Dry hole
4	ISKENDERUN-SEA-1		24.00	744497.00	4039484.00	X		XX	X	X	X	X	82.50	5014.50	Plugged gas w/ oil show
5	GULCIHAN-1		24.38	741901.30	4038855.41	X			X	X	X	X	83.50	4699.58	Plugged gas w/ oil show
6	EFE-1		13.10	767890.00	4054064.00	X			X				73.20	1118.00	Plugged gas w/ oil show
7	CINAR-1		27.13	742150.00	4035700.00	X			X				82.30	4490.62	Gas
8	CEYLANDENİZ-1		21.00	709688.21	4010009.59	X			X				231.00	2800.00	Dry hole
9	BIRTEH-1		14.48	768965.94	4054763.37	X			X				73.60	3122.98	Dry hole
10	AYSE-1		13.10	753381.00	3997906.00	X			X		X		216.10	1675.18	Dry hole

Tablo 1. Modellemede kullanılan kuyular ve veri içerikleri. “X” işareti, ilgili verinin hangi kuyuda ya da kuyularda mevcut olduğunu göstermektedir.

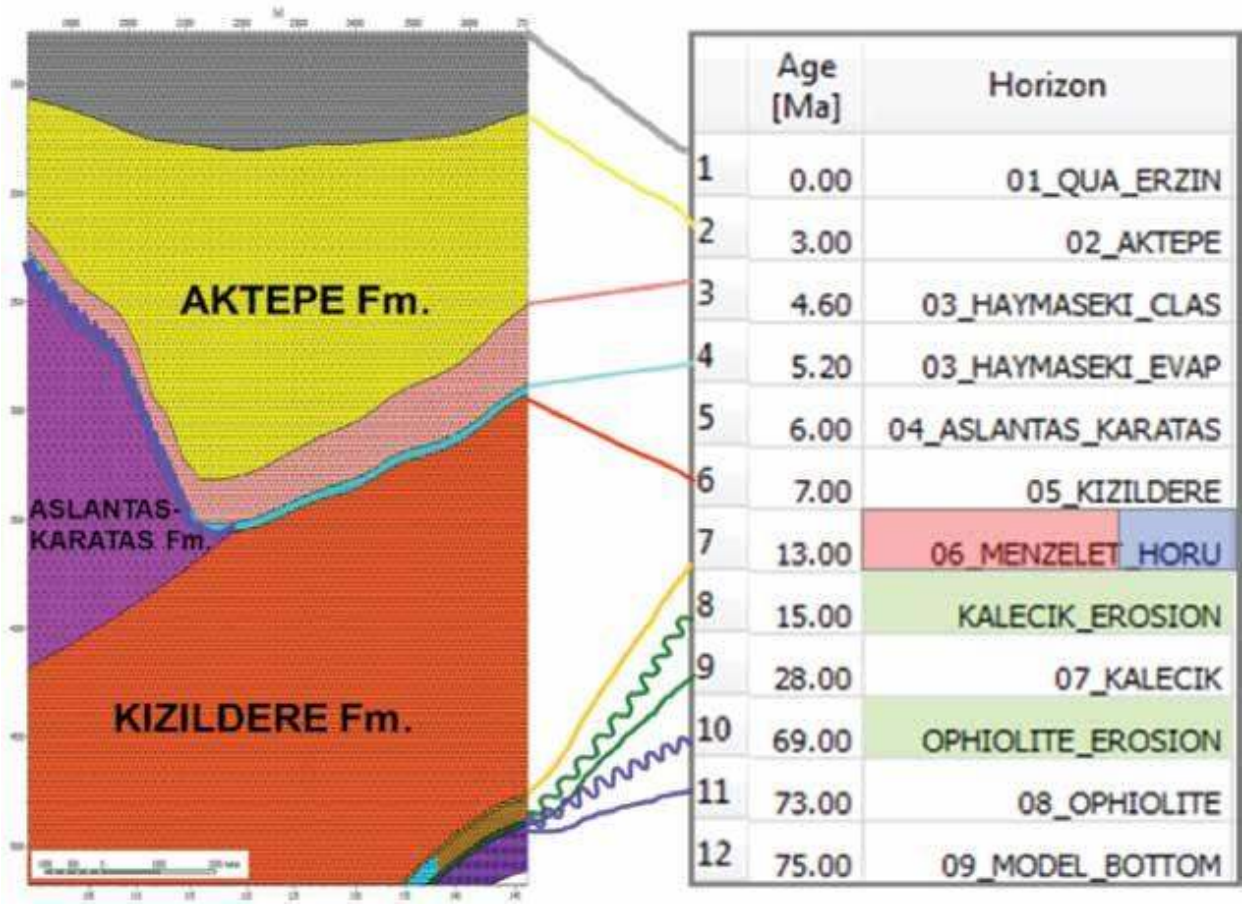


Şekil 4. Modellenen alan ve civarının batimetri haritası.

çökelmiştir. O.Miyosen'e (15 my) kadar ikinci erozyon olmuştur. 15 my ile 13 my arası, transgresif aşmalı olarak basenin derin kesimlerinde kaynak kaya olan Menzelet Formasyonu ile basenin yüksek kesimlerinde birincil beklenir rezervuar olan Horu Formasyonu'nun oluşum dönemidir. Serravaliyen ortalarından Messiniyen dönemine kadar (13 – 7 my) Kızıldere Formasyonu çökelmiştir. Üst Miyosen sonunda (7 - 6 my), Misis yükselimine bağlı olarak çalışma alanının batısında Aslantaş-Karataş birimleri yerleşmiştir.

Çalışma alanında 73-69 my ve 28-15 my yaş aralıklarına ait 2 adet erozyon dönemi ve toplam 10 adet formasyon bulunmaktadır.

Basende açılmış 10 adet kuyudan hepsi kronostratigrafideki model tabanına ulaşmamıştır. Bu kuyulardaki kesilmeyen birimlerin beklenir derinlikleri sismik verilerden faydalanılarak belirlenmiştir. Ayrıca erozyon miktarları için kaynak kayanın olgunluğundan faydalanılarak doğruya en yakın değerlere ulaşılmaya çalışılmıştır.



Şekil 5. İskenderun Körfezi'ne ait model kronostratigrafisi.

Yapı Haritaları

Temel (Ofiyolit), Kızıldere ve Aktepe formasyonlarının yapı haritaları (derinlik olarak) Toros Akdeniz Bölge Sorumluluğu'ndan alınmıştır (Şekil 6.a, Şekil 7.a ve Şekil 8.a).

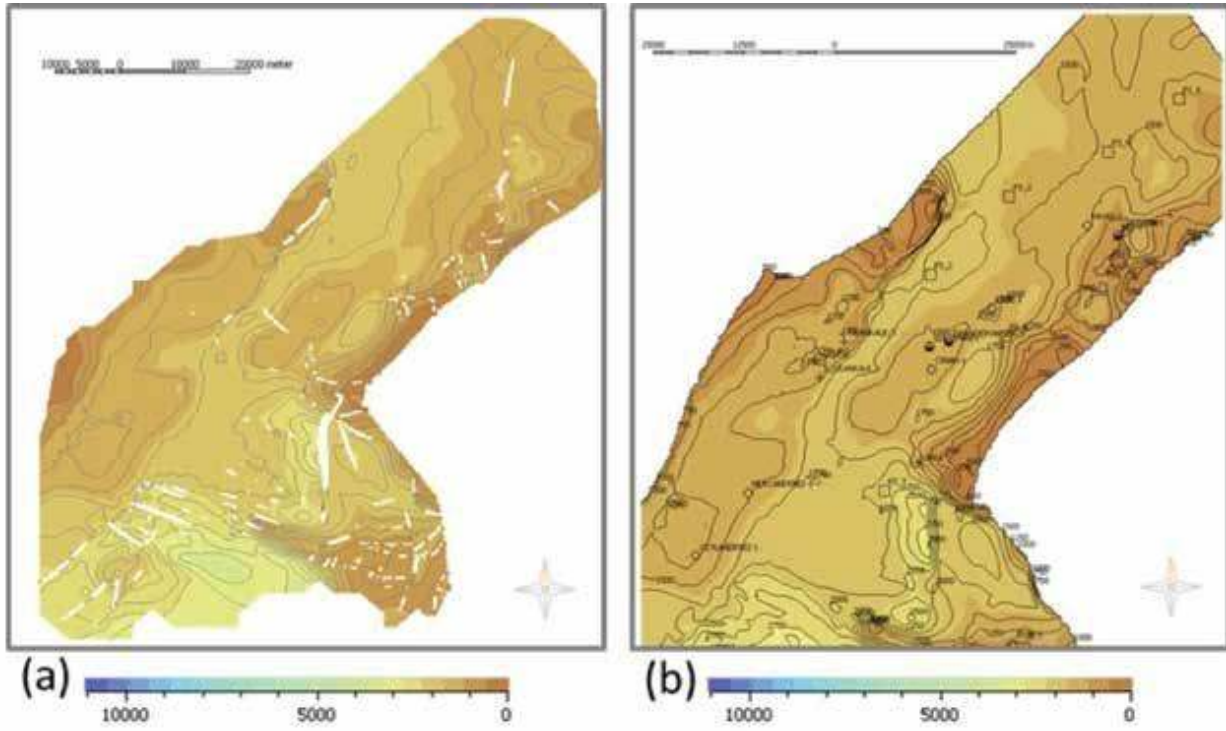
Projesinden alınmış olan yapı haritalarının (Şekil 6.a, Şekil 7.a ve Şekil 8.a) özellikle kuzeybatı ve güney kesimlerde eksik veya fazla yorumlanmış alanlar bulunmakta ve fayların bulunduğu alanlar boşluk olarak görülmektedir. Öncelikle tüm yapı haritaları ve kuyular dikkate alınarak çalışma alanı sınırları belirlenmiştir (Şekil 6.b, Şekil 7.b ve Şekil 8.b).

Ofiyolit girişi zaman haritasının derinlik haritasına dönüştürüldüğünde bazı yapıların kaybolduğu görülmüştür. Haritayı yorumlayan jeofizikçinin görüşleri doğrultusunda ofiyolit girişi derinlik haritası üzerinde düzeltme yapılmıştır (Şekil 6. b).

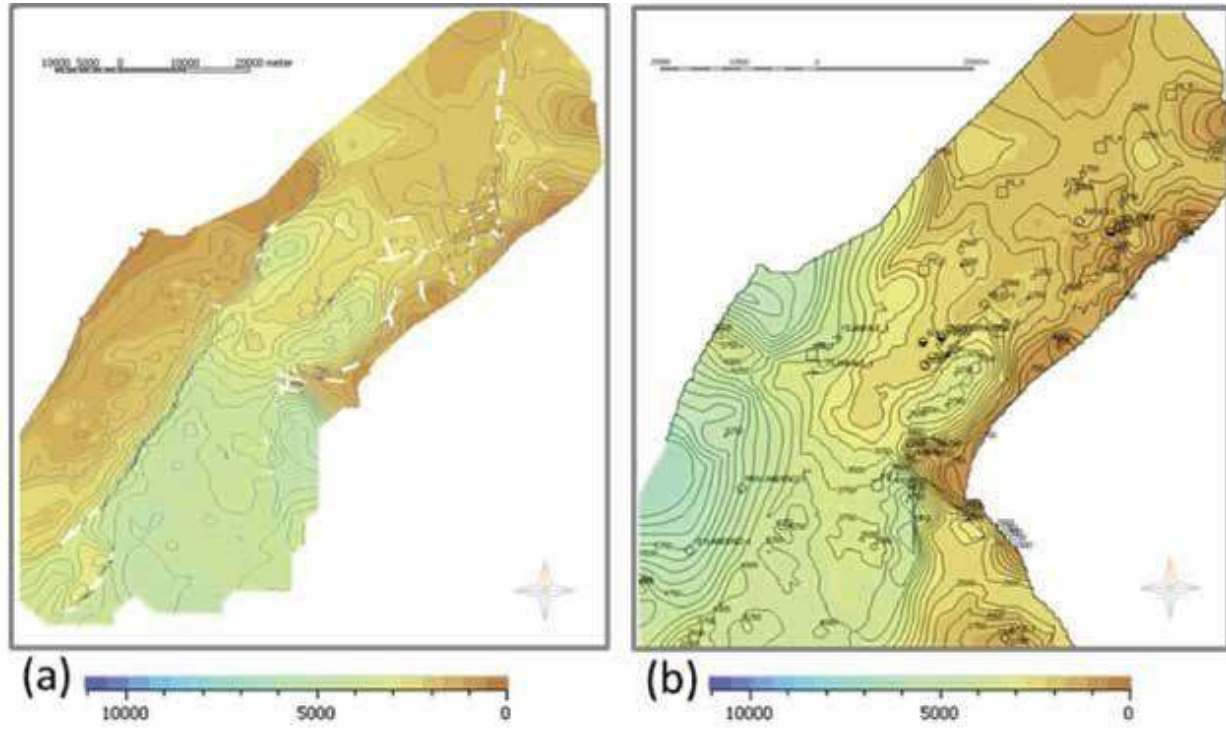
Şekil 9'da model tabanı üzerinde, kuyularda kesilmiş olan formasyonlara ait giriş derinliklerini gösteren pikler ve sanal kuyular için verilen 3 seviyeye ait giriş derinlik pikleri farklı renklerle gösterilmiştir. Verilmiş olan bu üç yapı haritası kuyu piklerine bağlanarak uygun olan derinliklere çekilmiştir (Şekil 6.b, Şekil 7.b ve Şekil 8.b).

Proje stratigrafisinde de görüldüğü gibi Ofiyolit, Aktepe ve Kızıldere formasyonları dışında kalan yedi birimin yapı haritaları, kuyularda kesilen formasyon dokanaklarına ve mevcut yapı haritalarına göre hazırlanmıştır.

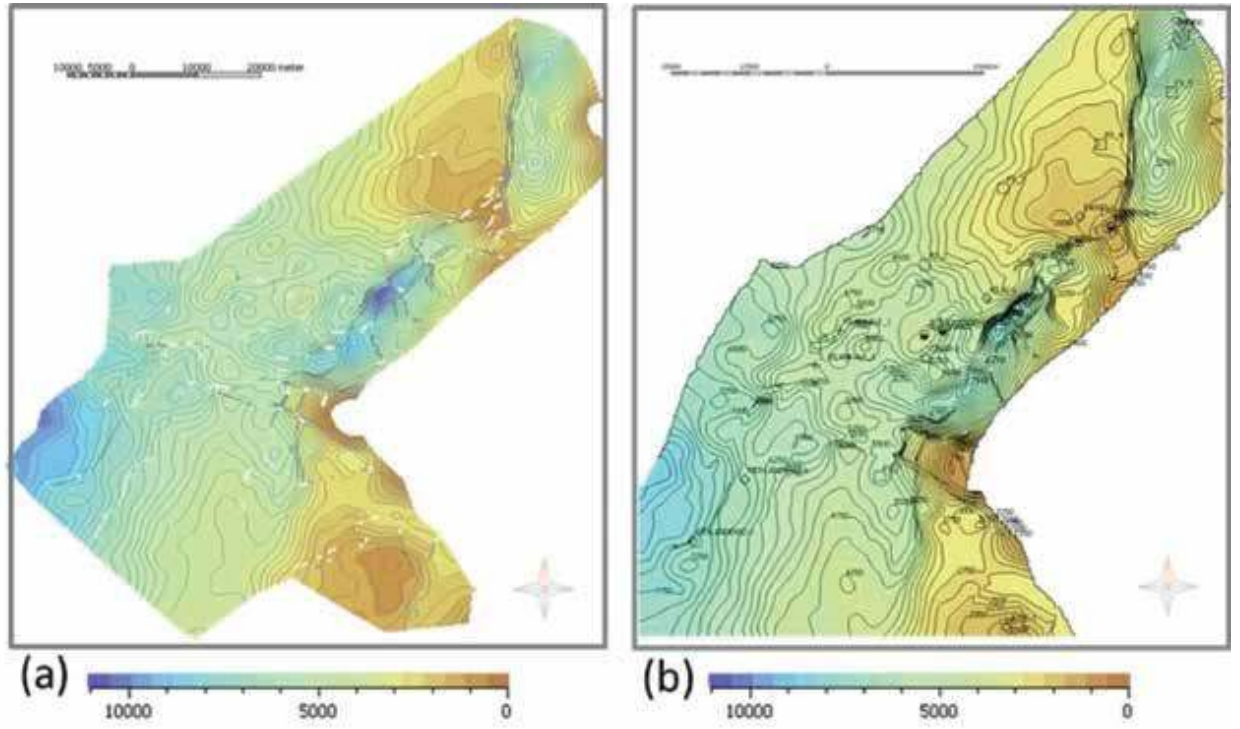
İlk aşamada Temel ile Kızıldere girişi arasındaki kalınlık, saha gözlemleri ve açılmış kuyu bilgileri doğrultusunda Kızıldere, Horu-Menzelet ve Kalecik formasyonlarına ayrılmıştır. İkinci aşamada, Kızıldere Formasyonu içinde gelişmiş olması beklenir rezervuar koşulları dikkate alınarak, Kızıldere Formasyonu üçe ayrılmıştır. Orta kesimde kalan



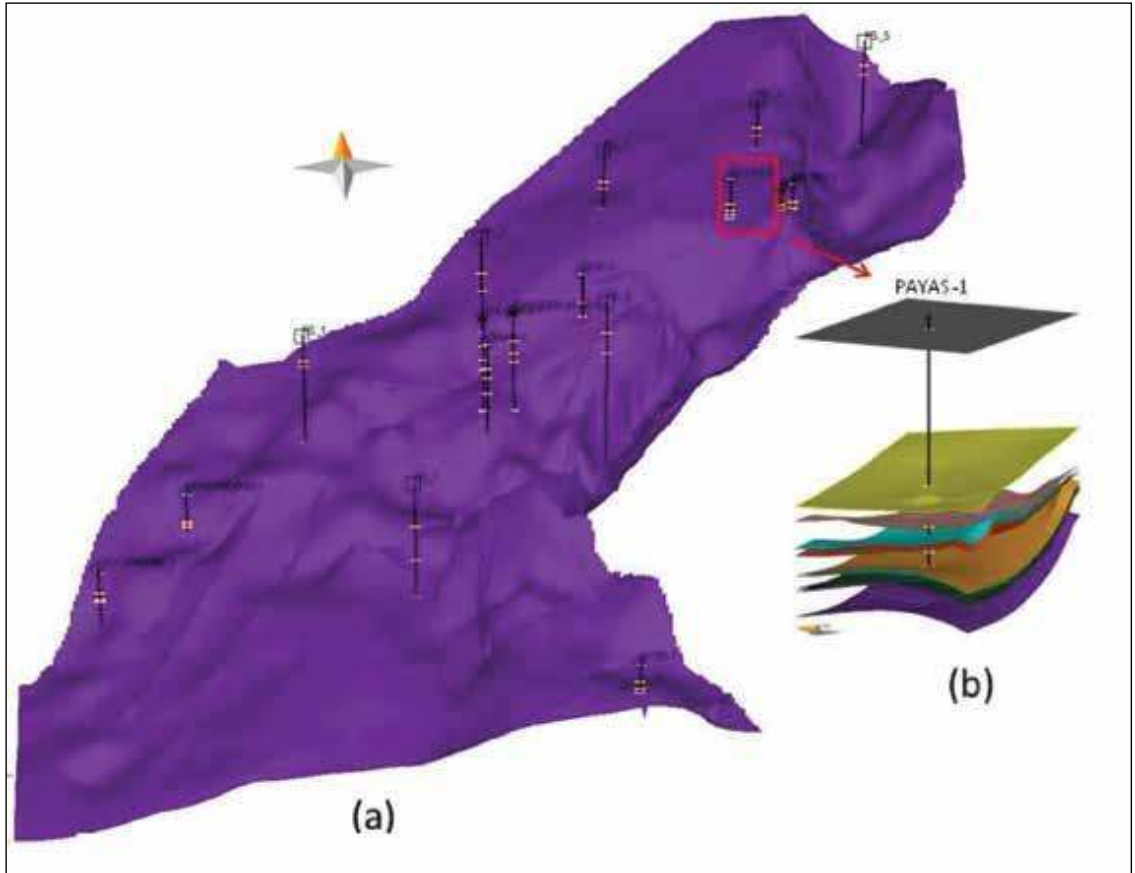
Şekil 6. (a) Projesi tarafından hazırlanmış Aktepe Formasyonu girişi yapı haritası. **(b)** Revize edilmiş Aktepe Formasyonu girişi yapı haritası.



Şekil 7. (a) Projesi tarafından hazırlanmış Kızıldere Formasyonu girişi yapı haritası. **(b)** Revize edilmiş Kızıldere Formasyonu girişi yapı haritası.



Şekil 8. (a) Projesi tarafından hazırlanmış Ofiyolit girişi yapı haritası. **(b)** Revize edilmiş Ofiyolit girişi yapı haritası.



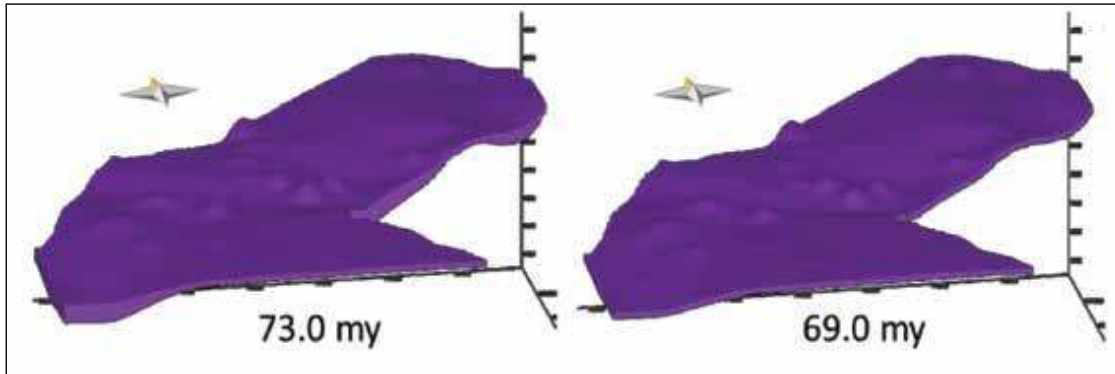
Şekil 9. (a) Model tabanı üzerinde kuyularda kesilmiş ve yeni ayrılmış formasyon girişlerini gösterir pikler. **(b)** Formasyon dokanak piklerinin Payaş-1 Kuyusunda büyütülmüş görünümü.

KIZILDERE_TURB olarak adlandırılmış birime, türbiditlerde beklenir rezervuar özellikleri tanımlanmıştır. Çalışma alanının batı kesiminde görülen Aslantaş-Karataş bloğu, proje yönetiminin hazırlamış olduğu sismik yorumlar ve kuyu verileri ışığında tanımlanmıştır. Devamında Haymaseki-Evaporit ve Haymaseki-Klastik seviyesi girişleri hazırlanmıştır. Böylece alınmış olan üç seviyeye ek olarak yedi

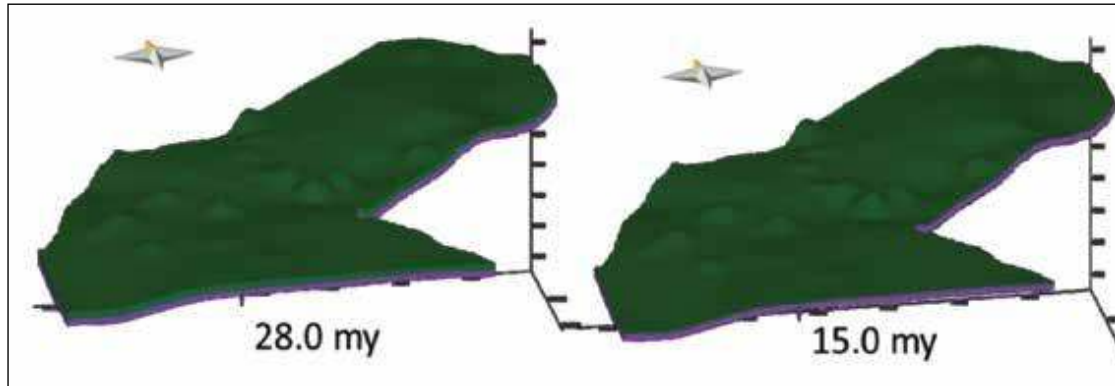
adet seviye üç boyutlu modellemeye kullanılmıştır.

Model Stratigrafisi

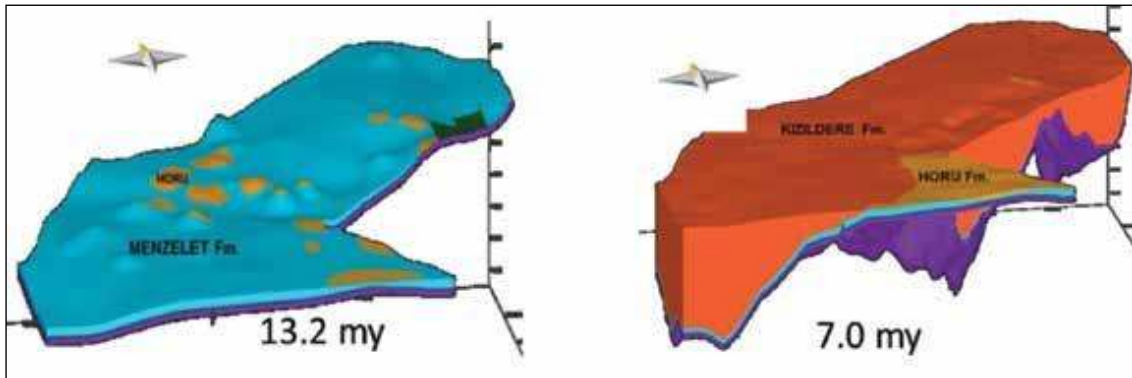
İskenderun Körfezi'nin jeolojik süreçte geçirmiş olduğu değişim 3 boyutlu olarak modellenmiştir (Şekil 10 – Şekil 17). Formasyonların günümüzdeki durumları ise Şekil 18 ile Şekil 25 arasında detaylı olarak görülmektedir.



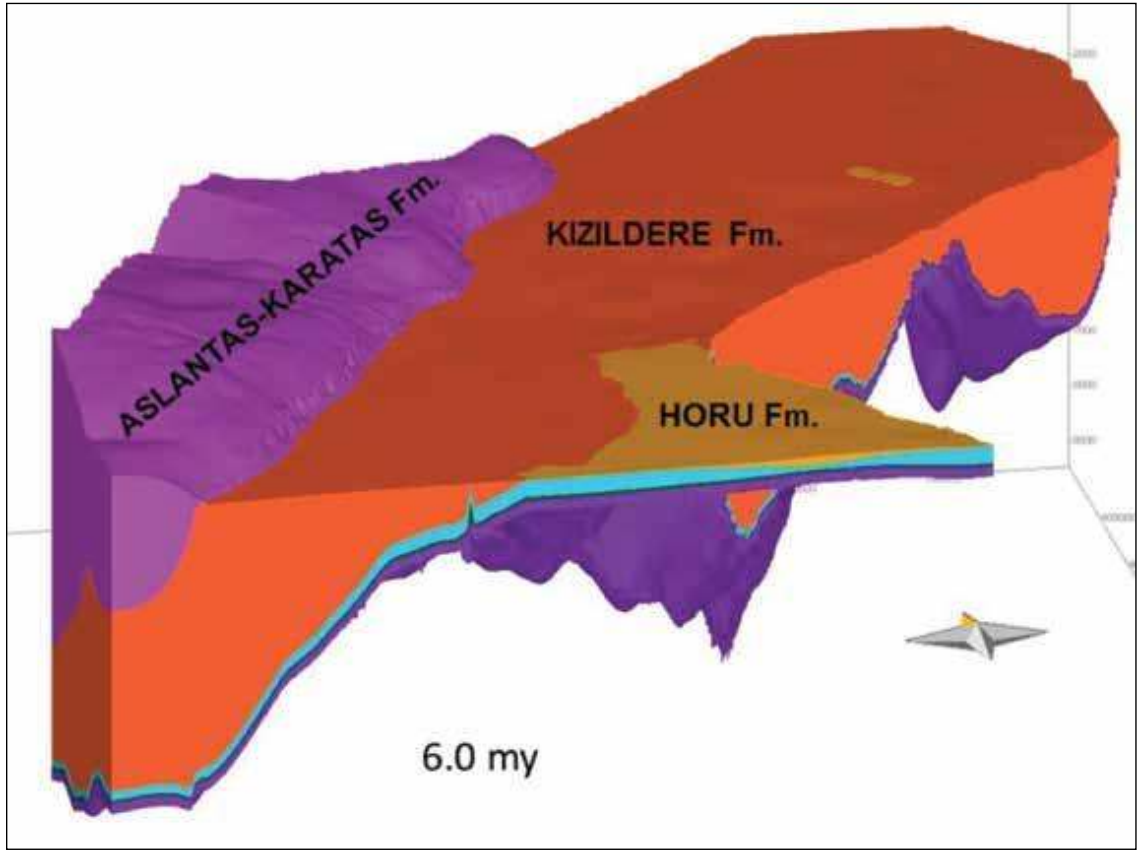
Şekil 10. (Solda) 73.0 my önce çökelen ve (Sağda) 69 my önce erozyona uğrayan Ofiyolit formasyonunun 3-B model görüntüsü.



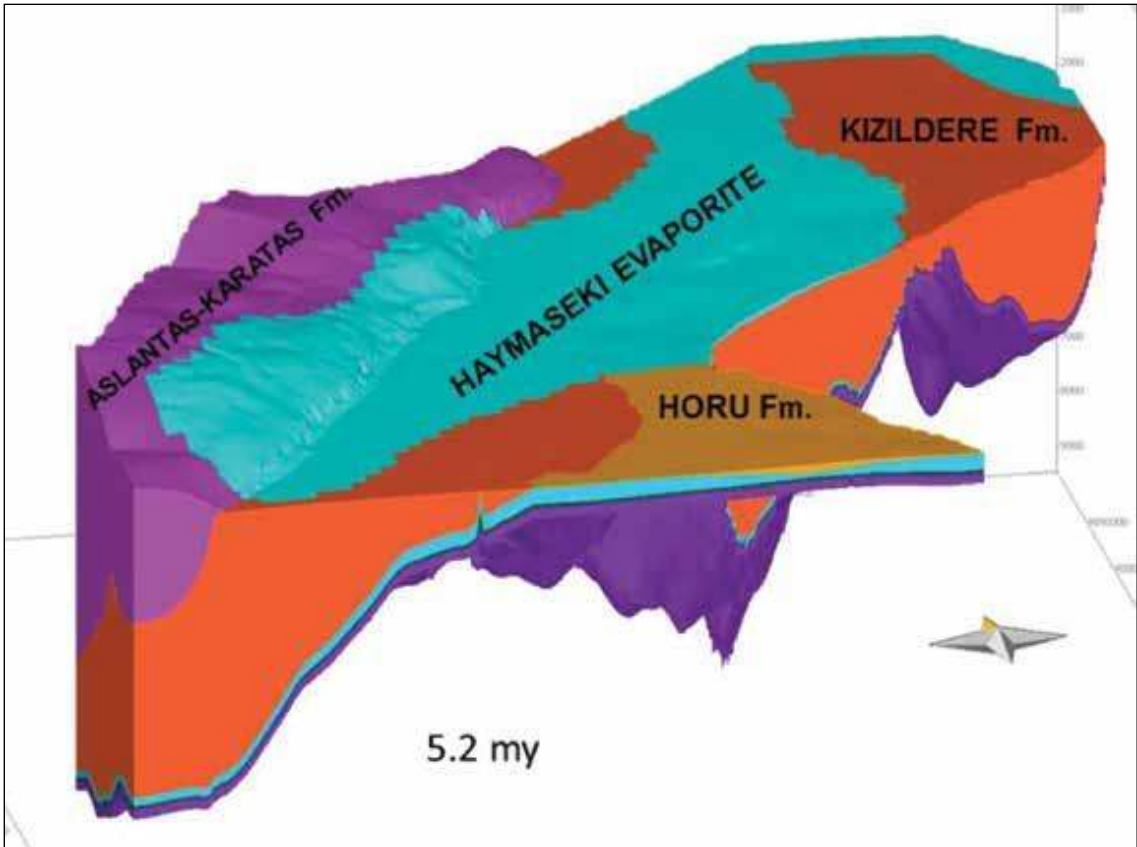
Şekil 11. (Solda) 28.0 my önce çökelen ve (Sağda) 15 my önce erozyona uğrayan Kalecik Formasyonu'nun 3B model görüntüsü.



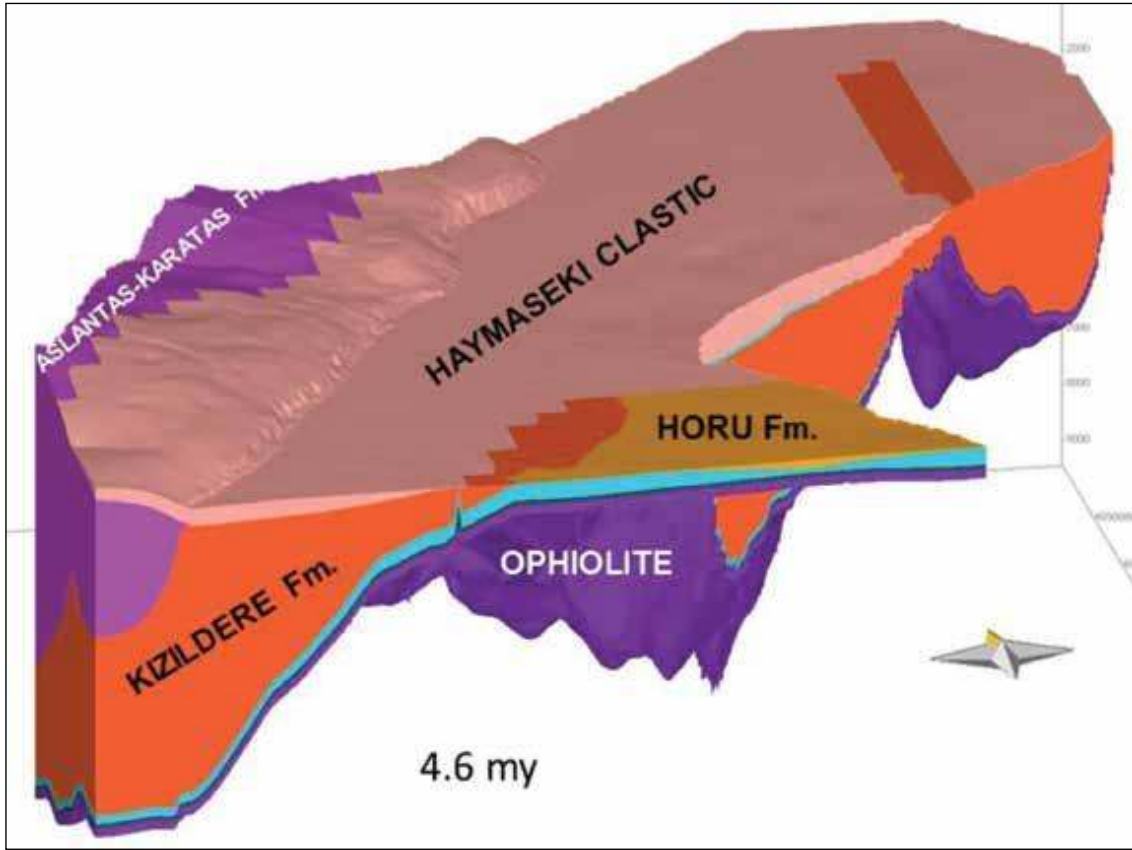
Şekil 12. (Solda) 13.2 my önce çökelen Horu ve Menzelet formasyonlarının dağılımı ve (Sağda) 7my önce çökelen Kizildere Formasyonu'nun 3-B model görüntüsü.



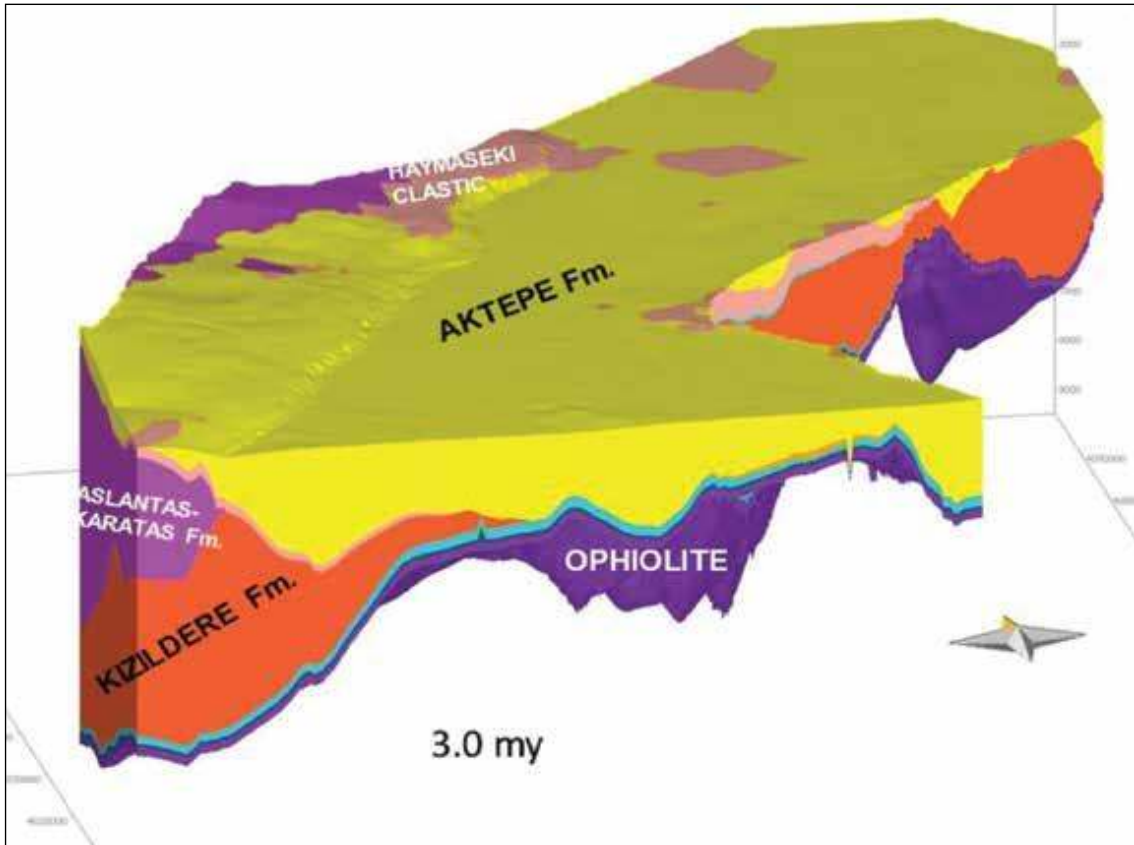
Şekil 13. Demirtaş bindirmesi ile Aslantaş-Karataş Formasyonu gelişinin 3-B model görüntüsü (6.0 my.).



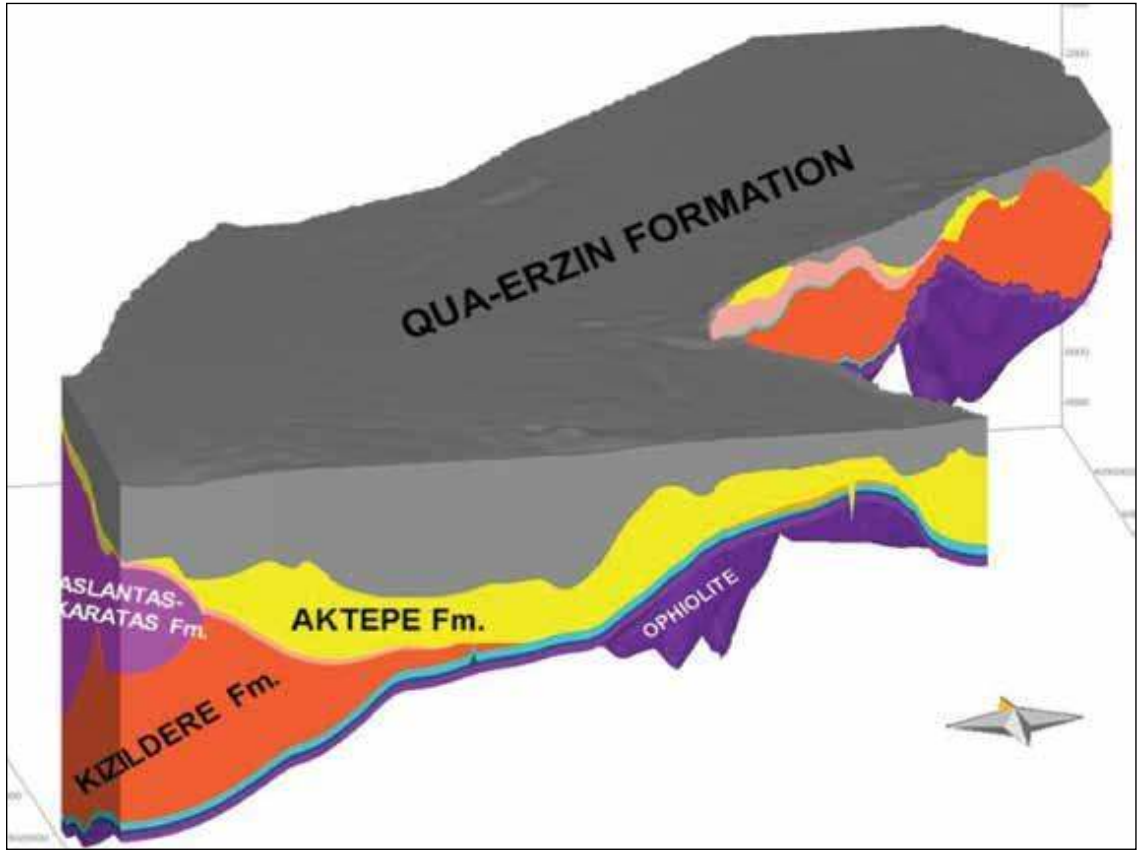
Şekil 14. Haymaseki evaporitlerinin 3-B model görüntüsü (5.2 my.).



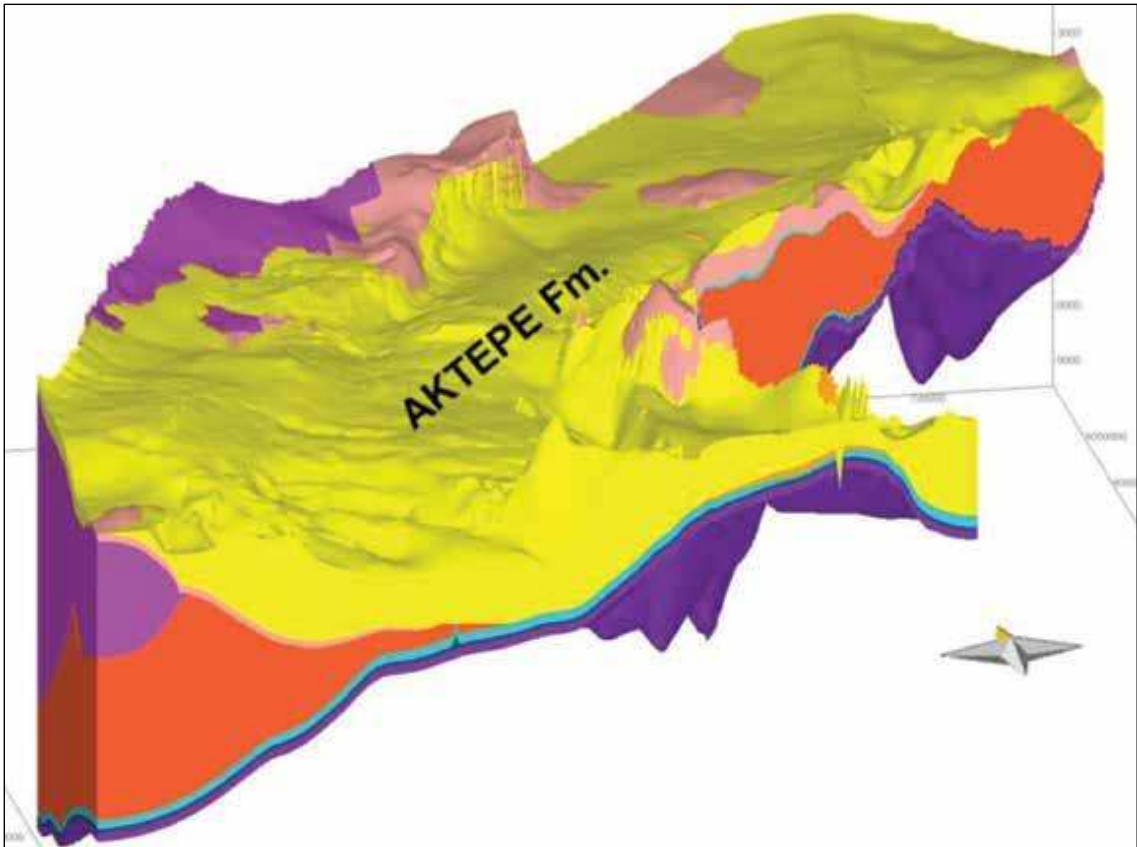
Şekil 15. Haymaseki klastiklerinin 3-B model görüntüsü (4.6 my.).



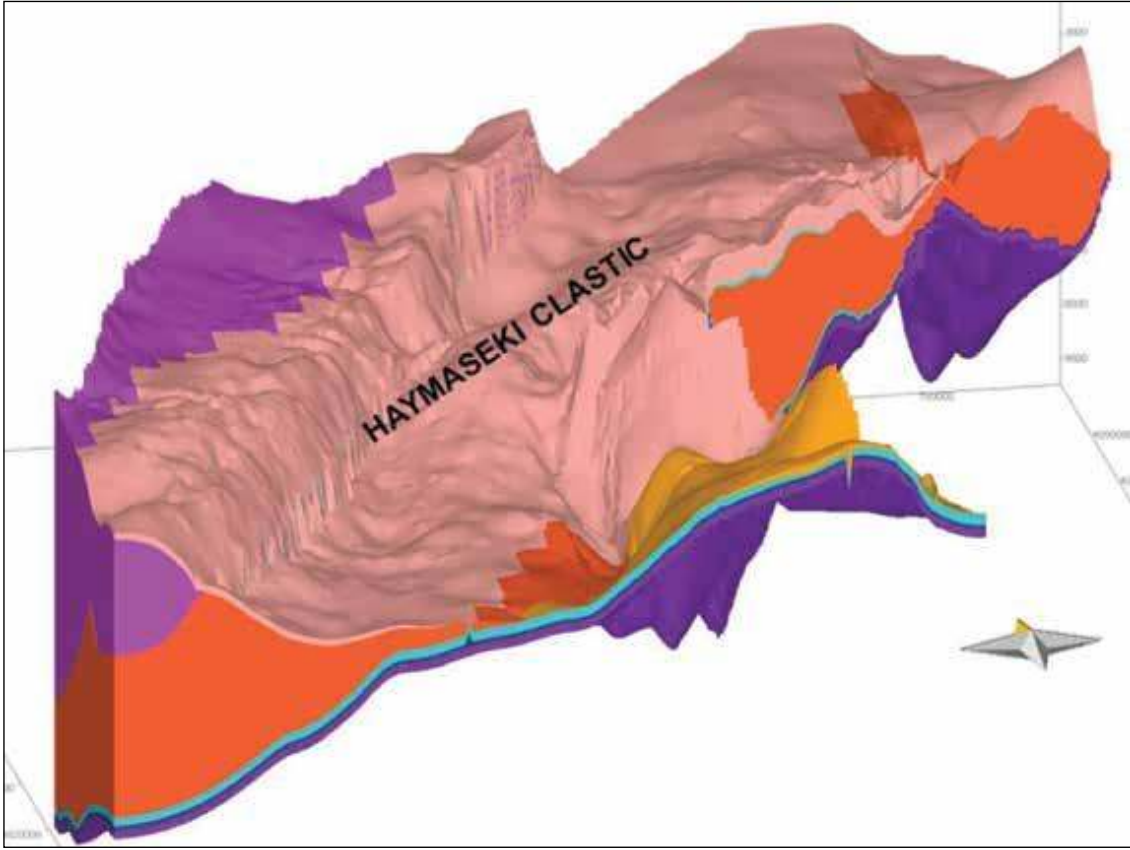
Şekil 16. Aktepe Formasyonu'nun 3-D model görüntüsü (3.0 my.).



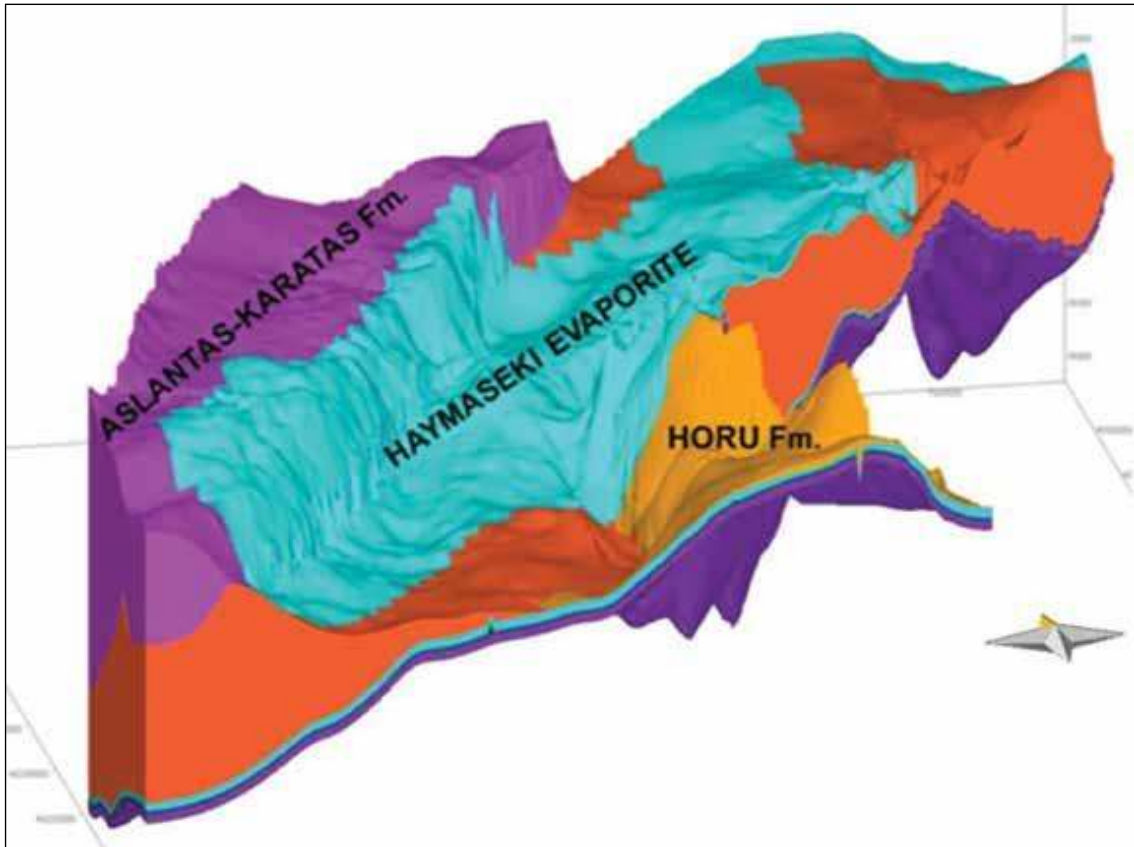
Şekil 17. Erzin Formasyonu'nun günümüzdeki 3-B model görüntüsü.



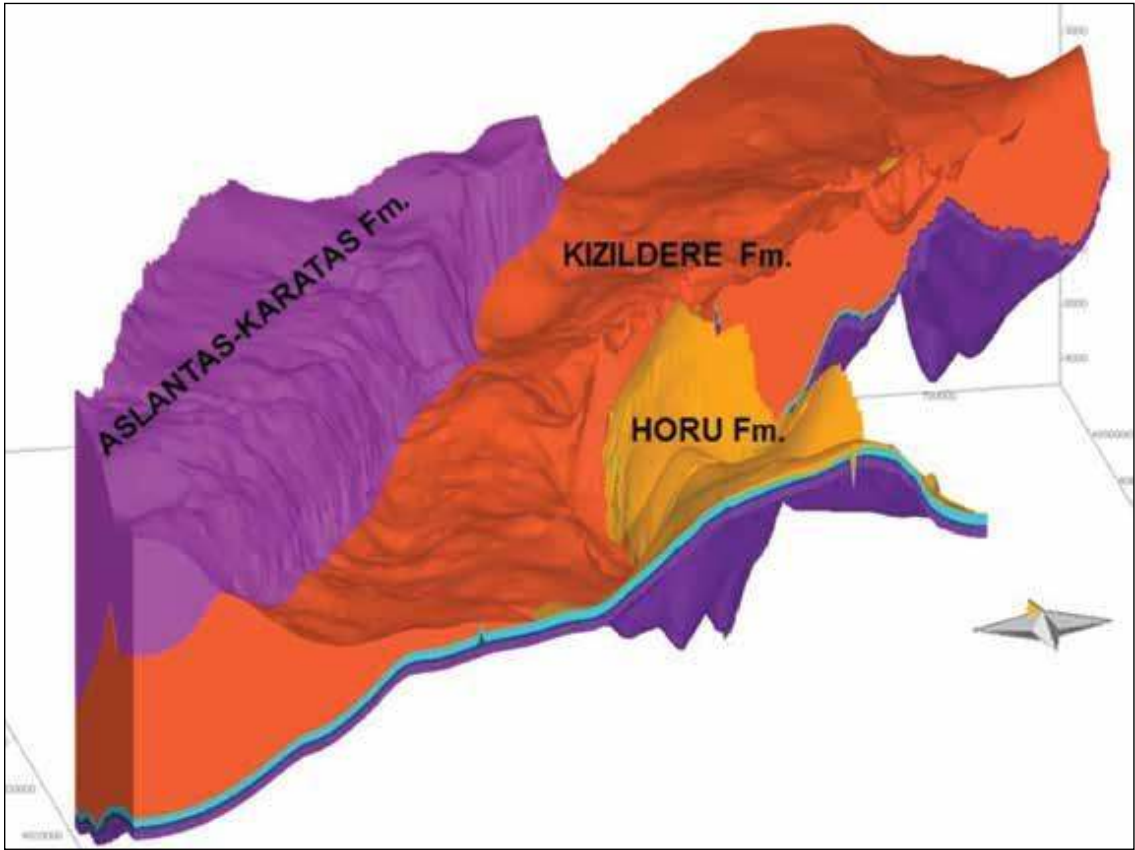
Şekil 18. Aktepe Formasyonu'nun günümüzdeki 3-B model görüntüsü.



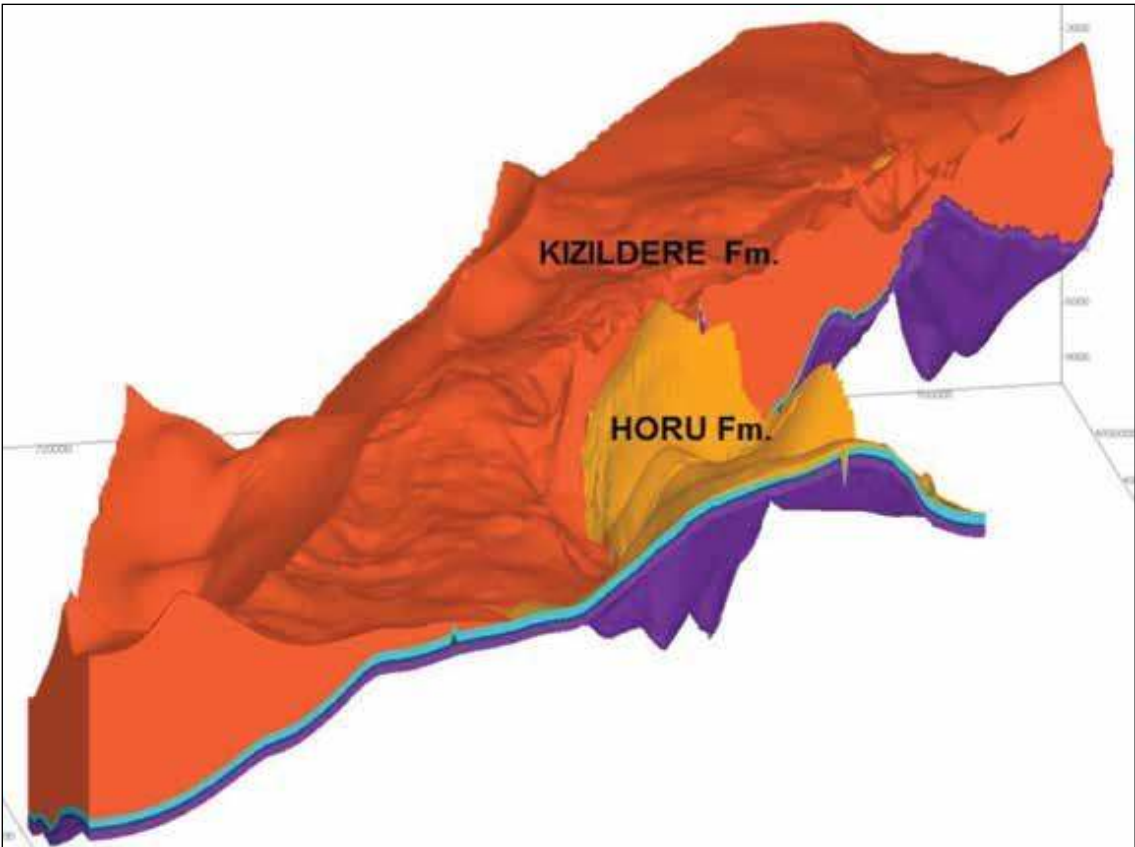
Şekil 19. Haymaseki klastiklerinin günümüzdeki 3-B model görüntüsü.



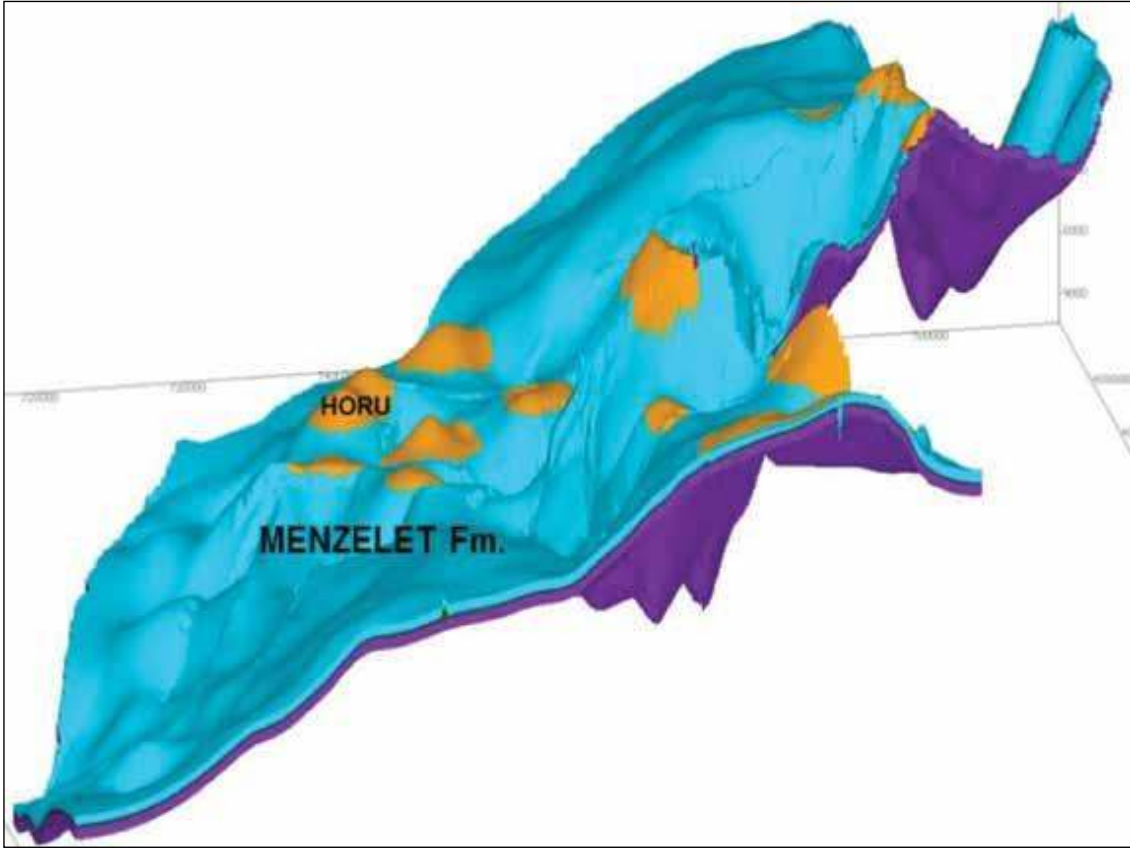
Şekil 20. Haymaseki evaporitlerinin günümüzdeki 3-B model görüntüsü.



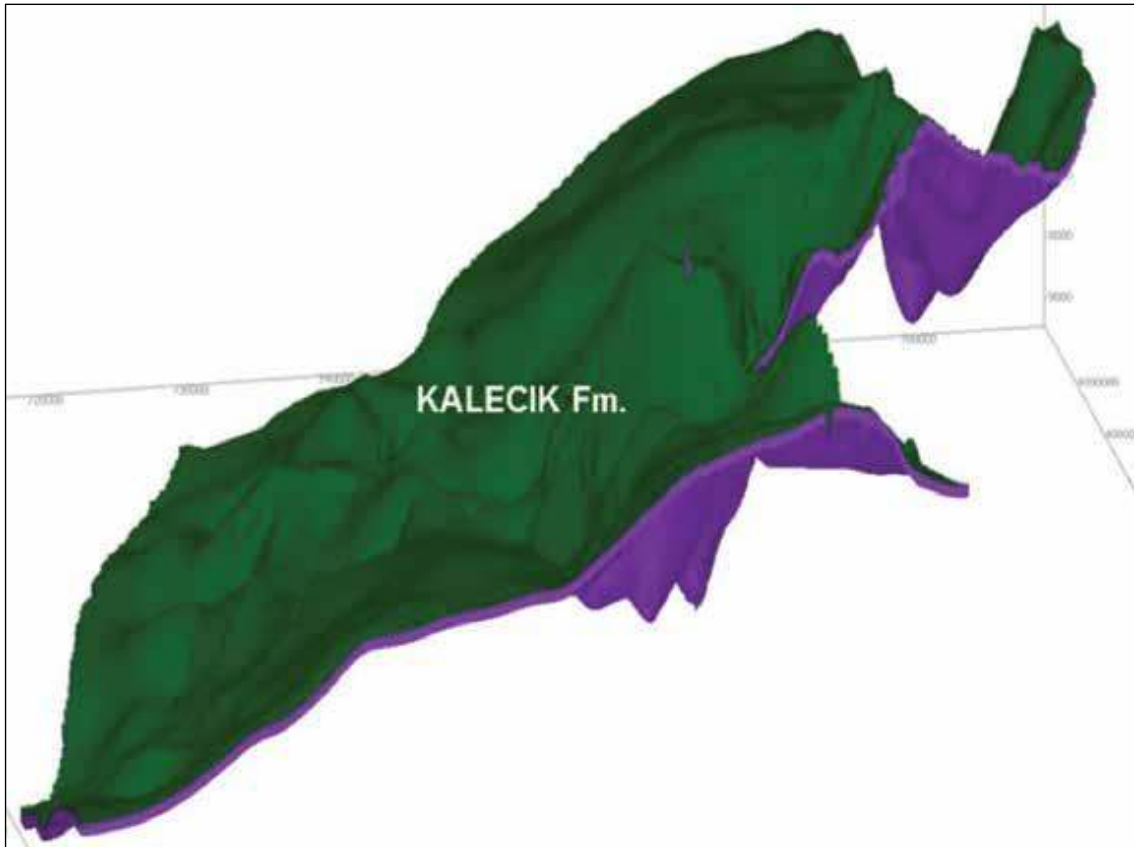
Şekil 21. Aslantaş-Karataş Formasyonu'nun günümüzdeki 3-B model görüntüsü.



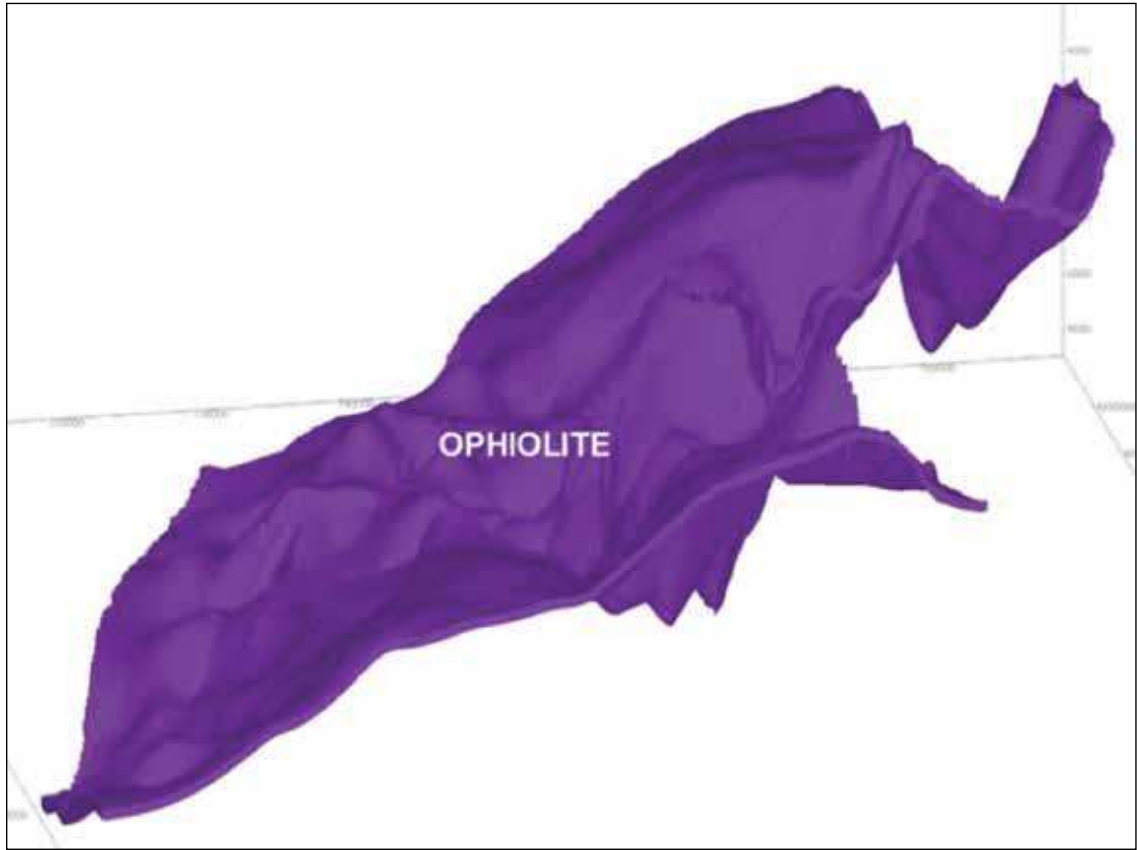
Şekil 22. Kızıldereli Formasyonu'nun günümüzdeki 3-B model görüntüsü.



Şekil 23. Menzelet ve Horu Formasyonlarının günümüzdeki 3-B model görüntüsü.



Şekil 24. Kalecik Formasyonu'nun günümüzdeki 3-B model görüntüsü.



Şekil 25. Ofiyolit temelin günümüzdeki 3-B model görüntüsü.

KALİBRASYON İŞLEMLERİ

Porozite Kalibrasyonu

Porozite hesaplamaları için sonik loglar kullanılmıştır. Kuyularda kesilen formasyon derinliklerine göre, DT değerlerinde seyreltmeler yapılmış ve litoloji özellikleri de gözönünde bulundurularak formasyonlara ait poroziteleri hesaplanmıştır. Hesaplanmış olan porozite verileri, modellemede porozite kalibrasyonu için kullanılmıştır. Bu kalibrasyon sonrasında her formasyon için derinliğe karşı porozite fonksiyonu ortaya konmuştur. Şekil 26'da İskenderun Sea-1 Kuyusu'na ait örnek porozite kalibrasyonu gösterilmektedir. Bu kalibrasyon işlemleri, verisi olan diğer kuyular için de uygulanmıştır.

Siyah artı işareti sonik loglardan sadeleştirilip poroziteye dönüştürülmüş verilerdir. Siyah ve devamlı çizgi ise kuyunun bulunduğu lokasyonda derinliğe göre değişimi gösteren ve kalibrasyon sonucu elde edilmiş porozite fonksiyonudur. Çalışma alanı içinde açılmış olan kuyulara ait her bir formasyon için elde edilen porozite değerlerinden

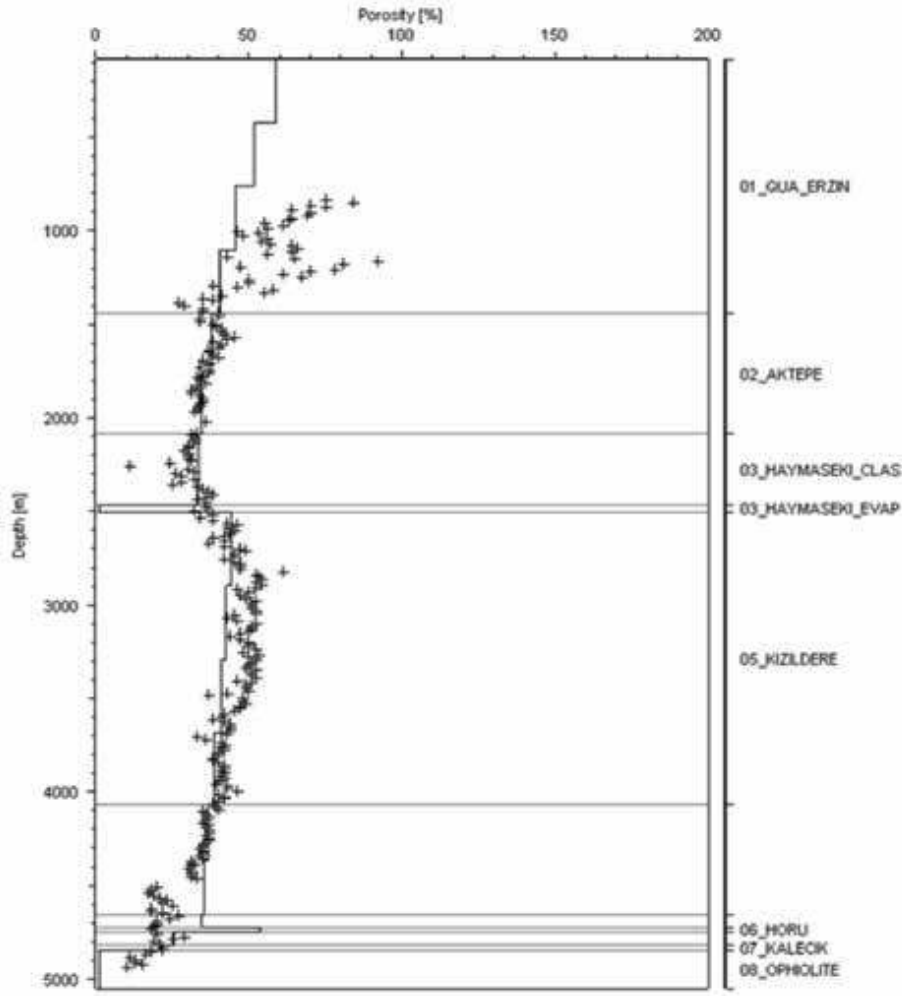
porozite haritaları oluşturulmuş ve üç boyutlu modellemede kullanılmıştır.

Sıcaklık Kalibrasyonu

Loglardan ve DST'lerden kuyulara ait sıcaklık verileri derlenmiştir. Uygun olan kuyularda Basin-Mod programındaki "Horner Plot" yöntemi kullanılarak statik sıcaklık hesaplamaları yapılmıştır. Tablo 3'te Gülcihan-1 Kuyusu'nda 4507 metreden loglarda ölçülmüş sıcaklık verileri yer almaktadır. Buna göre, Şekil 27'de görüldüğü gibi kuyudaki statik sıcaklık değeri 134.80 °C olarak hesaplanmıştır.

Dinamik sıcaklık ve hesaplanmış statik sıcaklık değerleri ile tüm kuyularda sıcaklık kalibrasyonları yapılmıştır. Örnek olarak İskenderun Sea-1 ve Gülcihan-1 kuyuları Şekil 28'de verilmiştir.

Kuyuda ölçülmüş statik sıcaklığı hesaplanmış veriler kırmızı ve içi dolu daire ile gösterilmiştir. Diğer kırmızı işaretler ise dinamik sıcaklık verileridir. Modellemede kalibrasyonu yapılarak elde edilen sıcaklık fonksiyonu, mavi çizgi ile gösterilmiştir.



Şekil 26. İskenderun Sea-1 Kuyusu'na ait örnek porozite kalibrasyonu.

Depth (m)	Temp (C)	Delta Time	Circ. Time	Factor	Temp Error
4507	127.8	12	5		
4507	131.7	30			

Tablo 3. Gülcihan-1 Kuyusu'nda ölçülmüş sıcaklık verileri.

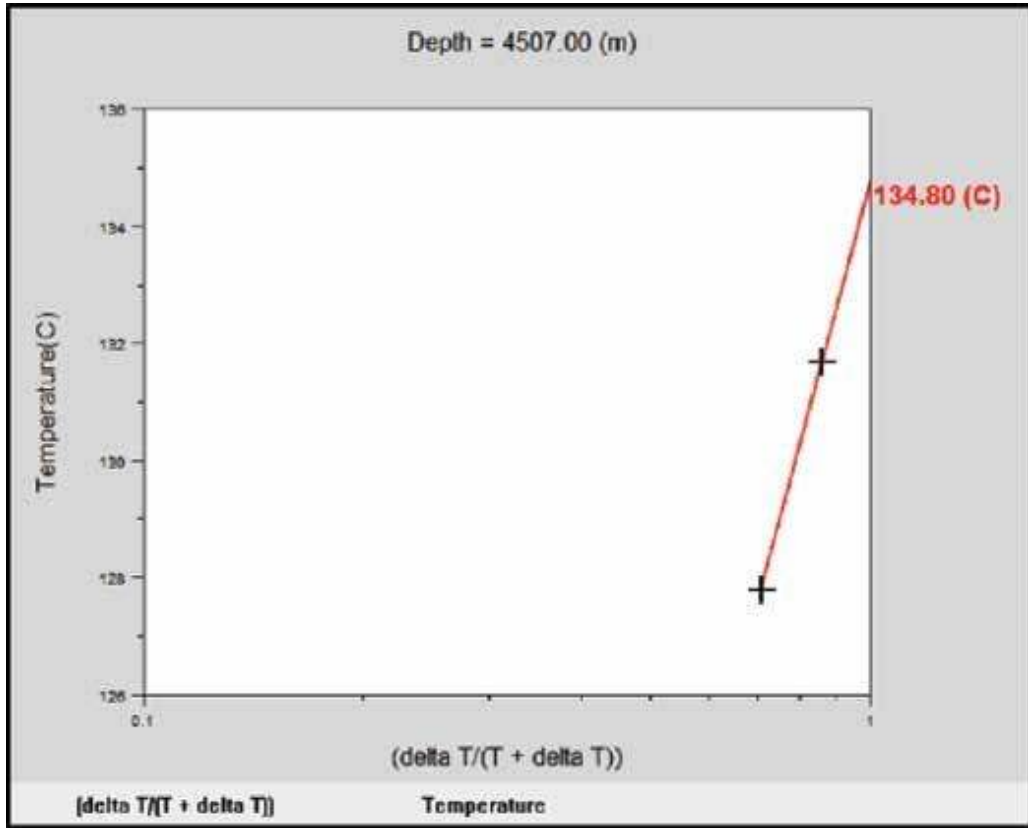
Gülcihan-1 Kuyusu'nda Jeotermal gradyan 18.9 °C/1000, İskenderun Sea-1 Kuyusu'nda 20 °C/1000 m. olarak hesaplanmıştır.

Olgunluk Kalibrasyonu

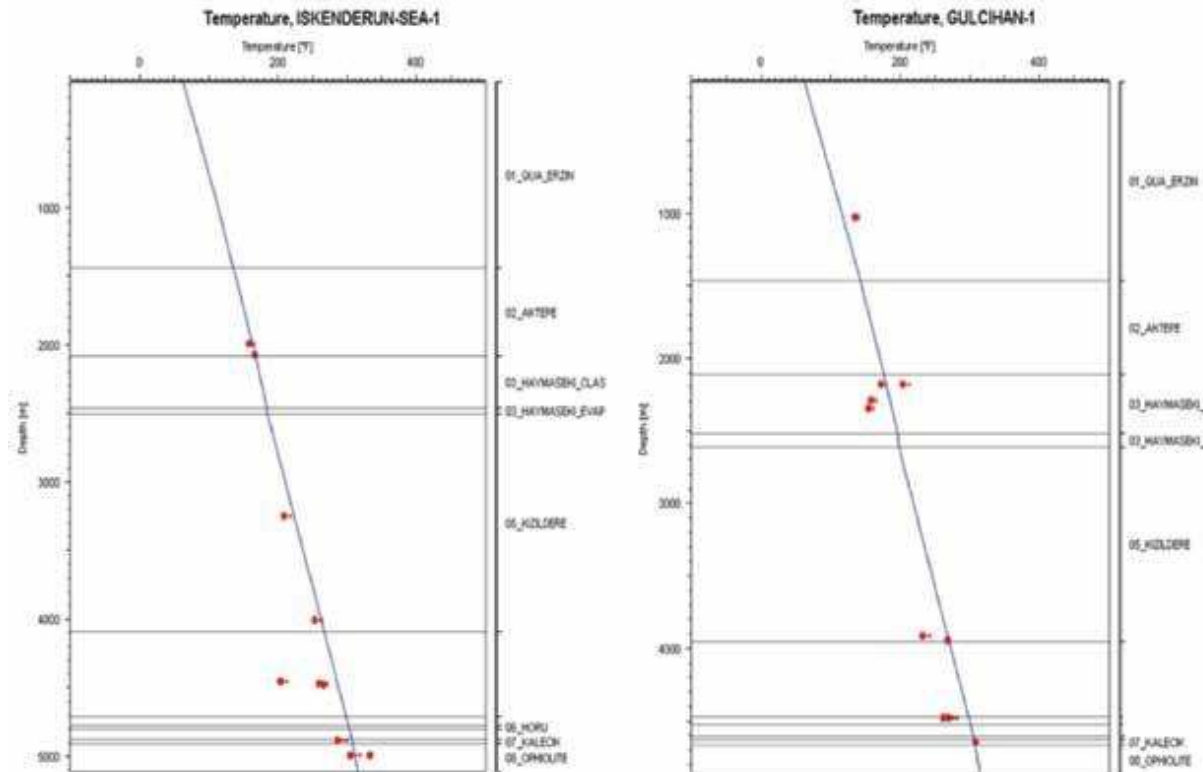
Çalışma alanı içerisindeki kuyulardan sadece İskenderun Sea-1 ve Gülcihan-1 kuyularında Vitrit Yansıması (%Ro), Spor Renk Endeksi (SCI) ve Tmax ölçümleri bulunmaktadır (Davies, 1986 ve RWEDA, 1991). SCI ve Tmax değerleri vitri-

nit yansımasına dönüştürülerek olgunluk kalibrasyonlarında kullanılmıştır. Şekil 29'da İskenderun Sea-1 Kuyusu'na ait olgunluk kalibrasyonu detaylı olarak gösterilmektedir.

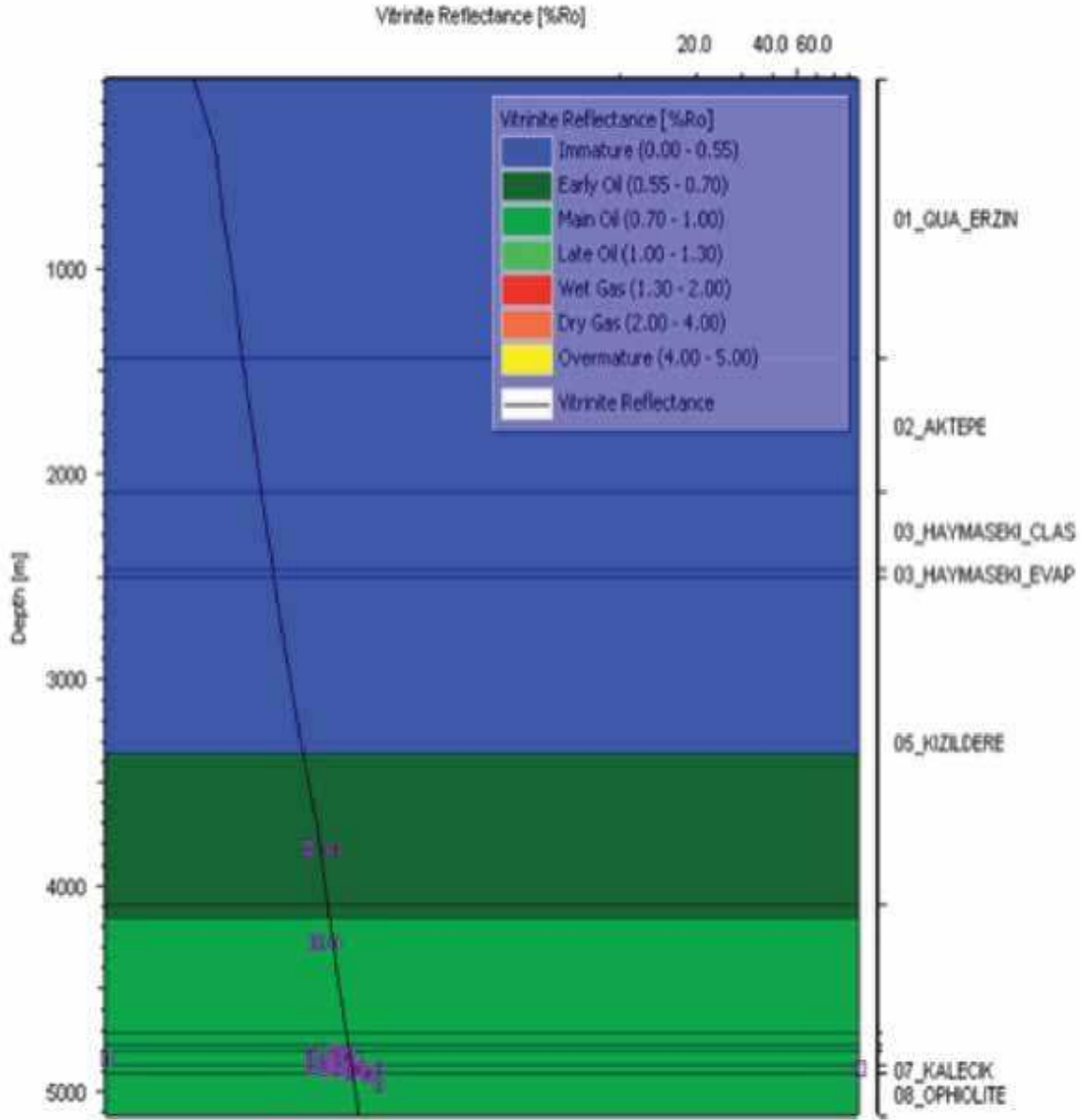
Şekil 29'da kum saati sembolü vitrit yansıması, yuvarlaklar SCI'dan ve kareler ise Tmax'dan dönüştürülmüş vitrit yansıması değerleridir. Siyah çizgi, modelin olgunluk kalibrasyonu sonrası bu lokasyonda derinliğe karşı değişen olgunluk



Şekil 27. Gülcihan-1 Kuyusu'nda 4507 m.'de ölçülmüş sıcaklık değerlerinin Horner grafiği.



Şekil 28. İskenderun Sea-1 ve Gülcihan-1 Kuyularına ait sıcaklık kalibrasyonları.



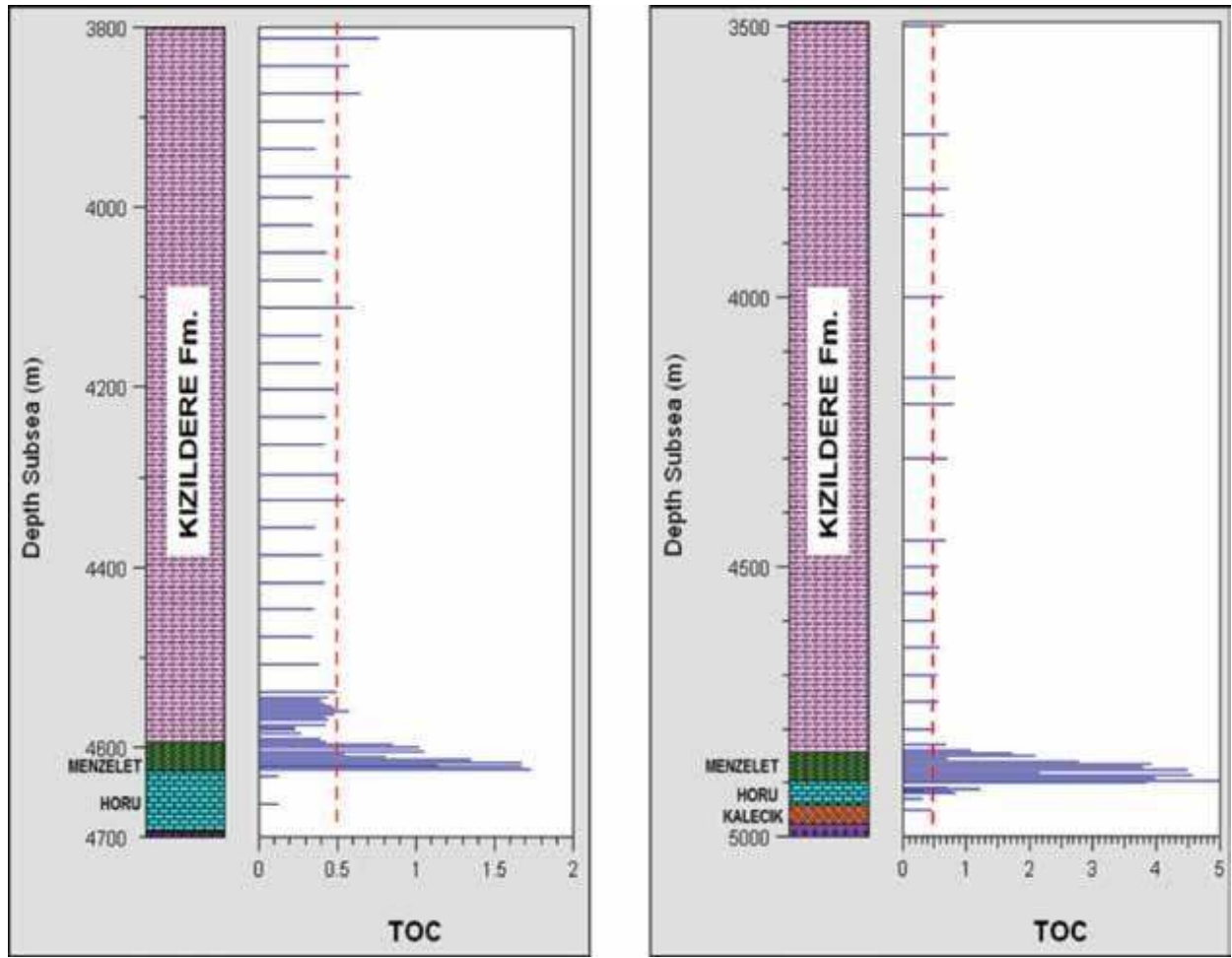
Şekil 29. İskenderun Sea-1 Kuyusu'na ait olgunluk kalibrasyonu.

fonksiyonudur. İskenderun Sea-1 Kuyusu'nda mavi kesim olgunlaşmamış, koyu yeşil kesim erken olgun ve açık yeşil kesim orta olgun aşamaya ulaşmış derinlikleri göstermektedir. Menzelet kaynak kaya aralığı orta-olgun (açık yeşil) aşamada bulunmaktadır.

Kaynak Kaya Tipi ve Kalibrasyonu

Çalışma alanı içine düşen kuyulardan Gülcihan-1 ve İskenderun Sea-1 kuyularına ait jeokimya verileri mevcut olup, bu kuyulardaki veriler gözönünde bulundurularak kaynak kaya kalibrasyonu yapılmıştır (Davies, 1986 ve RWEDEA, 1991). Şe-

kil 30'da derinliğe karşılık gelen formasyonlar ve %TOC miktarlarını gösteren log grafikleri hazırlanmıştır. TOC kolonuna, kırmızı kesikli çizgiyle %0.5 TOC, klastik kaynak kayalar için yeterlilik sınır çizgisi çizilmiştir. Menzelet kaynak kaya aralığında, Gülcihan1 Kuyusu'nda en yüksek %TOC değeri %1.7 civarında iken, İskenderun Sea-1 Kuyusu'nda %5'i bulmaktadır. Yine her iki kuyuda Kızıldere Formasyonu içinde yapılmış analizlerde, özellikle İskenderun Sea-1 Kuyusu'nda %0.5'i geçen değerler görülmektedir. Bu çalışmada Kızıldere Formasyonu kaynak kaya olarak değerlendirilmeye alınmamıştır.



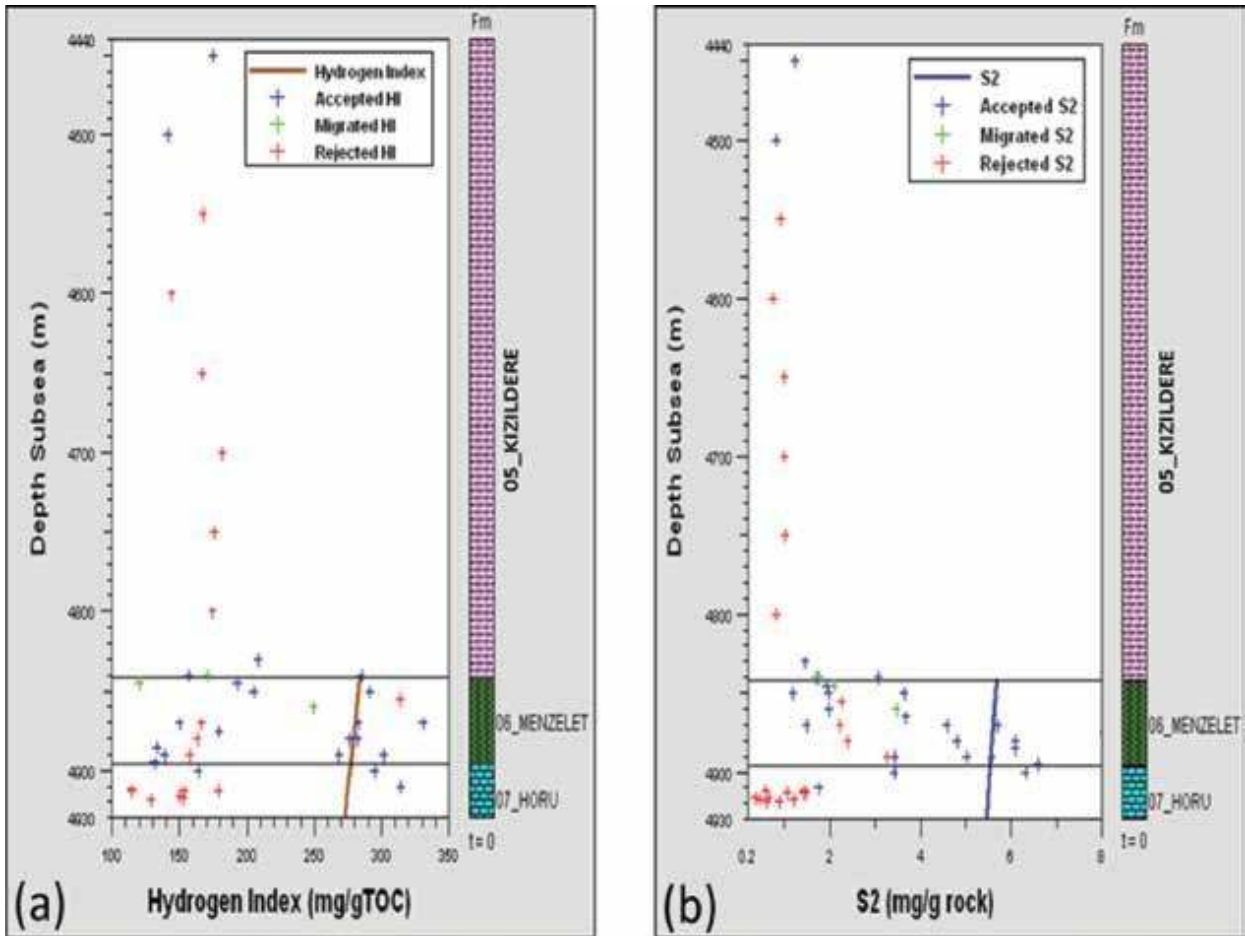
Şekil 30. Gülcihan-1 (Solda) ve İskenderun Sea-1 (Sağda) Kuyularına ait %TOC dağılımı.

Yapılmış olan kaynak kaya analizleri, kayacın günümüzdeki potansiyelini göstermektedir. Menzelet kaynak kayası günümüzde orta olgun aşamaya ulaşmış durumda olması nedeniyle hidrokarbon türetmiş ve potansiyelinde azalma olmuştur. Kaynak kayanın ilksel potansiyelini bulmak için İskenderun Sea-1 Kuyusu'nda ölçülmüş veriler kullanılmıştır. Olgunluk kalibrasyonu yapılmış olan kuyunun HI ve S2 kalibrasyonları yapılmıştır (Şekil 31). Grafiklerdeki artı işaretleri piroliz analizi sonuçlarını ifade etmektedir. Mavi artılar güvenilir değerleri, kırmızı artılar güvenilir olmayan değerleri ve yeşil artılar fazla güvenilir olmayan yıkıntı numunelerine ait değerlerdir. Düz çizgiler ise (Kahverengi ve mavi) yapılmış olan kalibrasyona göre derinliğe bağlı olarak değişen HI ve S2 fonksiyonlarıdır.

Günümüzdeki Hidrojen İndeksi 277 mg/gTOC ve S2'si 5.53 mg/g olan kaynak kayanın yapılan kalibrasyon işlemlerinden sonra ilksel değerleri Şekil 32'de zaman grafiklerinden okunmuştur. Kaynak kayanın ilksel HI değeri 400 mg/gTOC ve ilksel S2 değeri 8 mg/g kaya olduğu görülmektedir.

Kaynak kayanın ilksel %TOC değeri, $[TOC(\%) = \frac{\text{ilksel S2}}{\text{ilksel HI}} \times 100]$ formülü kullanılarak hesaplanabilir. Buna göre hesaplanmış ilksel TOC (%) değeri 2'dir.

Kalibrasyonlar sonucu kaynak kayanın kerojen tipinin 30 % Tip II ve 70 % Tip III karışımı olduğunu belirlenmiştir. Kaynak kayanın tipi ve ilksel potansiyeli ile ilgili tek kuyudan elde edilen bu bilgiler tüm alan için kullanılmıştır.



Şekil 31. İskenderun Sea-1 Kuyusu, (a) Hidrojen İndeks ve (b) S2 kalibrasyonu.

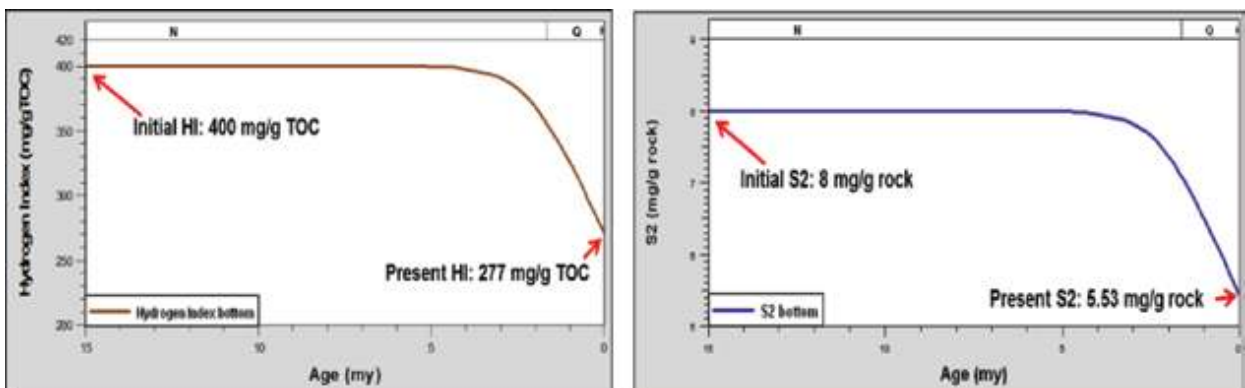
PETROL SİSTEMİ VE MODEL SONUÇLARI

Kaynak Kaya Özellikleri

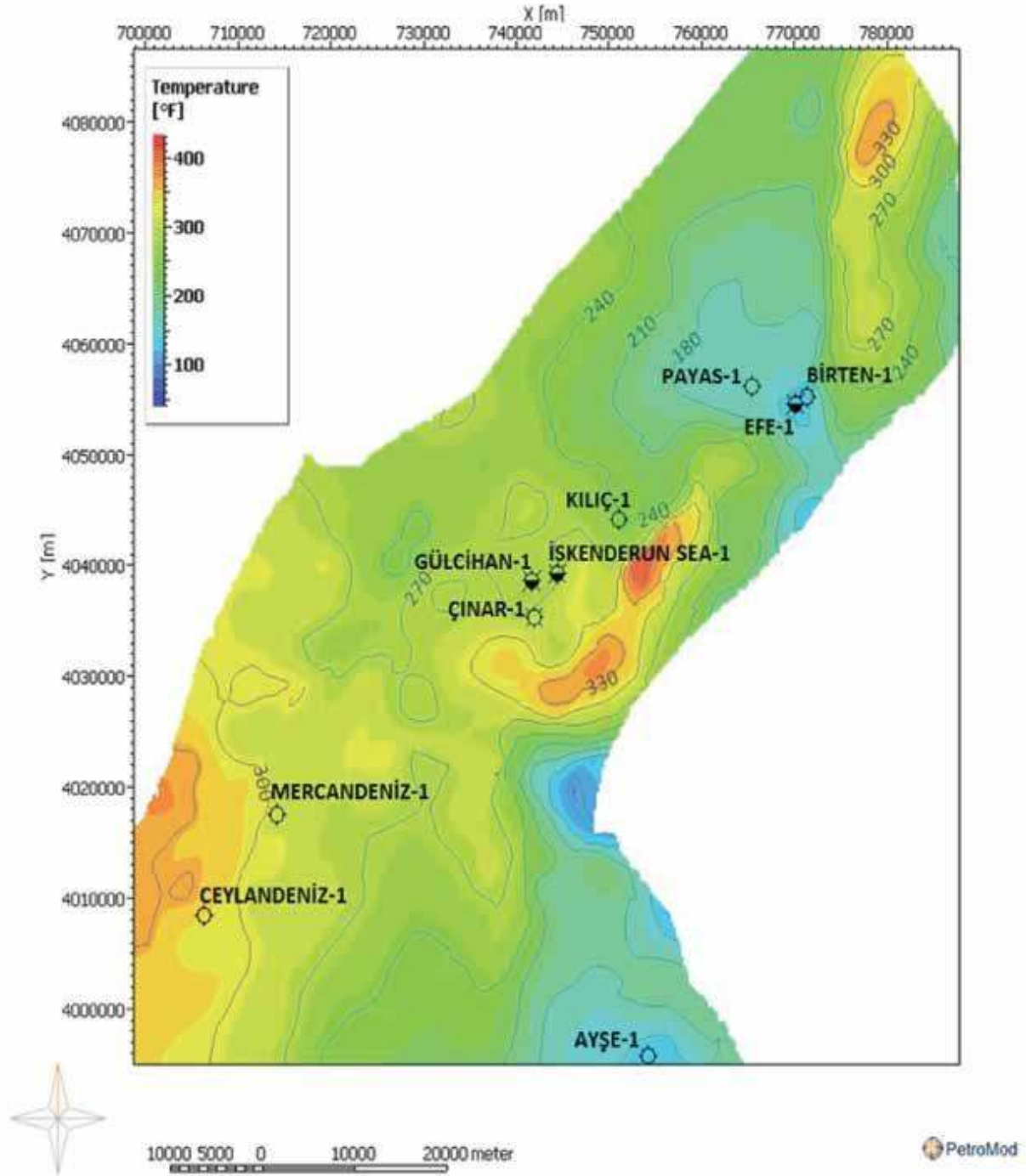
Çalışma alanı içinde, kaynak kayanın günümüz sıcaklıklarını gösterir haritası Şekil 33'te verilmiştir. Bu haritada, sıcaklıklar yaklaşık 100°F ile 363°F arasında değişkenlik göstermektedir. Sarı ve turuncu ile gösterilen yerlerde derinliğe bağlı olarak sıcaklıklar daha yüksek iken, mavi ve tonları ile

gösterilen bölgede sıcaklıklar daha düşüktür.

Kaynak kaya ve rezervuar için hazırlanmış porozite haritası Şekil 34'te verilmiştir. Çalışma alanı içinde bulunan kuyularda yapılan kalibrasyon işlemleri sonucu elde edilen porozite dağılımı, kaynak kayanın bulunduğu alanlarda yaklaşık %4 civarında iken, rezervuar seviyelerde ise yaklaşık %15 değerine ulaşmaktadır.



Şekil 32. İskenderun Sea-1 Kuyusu'na ait ilksel HI ve ilksel S2 zaman grafiği.



Şekil 33. Kaynak kayanın günümüze ait sıcaklık haritası.

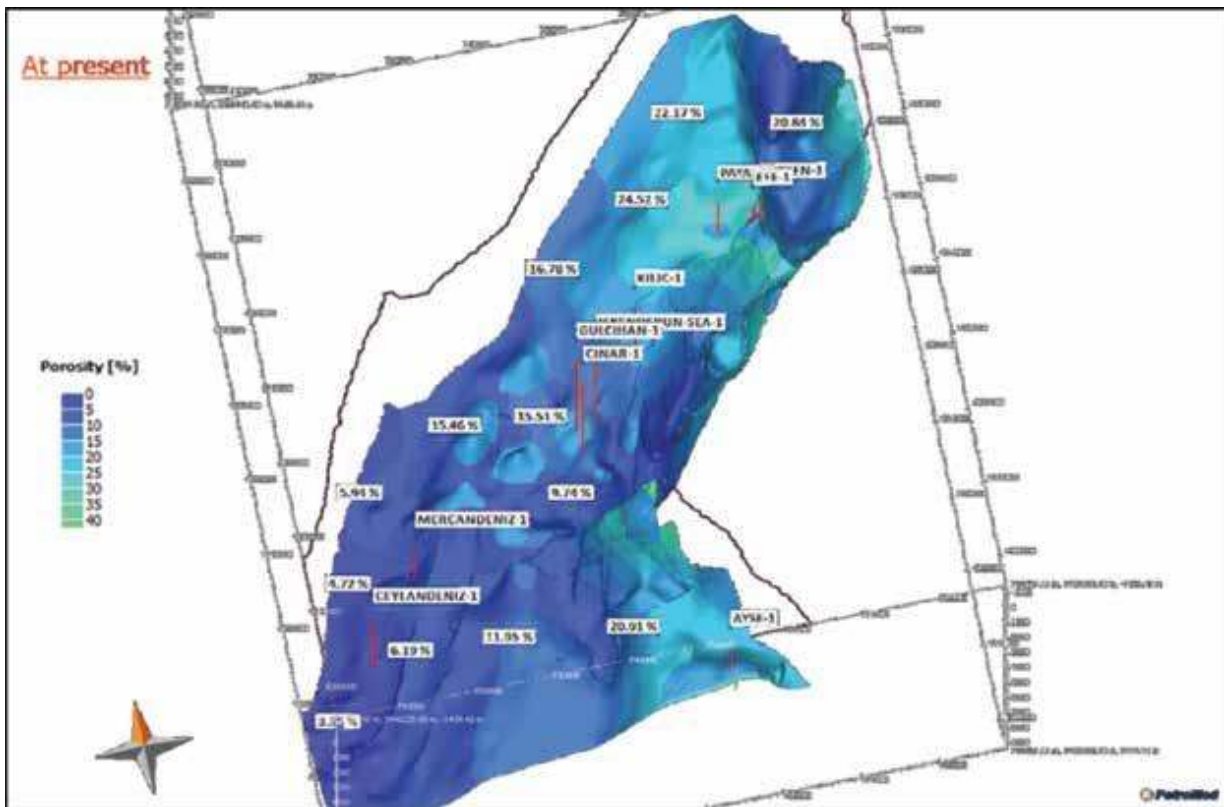
Kaynak kayanın günümüzdeki olgunluk haritası Şekil 35'te verilmiştir. Genel olarak çalışma alanı içinde olgunlaşmamış (mavi) ve ıslak gaz (kırmızı) aşamasına ulaşmış alanlar bulunmaktadır. Ağırlıklı olarak kaynak kaya orta olgun aşamadadır.

Kaynak Kaya Petrol Türümü ve Atımı

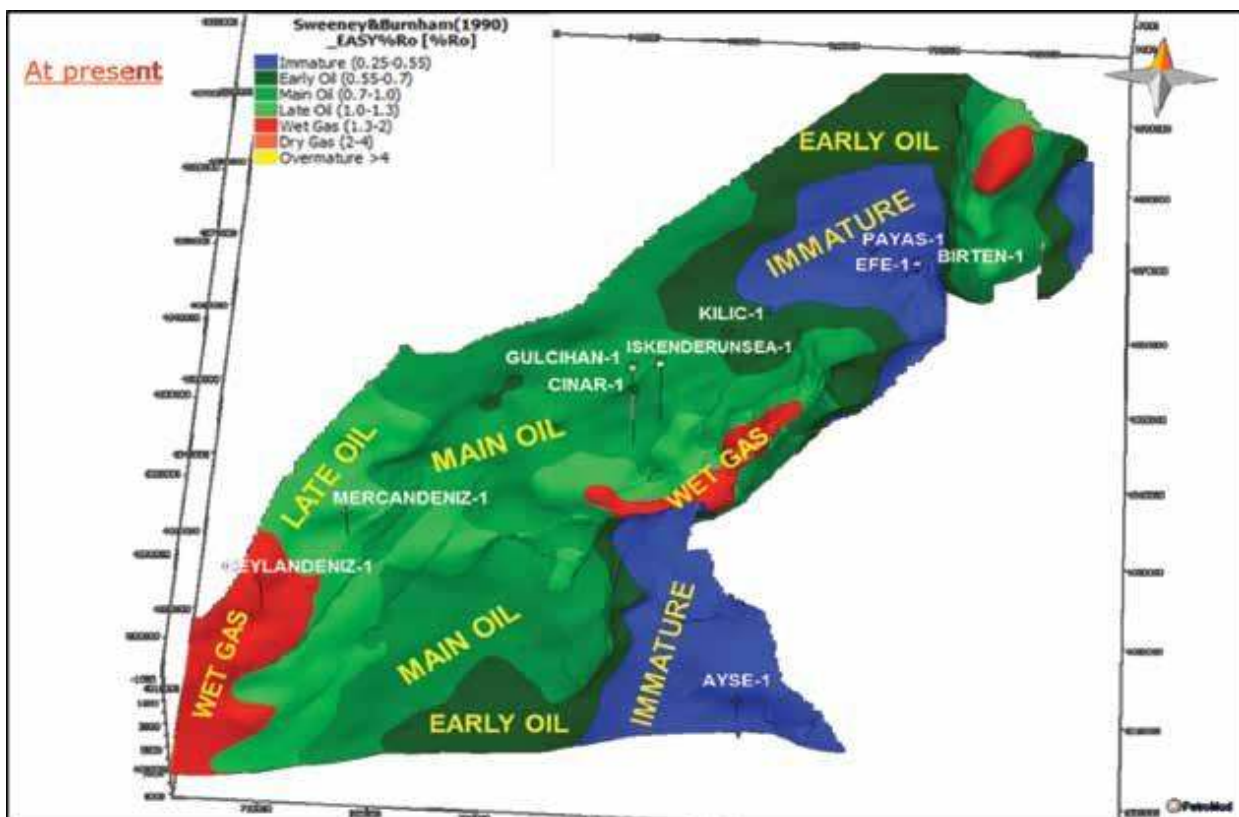
Modellenen alan için petrol türüm ve atım za-

manları hakkında genel bilgi vermesi açısından Mercandeniz-1 Kuyusu kullanılmıştır. Kuyunun bulunduğu lokasyonda kaynak kayanın hidrokarbon atımı yaklaşık 6 my önce başlamış ve günümüzde de devam etmektedir (Şekil 36).

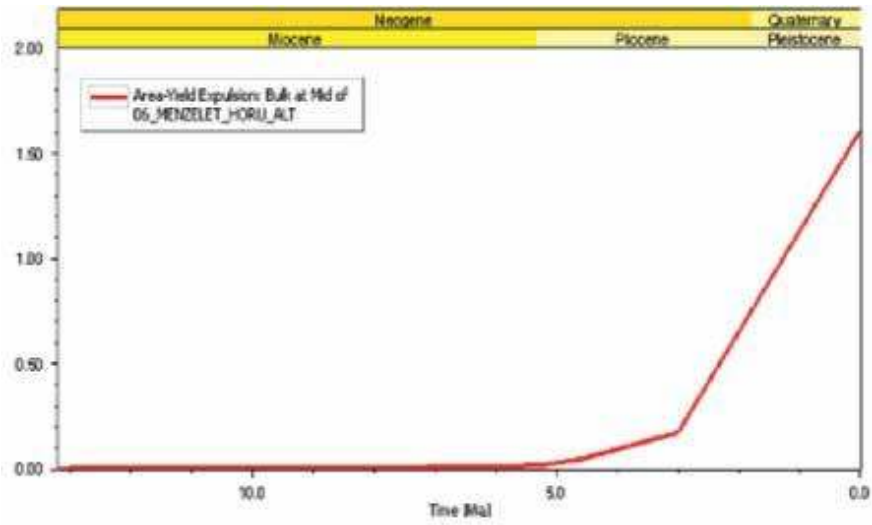
Şekil 37 günümüze kadar kaynak kayadan atılmış kümülatif hidrokarbon atım miktarını (Mtons/km²) göstermektedir. Mavi kesimler hidrokarbon



Şekil 34. Menzelet ve Horu Formasyonları için günümüze ait porozite (%) dağılım haritası.



Şekil 35. Kaynak kayanın günümüze ait olgunluk haritası.



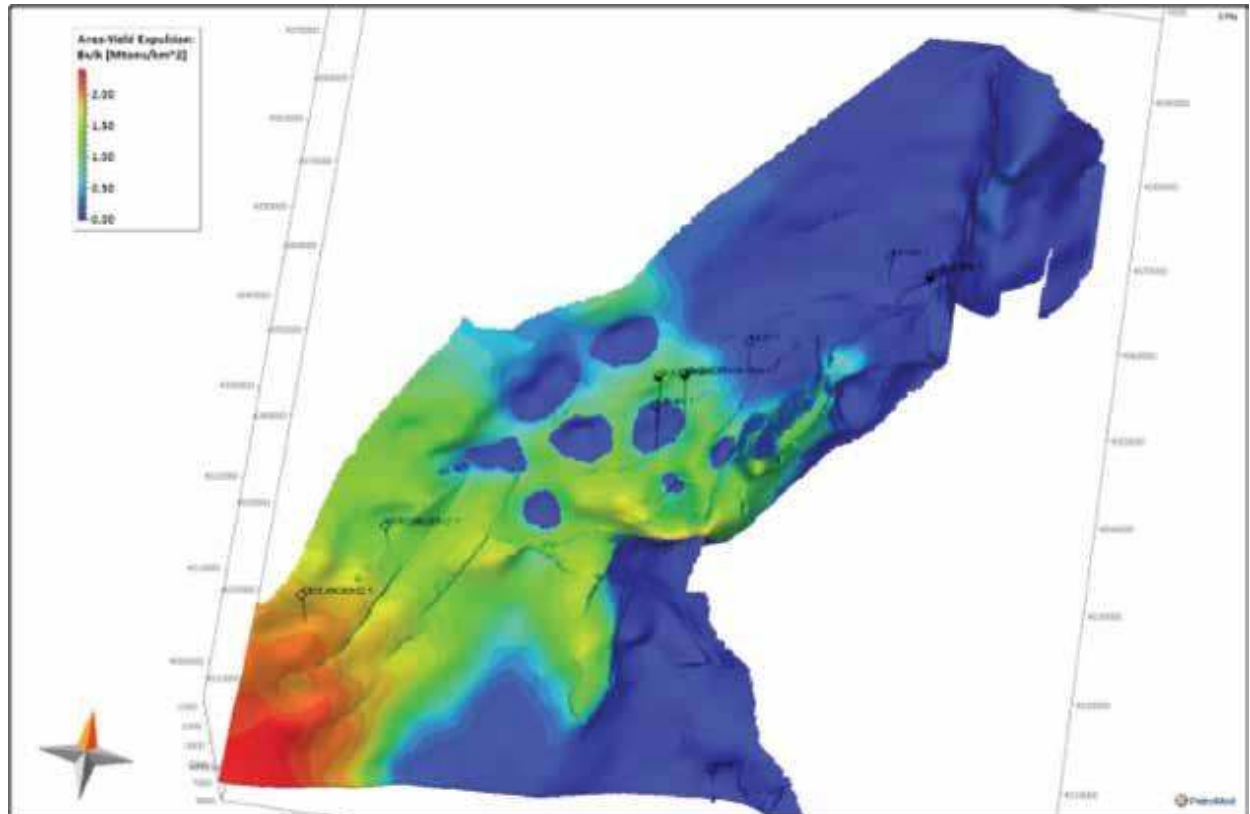
Şekil 36. Mercandeniz-1 Kuyusu lokasyonundaki hidrokarbon atım zamanı grafiği.

atımının olmadığı alanları gösterirken, kırmızı alanlara doğru atım giderek artmaktadır. Yuvarlak/oval şekilli atımın olmadığı kısımlar, Horu resifal kireçtaşlarının çökeldiği alanlardır.

Göç ve Kapanlanma

Çalışma alanı için ana rezervuar Serravaliyen

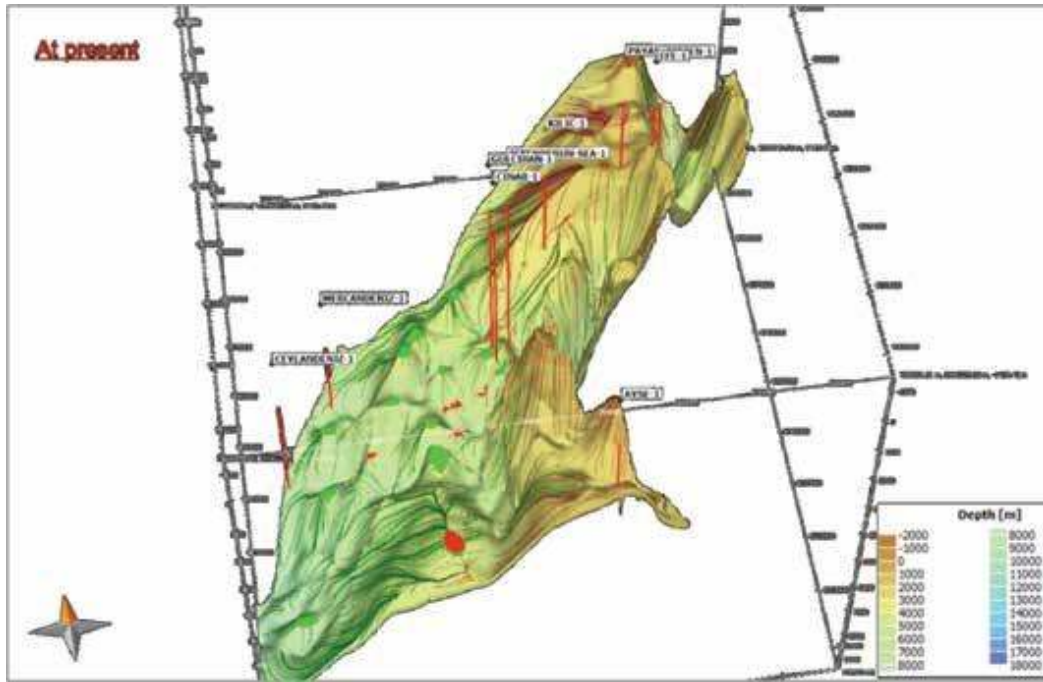
yaşlı Horu Formasyonu'dur. Serravaliyen yaşlı Menzelet kaynak kayasından atılan hidrokarbonların Horu Formasyonu'na göç ve kapanlanması Şekil 38'de gösterilmektedir. Yeşil renkler petrol birikim alanları, kırmızı renkler ise gaz kapanımlarıdır.



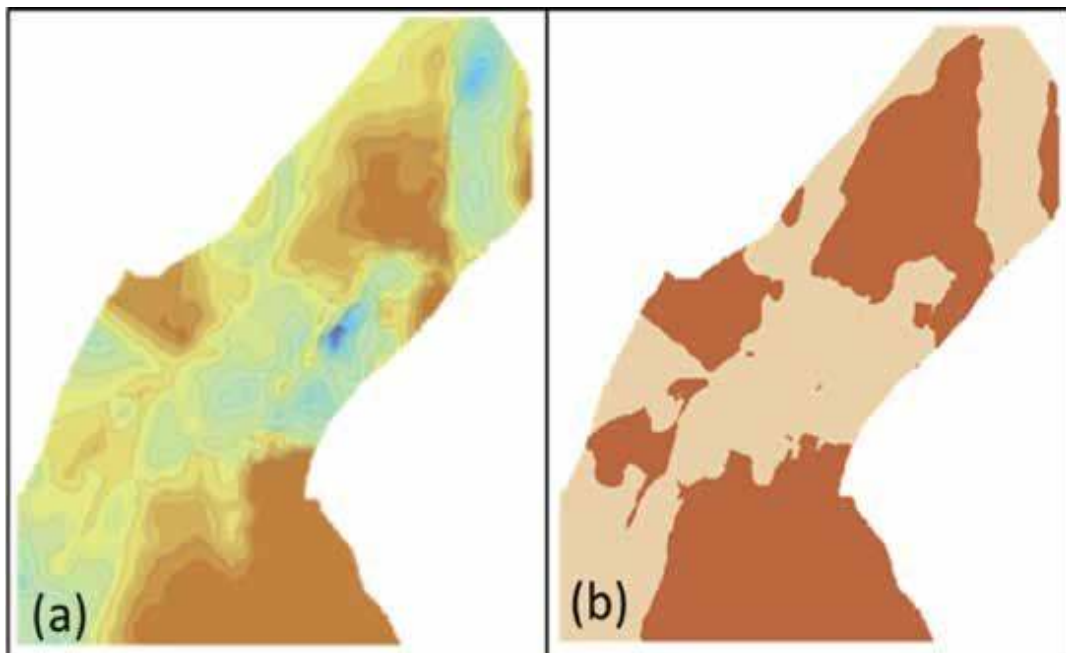
Şekil 37. Kümülatif hidrokarbon atım miktarı haritası.

Kızıldere Formasyonu içerisinde kaynak kaya ve rezervuar seviyeleri beklenmektedir. Kızıldere Formasyonu'nun kalınlık haritasından (Şekil 39.a) yararlanılarak kumtaşı+silttaşı gelişimi olabilecek alanlara rezervuar özelliği tanımlanmıştır. Bu alanlar, Şekil 39.b de açık kahverengi ile görülmektedir. Kızıldere Formasyonu'nun rezervuar seviyesi dışındaki aralıklar için formasyonun kendi

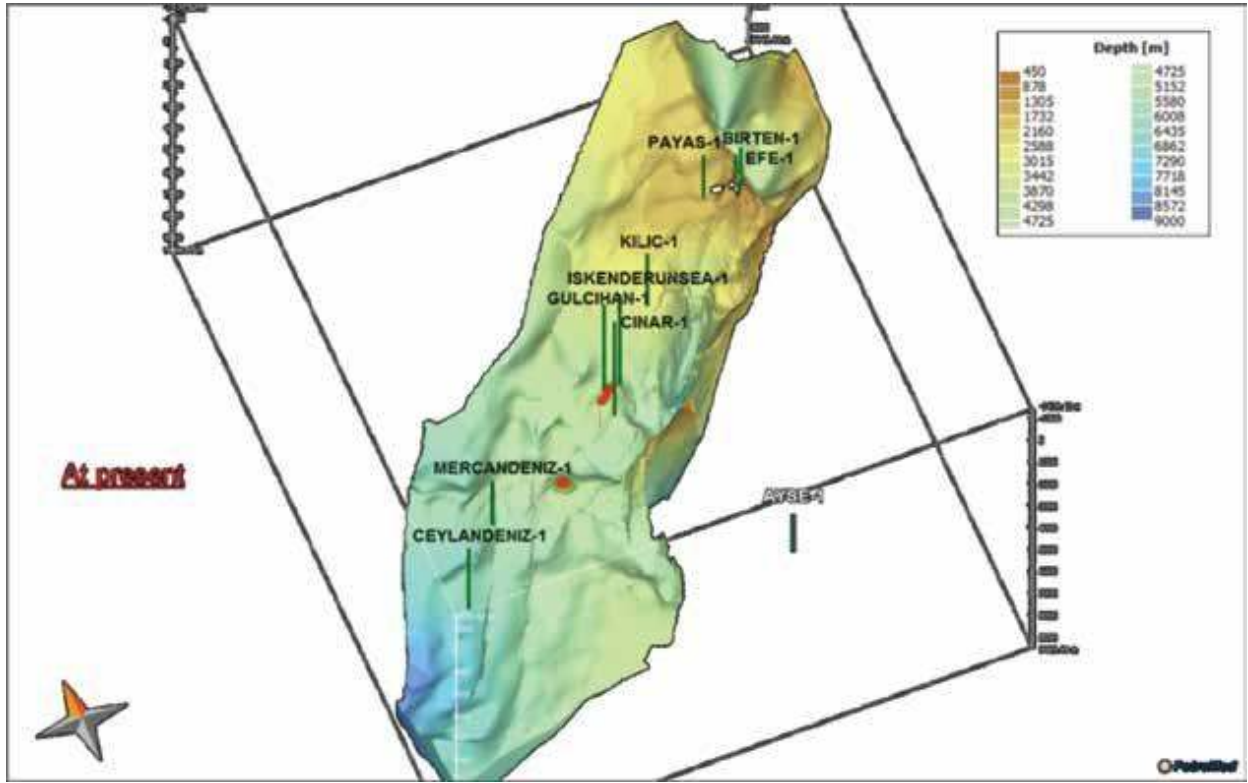
litolojisi kullanılmıştır. Aynı kaynak kayadan atılmış olan hidrokarbonların Horu rezervuar seviyesine ek olarak Kızıldere Formasyonu içinde de kapanlanmış olduğu gözlenmiştir (Şekil 40). Kullanılan sismiklerin 2B olduğu da gözönünde bulundurulacak olursa, çalışma alanı içinde net sonuçları elde edebilmek için özellikle fasiyes özelliklerini içeren 3B sismik yoruma ihtiyaç duyulmaktadır.



Şekil 38. Hidrokarbon göç yolları ve kapanımlarının 3 boyutlu görünümü (0 my).



Şekil 39. (a) Kızıldere Formasyonu kalınlık ve (b) Fasiyes dağılım haritası.



Şekil 40. Kızıldere Formasyonu'nda petrol ve gaz kapanımlarının 3B görünümü (0 my).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

- Kantitatif Basen Analizi değerlendirmelerinde kaynak kaya atında kalan kesimde bir rezervuar seviyesi yoksa bir önem arz etmez. Bu nedenle 06_MENZELET_HORU altında kalan kesim detaylandırılmamıştır.

- Kerojen tipi 30% Tip II ve 70% Tip III karışımı olarak belirlenmiş ve kullanılmıştır.

- Kaynak kayanın ilksel potansiyeli, İskenderun Sea-1 Kuyusu'nda ölçülmüş kaynak kaya analizlerinden belirlenmiştir. Belirlenmiş ilksel HI değeri 400 mg/gTOC, ilksel S2 değeri 8 mg/g kaya ve ilksel TOC değeri % 2.0'dir. Kaynak kaya seviyesinin bulunduğu tüm alanlarda bu değerler kullanılmıştır.

- Modelleme çalışması iki aşamada yapılmıştır. Birinci modelleme çalışmasında rezervuar seviye olarak sadece Horu Formasyonu değerlendirilmiştir. İkinci çalışmada ise hem Horu Formasyonu hem de Kızıldere Formasyonu içinde belirlenmiş rezervuar seviyesi modellenmiştir.

- Modellenen alan içerisinde Menzelet kaynak kayasında türüm ve atım zamanı yaklaşık 6 my önce başlamış ve günümüze kadar da devam etmektedir.

- Modellenen alanda yapılan sismik yorumlar 2B hatlardan yapılmıştır. Çalışma alanında 3B sismik yapılmasında fayda vardır.

- Bu çalışmada, Aksu (1999)' un yaptığı basen analizi modellemesinden farklı olarak, sismik yapı haritaları kullanılmış ve ayrıca kuyulardan elde edilmiş piroliz verilerine dayanarak kaynak kaya potansiyeline gerçekçi bir yaklaşım sağlanmıştır. Tüm bu verilerle üç boyut modelleme yapılmış, basen geometrisi gerçeğe daha yakın tanımlanmış; dolayısıyla farklı olgunluk, türüm-atım alanları da ortaya çıkarılmıştır. "Yükler 1D" programı yalnızca türümü hesaplayabilmektedir. Bu çalışma ise türüme ek olarak atım, göç ve kapanlanma modellerini de kapsamaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın yayınlanmasına izin veren Türkiye Petrolleri A.O., Arama Daire Başkanlığı'na teşekkür ederiz.

Ege-Toros-Akdeniz Bölge Sorumluluğu elemanlarından sismik verileri yorumlarak yapı haritalarını hazırlayan Mehmet ŞENOCAK'a ve çalışma alanının jeolojik bilgilerinin ve verilerinin aktarılmasında desteklerini esirgemeyen Rıza Özgür TEMEL ve Alper KARADAVUT'a katkılarından dolayı teşekkür ederiz.

KAYNAKÇA

- Aksu, R., 1999, İskenderun Baseni Kantitatif Basen Analizi ve Modellemesi, Çukurova Üniversitesi, FBE, Doktora Tezi, Adana.
- Çoban, K., 2008, İskenderun Neojen baseni Arsuz Kara alanı Saha Jeolojisi Tanıtım Kılavuzu, TPAO Arama Dairesi Rapor No: 5091, 50 p.
- Davies, T. D., 1986, Geochemical Analysis of Esso well, Gülcihan-1, Turkey. Esso Production Research European, TPAO Raporu, No: 1743, 85 s.
- İllez, H. İ., Kozlu, H. ve Göker, T., 1992, İskenderun Baseni Hidrokardon Potansiyeli. TPAO Raporu, No: 3144, Ankara, 53 s.
- İzcan, H., ve Harput, B., 1988, Geochemical Analysis of Ten Cutting Samples from İskenderun-S-1. TPAO Raporu, No:2520, Ankara, 14 s.
- Karig, D.E., and Kozlu, H., 1990, Late Paleogene-Neogene evolution of the triple junction region near Maras, south-central Turkey: Journal of the Geological Society of London, v. 147, p. 1023-1034.
- RWEDEA, 1991. Adana-İskenderun Basin 1990 Geological Field Investigations: Synthesis of hydrocarbon geochemistry, 20 s.

DOĞU AKDENİZ'İN HİDROKARBON POTANSİYELİ VE BÖLGE İÇİN ÖNEMİ

HYDROCARBON POTENTIAL OF THE EASTERN MEDITERRANEAN AND ITS SIGNIFICANCE TO THE REGION

Mehmet A. SÜNNETÇİOĞLU¹ ve Rıza Özgür TEMEL¹

¹Türkiye Petrolleri A.O., Arama Daire Başkanlığı,
(e-posta: msunnetci@tpao.gov.tr, otemel@tpao.gov.tr)

ÖZ

Bu çalışmada, Doğu Akdeniz'in hidrokarbon potansiyeli, bölge ülkeleri ve Avrupa doğal gaz sektöründeki muhtemel etkileri ile birlikte değerlendirilmiştir. Doğal gaz tüketiminin üst seviyede olduğu Avrupa ülkeleri ve çevre ülkeler, yoğun bir boru hattı ve LNG ağı ile iç ve dış kaynaklardan hızla artan doğal gaz talebini karşılamaya çalışmaktadırlar. Talep her geçen yıl artmakta, daha büyük miktarda gazın farklı kaynaklardan ithal edilmesi zorunluluğu doğmaktadır. Avrupa pazarlarına yakınlığı ile ön plana çıkan Kuzey Denizi, son yıllara kadar talebin önemli bir açığını kapatmış, üretimin azalmasıyla bu pazarın yerini Rusya ve Hazar Denizi'ndeki kaynaklar almıştır. Yakın gelecekte bu bölgelere de alternatif sahalar aranmasıyla, Avrupa doğal gaz piyasası arz-talep dengesinin sağlanması gündeme gelecektir. Henüz Karadeniz'deki arama çalışmalarından beklenen sonuçlar alınamamıştır. Bu durumda, "Doğu Akdeniz bu açığı kapatabilecek potansiyele sahip midir?" sorusunun cevabı önem kazanmaktadır.

Doğu Akdeniz'in güneyinde, öncelikle Nil delta açıkları, ardından İsrail ve Filistin açık deniz alanlarında yapılan Pliyosen ve Miyosen yaşlı keşifler, bölgenin petrol sektöründe önümüzdeki dönemde etkin bir rol alacağını göstermektedir. Nil delta açıkları için, 70 tcf doğal gaz potansiyeli açıklanmıştır. Noble Enerji ve ortakları da İsrail açık deniz alanındaki gaz sahaları için, yaklaşık 30 tcf toplam doğal gaz potansiyeli tahmininde bulunmuştur. İsrail'deki keşiflerden sonra, Levant Baseni'nin kuzey devamı olan Lübnan açık deniz alanı da sektörde cazip bir konuma dönüşmüştür. Kıbrıs

Yayı'nın kuzeyinde, arama faaliyetlerinin yoğun bir şekilde devam ettirildiği Türkiye'nin de bu potansiyele katkısı yakın gelecekte belirlenecektir.

Sonuç olarak, keşiflerin bölge ülkeleri için çok büyük önem arz ettiği, petrol ve kömürden daha temiz bir enerji kaynağı olan doğal gaza geçiş sürecini hızlandıracak ve bölge ülkelerine ekonomik kazanımlar sağlayacağı söylenebilir. Ancak, Doğu Akdeniz'deki doğal gaz potansiyelini, Kuzey Denizi, Hazar Denizi ve Rusya gibi Avrupa'yı besleyen önemli kaynaklarla karşılaştırdığımızda, Avrupa doğal gaz piyasası arz talep dengelerinde, stratejik bir değişimin yaşanmayacağı ve Doğu Akdeniz'in bu pazardan sadece kısıtlı bir pay alabileceği öngörülmektedir.

Anahtar kelimeler: Doğu Akdeniz, Hidrokarbon Potansiyeli, Levant Baseni.

ABSTRACT

This study examines hydrocarbon potential of the Eastern Mediterranean with its possible impact region-wide and in the European natural gas sector. Turkey, EU members and neighbouring countries transport natural gas by an extensive pipeline network and some extent LNG to meet their rising demand. However, as the demand rises, a greater percentage of future supplies are likely to come from various sources. Until 2010, the fields in the North Sea were the major source of supply. However, due to the decline trend of production in the North Sea, Russia and the Caspian region are becoming major targets with large natural gas fields. Other new sources may need to be develo-

ped for balancing supply and demand of Europe in the future. In such a case, it would be critical to know whether Eastern Mediterranean has such a potential.

Offshore discoveries of Egypt and Israel from the Miocene-Pliocene intervals led to the acceleration of hydrocarbon exploration efforts in the countries bordering Eastern Mediterranean. Foreign investors have shown high interest to the region and have conducted intense exploration programs. 70 tcf natural gas resource have been estimated for Egyptian offshore so far. Noble Energy and its partners have announced 30 tcf total natural gas resource for its fields in Israel offshore in the Levantine Basin. As a northern extension of the Levantine Basin, Lebanon offshore is also placed in an attractive position in the sector. This figure is expected to increase due to the accelerated exploration efforts in Turkey and around.

Consequently, the discoveries have great importance to the region, which accelerated the transition period from oil and coal to natural gas as a cleaner energy source and provide economic returns. On the other hand, the comparison of natural gas potential of the Eastern Mediterranean with large natural gas fields in the North Sea, Caspian Sea and Russia revealed that supply and demand scenarios will not experience a fundamental change and Eastern Mediterranean may act with a limited share in the European gas market foreseeable.

Key words: Eastern Mediterranean, Hydrocarbon Potential, Levantine Basin.

1. GİRİŞ

Doğu Akdeniz, kuzeyde Türkiye'den başlayarak, Suriye, Lübnan, İsrail, Filistin, Mısır, Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti (KKTC) ve Güney Kıbrıs Rum Yönetimi'nin (GKRY) kıyıdaş olduğu deniz bölgesi olarak tanımlanır (Şekil 1).

Doğu Akdeniz Baseni, Mesozoyik yaşlı Neotetis Denizi'nin kalıntı basenidir (Robertson ve Dixon, 1984; Garfunkel, 2004) ve güncel konumuna, Geç Miyosen zamanı sonrasında yaşanan deniz seviyesi yükselmesi ile ulaşmıştır (Ben-Avraham

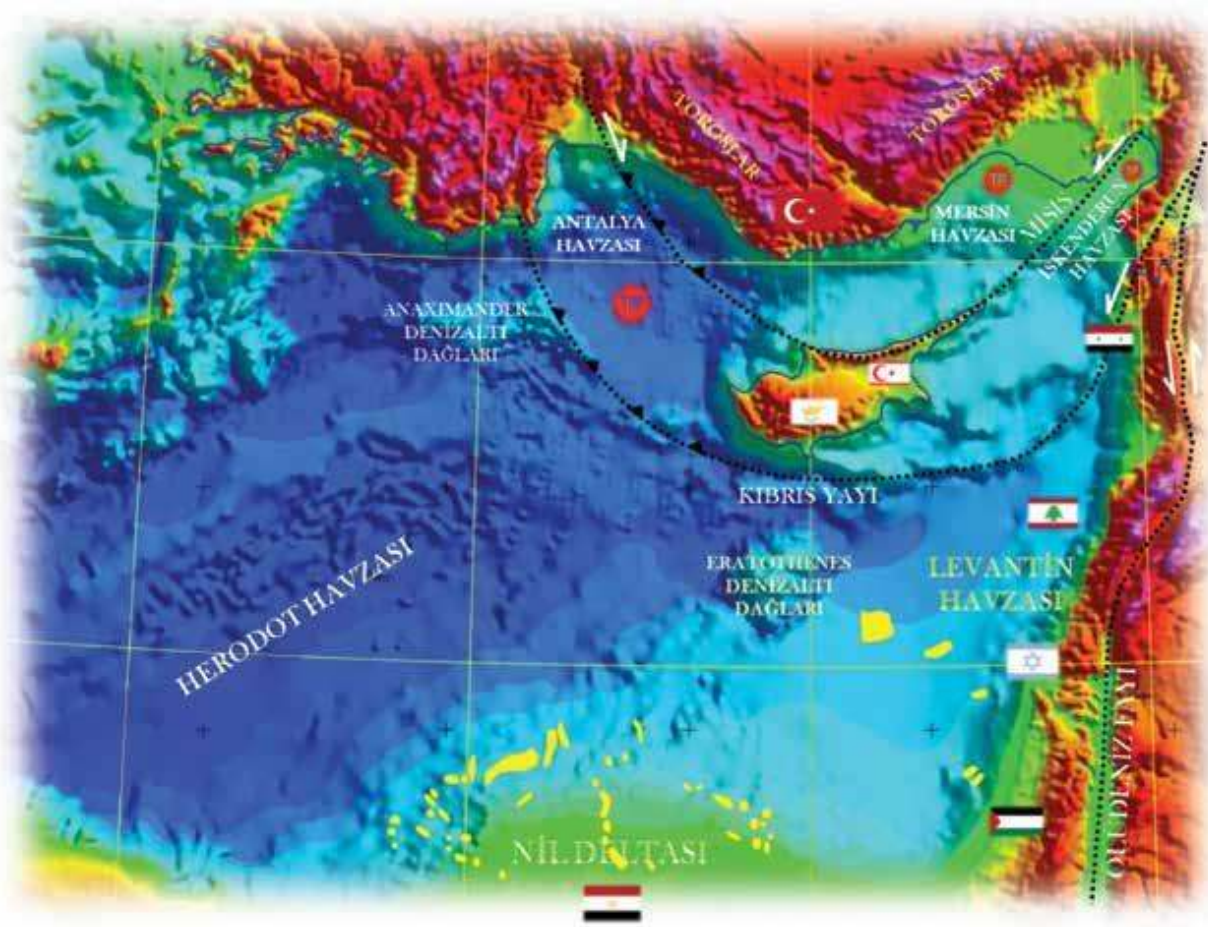
vd., 2006). Bu bölgedeki önemli yapısal unsurlar, güneyde Nil Deltası, Herodot Baseni, güneydoğuda Levant Baseni, Eratotherenes Denizaltı Yükselişi, kuzeyde ise Kıbrıs Yayı, Antalya, Mersin ve İskenderun Basenleri'dir. Bu bölgeler içinde Nil delta açıkları ve Levant Baseni, doğal gaz keşfi yapılan iki önemli arama alanı olarak ön plana çıkmaktadır. Mısır, son keşiflerle günlük üretiminin % 80'e yakını Nil deltası ve açıklarındaki rezervlerden karşılamaktadır (Şekil 2). Bu bölgedeki toplam doğal gaz potansiyelinin, 70 tcf (trillion cubic feet) civarında olduğu belirtilmektedir (EIA: ABD Enerji Bilgi İdaresi, 2013).

Bu çalışmada, öncelikle güneyde doğal gaz üretimi yapılan Nil Delta açıkları ve Levant Baseni, Kıbrıs Yayı'nın kuzeyinde Antalya, Mersin ve İskenderun Basenlerinin hidrokarbon sistemlerini oluşturan önemli unsurlar, son yıllarda hızlanan arama çalışmalarıyla birlikte incelenmiştir. İkinci aşamada ise, bu bölgelerin ispatlanmış ve spekülatif rezerv potansiyeli hesaplamaları, Avrupa gaz piyasasının ana kaynaklarını oluşturan Kuzey Denizi, Hazar Denizi ve Rusya'nın doğal gaz potansiyelleriyle karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma sonuçları, yakın gelecekte bu bölgelere alternatif sahalar aranmasıyla gündeme gelecek olan, "Doğu Akdeniz bu açığı kapatabilecek potansiyele sahip midir?" sorusunun cevabına ışık tutması amacıyla irdelenmiştir.

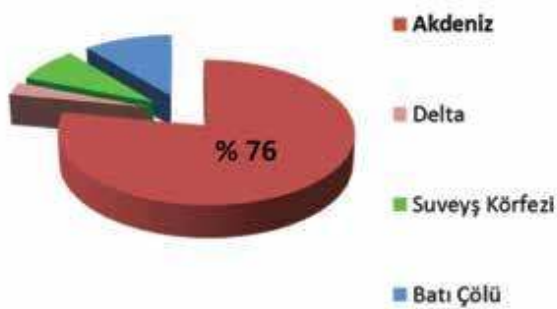
2. Doğu Akdeniz İspatlanmış Hidrokarbon Sistemleri

2.1 Nil Deltası İspatlanmış Hidrokarbon Sistemi

Mısır, denizlerdeki arama çalışmalarını Nil Delta Baseni ve Mısır ile Kıbrıs Yayı arasında ve derinliği 3000 m'ye ulaşan Herodot Baseni'nde sürdürmektedir (Şekil 1). Bu geniş alanda Nil Deltası, Geç Oligosen'den günümüze 5000 m'ye yakın deltayık ve yamaç istifi çöktürmüştür (Said, 1981). Bu istif içerisinde kanıtlanmış doğal gaz ve kondansat rezervuarları iki önemli hidrokarbon sisteminde oluşmaktadır; Pliyosen-Pleyistosen biyojenik hidrokarbon sistemi ve Oligosen-Miyosen termojenik hidrokarbon sistemi (Şekil 3; Niazi ve Dahi, 2004; Tari vd., 2010). Her iki sistemde de rezer-



Şekil 1. Doğu Akdeniz'deki önemli yapısal unsurlar ve üretim sahalarını gösteren harita (sarı renkli alanlar).

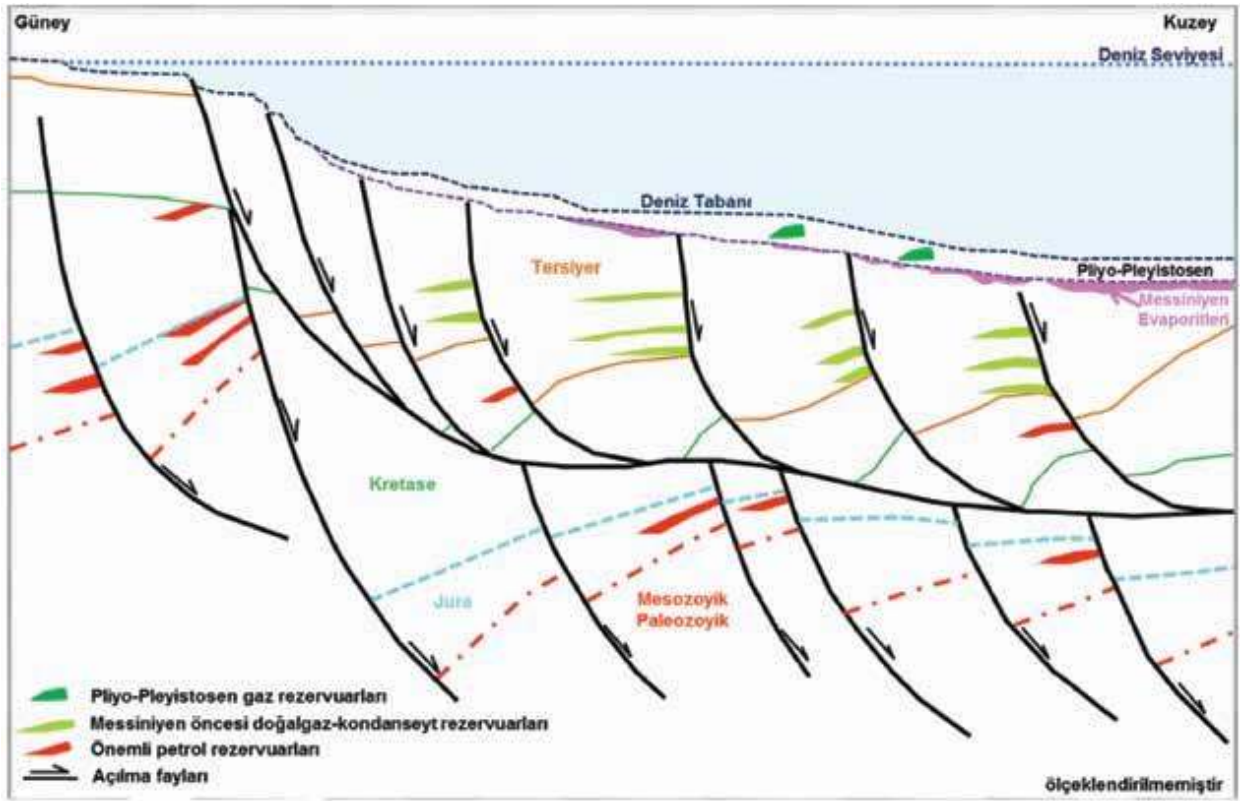


Şekil 2. Mısır'ın doğalgaz üretiminin bölgelere göre dağılımı (EIA, 2013).

vuar seviyeler, sismik kesitler üzerinde doğrudan belirteç verdikleri için, keşif başarı oranı oldukça yüksektir. Günümüzde Oligosen yaşlı hedefler de test edilmeye başlanmıştır.

Mısır açıklarında açılan kuyular ve yüzleklerde yapılan jeokimyasal çalışmalar, Pliyo-Pleyistosen,

Oligo-Miyosen ve Geç Paleosen yaşlı organik maddece zengin ince taneli fasiyeslerin, daha çok biyojenik gaz potansiyeli taşıdığını ortaya koymuştur. Özellikle Orta Miyosen yaşlı Quantara Formasyonu, Nil Delta açıklarındaki en önemli kaynak kaya birimine karşılık gelmektedir (Maddox, 2000; Vandre vd., 2006).



Şekil 3. Nil Delta açıklarındaki hidrokarbon sisteminin önemli unsurlarını gösteren G-K uzanımlı jeoloji enine kesiti (Tari vd., 2010).

Pliyosen-Pleyistosen sisteminde yamaç ve derin deniz türbidit ortamı, fan ve kanal kumtaşları rezervuar seviyeleridir. Örnek saha olarak, Mısır'ın Scrab gaz sahası gösterilebilir.

Doğal gaz ihtiyacının artmasıyla tuz altındaki Messiniyen zamanı öncesi Tersiyer (Oligosen-Miyosen) hedefler de test edilmeye başlanmıştır. Rezervuar seviyeler; karasaldan, yamaç (Abu Madi, Baltim ve Temsah Gaz Sahaları) ve derin deniz ortamlarına (Abu Sir ve King Gaz Sahaları) kadar değişen kanal kumtaşlarıdır (Mohmed, A., 2004). Akdeniz'in açılmasıyla ilişkili, riftleşmiş basenin üstündeki listrik geometri gösteren açılma fayları ana yapısal kapan tiplerini oluşturmaktadır (Beach ve Trayner, 1991). En son 2008 yılındaki British Petroleum'un Raven sahası, bu tip keşifler için iyi bir örnek olarak gösterilebilir.

2.2 Levant Baseni'nin Petrol Jeolojisi ve İspatlanmış Hidrokarbon Sistemi

Doğu Akdeniz'de Nil Deltası ve açıkları ile birlikte kanıtlanmış hidrokarbon baseni olan Levant

Baseni, doğuda Ölüdeniz Fay Zonu, kuzeyde Laskiye Sırtı ve batıda Erastosthenes Deniz altı Dağları ile sınırlanan bir alanda yer alan, Mesozoyik yaşlı bir transform rift basenidir (Vidal, 2000; Gardosh ve Druckman, 2005). Levant Baseni, Lübnan ve İsrail deniz alanlarını oluşturmaktadır (Şekil 1).

İçerisinde 14000 m'den fazla sedimanın depolandığı bu çökel basen, kuzeyde Laskiye Sırtı, batıda Eratosthenes Denizaltı Dağı ve doğuda Levant Baseni kenar fayları ile sınırlı bir alanı yansıtmaktadır. Levant Baseni günümüzde, Afrika Plakası üzerinde bir ön ülke baseni (foreland) olarak tanımlanmaktadır (Robertson vd., 1998; Vidal, 2000; Gardosh ve Druckman, 2005; Garfunkel, 1998, 2005).

Levant Baseni'nin kuzeyini sınırlayan, Kıbrıs Yayı ya da Larnaka/Laskiye sırtı olarak tanımlanan bölge, Afrika ve Avrasya Plakaları çarpışmasının sonucu oluşmuş dalma-batma zonu olarak tanımlanmaktadır (Robertson vd., 1998). Söz konusu bindirme kuşağının kuzeyinde ise Mersin ve Iskenderun Neojen Basen'leri yer almaktadır (Şekil 1, Şekil 5).

Bu basende depolanmış sedimanter ve magmatik kaya toplulukları, başlıca üç farklı dönemde tektonik evrim geçirmişlerdir. Bunlar sırası ile a) Riftleşme dönemi, b) Riftleşme sonrası dönem, c) Konverjan dönem tektonik evrimleridir (Gardosh ve Druckman, 2005).

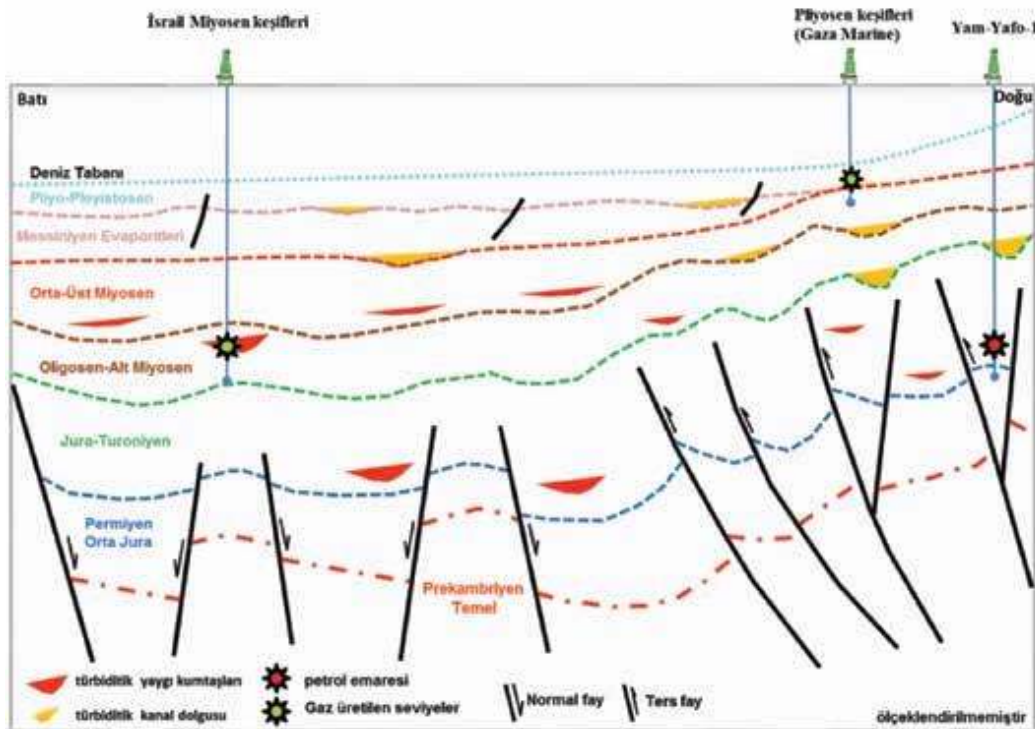
Levant Baseni'nde Geç Paleozoyik, Orta-Geç Triyas ve Erken Jura yaşlı karasal ve sığ denizel nitelikli çökeller, riftleşme döneminde gelişen gerilme fazlı deformasyonlardan etkilenmişlerdir.

Söz konusu gerilme kuvvetlerinin bir sonucu olarak bu dönemlerde normal faylanmalar, magmatik aktivite ve yaklaşık KD-GB gidişli, horst ve graben sistemleri gelişmiştir (Flexer vd., 2000). Geç Jura-Orta Kretase döneminde riftleşme sonrası dönem olarak tanımlanan fazda ise Levant Baseni'nde doğuda sığ denizel bir şelf ile sınırlanan derin denizel ortam koşullarının egemen olduğu bir çökel istif gelişmiştir. Riftleşme sonrası dönemde, basen tabanının çökmesi (post-rift subsidans) sonucu, Levant Baseni'nin deniz alanlarında derin denizel birimler ve kıyıya yakın olan şelf kesimlerinde ise sığ denizel karbonatlar çökelmişlerdir (Butler vd., 1999).

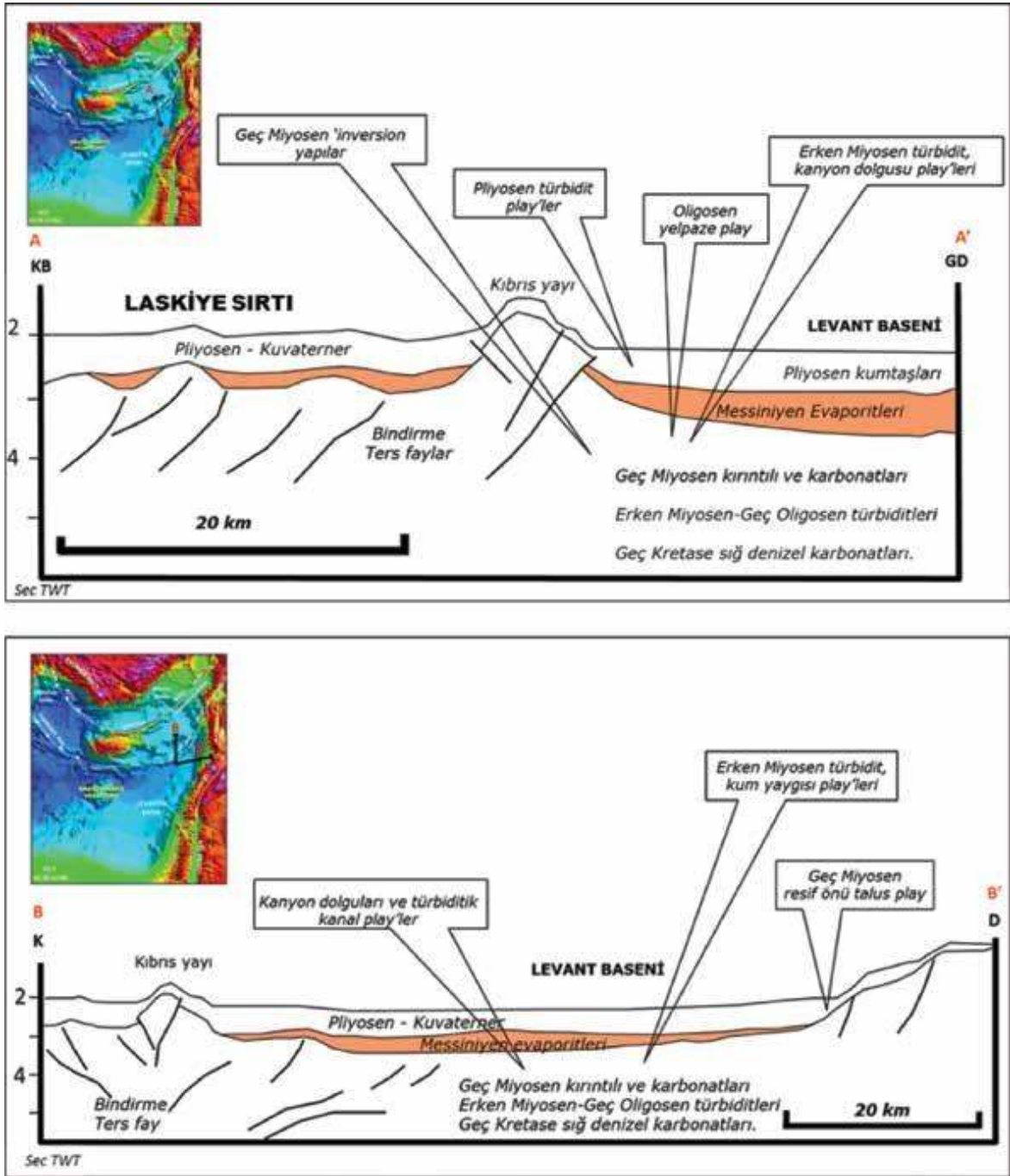
Konverjan dönem, Üst Kretase ve Tersiyer döneminde Neotetis Okyanusu'nun kapanması ve Arap Plakasının Avrasya Plakasına doğru olan hareketi ile ilişkili bir döneme karşılık gelmektedir. Bu dönemde Levant Baseni'nde Kıbrıs Yayı kıvrım kuşağının deformasyonel etkisi ile gelişmiş, geniş ölçekli kıvrımlanmalar oluşmuştur. Geç Kretase yaşlı çökel paketlerde, yüksek dereceli kıvrımlanmalar özellikle Levant Baseni'nin doğu sınırında ve karada gözlemlenirken, Oligo-Miyosen döneminde basenin merkezine doğru daha düşük dereceli kıvrımlar, basen kenarlarında da yükselimler ve kenar bloklarında eğimlenmeler gelişmiştir (Garfunkel, 1998; Gardosh ve Druckman, 2006).

Levant Baseni'nde Tersiyer döneminde deniz seviyesinin düşmesine bağlı olarak önemli aşınmalar ve oldukça kalın akarsu, deniz altı türbidit sistemleri ve kalın silisiklastik basen dolguları gelişmiştir. Oligo-Miyosen ve Pliyosen dönemlerinde önemli drenaj sistemine karşılık gelen kanyonlar ve kanallar ortaya çıkmışlardır (Gardosh ve Druckman, 2005).

Bu dönem Levant Baseni, farklı jeolojik aralıklarda meydana gelen sıkışma ve genleşme fazlı



Şekil 4. Levant Baseni'nin önemli unsurlarını gösteren B-D uzanımlı jeoloji enine kesiti (Gardosh ve Druckman, 2006).



Şekil 5. Levant Baseni'nde hidrokarbon sistemlerini gösteren jeoloji enine kesiti (Nader, 2011'den yararlanılmıştır).

tektonik deformasyonlardan etkilenmiştir. Söz konusu tektonik fazlar plaka hareketleri, tuz tektoniği ve diğer gravitasyonel işlev sonucu oluşmuş fazlardır. Lübnan açık deniz alanının doğu sınırı boyunca K-G gidişli faylanmalar mevcut olup, bu faylanmalar Ölüdeniz Transform Fayı ile yarı paralel yönelime sahiptirler.

Özellikle 2000 yılından sonra, İsrail açıklarında yapılan termojenik ve biyojenik gaz keşifleri, bu baseni hidrokarbon aramacılığı açısından önemli ve cazip kılmaktadır. Bu kapsamda, Lübnan ve Suriye deniz alanları da önem kazanmıştır.

Levant Baseni'ndeki en önemli hidrokarbon keşifleri, İsrail deniz alanında Tamar, Dalit, Leviathan



Şekil 6. Geç Paleosen yaşlı Chekka Formasyonu'nun organik madde bakımından zengin çamurtaşı ve marn düzeyleri (kuzeydoğu Lübnan).

ve en son Karish isimleri ile bilinen keşiflerinde olduğu gibi Erken Miyosen yaşlı kumtaşlarında yapılmıştır. Bu keşiflerin olduğu alanlarda, Erken Miyosen yaşlı çökel istif içinde tanımlanan rezervuar dizilerinin kalınlığı 30-150 m arasında değişmektedir. Bu alanda bölgesel ölçekte örtü oluşturacak birimler ise, Alt Orta Miyosen şeyilli birimleri ile Messiniyen yaşlı evaporitik dizilerdir (Şekil 4).

Levant Baseni'ndeki yapısal kapanlar Geç Kretase öncesinde gerilme rift sistemi içinde oluşmuş kapanlar ile Suriye II. tektonik fazı ile ilişkili Orta

(Akitaniyen) yaşlı kumtaşı fasiyeslerinde yapılan doğal gaz keşifleri ve Geç Mesozoyik yaşlı sığ denizel/resifal karbonatlı seviyelerde görülen petrol emareleri, biyojenik ve termojenik sistemlerin varlığına işaret etmektedir.

Levant Baseni'nde Mesozoyik yaşlı kaynak kaya fasiyesleri içinde, Geç Kretase yaşlı organik madde bakımından zengin marnlar ve laminalı şeyiller, termojenik bir hidrokarbon sistemini yansıtmaktadır. Yine Erken Kretase yaşlı bitümlü ve varvli şeyiller, Levant Baseni'nde termojenik petrol

Örnek No	TOC (%)	S1	S2	S3	TMAX	HI	OI	PI	RC%	PC%	MINC%
1	1.12	0.07	2.50	1.04	434	223	93	0.03	0.85	0.27	7.54
2	0.75	0.08	2.04	1.16	437	272	155	0.04	0.52	0.23	7.99
3	0.90	0.31	2.93	1.02	434	326	113	0.10	0.58	0.32	7.62
4	1.05	0.46	2.52	0.75	434	240	71	0.15	0.76	0.29	7.43
5	0.70	0.26	1.73	0.77	428	247	110	0.13	0.49	0.21	6.05

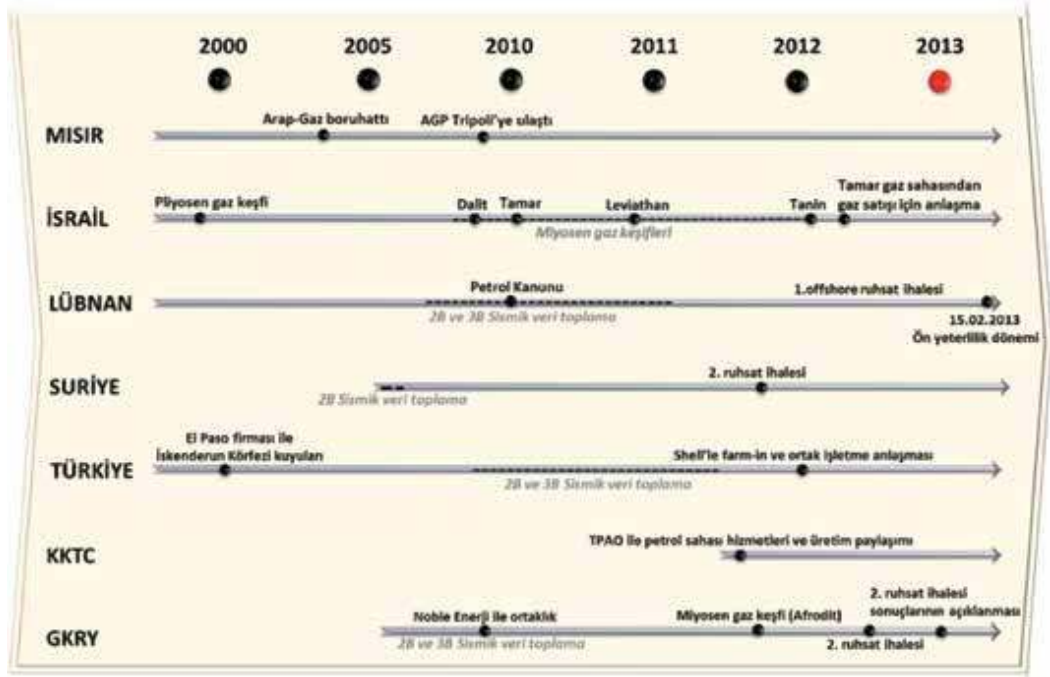
Tablo 1. Geç Paleosen yaşlı Chekka Formasyonu'nun, yüzey örnekleri üzerinde yapılmış piroliz analiz sonuçları.

Miyosen ve sonrası oluşmuş yapılardır. Yapısal kapan mekanizmalarının yanı sıra, Kretase ve Tersiyer dönemlerinde, derin deniz türbidit sistem içinde çökelmiş, kumca yoğun türbidit kanal kompleksleri ve merceksel geometriye yaygın kumlarının stratigrafik kapan oluşturma potansiyelleri vardır.

Levant Baseni'nde, Pliyosen ve Erken Miyosen

sistemi içinde petrol ve gaz türümüne uygun bir kaynak kaya niteliğine işaret etmektedir.

Lübnan karasında yüzlekler sunan ve yamaç-derin denizel ortam koşullarında çökelmiş olan Geç Paleosen yaşlı Chekka Formasyonu'nun denizel marn ve şeyil fasiyesleri, petrol ve gaz türümüne uygun bir kaynak kaya niteliği sunması bakımından



Tablo 2. 2000 yılından günümüze, Doğu Akdeniz'deki önemli gelişmelerin özet tablosu.

önemlidir. Karada olgunlaşmamış düzeylerde olan Geç Paleosen kaynak kayası, Levant Baseni'nin açık deniz alanlarında yaklaşık 4000 m gömül-mekte ve olgunluk düzeyleri artmaktadır. Lübnan karasında, Chekka Formasyonu'ndan derlenen (TPAO tarafından), toplam beş adet jeokimya örneği üzerinde yapılan piroliz çalışmasında, dört örnek için olgunluk değerlerinin 435°C'den düşük olduğu belirlenmiştir (Tablo 1).

2.2.1 Levant Baseni Hidrokarbon Arama Faaliyetleri

Levant Baseni'nin denizel devamında yer alan İsrail, Lübnan ve Güney Kıbrıs Rum Yönetimi bu basende Pliosen ve Miyosen yaşlı arama hedeflerine yönelik hidrokarbon arama faaliyetlerini sürdürmektedirler. Son olarak Kuzey Kıbrıs Türk

Cumhuriyeti de 2 Kasım 2011 tarihinde TPAO ile hizmet alımı ve üretim paylaşımı anlaşması yaparak, bu bölgede arama faaliyetlerine başlamıştır.

Tablo 2'de 2000'li yılların başlangıcından günümüze, Doğu Akdeniz'deki hidrokarbon faaliyetleri özetlenmektedir. Levant Baseni'nde öncelikle 1999 yılından başlayarak, İsrail ve Filistin ruhsatlarında Erken Pliosen (Noa, Marie, Gaza Marine; yaklaşık 2,5 tcf) gaz keşifleri yapılmıştır. Bu keşifler, bölgede faaliyet gösteren petrol şirketlerini cesaretlendirmiştir. Devam eden çalışmalar sonucunda, 2009 yılında, İsrail açık deniz alanında Dalit keşfi, günümüze kadar devam eden süreçte de benzer özellikte, farklı rezervlere sahip Tamar, Leviathan, Tanin ve son olarak Karish keşifleri yapılmıştır. Keşiflerin sahibi Noble Enerji ve ortakları,

	Dalit	Tamar	Leviathan	Tanin	Karish
Alınabilir rezerv (tcf)	0,5	9	17	1,2	1,8

Tablo 3. Son yıllarda İsrail açık deniz alanında keşif yapılan sahalardaki tahmini rezervler (Noble Enerji ve ortaklarının verilerine göre).

toplamda 29,5 tcf toplam gaz rezervi açıklamıştır (Tablo 3). Bu sonuçlardan sonra, yine Noble Enerji ve ortakları, GKRY 12 no'lu ruhsatta, İsrail'deki yapıların devamında yer alan Kıbrıs A (Afrodit) yapısında gaz keşfi yaptığını açıklamıştır. Bugün gelinen durumda, keşfedilen gazın en karlı bir şekilde iç kaynaklara mı, yoksa güney Avrupa ve Asya pazarlarına mı ulaştırılacağı tartışılmaktadır.

İsrail'deki keşiflerden sonra, Levant Baseni'nin kuzey devamı olan Lübnan açık deniz alanı, arama açısından cazip bir konuma dönüşmüştür. Bu bölge, yüksek potansiyeline rağmen, hiç arama kuyusunun açılmadığı bakir bir alan olma özelliğini korumaktadır. Belki bir talihsizlik, belki de bölgede yatırım yapmak isteyen petrol şirketleri için bir şans olarak değerlendirilebilecek bu durum, ülkedeki siyasi istikrarsızlıklardan kaynaklanmaktadır. Çevre ülkelerdeki keşiflerin de etkisiyle, 2010 yılında Lübnan parlamentosu uzlaşmacı bir tutum göstererek Petrol Kanunu'nu onaylamıştır. 2011 yılının sonunda, hidrokarbon yatırım anlaşmaları ve operasyonları düzenleyici yasalar da meclisten çıkmıştır. Artık hedefe ulaşmak için gerekli olan tek adım, 2014 yılında yapılması planlanan açık deniz ruhsat ihalesidir. Şimdiden bu ruhsat ihalesiyle çevre ülkelerin ve uluslararası petrol şirketlerinin ilgilendikleri bilinmekte ve gelişmeler takip edilmek-

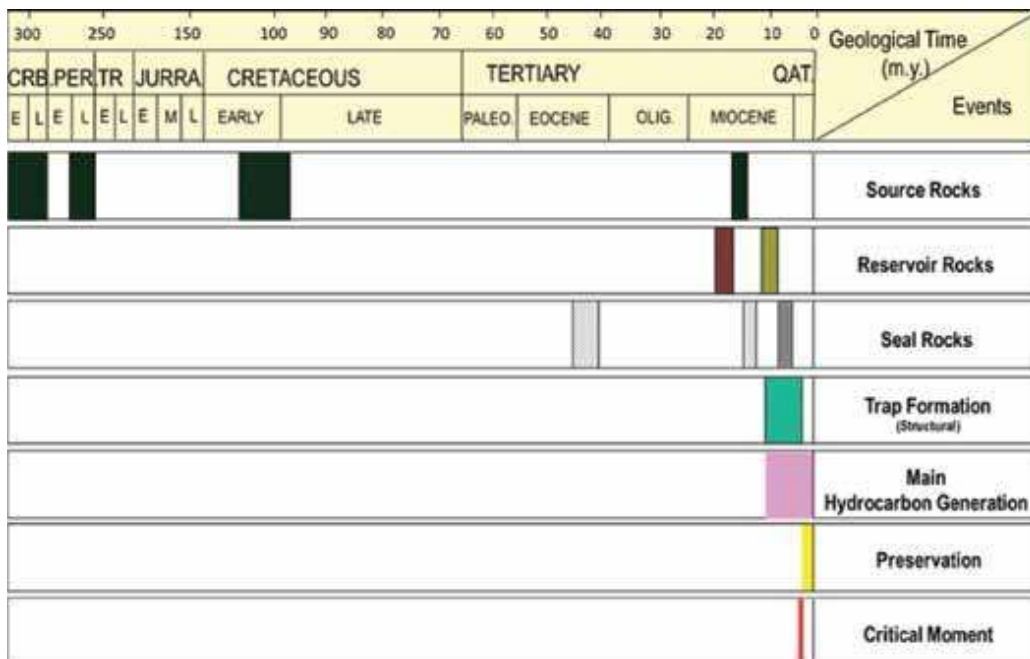
tedir. Bu gelişmeler sonucunda, Lübnan'ın Doğu Akdeniz'deki doğal gaz potansiyeline katkı sağlayabilecek önemli bir ülke olacağı düşünülmektedir.

2.3 Antalya, Mersin ve İskenderun Basenleri'nin Hidrokarbon Sistemleri

Geç Senozoyik yaşlı Antalya Baseni, Isparta Dirseği olarak bilinen bölgenin güneyinde yer almaktadır. Söz konusu alan, özellikle Geç Miyosen ve Erken Pliyosen dönemlerinde gelişen neotektonik dönemi faylanmalarından oldukça etkilenmiş ve Miyosen yaşlı kırıntılı egemen çökel dolgusu, bu sistemler altında deformasyon geçirmiştir.

Antalya Baseni içinde, toplam kalınlığı 2500 m'ye ulaşan Erken, Orta ve Geç Miyosen yaşlı kaya stratigrafi birimleri, alttan üste doğru sığ denizel ya da resifal ortam koşullarında çökelmiş karbonatlar ve üste doğru transgresif nitelikli ince taneli fasiyesler ile temsil edilmektedirler. Geç Miyosen'de ise etkin sıkışma deformasyonuna bağlı olarak yelpaze delta ve alüvyon yelpaze sistemleri gelişmiş ve bu sistemler içinde kalın kırıntılı fasiyesler depolanmıştır (Sünnetçioğlu ve Temel, 2010).

Antalya Neojen Baseni'nde, Tortoniyen yaşlı kumca zengin yelpaze delta ve türbiditik akıntı işlevleri sonucunda çökelmiş olan kırıntılı birimler ve



Tablo 4. Antalya Baseni özet petrol sistemi.

Erken-Orta ve Geç Miyosen yaşlı resifal ve/veya sığ denizel ortam koşullarında çökelmiş karbonatlar, rezervuar kaya oluşturma potansiyeline sahiptir. Orta Miyosen döneminde oksijensiz ortam koşullarında çökelmiş, Geceleme Formasyonu'nun laminalı şeyl, varvli şeyl ve marn düzeyleri hidrokarbon kaynak kayası niteliği taşıması bakımından önemlidir.

Antalya Baseni'nde aktif hidrokarbon sistemi içinde değerlendirilen kaynak kaya, rezervuar kaya, örtü kaya, kapan oluşumu, hidrokarbon oluşum zamanlaması ve korunma parametrelerine dayandırılarak Antalya Baseni hidrokarbon durum çizelgesi oluşturulmuştur (Tablo 4).

2.3.1 Türkiye'nin Açık Deniz Alanlarındaki Arama Faaliyetleri

Türkiye'nin Doğu Akdeniz'deki arama çalışmaları yeni değildir. İskenderun Körfezi'nde 10, Mersin Körfezi'nde 2 olmak üzere toplamda 12 adet deniz arama kuyusu bulunmaktadır. Bu kuyular arasında özellikle İskenderun Baseni'nde kazılmış olan Efe-1 ve Gülcihan-1 isimli arama kuyularında, Orta Miyosen yaşlı Horu Formasyonu'nda gaz ve petrol emareleri görülmesine karşın, bugüne kadar ticari boyutta bir hidrokarbon keşfi yapılamamıştır. Ancak gerek İskenderun Baseni kara alanlarındaki petrol ve gaz sızıntıları ve gerekse körfezde kazılmış kuyularda görülen petrol ve gaz emareleri, İskenderun Baseni içinde aktif hidrokarbon sisteminin çalıştığına işaret eden verilerdir. İskenderun Baseni'nde Miyosen dönemi öncesi temel yükselimleri üzerinde gelişen Orta Miyosen yaşlı resifal karbonatlar (Horu Formasyonu) ve Tortoniyen yaşlı deltayık kum setleri en önemli arama hedeflerine karşılık gelmektedir.

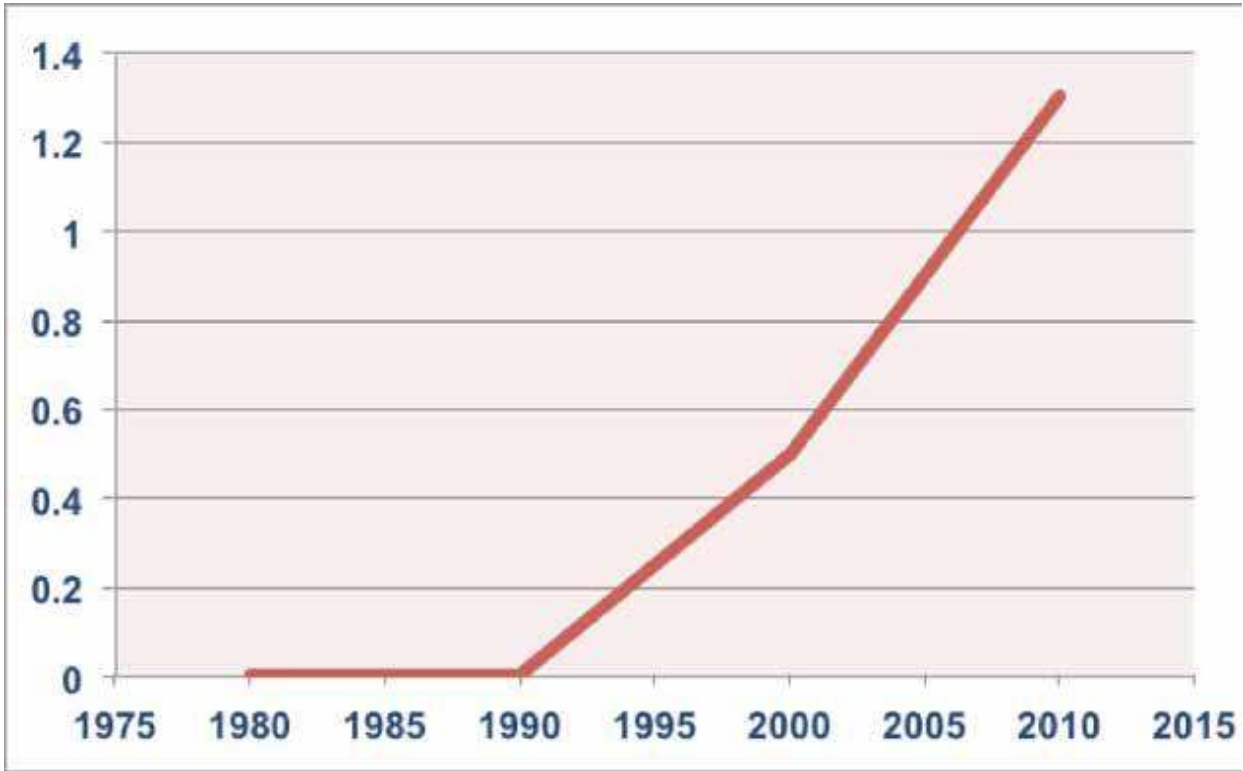
Türkiye özellikle 2007 yılı ve sonrasında Doğu Akdeniz'deki güncel gelişmelere paralel olarak, Kıbrıs Yayı'nın kuzeyinde yoğun bir ruhsatlandırma ve sismik veri toplama programı uygulamaktadır (Şekil 7). Neojen yaşlı kırıntılı ve karbonatlı kaya stratigrafi birimlerince temsil edilen Mersin Baseni, hem yüzey jeolojisi çalışmaları, hem de 1966 ve 1970 yıllarında açılan iki adet deniz kuyusu sonuçlarına dayanılarak, Miyosen ve Paleozoyik yaşlı hidrokarbon sistemlerinin çalıştığı bir arama alanı olması bakımından önemlidir. Mer-

sin Körfezi'nde Erken Miyosen yaşlı resifal ve sığ denizel ortam koşullarında çökelmiş karbonatlar, rezervuar kaya olabilme potansiyeline sahiptir. Özellikle Paleozoyik yaşlı temel birimler içinde de kaynak kaya potansiyeli taşıyan pek çok birim yer almaktadır. Adana Baseni'nde yapılmış olan Bulgurdağ petrol keşfi, bu alanda Paleozoyik yaşlı hidrokarbon sisteminin çalıştığına işaret eden en somut verilerdendir.

Türkiye'nin Akdeniz'deki açık deniz alanlarında hiç kuyu açılmayan tek arama alanı, Antalya Körfezi ve açıklarıdır. Dar ve aniden derinleşen (500 m ile 2500 m arasında değişen su derinliği) bir şelfe sahip olduğu için bugüne kadar TPAO ve diğer yabancı yatırımcılar, bu bölgeye yeterince ilgi göstermemişlerdir. Derin deniz sondaj teknolojisinin gelişmesi ve bölgede yaşanan gelişmelere paralel olarak, 2007 yılından itibaren TPAO bölgede yoğun bir ruhsatlandırma ve sismik veri toplama programı gerçekleştirmektedir (Sünnetçi-oğlu ve Temel, 2011). Son olarak geçtiğimiz aylarda, TPAO ve Shell firmaları Antalya Körfezi'nde üç ruhsatta arama-üretim ortaklık anlaşması yapmıştır. Hem büyüklüğü 80 km² ile 200 km² arasında değişen yapılar, hem de yapılarla uyumlu doğrudan hidrokarbon belirteçleri, bu bakir alanın ileride Türkiye'nin keşif yapabileceği önemli bir havza olması konusunda bizleri umutlandırmaktadır.

Türkiye'nin gaz tüketimi, 2000'li yılların başından itibaren önemli ölçüde artarak yıllık 1,3 tcf seviyesine ulaşmıştır (Şekil 8). Bu oranın, 2030 yılı öngörülerinde yaklaşık 2,7 tcf'e yükselmesi beklenmektedir (Melikoğlu, 2013). Ancak, ülkemizin rezervleri günümüzdeki talebin % 5'ini bile karşılamamaktadır. Karadeniz'de açılan kuyu sonuçları da henüz istatistikleri değiştirebilecek önemli bir katkı yapamamıştır. TPAO bu sebeple önemli yatırımlarını Akdeniz'e yönlendirerek, sondaj öncesi arama faaliyetlerini son hızıyla devam ettirmektedir. Bu bölgede, Türkiye'nin tüm ihtiyacını karşılayacak önemde olmasa bile, tüketiminin bir kısmını karşılayabileceği keşifler beklenmektedir.

Doğu Akdeniz'in doğal gaz potansiyeli, bölgenin önümüzdeki dönemde enerji sektöründe önemli bir rol alacağını göstermektedir. Ancak geleceğe yönelik planların ve öngörülerin daha doğ-



Şekil 8. Türkiye'nin yıllara göre doğalgaz ithalatı (EIA, 2013).

ru kurgulanabilmesi için, aşağıda belirtilen soruların cevaplarını dikkatlice analiz edilmesi gerekmektedir.

3. TARTIŞMA VE SONUÇLAR:

3.1 Doğu Akdeniz Doğal Gaz Keşiflerinin Küresel Petrol ve Doğal Gaz Sektöründeki Payı

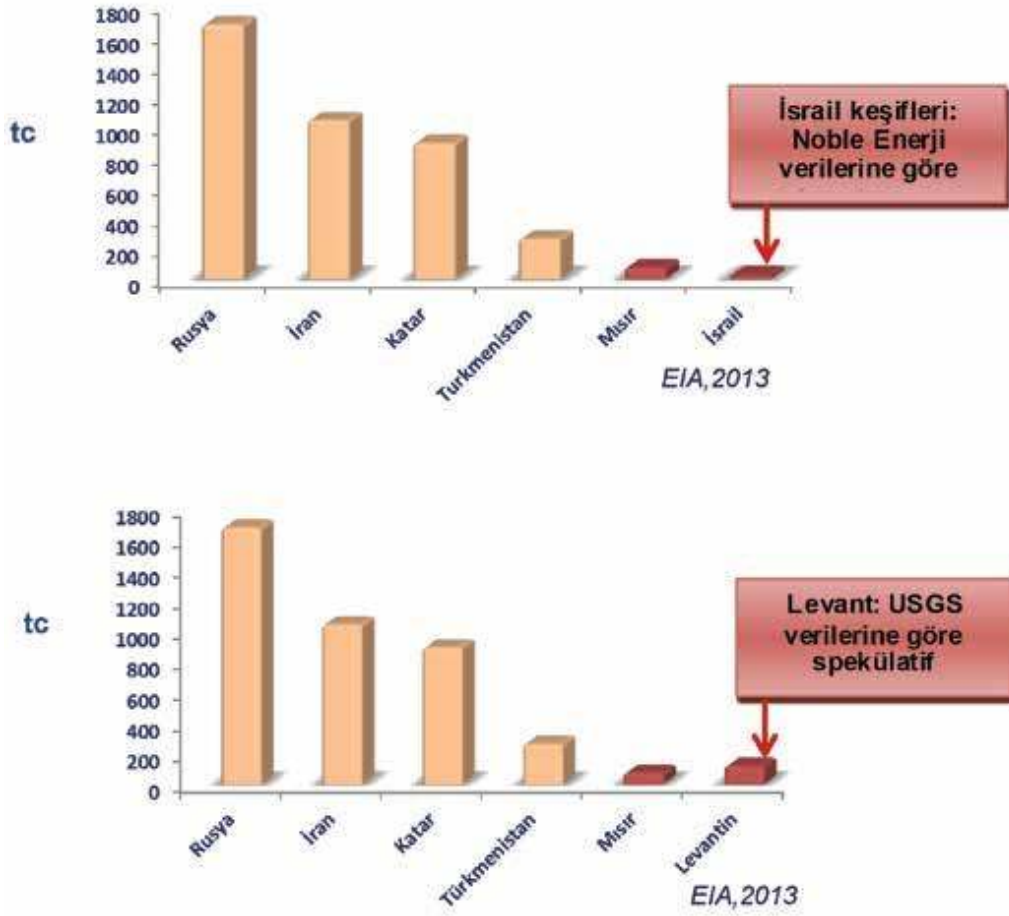
Henüz Doğu Akdeniz'de ekonomik petrol varlığına yönelik önemli bir delil bulunamamıştır. Sadece bir kaç kuyuda ve yüzey gözlemlerinde belirlenen emareler şu an için elimizdeki tek olumlu veridir. USGS (ABD Jeolojik Araştırmalar Kurumu) raporunda, Levant Baseni için yapılan 1,7 milyar varil petrol tahmini de herhangi bir somut üretim verisiyle desteklenmeyen, eldeki veriler ışığında jeolojik modellemeye dayanan bir öngörüdür. En somut bilginin, İsrail'de keşif yapılan sahalarda, daha derin hedefli kuyu sonuçlarından elde edilebileceği düşünülmektedir.

Doğal gaz açısından bakıldığında ise, BP (British Petroleum) ve ABD Enerji Bilgi İdaresi (EIA: Energy Information Administration) istatistiklerine göre küresel ölçekte doğal gaz üreten en önemli ülkeler Rusya, İran, Katar ve Türkmenistan olarak

sıralanmaktadır. Bu rezervleri, hem Mısır ve İsrail'deki ispatlanmış rezervler, hem de bu bölgeler için öngörülen spekülasyon rezerv tahminleriyle karşılaştırdığımızda, her iki bölgede yapılan keşiflerin bu ülkelerle boy ölçüşemeyecek boyutta olduğu görülebilir (Şekil 9-10).

Avrupa pazarlarına yakınlığı ile ön plana çıkan Kuzey Denizi, son yıllara kadar talebin önemli bir açığını kapatmış, üretimin azalmasıyla, bu pazarın yerini Hazar Denizi'ndeki kaynaklar almıştır. Yakın gelecekte bu bölgeye de alternatif sahalara aranması, Avrupa doğal gaz piyasası arz-talep dengesinin sağlanması gündeme gelecektir. Acaba Doğu Akdeniz bu açığı kapatabilecek potansiyele sahip midir?

Hazar Bölgesi'nin doğal gaz piyasasındaki önemi, Asya pazarlarına ulaşılabilirliğinin yanında, özellikle Avrupa arz-talep dengesi ve güvenliği konulu çalışmalarda (Perner ve Seeliger, 2004; Correlje ve Linde, 2006; Spanjer, 2006; Kjarstad, ve Johnsson, 2007; Remme vd., 2008; Bilgin, 2009; Söderbergh vd., 2010; Bilgin, 2011), problem olarak ortaya konulan "Rus gazına bağımlılığa" alternatif bir konumda olmasından kaynaklanmaktadır.



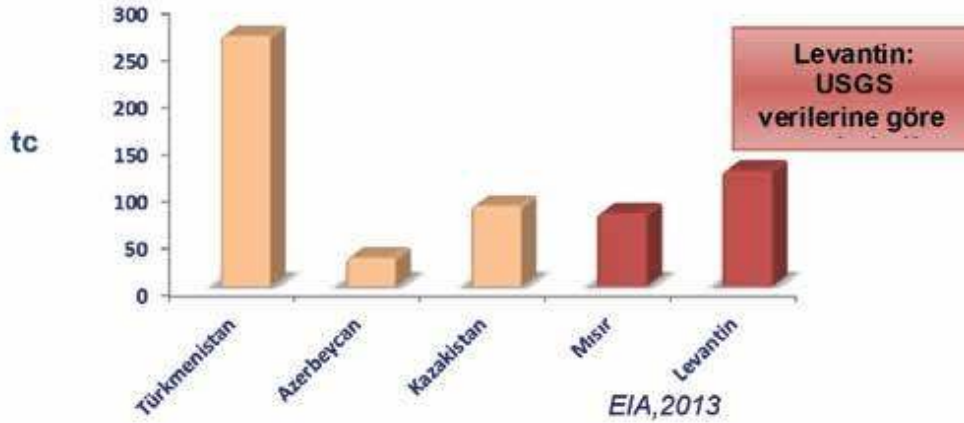
Şekil 9. Küresel doğalgaz piyasasındaki önemli üreticilerin toplam rezerv potansiyelleri. İsrail verileri, Noble Enerji ve ortakları ile USGS'in açıkladığı verilere göre ispatlanmış ve spekülasyon olarak verilmiştir.

Eurogas (2011) verilerine göre, 2010 yılı Avrupa toplam doğal gaz tüketimi, 2009 yılına göre % 7,2 artarak, 18,5 tcf seviyesine ulaşmıştır. Bu tüketimin, % 34'ü iç kaynaklardan karşılanırken, Rusya % 23, Norveç % 19, Cezayir % 10 ve Katar ise % 6'sını karşılamaktadır. Bu oranların gelecekte Rus gazı lehine artmasına karşı, günümüzde pek çok proje tartışılmakta ve Hazar ön plana çıkmaktadır.

Doğu Akdeniz'e geldiğimizde ise Mısır, günümüzde bu pazardan sadece % 1'lik bir pay almaktadır. Noble Enerji tarafından açıklanan rezerv değerleri temel alınarak, gerekli teknik ve anlaşma altyapıları hazırlandığında, İsrail de bu pazardan "kısıtlı" bir pay alabilir. Ancak Avrupa gaz piyasasındaki talep ve önemli üreticilerin rezervleri karşılaştırıldığında, İsrail keşiflerinin Avrupa piyasası

nın geneli için herhangi bir stratejik plan değişimi anlamı taşımadığı sonucuna ulaşılmaktadır. Devamlılığın ön planda olduğu boru hattı seçeneğini düşünmek şu an için çok erken görülürken, güney Avrupa veya Asya pazarları için LNG projelerinin tartışıldığı bilinmektedir.

Bu aşamada, karada konumlanan konvansiyonel LNG tekniğinin dışında, yüzen LNG terminali alternatifi de tartışılmaktadır. Denizde hareket kabiliyetine sahip LNG tesisi, üretim bittikten sonra değişik sahalarda kullanılabilmesi ve pahalı boru hattı maliyetinden tasarruf açısından da avantajlıdır. Fakat bu tekniğin fizibilite çalışmaları henüz sonlanmamıştır. Ayrıca, günümüzde tasarlanan LNG projeleri, ABD'deki "şeyl gaz" potansiyelinden etkilenmiş ve daha temkinli devam ettirilmektedir.



Şekil 10. Hazar Denizi ve Doğu Akdeniz'deki toplam rezerv potansiyelinin (EIA, 2013), Mısır ve İsrail (spekülatif)'deki rezerv potansiyelleri ile karşılaştırılması.

4. Doğu Akdeniz Doğal Gaz Keşiflerinin Çevre Ülkelere Etkileri

Doğu Akdeniz, Mısır açık deniz alanı hariç 2000'li yıllara kadar yoğun sismik verinin olmadığı, aramacılık açısından bakir bir alan olma özelliğini taşıyordu. Keşiflerden sonra çevre ülkelerde petrol kanunu düzenlemeden, sismik veri toplamaya, ruhsatlandırma ve uluslararası şirketlerle ortak arama-üretim anlaşmalarına kadar hızlı bir eğilim yakalandı. Ulusal petrol şirketimiz TPAO, 2007 yılından bugüne bölgede 15000 km²'nin üzerinde iki boyutlu ve 8000 km² üç boyutlu sismik veri topladı. Lübnan hükümeti, bu gelişmelerden sonra Petrol Kanunu'nu hazır hale getirdi ve ruhsat ihalesi için geri sayıma başladı. Bu durum göstermektedir ki keşiflerin cazibesi, çevre ülkeleri de olumlu yönde etkilemektedir.

Bir diğer gelişmenin de enerji tüketim paylarındaki değişim olarak karşımıza çıkması beklenmektedir. Türkiye'de yaşanan hızla doğal gaza geçiş süreci, henüz çevre ülkelerde yaşanmamıştır. Mevcut durumda, İsrail, Lübnan ve Suriye, Arap-Gaz boru hattı ile Mısır'dan gaz satın almaktadır. Ancak, bu ülkelerdeki elektrik üretiminin büyük çoğunluğu hala petrol ve kömürden karşılanmaktadır. Keşiflerle birlikte bu oranın doğal gaz lehine değişeceği pek çok kaynakta (Shaffer, 2011) belirtilmektedir. Hâlihazırda, Tamar sahasındaki gazın İsrail Elektrik Firması'na satışı için anlaşmalar yapılmıştır. Tüm bu gelişmeler sonucunda, daha

temiz bir enerji kaynağı olan doğal gazın yaygınlaşacağı ve çevre ülkelerdeki refah düzeyinin gelişeceği öngörülmektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Beach, A. ve P. Trayner, 1991, The geometry of normal faults in a sector of the offshore Nile Delta, Egypt. Geological Society, London, Special Publications; 1991; v. 56, p. 73-182.
- Ben-Avraham, Z., Woodside, J., Lodolo, E., Gardosh, M., Camerlenghi, A., Vai, G.B., 2006, Eastern Mediterranean basin systems. Geological Society, London, Memoirs, v. 32, p. 263-276.
- Bilgin, M., 2009, Geopolitics of European natural gas demand: Supplies from Russia, Caspian and the Middle East. Energy Policy, 37, 4482-4492.
- Bilgin, M., 2011, Scenarios on European energy security: Outcomes of natural gas strategy in 2020. Futures, 43, 1082-1090.
- Butler, R.W.H., E. McClelland ve R.E. Jones, 1999, Calibrating the duration and timing of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean: linked tectonoclimatic signals in thrust-top basins in Sicily. Journal of the Geological Society of London, v. 156, p. 827-835.

- Correlje, A. ve Coby van der Linde, 2006, Energy supply security and geopolitics: A European perspective. *Energy Policy*, 34, 532-543.
- Energy Information Administration, 2013, İnternet Adresi: http://tonto.eia.doe.gov/country/country_energy_data.cfm., Erişim tarihi: 06 Ocak 2010.
- Eurogas, 2011, http://www.eurogas.org/uploaded/Statistical_Report_2011_091211.pdf.
- Feinstein, S., Aizenshtat, Z., Miloslavsky, I., Gerli, N.P., Slager, J., ve McQuilken, J., 2002, Genetic characterization of gas shows in the east Mediterranean offshore of south-western Israel. *Organic Geochem.* 33:12, p. 1401-1413.
- Flexer, A., M. Gardosh, I. Bruner and A.Y. Dror, 2000, The tale of an inverted basin: eastern Mediterranean-offshore Israel. Abstracts, American Association of Petroleum Geologists, International Conference, Cairo.
- Gardosh, M. ve Y. Druckman, 2005, The structure of an inverted early Mesozoic, intracontinental rift and its implications for hydrocarbon exploration: the Levantine basin, southeastern Mediterranean. Abstracts, American Association of Petroleum Geologists, International Conference.
- Gardosh., M. ve Y. Druckman., 2006, Seismic stratigraphy, structure and tectonic evolution of the Levantine Basin, offshore Israel. In: Robertson, A. H. F. And Mountrakis, D. (eds.) *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*. Geol. Soc., London, Spec. Publ. Vol. 260, p. 201-227.
- Garfunkel, Z., 1998, Constrains on the origin and history of the eastern Mediterranean basin. *Tectonophysics*, v. 298, p. 5-35.
- Garfunkel, Z., 2004, Origin of the Eastern Mediterranean basin: a reevaluation. *Tectonophysics*, v. 391, p. 11 –34.
- Kjarstad, J. ve F. Johnsson, 2007, Prospects of the European gas market. *Energy Policy*, 35, 869-888.
- Lie, O ve M. Trayfoot, 2009, Seismic characterization of the first 3D surveys offshore Cyprus and Lebanon. Search and Discovery Article no:10194. İnternet Adresi: <http://www.searchanddiscovery.net/documents/2009/10194lie/>. Erişim tarihi: 22 Mayıs 2009.
- Maddox, S.J., 2000, The Lower Pliocene gas sands of offshore Israel and Gaza-a new play in the eastern Mediterranean basin. Abstracts, EAGE Conference on Geology and Petroleum Geology, Malta.
- Melikoğlu, M., 2013, Vision 2023: Forecasting Turkey's natural gas demand between 2013 and 2030. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 22, 393-400.
- Mohmed, A., 2004, Reservoir characterization and depositional patterns of Pliocene and Miocene in the north Nile delta, Mediterranean Sea, Egypt. AAPG International Conference: October 24-27, 2004; Cancun, Mexico.
- Nader, F.H., 2011, The petroleum prospectivity of Lebanon: An Overview, *Journal of Petroleum Geology*, vol. 34(2), April 2011, pp. 135-156.
- Niazi, M. ve M. Dahi., 2004, Unexplored giant sandstone features in ultra deep water, western Mediterranean, Egypt. AAPG International Conference: October 24-27, 2004; Cancun, Mexico.
- Oil and Gas Investor, 2009, Israel. Kasım sayısı, Hart Energy Publishing, Houston.
- Perner, J. ve Seeliger, A., 2004, Prospects of gas supplies to the European market until 2030-results from the simulation model EUGAS. *Utilities Policy*, 12, 291-302.
- Remme, U., Blesl, M., Fahl, U., 2008, Future European gas supply in the resource triangle of the Former Soviet Union, the Middle East and Northern Africa. *Energy Policy*, 36, 1622-1641.
- Roberts, G. ve D. Peace, 2007, Hydrocarbon plays and prospectivity of the Levantine Basin,

- offshore Lebanon and Syria from modern seismic data. *GeoArabia*, v.12, no. 3., p. 99-124.
- Robertson, A.H.F., ve J.E. Dixon, 1984, Introduction: aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean, In: Dixon, J.E. ve Robertson, A.H.F. (eds.), *The geological evolution of the eastern Mediterranean*, Geol. Soc. London, Spec. Publ. vol. 17, p. 1-74.
- Robertson, A.H.F., 1998, Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence. In, A.H.F. Robertson, K.-C. Emeis, C. Richer and A. Camerlenghi (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, v. 160, no. 54, p. 723-782.
- Said, R., 1981, *The geological evolution of the River Nile*: Springer-Verlag, New York, 151 sayfa.
- Shaffer, Brenda, 2011, Israel: New Natural Gas Producer in the Mediterranean. *Energy Policy*, 38, 5379-5387.
- Söderbergh, B., Jakobsson, K., Aleklett, K., 2010, European energy security: An analysis of future Russian natural gas production and exports. *Energy Policy*, 38, 7827-7843.
- Spanjer, A., 2006, Russian gas price reform and the EU-Russia gas relationship: Incentives, consequences and European security of supply. *Energy Policy*, 35, 2889-2898.
- Sünnetcioğlu, M.A. ve Temel, Ö.R., 2011, Antalya Neojen baseni jeolojik ve jeofizik değerlendirmeye raporu. TPAO Arama Dairesi Arşivi, Rapor no: 5307 (yayımlanmamış teknik rapor).
- Tari, G., Hussein, H., Novotny, B., 2010, Play types and hydrocarbon potential of deep-water NW Egypt. *Search and Discovery Article no:10227*, İnternet Adresi: <http://www.searchanddiscovery.net/documents/2010/10227tari/> Erişim tarihi: 19 Şubat 2010.
- USGS, World Petroleum Resources Project, 2011, *Assessment of Undiscovered Oil and Gas Resources of the Levant Basin Province, Eastern Mediterranean*.
- Vandre, C., Cramer, B., Gerling P, Winsemann, J., 2006, Natural gas formation in the western Nile delta (Eastern Mediterranean): Thermogenic versus microbial. *Organic Geochemistry*, v. 38:4, p. 523-539.
- Vidal, N., J. Alvarez-Marron ve D. Klaeschen, 2000, Internal configuration of the Levantine basin from seismic reflection data (eastern Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, v. 180, p. 77-89.

GÖKÇEADA KUZEYDOĞUSUNDAKİ SAKLI KOY'DA PALEONTOLOJİK VERİLERE DAYALI YENİ BİR BULGU: BÜYÜK DERE KOYU

OBSERVED NEW FINDINGS BY PALEONTOLOGICAL DATA IN HIDDEN COVE ON THE NORTHEAST OF GÖKÇEADA: BÜYÜK DERE COVE

**Engin MERİÇ¹, Ertuğ ÖNER², Niyazi AVŞAR³, Atike NAZİK³, Sevinç KAPAN - YEŞİLYURT⁴,
Yeter GÖKSU⁵, Şule KAYA - KELEŞ⁵, Baki YOKES⁶, Erol KAM⁷, Osman CANDAN⁸,
Feyza DİNÇER⁹**

¹Moda Hüseyin Bey Sokak No: 15/4 34710 Kadıköy-İstanbul

²Ege Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, 35100 Bornova-İzmir

³Çukurova Üniversitesi, Müh.-Mimarlık Fak., Jeoloji Müh. Bölümü, 01330 Balcalı-Adana

⁴Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Terzioğlu kampüsü, 17100 Çanakkale

⁵Ankara, Üniversitesi Nükleer Araştırma Enstitüsü, 06100 Tandoğan-Ankara

⁶Haliç Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Moleküler Biyoloji ve Genetik Bölümü, Sıracevizler
Caddesi, No:29, 34381 Bomonti, Şişli- İstanbul

⁷Çekmece Nükleer Araştırma ve Eğitim Mrkz. (ÇNAEM), P.K. 1, Atatürk Hava Limanı, 34149 İstanbul

⁸Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tınaztepe Yerleşkesi,
35160, Buca-İzmir

⁹Nevşehir Üniversitesi, Mühendislik- Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü 50300 Nevşehir

ÖZ

Gökçeada kuzeydoğusunda yer alan Kaleköy güneybatısındaki Büyük Dere vadisinde maksimum 35.00 m'ye kadar ulaşılan 5 sondaja ait örnekler incelenmiştir. 115 genç çökel örneğinin incelenmesi sonucunda; foraminiferlerden *Aelosina cliarensis* (Heron-Allen ve Earland), *Spiroloculina antillarum* d'Orbigny, *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny), *Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny, *Q. laevigata* d'Orbigny, *Q. seminula* (Linné), *Miliolinella subrotunda* (Montagu), *Triloculina marioni* Schlumberger, *Sigmoilinita costata* (Schlumberger), *S. edwardsi* (Schlumberger), *Amphicoryna scalaris* (Batsch), *Fursenkoina acuta* (d'Orbigny), *Neoeponides bradyi* Le Calvez, *Neoonorbina terquemi* (Rzehak), *Rosalina bradyi* (Cushman), *Conorbella imparatoria* (d'Orbigny), *Cibicidoides pachyderma* (Rzehak), *Nonion depressulum* (Walker ve Jacob), *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen ve Earland), *Ammonia compacta* Hofker, *A. parkinsoniana* (d'Orbigny), *A. tepida* (Cushman), *Challengerella bradyi* (Billman, Hottinger ve Oesterle), *Criboelphidium poeyanum*

(d'Orbigny), *Porosonion subgranosum* (Egger), *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E. complanatum* (d'Orbigny), *E. crispum* (Linné), *E. depressulum* Cushman; ostrakodlardan *Cytherella alvearium* (Bonaduce, Ciampo ve Masoli), *Aurila arborescens* (Brady), *A. convexa* (Baird), *Carinocythereis antiquata* (Baird), *C. rhombica* Stambolidis, *Hiltermannicythere rubra* (G.W. Mueller), *H. turbida* (G.W. Mueller), *Cytheridea acuminata* (Bosquet), *Leptocythere* sp., *Basslerites* sp., *Hemicytherura videns* (Müller), *Semicytherura incongruens* (G.W. Mueller), *S. inversa* (Seguenza), *Loxoconcha bairdi* (G.W. Mueller), *L. elliptica* (Brady), *L. stellifera* (G.W. Mueller), *Cyprideis torosa* (Jones), *Pontocythere turbida* (Müller), *Xestoleberis communis* (G.W. Mueller), *X. dispar* (G.W. Mueller), *Paracytherois* sp., *Heterocypris salina* (Brady), *Herpetocypris* sp., *Candona* (C.) *parallela* *pannonica* Zalanyi, *Ilyocypris biplicata* (Koch) ve *I. gibba* (Ramdohr); Scaphopoda'dan *Dentalium dentalis* Linné; Bivalvia'dan *Glycymeris glycymeris* Linné, *Lucinella divaricata* (Linné), *Cardium* (*Papillicardium*) *papillosum* (Poli), *Cerastoderma* (C.) *edule* Linné, *Cerastoderma* sp., *Spisula* (*Spisula*) *subt-*

runcata (da Costa), Spisula sp., Tellina (Moerella) donacina (Linné), Scrobicularia plana (da Costa), Abra alba (Wood), Abra sp., Clausinella fasciata (da Costa), Dosinia lupinus (Linné), Gafrarium (Circe) minimum (Montagu), Gafrarium sp., Gastropoda'dan Valvata piscinalis (O.F. Müller), Valvata sp., Gibbula adansoni (Payradeau), Tricolia (Tricolietta) azorica Dautzenberg, Hydrobia neglecta Muus, Tornus sp., Omalogyra sp., Rissoa splendida Eichwald, R. variabilis (von Mühlfeldt), Rissoa sp., Turritella communis Risso, Pirenella conica (Blainville), Bittium latreilli (Payradeau), B. reticulatum (da Costa), Lunatia sp., Cyclope donovania Risso, Cerithiopsis sp., Retusa truncatula (Bruguière), Turbonilla sp. gibi mollusk cins ve türlerinin bulunuşu, değinilen alanda sığ denizel şartların hüküm sürmüş olduğunu, GD kıyısında Yeni Bademli Höyüğü'nün yer aldığı, Büyük Dere Koyu olarak adlandırılan KD-GB yönlü dar ve uzun bir koyun günümüzden $8.194 \pm 410 \pm 820$ yıl önceki varlığını belirgin bir şekilde kanıtlamaktadır.

Yine sondajların değişik seviyelerinde gözlenmiş olan taşınmış ve o dönem oluşmuş jips kristallerinin varlığı, günümüzde bazı kıyı alanlarında gözlemlendiği üzere, Holosen döneminde de Ege Denizi'nin bu bölümünde tektonizmaya bağlı olarak gelişen hidrotermal kaynağın/kaynakların varlığını göstermektedir.

Anahtar kelimeler: Ege Denizi, Foraminifer, Gökçeada, Mollusk, Ostrakod

ABSTRACT

Five drill-hole were collected from a depth of 35.00 m at Büyük Dere Valley on the southwest of Kaleköy (NE Gökçeada). 115 samples were investigated. In the bottom layer the observed species were: Foraminifera *Adelosina cliarensis* (Heron-Allen ve Earland), *Spiroloculina antillarum* d'Orbigny, *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny), *Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny, *Q. laevigata* d'Orbigny, *Q. seminula* (Linné), *Miliolinella subrotunda* (Montagu), *Triloculina marioni* Schlumberger, *Sigmolinita costata* (Schlumberger), *S. edwardsi* (Schlumberger), *Amphicoryna scalaris* (Batsch), *Fursenkoina acuta* (d'Orbigny), *Neoeponides bradyi* Le Calvez, *Neoconorbina terquemi* (Rzehak), *Rosalina bradyi* (Cushman), *Conorbella imparatoria* (d'Orbigny), *Cibicidoides pachyderma* (Rzehak), *Nonion depressulum* (Walker ve Jacob), *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen ve Earland), *Ammonia compacta* Hofker, *A. parkinsoniana* (d'Orbigny), *A. tepida* (Cushman), *Challengerella bradyi* (Billman, Hottinger ve Oesterle), *Criboelphidium poeyanum* (d'Orbigny), *Porosonion subgronosum* (Egger), *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E. complanatum* (d'Orbigny), *E. crispum* (Linné), *E. depressulum* Cushman; Ostracoda *Cytherella alvearium* (Bonaduce, Ciampo ve Masoli), *Aurila arborescens* (Brady), *A. convexa* (Baird), *Carinocythereis antiquata* (Baird), *C. rhombica* Stambolidis, *Hiltermannicythere rubra* (G.W. Mueller), *H. turbida* (G.W. Mueller), *Cytheridea acuminata* (Bosquet), *Leptocythere* sp., *Basslerites* sp., *Hemicytherura videns* (Müller), *Semicytherura incongruens* (G.W. Mueller), *S. inversa* (Seguenza), *Loxoconcha bairdi* (G.W. Mueller), *L. elliptica* (Brady), *L. stellifera* (G.W. Mueller), *Cyprideis torosa* (Jones), *Pontocythere turbida* (Müller), *Xestoleberis communis* (G.W. Mueller), *X. dispar* (G.W. Mueller), *Paracytherois* sp., *Heterocypris salina* (Brady), *Herpetocypris* sp., *Candona* (C.) *parallela pannonica* Zalanyi, *Ilyocypris biplicata* (Koch) ve *I. gibba* (Ramdohr); Scaphopoda *Dentalium dentalis* Linné; Bivalvia *Glycymeris glycymeris* Linné, *Lucinella divaricata* (Linné), *Cardium* (*Papillicardium*) *papillosum* (Poli), *Cerastoderma* (C.) *edule* Linné, *Cerastoderma* sp., *Spisula* (*Spisula*) *subtruncata* (da Costa), *Spisula* sp., *Tellina* (*Moerella*) *donacina* (Linné), *Scrobicularia plana* (da Costa), *Abra alba* (Wood), *Abra* sp., *Clausinella fasciata* (da Costa), *Dosinia lupinus* (Linné), *Gafrarium* (*Circe*) *minimum* (Montagu), *Gafrarium* sp., *Gastropoda* *Valvata piscinalis* (O.F. Müller), *Valvata* sp., *Gibbula adansoni* (Payradeau), *Tricolia* (*Tricolietta*) *azorica* Dautzenberg, *Hydrobia neglecta* Muus, *Tornus* sp., *Omalogyra* sp., *Rissoa splendida* Eichwald, *R. variabilis* (von Mühlfeldt), *Rissoa* sp., *Turritella communis* Risso, *Pirenella conica* (Blainville), *Bittium latreilli* (Payradeau), *B. reticulatum* (da Costa), *Lunatia* sp., *Cyclope donovania* Risso, *Cerithiopsis* sp., *Retusa truncatula* (Bruguière), *Turbonilla* sp.. These findings indicate the presence of a narrow and long cove, Büyük Dere Cove, which located in NE-SW direction 5.000 years before present.

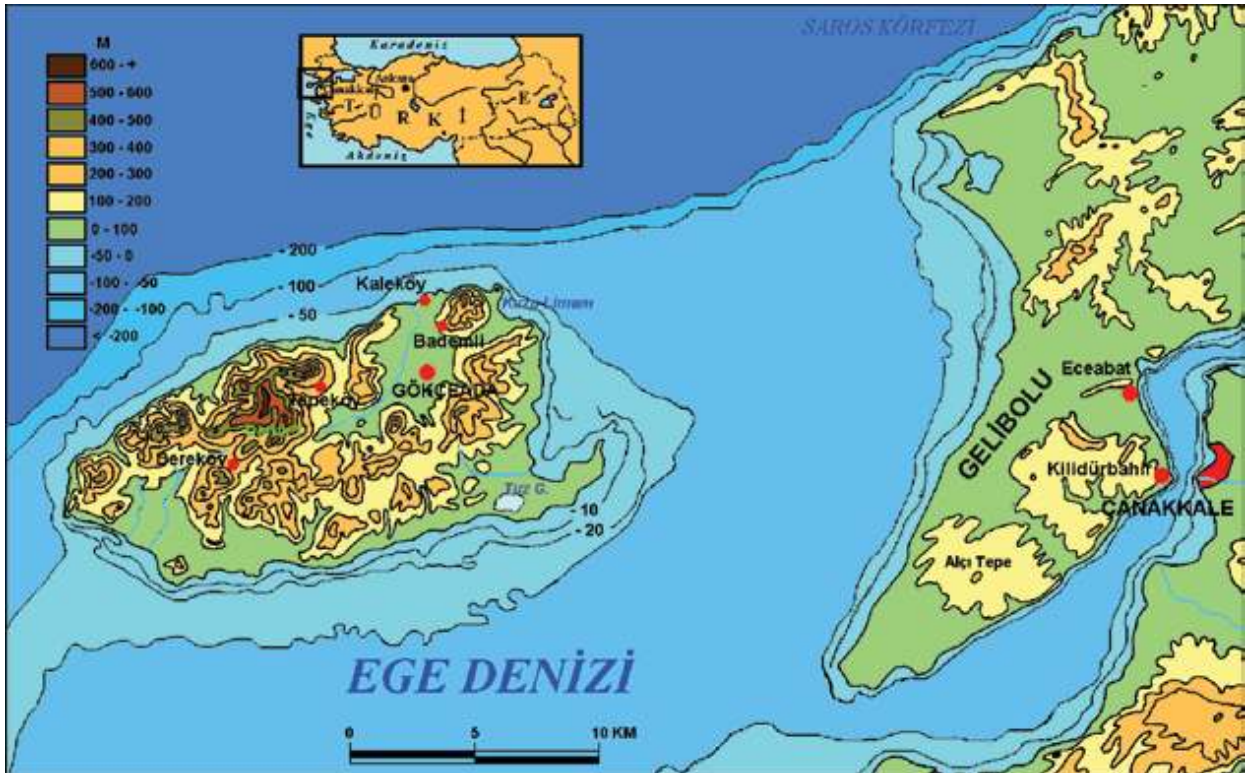
Keywords: Aegean Sea, Foraminifer, Gökçeada, Mollusc, Ostracod

GİRİŞ

Araştırma, Gökçeada'nın kuzeydoğusunda-ki Büyük Dere'nin aşağı bölümündeki geniş vadi tabanında, kıydan 1.5 km kadar içeride yer alan Yeni Bademli Höyüğü ve çevresinde sürdürülmüş-ür (Şekil 1). Bu çalışmadaki amaç, Yeni Bademli Höyüğü'nün bulunduğu alanın paleocoğrafya ve paleoortamsal özelliklerinin zaman içindeki değişimlerini, jeomorfolojik ve paleontolojik çalışmalarla ortaya koymaktır. Yapılan arkeolojik kazı çalışmalarına ait buluntular, MÖ 3.000 yıllarında (günümüzden 5.000 yıl öncesinde) bu alanda bir yerleşimin başladığını göstermektedir (Hüryılmaz, 1998, 2002, 2007a ve b).

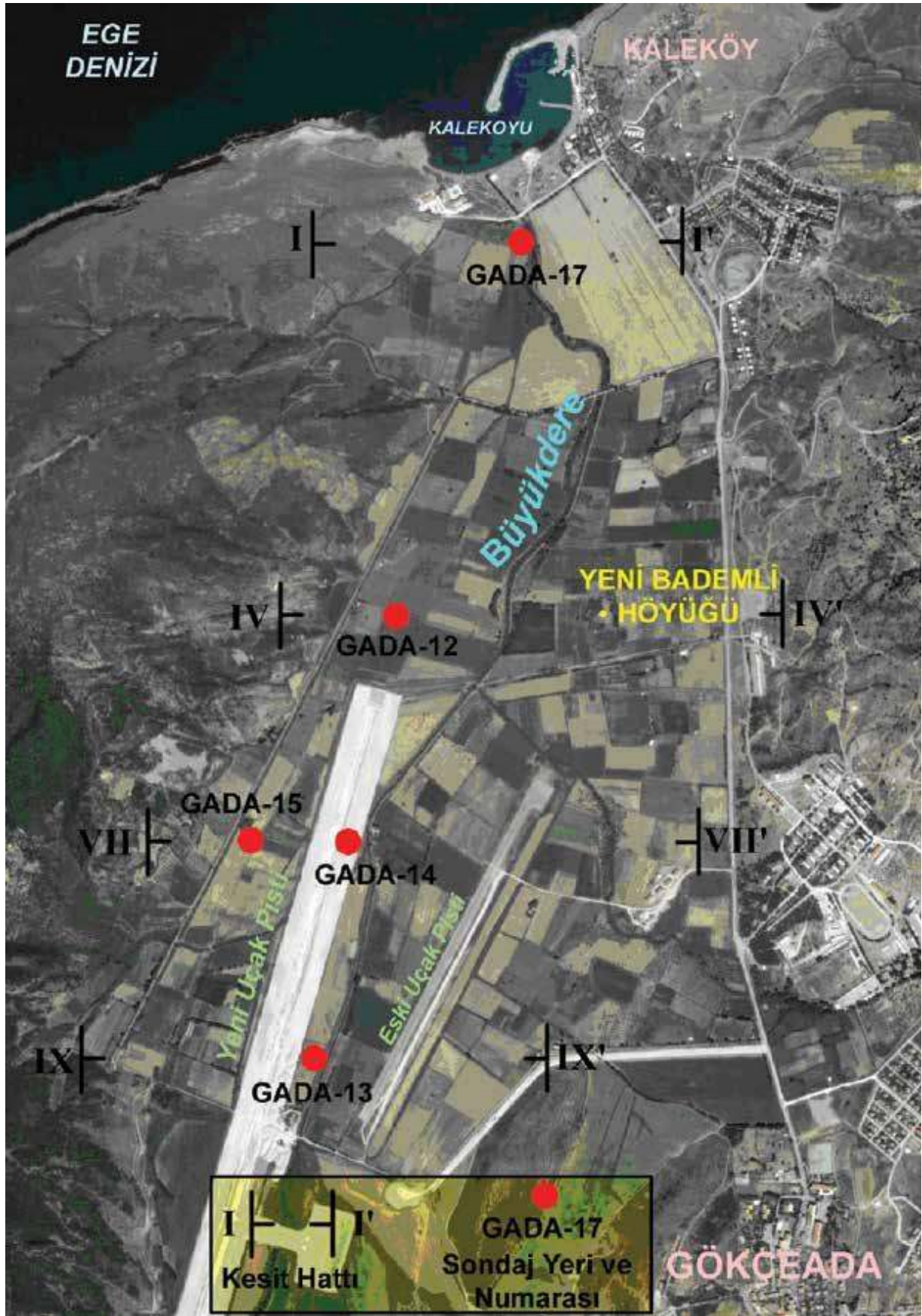
Höyüğün kenarında yer aldığı Büyük Dere Vadisi'nin bu bölümünde yapılmış olan sondajlardan elde edilen verilerle (Şekil 2), Holosen öncesinde bu alanda derin bir yarıntının bulunduğu, Holosen başlarından ortalarına kadar hızla yükselen denizin bu alana sokularak ince uzun bir koy oluşturduğu ve höyüğün de bu koya doğru uzanan küçük bir ana kaya sırtı üzerinde yerleştiği belir-

lenmiştir. Höyüğün kuzey ve batısına kadar soku- lan deniz, güneye vadinin daha iç kısmına doğru uzanmıştır. Deniz, muhtemelen günümüz havaa- lanı küçük pistinin güney ucuna kadar ulaşmıştır. Deniz seviyesi yükselmesinin 6.000 yıl önce sona ermesiyle, vadi içindeki deniz, Holosen ortaların- dan itibaren Büyük Dere ve diğer küçük akarsu- ların taşıdığı sedimanlarla hızla doldurulmuş, kıyı çizgisi güneybatıdan kuzeydoğuya doğru ilerle- miştir. Denizel birimin en üstteki delta-kıyı sedi- manlarını akarsu taşkın sedimanları kaplamıştır. Gelişme, bugünkü kıyı çizgisine kadar devam et- miştir. Önceleri koya doğru uzanan küçük bir yarı- mada üzerindeki Yeni Bademli Höyüğü, günümüz- de taşkın ovası üzerinde nispi yüksekliği 10.00 m civarında olan küçük bir tepecik halinde kalmıştır. Yeni Bademli Höyüğü'ndeki arkeolojik araştırmalar ve elde edilen paleontolojik veriler doğal çevre de-ğişimlerini göstermesi açısından önemli bir özelli- ğe sahiptir. Çalışmanın amacı bu bölgede sondaj verilerine dayanarak Holosen ortalarında Yeni Ba- demli Höyüğü'ne kadar uzanan bir koyun bulundu- ğunu ortaya koymaktır.



Şekil 1. Çalışma alanının yerbulduru haritası.

Figure 1. Location map of study area.



Şekil 2. Büyük Dere Vadisi'ndeki çalışılan sondaj noktaları.

Figure 2. Drill stations in Büyük Dere Valley.

GÖKÇEADA'NIN JEOLJİK VE JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Türkiye'nin en büyük adası olan Gökçeada (İmroz), Ege Denizi'nin kuzeydoğusu ve Çanak-kale Boğazi'nin kuzeybatısında, Anadolu-Gelibolu şelfi üzerinde yer alır ve Gelibolu Yarımadası'na 20 km uzaklıktadır. 285 km² yüzölçümüne sahip olan adanın büyük eksenini güneybatı – kuzeydoğu doğrultusunda uzanır. Bu doğrultu Gelibolu Yarımadası'nın uzanışına paraleldir.

Adada, bilinen en eski tortul kayaçlar Eosen yaşlı birimlerdir. Altta şeyl, kumtaşı-şeyl, kireçtaşı ve şeyl'den oluşan istif, erken-orta, orta, geç Eosen olarak yaşlandırılmıştır. Üzerine kumtaşı-şeyl, kumtaşı, ince kömür bantlı çakıltı-kumtaşı katmanları gelmekte olup, bunlara erken-orta, orta ve geç Oligosen olarak yaşı verilmiştir. Üzerlerinde ise erken-orta Miyosen'e ait olduğu düşünülen, Eosen ve Oligosen birimlerini keserek yüzeye ulaşmış olan andezit, lav, tuf ve aglomeraların oluşturduğu volkanik kayaçlar gelir ve bunlar adada oldukça geniş bir alan kaplar. Bunu da geç Miyosen yaşlı çamurtaşı ve kumtaşı katmanları uyumsuz olarak üzerler. En üstte ise Kuvaterner yaşlı genç çökeller bulunmaktadır (Akartuna, 1950; Yalçınlar, 1980; Kurter, 1989; Temel ve Çiftçi, 2002). Adadaki en büyük ve önemli akarsu Büyük Dere'dir. Adanın merkezi kesimlerinden kaynağını alan Büyük Dere, kuzeydoğu yönünde akışını sürdürdükten sonra Zeytinli ve Çınarlı yerleşimleri arasında kuzeye doğru yönelir. Diğer önemli bir akarsu ise, adanın batısında ve güneybatı doğrultusunda akan Ballı Dere'dir. Her iki akarsu, GB-KD yönünde bir hat boyunca adayı iki bölgeye ayırmıştır.

Gökçeada'nın yüksek kesimleri, ana çizgileri ile orta ve kuzey alanlarda yer alır. Doruk Tepe, 673 m ile en yüksek zirveyi oluşturur. Biraz daha kuzeyde Ulukaya Tepe 638 m yüksekliktedir. Kuzeyden güneye doğru yükselti ve eğim değerleri düzenli olarak azalmaktadır.

Ada genelinde kıyılar yüksek olmakla birlikte, kuzey kıyılar hem daha yüksek, hem daha diktir. Bunun tektonik, iklimik ve morfolojik nedenleri vardır. Kuzeydeki Saros Körfezi depresyonunun oluşumuna neden olan tektonik çizgi adanın kuzey kıyıları boyunca uzanır. Yine adada bu tektonik et-

kilere bağlı olarak kuzeyde yükselme, güneyde alçalma şeklinde bir çarpılma mevcuttur. Bunun sonucu Büyük Dere dışında, kuzeye yönelen akarsular kısa boylu ve eğimlidir. Keza şiddetli esen batı rüzgârları, dalga aşındırması ve sağanak yağışlar, kuzeybatıya bakan yamaçlarda falezlerin oluşumunu sağlamıştır. Aynı zamanda adanın kuzey kıyılarında kütle hareketleri (heyelanlar) yaygındır (Yalçınlar, 1980; Kayan, 1988, 1991, 1995, 1999; Kurter, 1989; Öner, 2000a ve b, 2001).

BÜYÜK DERE AŞAĞI VADİSİ VE YENİ BADEMLİ HÖYÜĞÜ

Gökçeada'nın en büyük akarsuyu olan Büyük Dere, kaynağını adanın merkezi kesimindeki yüksek röllyefe yerleşmiş küçük kollardan alır. Adanın genel doğrultusuna uygun akış gösterdiği bu alanda, kollarıyla birlikte özellikle Eosen ve Oligosen flişlerinin ince taneli ve nispeten kolay aşınan sedimanları içinde derin vadiler açmıştır. Zeytinli güneyindeki dar ve derin boğaz biçimli vadisinden geçtikten sonra kuzeye yönelmiştir. Bu dar vadi bölümünde uygun koşullar nedeniyle adanın en büyük barajı yapılmıştır. Buradan itibaren kuzeyde denize döküldüğü Kale Koyu'na kadar olan alanda geniş bir vadi tabanı gelişmiştir. Adanın en geniş alüvyal düzlüğünü bu taban oluşturur. Büyük Dere Vadisi'nin aşağı bölümündeki düzlüğü çevreleyen yüksek röllyefi çoğunlukla Oligosen flişleri oluşturmaktadır. Güney ve doğudaki su bölümü volkanik kayaçlar üzerindedir. Kuzeyde Kale Koyu'nun doğu ve daha çok da batı kısmında yüzeyleyen fliş serisinin kumtaşı tabakaları güneye doğru olan yapısal eğimleri nedeniyle, "kuesta" (tabakaların bir tarafa doğru eğimli olduğu sahalarda yumuşak tabakanın aşınması ile sert tabaka üzerinde oluşan dik alın) röllyefi sunmaktadır (Öner, 2000a ve b).

Vadi tabanı boyunca orta kesimde yapılan sondaj sonuçlarına göre Pre-Holosen'de oluşmuş olan vadinin oldukça derin yarıldığı anlaşılmıştır. Sondajlarda ulaşabilen derinlik bugünkü deniz seviyesinin 33.00 m altına inmiş olmasına rağmen Holosen öncesi tabana ulaşılammıştır. Batı ve doğu kenarlara yakın sondajlarda genellikle sert ana kayaya inilmiştir. En güneyde yapılan sondajda sert ana kaya yüzeyine bugünkü deniz seviyesinin 13.00-14.00 m altında ulaşılmıştır. Böylece,

Büyük Dere Vadisi'nin aşağı bölümünde güneye doğru sokulan derin bir yarıntı mevcuttur. Aynı zamanda yapısal özellikler dikkate alındığında, muhtemelen vadinin bu bölümü yapısal bir çukurluğa yerleşmiş olmalıdır.

Pleyistosen'in son buzul çağı olan ve günümüz öncesi 24.000-10.000 yıl arası dönemi kapsayan (Ivy-Ochs vd., 2008) Vürm devri başlarında deniz seviyesinin bugünkünden 100 m kadar aşağıda bulunduğu, Holosen başlarından itibaren yükselerek günümüzden 6.000 yıl önce güncel seviyesine ulaştığı bilinmektedir. Bu durumda Anadolu kıyılarında deniz 9.000 yıllık sürede 100 m'yi geçen hızlı bir yükselme gerçekleştirmiştir. Vürm buzul dönemi başlarında -100 m veya daha fazla değerdeki bir taban seviyesine göre şekillenen kıyılar ve akarsu vadilerinin ağız bölümleri, yükselen denizin suları altında kalmıştır.

Gökçeada'nın kuzeydoğusundaki bu derin vadi içine, Holosen başlarından itibaren hızla yükselen deniz sokulmuştur. Yaklaşık 7.000 yıl öncesinde

deniz yükselmesi yavaşlamış, 6.000 yıl önce günümüz seviyesinde duraklamıştır. Bu verilere göre değinilen tarihlerde vadi içinde güneye doğru uzanan bir koyun varlığı düşünülmektedir.

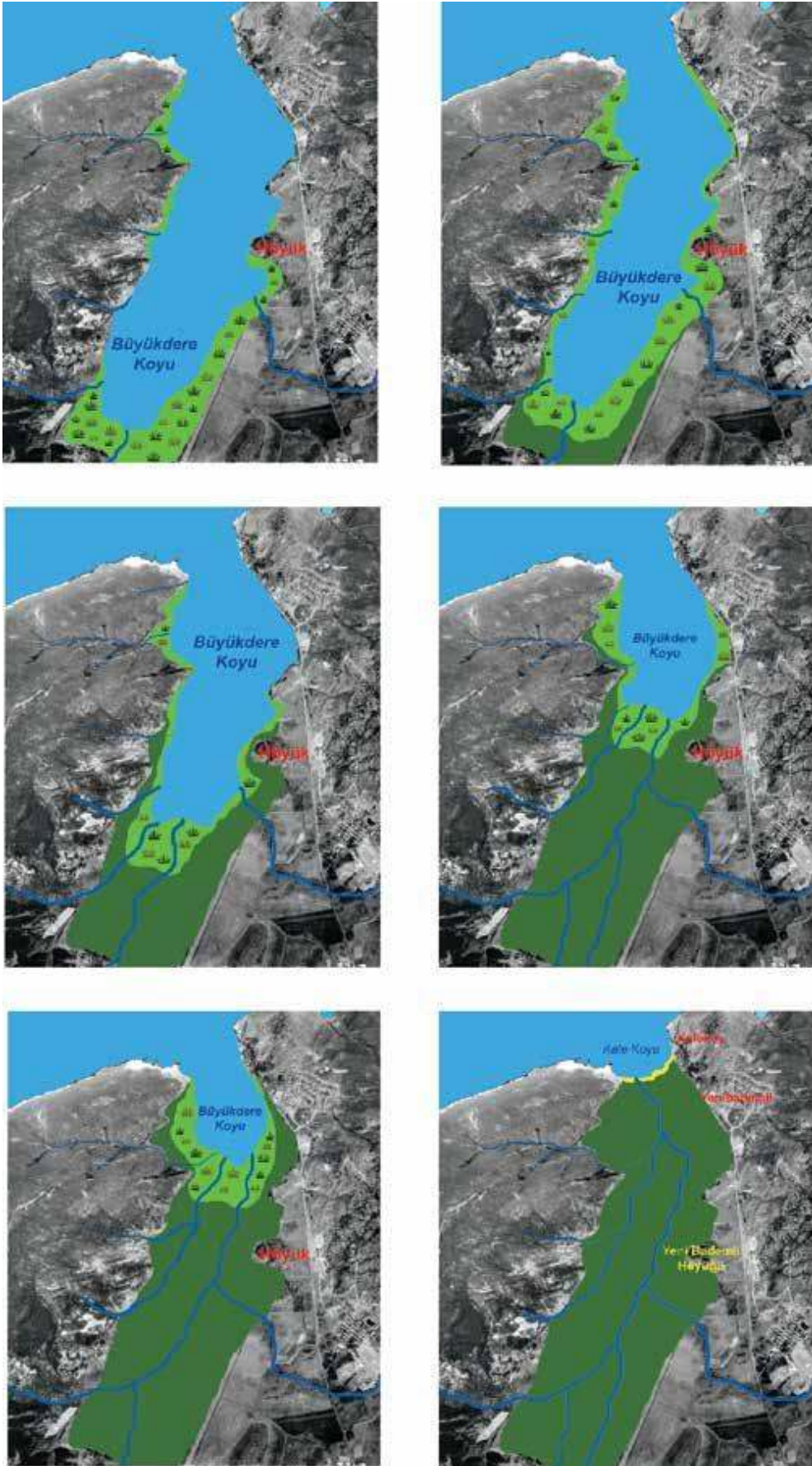
Yeni Bademli Höyüğü üzerindeki arkeolojik kazı çukurlarında yapılan sondajlarda höyüğün, kumtaşı ve marnların oluşturduğu Oligosen flişleri üzerinde bulunduğu belirlenmiştir. Söz konusu kayalardan yapıları batıya doğru uzanan küçük bir sırt üzerinde höyüğün ilk yerleşmesi kurulmuştur. Höyük K-G yönünde 130 m ve D-B yönünde yaklaşık 120 m boyutlara sahiptir. Deniz seviyesinden yüksekliği ise 18 m'dir. Büyük Dere oluşuna sokulan deniz hiçbir zaman bu sırtı ve höyüğü aşmamıştır. Buna göre höyüğün yerleştiği sırt, Büyük Dere Koyu'na doğru küçük bir yarımada halinde uzanmakta olup, Höyüğün güneydoğusunu ise kıyı bataklıkları çevrelemiştir (Şekil 7).

Höyüğün kuzey ve batısına kadar sokulan deniz, güneye vadinin daha iç kısmına doğru uzanmış ve muhtemelen bugünkü havaalanı küçük



Şekil 7. Yeni Bademli Höyüğü'nün KD'dan görünümü.

Figure 7. N-E view of Yeni Bademli Tumulus.



Şekil 8. Büyük Dere (Kale) Koyu'nun 6000 yıldan günümüze paleocoğrafik değişimi.



Şekil 9. Kale Koyu'nun günümüz görünüşü.

Figure 9. Recent view of Kale Cove.

pistinin güney ucuna kadar yaklaşmıştır. Vadinin en güneyindeki sondajlarda (13 ve 20 numaralı) denizel sedimanlara rastlanmamıştır. 13 numaralı sondajda yüzey kodu 11.55 m civarında olup, yüzeyden 24.00 m derinde ana kayaya ulaşılmıştır. Sondaj boyunca silt baskındır. Bugünkü deniz seviyesinde seyrek *Cardium* kavkıları ve seramik parçalarının bulunduğu bataklık ortamdan sonra yeniden zeytuni renkli silt birimi devam etmiştir. Yer yer ince karasal gastropod kavkı kırıntılarının bulunduğu bu sedimanlar delta-kıyı gerisinde biriken taşkın materyalidir. Dolayısı ile tipik denizel malzeme azlığından dolayı denizin buraya kadar ulaşmış olduğu kuşkuludur.

Deniz seviyesi yükselmesinin günümüzden 6.000 yıl önce sona ermesiyle, Büyük Dere Koyu'nun akarsuların taşıdığı sedimanlarla dolma süreci hızlanmıştır. Kıyıdan uzak ve nispeten derin koy tabanında koyu gri-siyahımsı renkli ince denizel çamurlar birikmiştir. Denizel ortama ulaşılan sondajlarda tabandan bugünkü deniz seviyesinin yaklaşık 8.00 m derinliklerine kadar denizel çamurlar yükselir.

Denizel birimlere ulaşılan sondajlarda ise günümüz deniz seviyesinden yaklaşık 8.00 metre derinliklere kadar kumlu sedimanlar yer alır. Ge-

nellikle üst 2.00 m'lik bölümde kaba kumlu birim delta-kıyı sedimanlarını oluşturur. Daha altta ince kumlu homojen sığ kıyı sedimanları yer alır. Sondajların karşılaştırılmasıyla elde edilen vadinin enine ve boyuna kesitlerinde söz konusu denizel birimlerin sınırı düşey doğrultuda kendi aralarında çok uyumludur. Buna göre vadi içindeki deniz Holosen ortalarından itibaren Büyük Dere ve diğer küçük akarsuların taşıdığı malzemelerle hızlı bir şekilde doldurulmuş, kıyı çizgisi güneyden kuzeye doğru ilerlemiştir. Denizel birimin en üstteki delta-kıyı sedimanlarını akarsu taşkın sedimanları kaplamış ve gelişme bugünkü kıyı çizgisine kadar devam etmiştir (Şekil 8 ve 9).

Bu verilere göre, tektonik bir çukurluğa yerleşmiş Büyük Dere'nin aşağı bölümünde Holosen öncesinde derin bir vadinin bulunduğu, Holosen transgresyonu ile denizin bu alana hızla sokularak "ria" tipinde bir koy meydana geldiği, günümüzden 6.000 yıl önce deniz seviyesi yükselmesinin durmasıyla, bu koyun güneybatıdan kuzeydoğuya doğru hızla dolduğu ortaya çıkmıştır. Ria, Pleyistosen'deki son buzul döneminde (Vürm) buzlaşmaya uğramayan ve buzul altında kalmayan bölgelerde yalnızca akarsularla açılmış derin vadilerin, buzul sonrası dönemde (Holosen) yükselen deniz suları altında kalmasıyla meydana gelen ve

bir çeşit kıyı tipi oluşturan koylara denir. Koyun orta bölümünde doğudan batıya doğru uzanan fliš ana kayadan yapılı küçük bir sırt ucunda 5.000 yıl önce yerleşildiği bilinen Yeni Bademli Höyüğü yer almıştır (Hüryılmaz, 2002, 2007a ve b). Höyük, önceleri koya doğru uzanan küçük bir yarımada şeklindeki bu alan ile günümüzde taşkın ovası üzerinde nispi yüksekliği 10.00 m civarında küçük bir tepelik halinde kalmıştır.

MALZEME VE YÖNTEM

Büyük Dere Vadisi'nin aşağı bölümünde, kıyı-

Üzerinde çalışılan GA-12 (24 örnek), GA-13 (23 örnek), GA-14 (25 örnek), GA-15 (25 örnek) sondajları 1999 yılında, GA-17 (18 örnek) sondajı ise 2000 yılında gerçekleştirilmiştir (Çizelge1). Çalışmada, 5 sondaja ait toplam 115 örnek paleontolojik olarak değerlendirilmiştir. 10 gr olarak alınan kuru örneklerin üzerine % 10'luk H₂O₂ eklenerek 24 saat bekletilmiş ve bunu takiben 0.063 mm'lik elekte tazyikli su ile yıkanmış, 50 °C'lik etüvde kurutulduktan sonra 2.00, 1.00, 0.500, 0.250, 0.125 mm'lik eleklerde elenmiştir. Bu örnekler, binoküler mikroskopta incelenerek içermiş olduğu foraminifer, ostrakod ve mollusklar ayırtlanmıştır.

Sondaj No.	Enlem	Boylam	Kot (m)	Derinlik (m)
GA-12	40°13' 02.15" K	25°53' 15.10" D	8.45	28.00
GA-13	40°12' 13.25" K	25°53' 04.30" D	11.55	24.00
GA-14	40°12' 40.00" K	25°53' 10.15" D	11.75	34.00
GA-15	40°12' 40.06" K	25°52' 58.00" D	13.10	23.20
GA-17	40°13' 41.00" K	25°53' 32.40" D	2.70	35.00

Çizelge 1. Çalışılan sondajların koordinat, kot ve derinlik değerleri.

Table 1. Coordinates, elevation and depth values of the drills.

dan 1.5 km kadar içeride yer alan Yeni Bademli Höyüğü üzerinde ve yakın çevresinde Holosen'deki jeomorfolojik gelişmeyi ortaya koymak amacıyla alüvyal alanda sondajlar yapılmıştır. Beş yıllık yaz dönemi çalışmalarında bir kısmı höyük üzerinde ve yine Aydıncık-Tuz Gölü çevresinde olmak üzere toplam 50 adet sondaj gerçekleştirilmiş ve bunlardan 5 adedi bu çalışmada kullanılmıştır. "Cobra" kompresör tabancası kullanılarak yapılan bu sondajlarda 1.00 ile 35.00 m arasında değişen derinliklere inilmiştir.

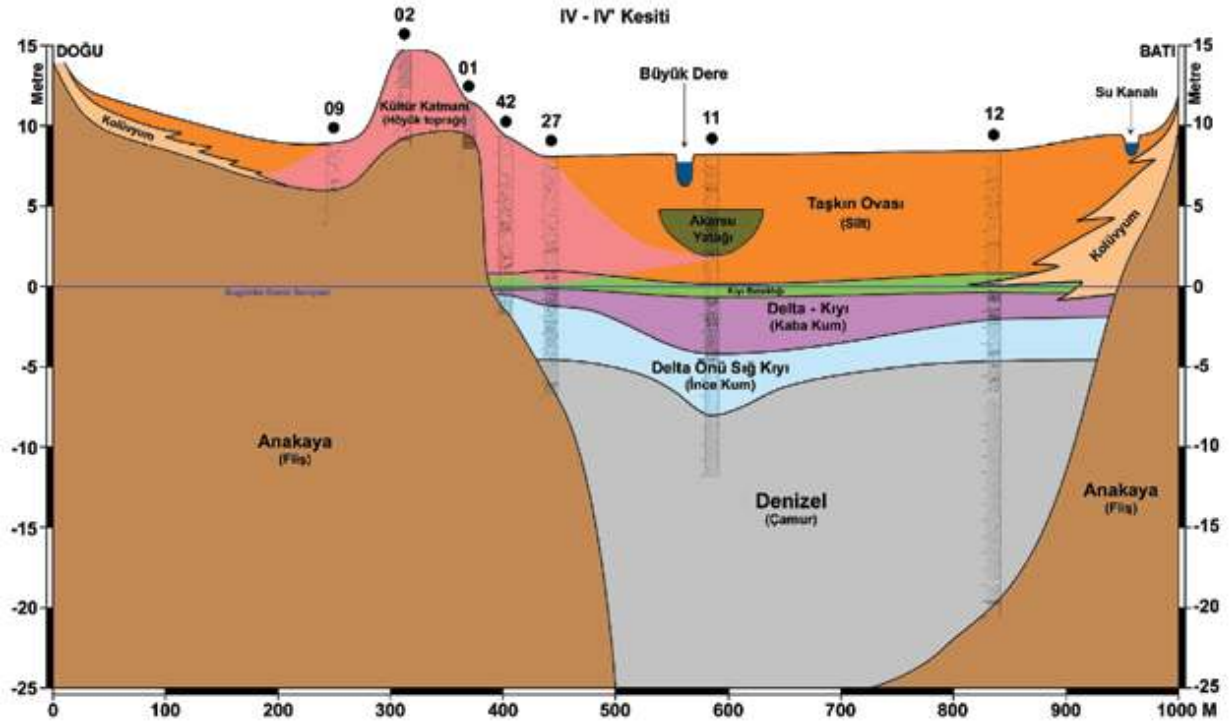
Sondajların yapımında amaç, kıyı çizgisi ile höyük arasındaki mevcut alüvyon birikimlerinin özelliklerinin incelenmesidir. Böylece, kıyı çizgisinin Holosen transgresyonu sonucu Büyük Dere Vadisi boyunca ne kadar içeriye sokulduğu belirlenmiş olup, höyüğün bulunduğu zeminin özellikleri ve yayılış alanı hakkında bilgiler elde edilmiştir.

Arazide yapılan sondajlarda elde edilen veriler, laboratuvar analizleri ile de desteklenmiştir.

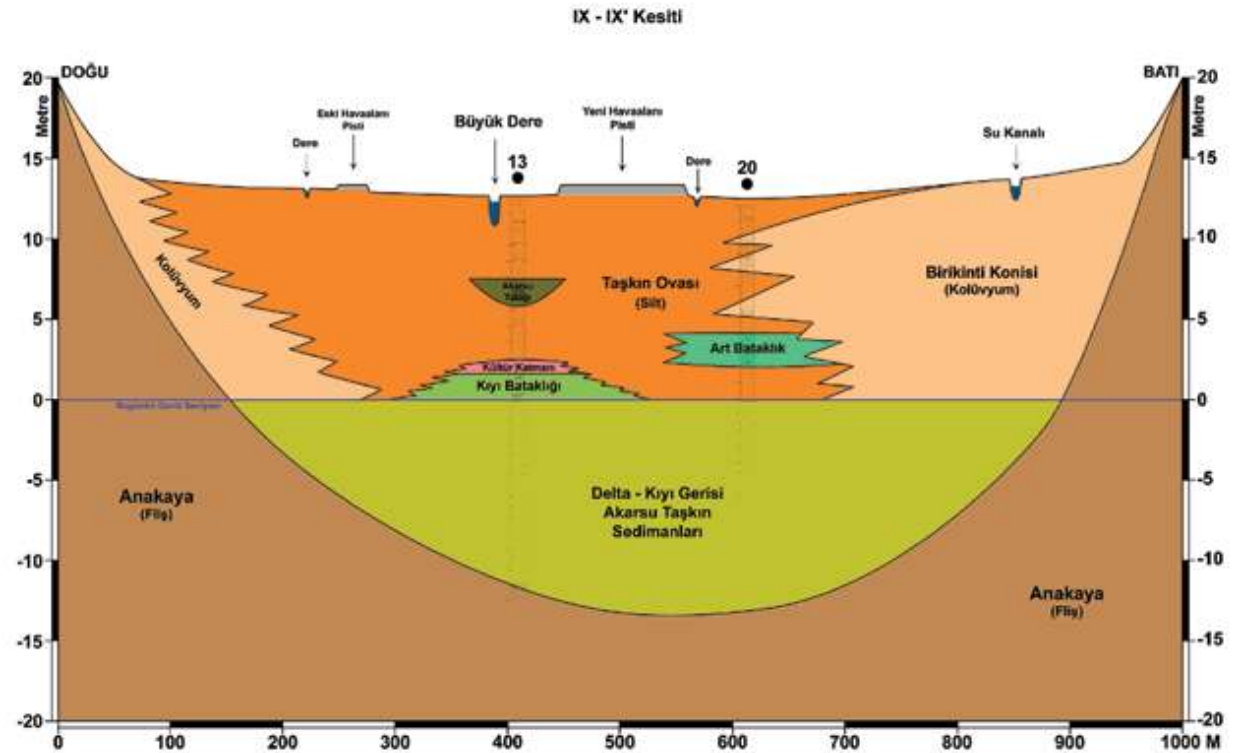
Sondaj sonuçlarına göre kuzeyden güneye doğru vadi tabanını enine kesen D-B yönlü kesitler hazırlanmıştır (Şekil 3, 4, 5, 6). Bulunan mikrofauna topluluğunun fotoğrafları taramalı elektron mikroskopta (SEM, Jeol. JSM-6490 LV) TPAO'da çekilmiştir.

Tortulların yaşını belirlemek için günümüzde içerdiği denizel mollusk kavkıları Elektron Paramagnetik Rezonans metodu ile tarihlendirilmekte ve çok başarılı sonuçlar elde edilmektedir (Molodkov 1988, 2001). Ancak Gökçeada örneklerinin miktarları, EPR ile tarihlendirme yapmak için yeterli olmamıştır. Bu nedenle daha az miktarda örnek ile (10 mg) çalışma olanağı sağlayan termoluminesans tarihlendirme metodu uygulanmaya ve bu kabuklara uygun örnek hazırlama ve ölçüm teknikleri geliştirilmeye çalışılmıştır.

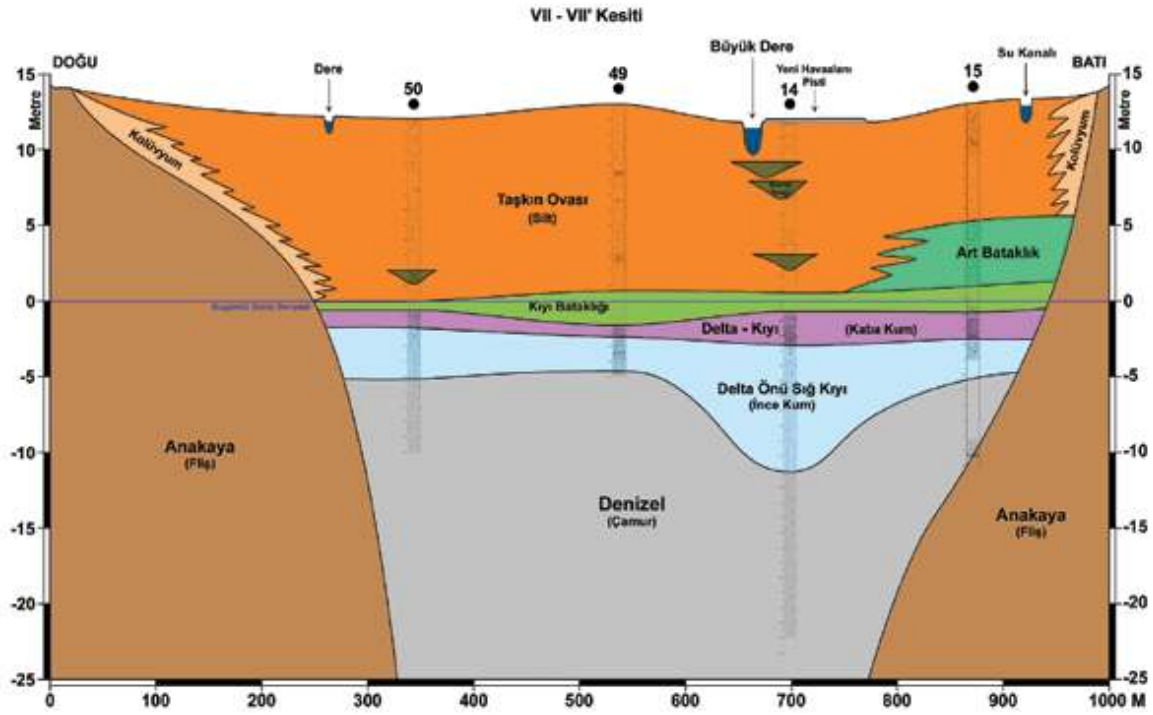
Lüminesans yöntemleri ile bir mineralin oluşum yaşının saptanması mineralin oluşmaya başladığı andan günümüze kadar kristal yapı içinde biriken



Şekil 3. GA-01, 02, 09, 11, 12, 27, 42 no'lu sondaj verilerine göre hazırlanan D-B yönlü kesit.
Figure 3. Transect in E-W direction based on the drill stations GA-01, 02, 09, 11, 12 and 42 data.

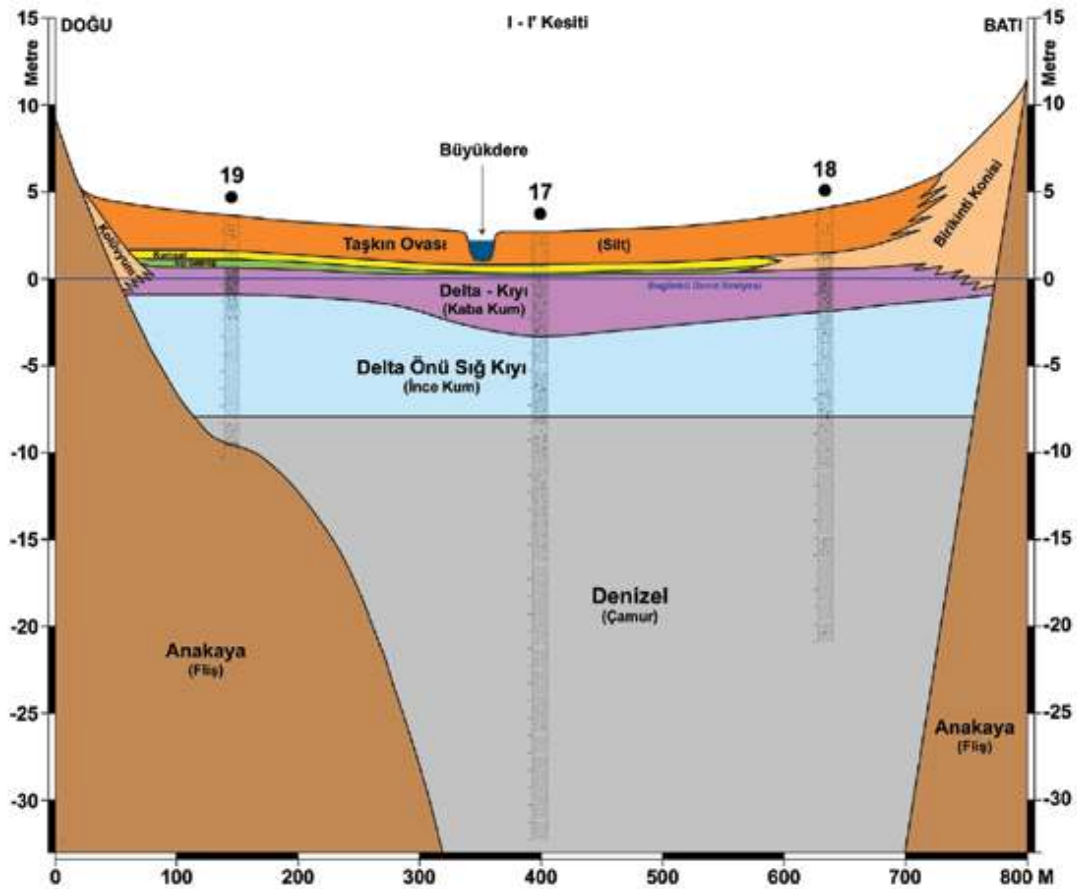


Şekil 4. GA-13 ve 20 no'lu sondaj verilerine göre hazırlanan D-B yönlü kesit.
Figure 4. Transect in E-W direction based on the drill stations GA-13 and 20 data.



Şekil 5. GA-14, 15, 49 ve 50 no'lu sondaj verilerine göre hazırlanan D-B yönlü kesit.

Figure 5. Transect in E-W direction based on the drill stations GA-14, 15, 49 and 50 data.



Şekil 6. GA-17, 18 ve 19 no'lu sondaj verilerine göre hazırlanan D-B yönlü kesit.

Figure 6. Transect in E-W direction based on the drill stations GA-17, 18 and 19 data.

toplam soğurulan dozun ölçümüne dayanır. Herhangi bir saf derişik çözeltide kristalleşen minerallerin oluştuğu anda jeolojik yaşı sıfır kabul edilir. Bir mineral iyonize edebilen bir radyasyonla etki- leştiğinde oluşan serbest elektronlar, mineral ör- güsü içindeki safsızlıklar ve bozukluklardan ileri gelen yarı-kararlı enerji seviyelerinde tuzaklanır. Bu nedenle, tuzaklanan elektronların sayısı soğ- rulan doz ile orantılıdır. Tuzaklanan elektronlar, ısı veya ışık ile uyarıldıklarında ışık salar ve kararlı enerji seviyelerine iner. Uyarılmanın ısı ile yapıl- ması durumunda yöntemle termoluminesans (TL) adı verilir. TL işlemi sırasında sıcaklığın bir fonksi- yonu olarak yayılan ışık miktarını gösteren grafik "TL ışıma eğrisi" olarak bilinir (Furetta 2007).

Jeolojik ortamda oluşan kristaller oluşumunu tamamladıkları andan itibaren bulundukları çev- re nedeniyle sürekli bir radyasyon alanı içindedir. Bu nedenle oluşumlarında itibaren her yıl sabit bir radyasyon dozuna maruz kaldıkları kabul edilerek ölçülen toplam soğurulan dozdan (eşdeğer doz veya paleodoz) ve yıllık doz hızından mineralin oluşumundan bu yana geçen zaman (1) denklemi ile hesaplanır.

$$Yaş = \frac{\text{Toplam Soğurulan Doz (Gy)}}{\text{Yıllık Doz (mGy / yıl)}} \quad (1)$$

Toplam soğurulan dozun lüminesans yöntemle- ri ile ölçülmesi için değişik teknikler geliştirilmiştir. Bunlar, yeniden oluşturma ve ilave doz teknikleri- dir (Aitken 1985).

GÖKÇEADA-15 (GA-15) sondajına ait farklı derinlikten çıkarılan mollusk kavkı örnekleri (bi- valvlerden *Cerasdoderma (Cerasdoderma) edule* (Lamarck), gastropodlardan *Cyclope donovania* Risso) ilk olarak saf su ile ultrasonik banyoda tem- izlenmiş ve 0.1 N'lik asetik asit (CH_3COOH) içe- risinde 5 dakika tutulmuştur. Son olarak örnekler saf su ile yıkanmış ve etüv içinde 40°C'de 1 gece bekletilmiştir. Kuruyan tüm örnekler agat havanda kırılarak <250µm ve 250<µm<850 tanecik boyutla- rında ayrılmıştır. Yapılan çalışmada toplam soğ- rulan dozun elde edilmesinde boyutu 250<µm<850 olan tanecikler değerlendirilmiştir.

Yıllık dozun belirlenmesinde kavkılarının etrafın- dan alınan sediment kullanılmıştır. Sedimentteki U-238, Th-232 ve K-40 aktiviteleri TAEK-Çekmece Nükleer Araştırma ve Eğitim Merkezi'nde yaptırıl- mıştır. K-40 ve Th-232 aktiviteleri gama spektro- metri, U-238 aktivitesi ise alfa spektrometri yön- temleri kullanılarak elde edilmiştir. Buna göre elde edilen aktivite sonuçları Çizelge 2'de görülmektedir.

Sedimentteki U-238, Th-232 ve K-40 aktive- lerinden yıllık doza alfa, beta, gama radyasyonla- rının katkısı 2011 yılında güncellenen doz hızı dö- nüşüm faktörleri kullanılarak belirlenmiştir (Guerin vd., 2011). Örneklerin asetik asit ile yıkanmasının 10 mikron kalınlığındaki kalsiti yok ettiği varsayımı yapılarak alfa parçacıklarının yıllık doza katkısı ih- mal edilmiştir.

Toplam soğurulan doz, yeniden oluşturma tek- niği ile elde edilmiştir. Işıma eğrilerinin elde edil- mesi için örnek 450°C'ye kadar 5°C/s ile ısıtılmış ve ön-ısıtma 180°C, 2°C/s ile yapılmıştır. Ölçüm- lerde Corning 7-59 ve Schott BG39 optik filtreleri kullanılmıştır. Doz cevabı eğrisinin elde edilmesi amacıyla örneklere 7.5 Gy - 60 Gy arasında artan radyasyon dozu uygulanmıştır (Kaya Keleş vd.).

FORAMİNİFER TOPLULUĞU

İncelenen 5 sondaja ait 115 örnekte bentik fo- raminiferlerden *Adelosina cliarensis* (Heron-Allen ve Earland), *Spiroloculina antillarum* d'Orbigny, *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny), *Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny, *Q. laevigata* d'Orbigny, *Q. seminula* (Linné), *Miliolinella subrotunda* (Monta- gu), *Triloculina marioni* Schlumberger, *Sigmoilinita costata* (Schlumberger), *S. edwardsi* (Schlumber- ger), *Amphicoryna scalaris* (Batsch), *Fursenkoina acuta* (d'Orbigny), *Neoeponides bradyi* Le Calvez, *Neoconorbina terquemi* (Rzehak), *Rosalina bradyi* (Cushman), *Conorbella imparatoria* (d'Orbigny), *Cibicidoides pachyderma* (Rzehak), *Nonion dep- ressulum* (Walker ve Jacob), *Aubignyna perluci- da* (Heron-Allen ve Earland), *Ammonia compacta* Hofker, *A. parkinsoniana* (d'Orbigny), *A. tepida*

(Cushman), *Challengerella bradyi* (Billman, Hottinger ve Oesterle), *Criboelphidium poeyanum* (d'Orbigny), *Porosonion subgronosum* (Egger), *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E. complanatum* (d'Orbigny), *E. crispum* (Linné), *E. depressulum* Cushman olarak 21 cins ve 29 tür tanımlanmış (Levha 1-2; Çizelge 3-7) ve Hatta ve Ujje, 1992; Hottinger vd., 1993; Avşar vd., 2001; Meriç ve Avşar, 2001; Hyams vd., 2002; Meriç vd., 2009 a ve b çalışmalarıyla yararlanılmıştır.

OSTRAKOD TOPLULUĞU

Gökçeada kuzeydoğusunda yer alan Kaleköy güneybatısındaki Büyük Dere Vadisi'nde 35.00 m derinliğe ulaşılan 5 sondaja ait 115 örnekten 54'ü ostrakod içermektedir. Cins ve tür belirlenmesinde, Van Morkhoven, 1963; Sissing, 1972; Hartman ve Puri, 1974; Breman, 1975; Guillaume vd., 1985; Joachim ve Langer, 2008; Tunoğlu, 1999; Şafak,

1999; Meisch, 2000; Guernet, 2005; Martens ve Savatentalinton, 2011'in yaptıkları çalışmalardan ve Anonim, 2011'den yararlanılarak sistematik olarak incelenmiştir. Tanımlanan cins ve türler; *Cythereella alvearium* (Bonaduce, Ciampo ve Masoli), *Aurila arborescens* (Brady), *A. convexa* (Baird), *Carinocythereis antiquata* (Baird), *C. rhombica* Stambolidis, *Hiltermannicythere rubra* (G.W. Mueller), *H. turbida* (G.W. Mueller), *Cytheridea acuminata* (Bosquet), *Leptocythere* sp., *Basslerites* sp., *Hemicytherura videns* Müller, *Semicytherura incongruens* (G.W. Mueller), *S. inversa* (Seguenza), *Loxoconcha bairdi* (G.W. Mueller), *L. elliptica* (Brady), *L. stellifera* (G.W. Mueller), *Cyprideis torosa* (Jones), *Pontocythere turbida* (Müller), *Xestoleberis communis* (G.W. Mueller), *X. dispar* (G.W. Mueller), *Paracytherois* sp., *Heterocypris salina* (Brady), *Herpetocypris* sp., *Candona* (C.) *parellela pannonica* Zalanyi, *Ilyocypris biplicata* (Koch) ve *I. gibba* (Ramdohr)'dur (Levha 3; Çizelge 8-12).

GÖKÇEADA-12	Derinlik (m)								
	0.50-0.70	4.40-4.60	5.80-5.90	8.70-8.90	10.50-10.60	11.50-11.60	12.45-12.60	13.50-14.00	14.50-15.00
<i>Cytheridea acuminata</i>							*	*	
<i>Loxoconcha bairdi</i>								*	
<i>Loxoconcha elliptica</i>					*	*			*
<i>Cyprideis torosa</i>						*	*	*	*
<i>Pontocythere turbida</i>									*
<i>Ilyocypris gibba</i>	*	*	*	*					

Çizelge 8. GA-12 sondajı ostrakod cins ve tür dağılımı.

Table 8. Distribution of ostracod genera and species in GA-12 well.

GÖKÇEADA-13	Derinlik (m)		
	4.80-5.00	5.60-5.80	6.60-6.90
<i>Candona neglecta</i>	*		
<i>Candona</i> (C.) <i>parellela pannonica</i>			*
<i>Heterocypris salina</i>		*	
<i>Herpetocypris</i> sp.		*	
<i>Ilyocypris gibba</i>		*	

Çizelge 9. GA-13 sondajı ostrakod cins ve tür dağılımı.

Table 9. Distribution of ostracod genera and species in GA-13 well.

GÖKÇEADA-14	Derinlik (m)									
	2.80-3.00	3.50-3.60	3.80-4.00	6.60-6.80	13.20-13.30	15.05-15.10	15.45-15.55	16.30-16.45	16.60-16.80	33.00-34.00
<i>Loxoconcha elliptica</i>						*			*	
<i>Cyprideis torosa</i>					*	*	*	*	*	*
<i>Candona (C.) parallela pannonica</i>	*	*	*					*		
<i>Heterocypris salina</i>								*		
<i>Ilyocypris biplicata</i>		*								
<i>Ilyocypris gibba</i>				*				*		

Çizelge 10. GA-14 sondajı ostrakod cins ve tür dağılımı.

Table 10. Distribution of ostracod genera and species in GA-14 well.

GÖKÇEADA-15	Derinlik (m)												
	5.70-5.90	7.70-7.90	9.50-9.60	9.80-9.90	10.20-10.30	10.80-11.00	11.20-11.40	13.45-13.55	13.75-13.80	15.65-15.90	16.15-16.40	16.45-16.60	22.20-22.30
<i>Aurila arborescens</i>										*			
<i>Loxoconcha stellifera</i>											*		
<i>Loxoconcha elliptica</i>											*	*	
<i>Cyprideis torosa</i>										*	*	*	*
<i>Candona (C.) parallela pannonica</i>	*		*		*		*						*
<i>Heterocypris salina</i>						*		*					
<i>Herpetocypris</i> sp.									*				
<i>Ilyocypris biplicata</i>								*					
<i>Ilyocypris gibba</i>		*	*	*					*				

Çizelge 11. GA-15 sondajı ostrakod cins ve tür dağılımı.

Table 11. Distribution of ostracod genera and species in GA-15 well.

GÖKÇEADA-17	Derinlik (m)															
	3.30-4.40	5.40-5.80	6.30-6.40	8.50-9.00	9.60-9.80	10.40-10.60	11.70-12.00	12.50-13.00	14.00-14.50	15.00-15.50	16.00-16.50	17.50-18.00	18.50-19.00	24.00-25.00	29.00-30.00	34.00-35.00
<i>Cytherella alvearium</i>																*
<i>Aurila convexa</i>					*		*	*	*				*	*	*	
<i>Carinocythereis antiquata</i>															*	*
<i>Carinocythereis rhombica</i>															*	*
<i>Hiltermannicythere rubra</i>												*				
<i>Hiltermannicythere turbida</i>										*	*		*	*	*	
<i>Cytheridea acuminata</i>										*	*	*	*		*	*
<i>Leptocythere</i> sp.							*		*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Basslerites</i> sp.						*	*	*	*	*	*		*			
<i>Hemicytherura videns</i>						*										
<i>Semicytherura incongruens</i>							*	*	*	*	*			*		
<i>Semicytherura inversa</i>								*	*							*
<i>Loxoconcha bairdi</i>							*	*	*		*	*		*	*	*
<i>Loxoconcha stellifera</i>						*		*	*	*	*					
<i>Cyprideis torosa</i>	*		*	*	*		*	*	*	*	*			*		
<i>Pontocythere turbida</i>		*					*	*	*	*	*					
<i>Xestoleberis communis</i>							*									
<i>Xestoleberis dispar</i>									*							
<i>Paracytherois</i> sp.							*	*	*	*	*		*		*	*
<i>Candona (Pseudocandona)</i> sp.									*							
<i>Ilyocypris</i> sp.							*				*					

Çizelge 12. GA-17 sondajı ostrakod cins ve tür dağılımı.

Table 12. Distribution of ostracod genera and species in GA-17 well.

MOLLUSK TOPLULUĞU

İncelenen örneklerde Scaphopoda'dan *Dentalium dentalis* Linné; Bivalvia'dan *Glycymeris glycymeris* Linné, *Lucinella divaricata* (Linné), *Cardium (Papillicardium) papillosum* (Poli), *Cerastoderma edule* Linné, *Cerastoderma* sp., *Spisula (Spisula) subtruncata* (da Costa), *Spisula* sp., *Tellina (Moerella) donacina* (Linné), *Scrobicularia plana* (da Costa), *Abra alba* (Wood), *Abra* sp., *Clausinella fasciata* (da Costa), *Dosinia lupinus* (Linné), *Gafrarium (Circe) minimum* (Montagu), *Gafrarium* sp., Gastropoda'dan *Valvata piscinalis*

(O.F. Müller), *Valvata* sp., *Gibbula adansonii* (Payrudeau), *Tricolia (Tricolietta) azorica* Dautzenberg, *Hydrobia neglecta* Muus, *Tornus* sp., *Omalogyra* sp., *Rissoa splendida* Eichwald, *R. variabilis* (von Mühlfeldt), *Rissoa* sp., *Turritella communis* Risso, *Pirenella conica* (Blainville), *Bittium latreilli* (Payrudeau), *B. reticulatum* (da Costa), *Lunatia* sp., *Cyclope donovania* Risso, *Cerithiopsis* sp., *Retusa truncatula* (Bruguière), *Turbonilla* sp. gibi mollusk cins ve türlerinin bulunmuştur (Levha 4-5; Çizelge 13-17). Bu topluluk, inceleme alanında denizel özellik sunan bir koyun varlığını kanıtlamaktadır.

GA-12	Derinlik (m)					
	6.30-6.60	10.50-10.60	12.30-12.40	12.45-12.60	13.50-14.00	27.00-28.00
Bivalvia						
<i>Spisula (Spisula) subtruncata</i>						*
<i>Clausinella fasciata</i>			*	*		
Gastropoda						
<i>Valvata piscinalis</i>			*			*
<i>Gibbula adansoni</i>				*		
<i>Hydrobia neglecta</i>						*
<i>Tornus</i> sp.	*					
<i>Pirenella conica</i>			*	*		
<i>Bittium latreilli</i>				*		*
<i>Lunatia</i> sp.		*				
<i>Cyclope donovania</i>					*	
<i>Retusa truncatula</i>				*		
<i>Turbonilla</i> sp.				*		

Çizelge 13. GA-12 sondajı mollusk cins ve tür dağılımı.

Table 13. Distribution of mollusc genera and species in GA-12 well.

GA-14	Derinlik (m)		
	15.05-15.10	16.60-16.80	33.00-34.00
Bivalvia			
<i>Cardium (Papillicardium) papillosum</i>	*		
<i>Spisula (Spisula) subtruncata</i>	*	*	
<i>Scrobicularia plana</i>	*	*	
Gastropoda			
<i>Valvata piscinalis</i>	*		
<i>Valvata</i> sp.		*	*
<i>Hydrobia neglecta</i>	*		

Çizelge 15. GA-14 sondajı mollusk cins ve tür dağılımı.

Table 15. Distribution of mollusc genera and species in GA-14 well.

GA-13	Derinlik (m)	
	5.60-5.80	
Bivalvia		
<i>Spisula (Spisula) subtruncata</i>		*

Çizelge 14. GA-13 sondajı mollusk cins ve tür dağılımı.

Table 14. Distribution of mollusc genera and species in GA-13 well.

GA-15	Derinlik (m)			
	3.70-4.00	15.65-15.90	16.15-16.40	16.45-16.60
Bivalvia				
<i>Cerastoderma edule</i>		*	*	*
<i>Cerastoderma</i> sp.			*	
<i>Scrobicularia plana</i>		*	*	*
Gastropoda				
<i>Hydrobia neglecta</i>		*	*	*
<i>Omalogyra</i> sp.	*			
<i>Rissoa splendida</i>		*	*	
<i>Rissoa variabilis</i>		*		
<i>Rissoa</i> sp.			*	*
<i>Pirenella conica</i>		*		
<i>Bittium latreilli</i>			*	
<i>Cyclope donovania</i>		*	*	*
<i>Retusa truncatula</i>			*	

Çizelge 16. GA-15 sondajı mollusk cins ve tür dağılımı.

Table 16. Distribution of mollusc genera and species in GA-15 well.

GA-17	Derinlik (m)									
	5.60-5.80	6.30-6.40	8.50-9.00	9.60-9.80	10.40-10.60	11.70-12.00	14.00-14.50	15.00-15.50	29.00-30.00	34.00-35.00
Scaphopoda										
<i>Dentalium dentalis</i>						*				
Bivalvia										
<i>Glycymeris glycymeris</i>				*						
<i>Lucinella divaricata</i>					*	*				
<i>Spisula (Spisula) subtruncata</i>		*	*	*		*	*	*		*
<i>Spisula</i> sp.			*							
<i>Tellina (Moerella) donacina</i>					*	*				
<i>Scrobicularia plana</i>			*							
<i>Abra alba</i>		*								
<i>Abra</i> sp.			*							
<i>Dosinia lupinus</i>					*					
<i>Gafrarium (Circe) minimum</i>				*			*			
<i>Gafrarium</i> sp.								*		
Gastropoda										
<i>Valvata piscinalis</i>	*									
<i>Tricolia (Tricolietta) azorica</i>										*
<i>Hydrobia neglecta</i>										*
<i>Rissoa variabilis</i>	*								*	
<i>Turritella communis</i>						*				
<i>Pirenella conica</i>				*						
<i>Bittium latreilli</i>								*		
<i>Bittium reticulatum</i>			*		*					
<i>Cerithiopsis</i> sp.	*							*	*	
<i>Retusa truncatula</i>								*		

Çizelge 17. GA-17 sondajı mollusk cins ve tür dağılımı.

Table 17. Distribution of mollusc genera and species in GA-17 well.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Gökçeada'nın en büyük alüvyon düzlüğünü oluşturan Büyük Dere aşağı vadisinde delgi sondajlarla sürdürülen alüvyal jeomorfoloji ve paleontoloji çalışmalarıyla, yörenin paleocoğrafya ve paleoortamsal özellikleri aşağıda açıklanmıştır.

GA-12 sondajında 3.30-3.40 m arasında bir tek denizel foraminifer gözlenmiş ise de, 0.50-8.90 m arasında tatlı su ostrakodlarından *Ilyocypris gibba*, 10.50-28.00 m arasında ise lagün-denizel ortamı

karakterize eden *Loxoconcha bairdi*, *L. elliptica*, *Cytheridea acuminata*, *Cyprideis torosa* bulunmuş olup, gözlenmiş olan bentik foraminifer ile mollusk- lar da bunu desteklemektedir.

GA-13 sondajında 4.80-6.90 m arasında tatlı su-oligohalin ostrakodlar bulunmuştur. Foraminiferlerden ise, 13.55-14.50 m'ler arasında denizel bir tür gözlenmiştir. Aynı sondajın, 5.60-5.80 m'lerinde denizel pelesipod bulunmuştur. Paleontolojik verilerin azlığına karşılık ortam açısından

önemli sonuçlar vermektedir. Sondajın bulunduğu bu alanda istifin denizel olarak başladığı ve üst seviyelerde tatlı –acı su ortamına geçiş gösterdiği belirlenmiştir.

GA-14 sondajında ise acı su'dan tatlı su ortamına geçiş gösteren ostakodlar saptanmıştır. Durum bentik foraminifer açısından değerlendirildiğinde 14.70-15.10 metreler arasında denizel cinslere rastlanılmıştır. Mollusk faunası açısından ise GA-14 sondajında 15.05-34.00 m arasında denizel bivalv ve gastropodlar izlenmiştir. Gerek foraminifer ve gerekse mollusk'ler dikkate alındığında denizin kısa bir sürede de olsa bu alana yaklaşmış olduğu anlaşılmaktadır.

GA-15'de 5.70-13.80 m arasında ise tatlı su ostrakodları bulunmuştur. Buna karşın 15.65-16.60 m arasında geçiş-denizel tipler gözlenmiştir. Mollusk topluluğuna bakıldığında ise 15.65-16.60 m'ler arasında denizel topluluk mevcuttur. Keza, 15.65-16.60 metreler arasında da bentik foraminiferlerin bulunması denizel etkinin varlığını ortaya koymaktadır.

GA-17 sondajında 3.30-9.00 m arasında örihalin ve kozmopolitan *Cyprideis torosa*'nın fert sayısı açısından fazla miktarda olması ve denizel tiplerin gözlenmemesi, sondajın üst düzeylerde acı su ortamının varlığını ortaya koymaktadır. Buna karşın 9.00-35.00 m arasında foraminifer ve ostrakodların, 6.30-35.00 m arasında mollusklerin zengin bir topluluk sunması, bu alandaki denizel etkinin varlığını açık bir şekilde kanıtlamaktadır (Çizelge 7, 12, 17).

Yine, GA-13 sondajında 5.60-5.80 ve GA-17 sondajında 10.40-10.60 m arasında *Chara* sp. ile GA-17 sondajında 12.50-13.00 m'lerde foraminiferlerden *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen ve Earland)'nın bulunuşu bu seviyelerin bir akarsu

ağzında oluştuğunu ve denizel ortamdan acı su ortamına geçiş gösterdiğini işaret etmektedir (Mur-ray, 1968 ve 1977; Meriç ve Sakıncı, 1990; Riveline ve Meriç, 1995).

Sondajlardan GA-12 (10.80-10.85, 10.85-11.00, 11.50-11.60, 12.45-12.60 m) ve GA-15 (15.65-15.70 m)'in farklı düzeylerinde bulunmuş olan jips kristallerinin varlığı, çevrede tektonizmaya bağlı termal bir getirimi/getirimleri işaret eder (Meriç ve Suner, 1995; Meriç vd., 2009a ve b; Şekil 10-12). Bu verilerin dışında GA-17 sondajının taban düzeylerinde (10.40-35.00 m arası) çok sayıda taşınmış jips kristallerinin gözlenmesi ise (Şekil 13) geçmiş dönemlerde de tektonizmaya bağlı benzer oluşumların gelişmiş olduğunu göstermektedir. Yine höyük çevresinde önceki çalışmalarda bulunmuş olan *Peneroplis pertusus* (Forskal), bölgedeki deniz suyu sıcaklığının oldukça yüksek olduğunu belirtmektedir (Hüryılmaz, 2007 b).

Üzerinde çalışılan sondajların farklı derinliklerinden elde edilen mollusk kavkı ve sediman örnekleri ile tarihlendirme çalışması yapılmıştır. Değişik optik filtre, yıkama ve değişik tiplerin yaş tayininde kullanım çalışmaları sonunda sadece bir örnekte ölçülebilir bir sonuç elde edilmiştir. Gökçeada-15 örneklerinde eşdeğer doz 15.65-15.90 m derinlikten elde edilen örnek için yapılmıştır. Örnekler asetik asit ile yıkanmış olduğundan ve asetik asitin 10 mikron kalınlığındaki kalsiti yok ettiği ve böylece yıllık doza alfa katkısının ihmal edilebileceği varsayımı yapıldığında yaşının $8.194 \pm 410 \pm 820$ yıl olabileceği saptanmıştır (Çizelge 18). Fosil kavkılarında TL yöntemi kullanılarak tarihlendirme çalışmalarında kavkının yapısal özelliklerinin ve doz hızının zaman içinde değişimindeki belirsizlikler nedeni ile elde edilen tarihlerin de hata aralığı oldukça yüksektir.

Örnek	Toplam soğurulan doz (Gy)	Yıllık doz (mGy/yıl)	Yaş (yıl)
GA-15 15,65-15,90 m <i>Cyclope donovania</i>	$29,5 \pm 1,5 \pm 3 *$	$3,60 \pm 0,06$	$8194 \pm 410 \pm 820 *$

Çizelge 18. GA-15 15.65-15.90 m örnekleri için toplam soğurulan doz, yıllık doz ve yaş değerleri.

Table 18. Total accumulated doses, annual doses and calculated ages of GA-15 15.65-15.90 m samples,

* Elde edilen yaş değerindeki ilk kısım ölçüm hassasiyetinden gelen hatayı, ikinci kısım ise sistematik hatayı göstermektedir.

* **The first and second error terms indicate the measurement sensitivity and the systematic uncertainties respectively.**

Ege Denizi ile ilgili olarak yapılan çalışmalara göre Vürm buzul dönemi başlarında, 21.500 yıl önce deniz seviyesi günümüze göre 120 m daha aşağıda idi. 18.000 yıl önce ise hızlı bir yükselmenin başlamış olduğu bazı araştırmacılar tarafından belirtilmektedir (Shackleton, 1987; Fairbanks, 1989; Bard vd., 1990; Kızıldağ vd., 2012). Bard vd., 1990, Ege Denizi bölgesinde iki büyük transgresyonun oluştuğunu, ilkinin 21.500-11.500, ikincisinin ise 11.500-8.000 yılları arası dönemde geliştiğine değinerek 1. dönem sonunda deniz düzeyinin -60 m'ye kadar yükseldiğini belirtmişlerdir. Ayrıca bu dönem sonrasında belli bir yavaşlama olduğunu,

11.500-8.000 yılları arası dönemde deniz düzeyi yükselmesinin günümüz öncesi -15 metreye kadar sürdüğünü ileri sürmüşlerdir.

Elde edilen verilere dayanılarak Büyük Dere Vadisi'nin 35.00 m'yi aşan bir derinliğe sahip olduğunu anlaşılmıştır. Buna göre vadinin aşağı bölümünde, Holosen öncesi dönemdeki mevcut derin yarıntıya geç Pleyistosen'de yavaş yavaş yükselen deniz girmeye başlamış, Sonuçta Holosen transgresyonu ile deniz vadiye iyice sokularak ince uzun bir koy oluşturmuştur. GA-15 sondajında 15.50-16.00 m arasından elde edilmiş olan sayısal yaş yaklaşık günümüz 8.000 öncesi körfezde sığ bir denizin varlığını belirtmektedir. Yine günümüzden 6.000 yıl önce deniz düzeyinin günümüz özelliğini kazanması nedeniyle (Fairbanks, 1989; Bard vd., 1996) başta Büyük Dere olmak üzere ona bağlı akarsuların taşıdığı malzeme hızlı bir şekilde koyu doldurmuş ve geçen zaman içinde günümüz şeklini kazandırmıştır. Bu koya doğru uzanan küçük bir sırt halindeki yarımada üzerinde 5.000 yıl önce Gökçeada'daki ilk yerleşimin başladığı, Büyük Dere Koyu'nun hızla dolmasına bağlı olarak kıyı çizgisinin kuzeye doğru ilerlediği, zaman içinde Büyük Dere'nin, delta çökelleri üzerine taşkın çökellerini yaydığı ve yatağını kuzeye doğru

ilerleterek günümüz taşkın ovasını şekillendirdiği belirlenmiştir (Şekil 8-9).

KATKI BELİRTME

Yazarlar, sondajların yapımındaki yardımlarından dolayı Araştırma Görevlileri Beycan HOCAOĞLU, Levent UNCU, Serdar VARDAR, Aylin KAHPSIZ-KARADAŞ ve Coğrafya Bölümü öğrencilerinden Nursel GÖREN'e (Ege Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi) ile çalışmanın düzenlenmesi ve çizelgelerin hazırlanmasındaki katkıları için Dr. İpek F. BARUT (İstanbul Üniversitesi)'a teşekkür ederler.

Ayrıca, yazarlar mikrofossil fotoğraflarının SEM'de (Jeol. JSM-6490 LV) çekimi konusunda destek sağlayan Dr. Tansel TEKİN ve fotoğrafları büyük bir titizlikle çeken Fizikçi Tuğrul TÜZÜNER'e (T.P.A.O. Araştırma Merkezi, Ankara) teşekkürlerini sunarlar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aitken, M.J., 1985, Thermoluminescence dating. Academic Press, 359 p., London.
- Akartuna, M., 1950, İmroz Adasında Bazı Jeolojik Müşahedeler, Türkiye Jeoloji Bülteni, c. II (2), s. 8-17, Ankara.
- Anonim, 2011, <http://www.marinespecies.org>
- Avşar, N., Meriç, E. ve Ergin, M., 2001, İskenderun Körfezi bentojenik sedimentlerinin foraminifer içeriği. H. Ü.Yerbilimleri, c. 24, s. 97-112, Ankara.
- Bard, E., Hamelin, B. and Fairbanks, R. G., 1990, U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: Sea level during the past 130.000 years. Nature, 340, 456-458.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F., 1996, Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global melt water discharge. Nature 382, 241-244.

- Breman, E., 1975, The distribution of ostracodes in the bottom sediments of the Adriatic Sea. Vrije Universiteit te Amsterdam, Krips Repro, Meppel, 165 p.
- Fairbanks, R. G., 1989, 17.000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Drays event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Furetta, C. 2003, Handbook of Thermoluminescence. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd. Singapore.
- Guerin, G., Mercier, N. and Adamiec, G., 2011, Dose rate conversion factors: update. *Ancient TL v. 29-1*, p. 5-8.
- Guernet, C., 2005, Ostracodes et stratigraphie du néogène et du quaternaire méditerranéens. *Revue de Micropaléontologie*, v. 48, p. 83-121.
- Guillaume, M.C., Peypouquet, J.P. et Tetart, J., 1985, Quaternaire et actuel. Atlas des Ostracodes de France, Ed: H.J. Oertli. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. Mém.9, p. 337-377.
- Hartman, G. and Puri, H., 1974, Summary of Neontological and Paleontological Classification of Ostracod. *Mitt. Hamburg Zool. Must. Inst.*, v. 20, p. 7-73.
- Hatta, A. and Ujiie, H., 1992, Benthic foraminifera from Coral Seas between Ishigaki and Iriomote Islands, Southern Ryukyu Island Arc, Northwestern Pacific. *Bulletin of the College of Science, University of the Ryukyus*. v. 53, p. 49-119; v. 54, p. 163-287.
- Hottinger, L., Halicz, E. and Reiss, Z., 1993, Recent foraminifera from the Gulf of Aqaba, Red Sea. *Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Academia Scientiarum et Artium Slovenica*. ,179 p., 230 plts, Ljubljana.
- Hüryılmaz, H., 1998, Gökçeada Yeni Bademli Höyük 1996 yılı kurtarma kazısı. T.C. Kültür Bakanlığı Anıtlar ve Müzeler Genel Müdürlüğü XIX. Kazı Sonuçları Toplantısı 1, s. 357-378, Ankara.
- Hüryılmaz, H., 2002, Yeni Bademli Höyük: Kuzeydoğu Ege Denizi'nde bir erken tunç çağı Yerleşmesi, Hacettepe Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi Dergisi, c. 19 (1), s. 27-44.
- Hüryılmaz, H., 2007a, Gökçeada-Yeni Bademli Höyük: 5.000 yıllık bir yerleşmede sosyal Yaşam, *Sosyal Bilimler Dergisi*, c. 17, s. 85-97.
- Hüryılmaz, H., 2007b, Gökçeada-Yeni Bademli Höyük 2006 yılı kazıları, T.C. Kültür Bakanlığı Anıtlar ve Müzeler Genel Müdürlüğü 29. Kazı Sonuçları Toplantısı 1, s. 429-442, Kocaeli.
- Hyams, O., Almogi-Labin, A. and Benjamini, C., 2002, Larger foraminifera of the southeastern Mediterranean shallow continental shelf off Israel. *Israel Journal Earth Sciences*, v. 51, 169-179.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preuser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P. W., and Schlüchter, C., 2008, Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science*, v. 23 (6-7), s. 559-573.
- Joachim, C. and Langer, M.R. 2008, The 80 most common Ostracods from the Bay of Fe-tovaia Elba Island (Mediterranean Sea), Universität Bonn, 29p.
- Kaya Keleş, Ş., Kam, E., Meriç, E. ve Göksu H.Y. Genç kavkılarının termoluminesans yöntemiyle tarihlendirilebilirliğinin incelenmesi (makale hazırlanmaktadır).
- Kayan, İ., 1988, Late Holocene sea-level changes on the western Anatolian coast, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 68 (2-4), s. 205-218.
- Kayan, İ., 1991, Holocene geomorphic evolution of the Beşik plain and changing environment of ancient man, *Studia Trioca*, v. 1, s. 79-92.

- Kayan, İ., 1995, The Troia Bay and supposed harbour sites in the bronze age, *Studia Troica*, v. 5, s. 211-235.
- Kayan, İ., 1999, Holocene stratigraphy and geomorphological evolution of the Aegean Coastal plains of Anatolia. 1-4 April 1997. Proceedings. The Late Quaternary in the Eastern Mediterranean Region. *Quaternary Science Reviews*, v. 18 (4-5), s. 541-548.
- Kızıldağ, N., Özdaş, H. and Uluğ, A., 2012, Late Pleistocene and Holocene sea level changes in the Hisarönü Gulf, southeast Aegean Sea. *Geoarcheology: In International Journal*, 27 (3), 220-236.
- Kurter, A., 1989, Gökçeada jeomorfolojisi, İ. Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni, v. 6, s. 47-60, İstanbul.
- Meisch, C. 2000, Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe. *Süßwasserfauna von Mitteleuropa* 8/3. Spektrum Akademischer Verlag. Heidelberg.
- Martens, K. and Savatentint, S., 2011, A subjective checklist of the recent, free-living, non-marine Ostracoda (Crustacea), *Zootaxa*, 2855, p. 1-79.
- Meriç, E. ve Sakıncı, M., 1990, Foraminifera, İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları, s. 13-42 (Ed. E. Meriç), İstanbul.
- Meriç, E. ve Suner, F., 1995, İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinde gözlenen termal veriler. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi, s. 81-90 (ed. E. Meriç), İstanbul.
- Meriç, E. and Avşar, N., 2001, Benthic foraminiferal fauna of Gökçeada Island (Northern Aegean Sea) and its local variations. *Acta Adriatica*, v. 42 (1), p. 125-150.
- Meriç, E., Avşar, N., Barut, İ.F., Yokeş, M.B., Taş, S., Eryılmaz, M., Dinçer, F. ve Bircan, C., 2009a, Kuşadası (Aydın) Deniz Dibi Mineralli Su Kaynağı Çevresi Bentik Foraminifer Topluluğu Hakkında Görüş ve Yorumlar. SBT 13 Bildiriler Kitabı, s. 80-92.
- Uluslararası Kıbrıs Üniversitesi, Lefkoşa, Kuzey Kıbrıs.
- Meriç, E., Avşar, N., Mekik, F., Yokeş, B., Barut, İ. F., Dora, Ö., Suner, F., Yücesoy-Eryılmaz, F., Eryılmaz, M., Dinçer, F. ve Kam, E., 2009b, Alibey ve Maden adaları (Ayvalık-Balıkesir) çevresi genç çökellerinde gözlenen bentik foraminifer kavkılarındaki anormal oluşumlar ve nedenleri. *TJB*, v. 52(1), s. 31-84, Ankara.
- Molodkov, A. 1988, ESR dating of Quaternary shells: recent advances. *Quaternary Science Reviews*, v. 7, p. 477-484.
- Molodkov, A. 2001, ESR dating evidence for early man at a Lower Palaeolithic cave-site in the Northern Caucasus as derived from terrestrial mollusc shells. *Quaternary Science Reviews*, v. 20, p.1051-1055.
- Murray, J. W., 1968, Living foraminifers of lagoons and estuaries, *Micropaleontology*, v. 14 (4), p. 435-455.
- Murray, J. W., 1973, Distribution and ecology of living foraminiferids, Heinemann Educational Books, 272 p.
- Öner, E., 2000a, Yeni Bademli Höyük Çevresinde (Gökçeada/İmroz) Jeoarkeolojik Araştırmalar. T.C. Kül.Bak.Anıt.ve Müz. Gn.Md.15. Arkeometri Sonuçları Toplantısı, s. 19-32, Ankara.
- Öner, E., 2000b, Geoarchäologische und paläogeographische Forschungen auf der Insel Gökçeada (İmbros) (Siedlungshügel von Yeni Bademli, Nordwestanatolien-Nordostägäisches Meer-Türkei). *Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung, Beiträge der 17. Jahrestagung des Arbeitskreises Geographie der Meere und Küsten*, v. 36, p. 23-33, Bremen.
- Öner, E., 2001, Gökçeada Kıyılarında Holosen Deniz Seviyesi ve Kıyı Çizgisi Değişimleri, Türkiye'nin Kıyı ve Deniz Alanları III. Ulusal Konferansı, Türkiye Kıyıları Konferansı Bildiriler Kitabı, KAY Milli Komitesi, ODTÜ, s. 779-790, Ankara.

- Perissoratis, C. and Conispoliatis, N., 2003, The impacts of sea level changes during latest Pleistocene and Holocene times on the morphology of Ionian and Aegean seas (SE Alpine Europe). *Marine Geology*, 196, 145-156.
- Riveline , J. ve Meriç, E., İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin karofit faunası. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi, s. 201-205 (ed. E. Meriç), İstanbul.
- Shackleton, N. J., 1987, Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6, 183-190.
- Sissingh, W., 1972, Late Cenozoic Ostracoda of the South Aegean Island Arc. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 187 pp.
- Şafak, Ü., 1999, Recent ostracoda assemblage of the Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale region, Ç. Ü. *Yerbilimleri/Geosound*, v. 35, p.149-172.
- Temel, R. Ö., Çiftçi, N. B., 2002, Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada Tersiyer çökellerinin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri, *TPJD Bülteni*, c. 14 (2), s. 17-40, Ankara.
- Tunoğlu, C., 1999, Recent ostracoda association in the Sea of Marmara, NW Turkey. *H. Ü. Yerbilimleri*, v. 21, p. 63-89.
- Van Morkhoven, F.P.C.M., 1963, Post Palaeozoic Ostracoda. *Elsevier Amsterdam*, v. 2, 478 p.
- Yalçınlar, İ., 1980, Gökçeada'nın Jeomorfolojisi, *İ.Ü. Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, c. 23, s. 239-256, İstanbul. Egger). Dış görünüm, GA-12/13.50-14.00 m.

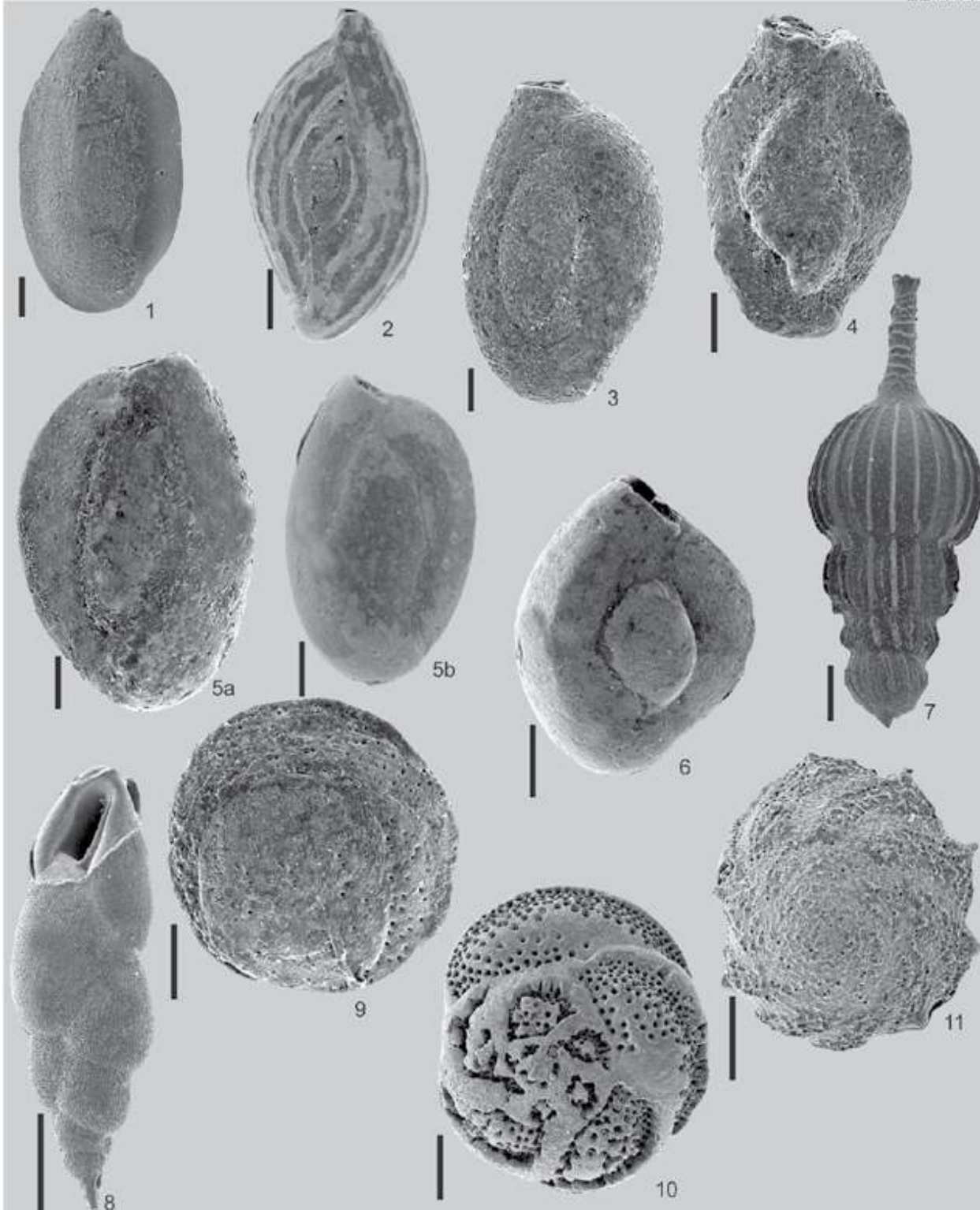
LEVHALAR/PLATES

LEVHA 1

Gökçeada Foraminiferleri

1. *Adelosina cliarensis* (Heron-Allen ve Earland). Dış görünüm, GA-17/14.00-14.50 m.
2. *Spiroloculina antillarum* d'Orbigny. Dış görünüm, GA-17/11.70-12.00 m.
3. *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny). Dış görünük, GA-17/9.60-9.80 m.
4. *Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny. Dış görünüm, GA-17/14.00-14.50 m.
5. *Quinqueloculina seminula* (Linné). Dış görünüm, GA-17/14.00-14.50 m.
6. *Triloculina marioni* Schlumberger. Dış görünüm, GA-17/34.00-35.00 m.
7. *Amhicoryna scalaris* (Batsch). Dış görünüm, GA-17/11.70-12.00 m.
8. *Fursenkoina acuta* (d'Orbigny). Dış görünüm, GA-17/17.50-18.00 m.
9. *Neoconorbina terquemi* (Rzehak). Dış görünüm, spiral taraf, GA-17/24.00-24.50 m.
10. *Rosalina bradyi* Cushman. Dış görünüm, spiral taraf, GA-17/15.00-15.50 m.
11. *Conorbella imperatoria* (d'Orbigny). Dış görünüm, spiral taraf, GA-17/11.70-12.00 m.

LEVHA 1 (PLATE 1)

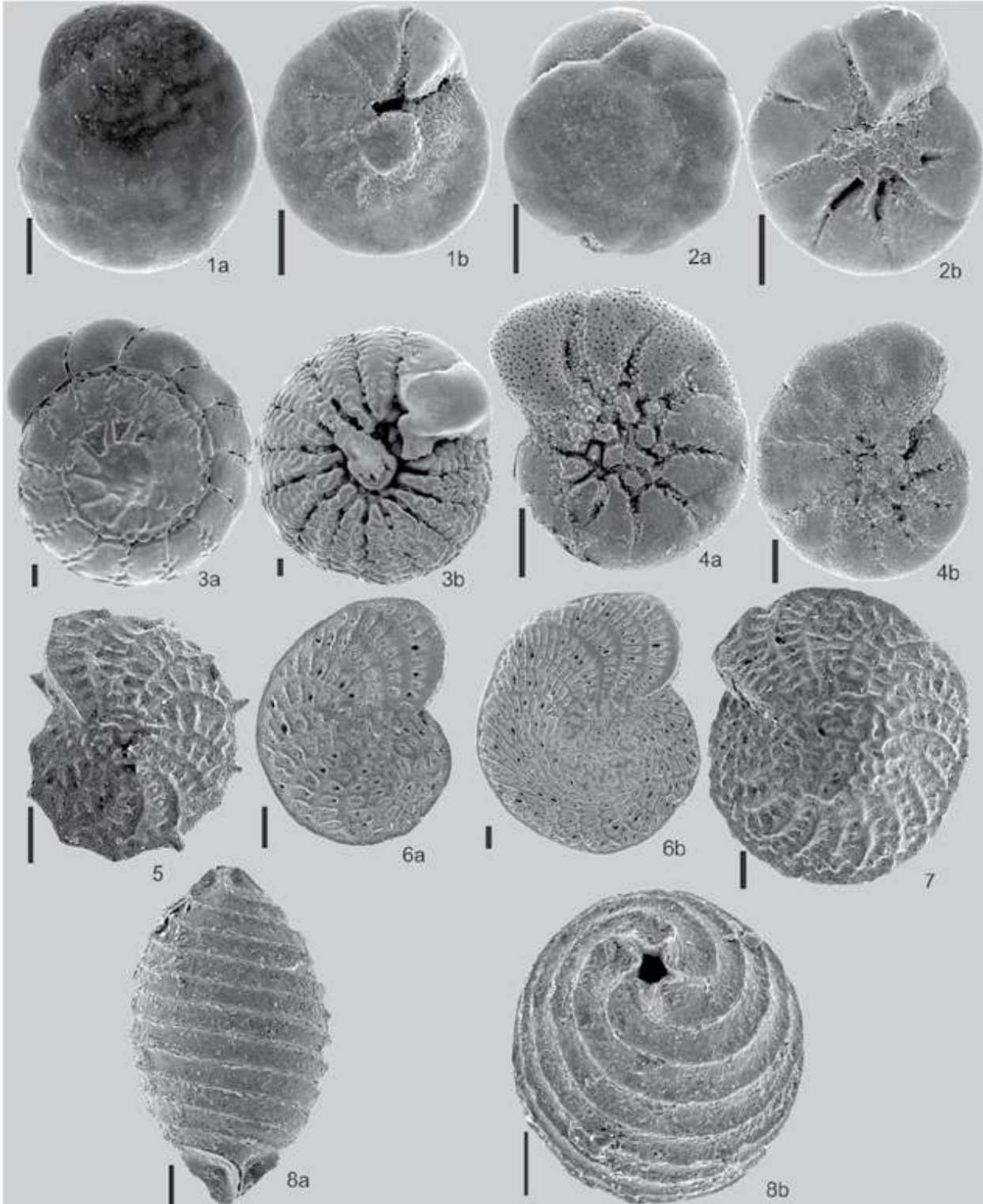


LEVHA 2

Gökçeada Foraminifer ve Karofitleri

1. *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny). Dış görünüşler, a, spiral taraf ve b, ombilikal taraf, GA-13/13.55-14.50 m.
2. *Ammonia tepida* Cushman. Dış görünüşler, a, spiral taraf ve b, ombilikal taraf, GA-15/16.15-16.40 m.
3. *Challengerella bradyi* Billman, Hottinger ve Oesterle. Dış görünüşler, a, spiral taraf ve b, ombilikal taraf, GA-17, 11.70-12.00 m.
4. *Porosonion subgranosum* (Egger). Dış görünüşler, GA-12/13.50-14.00 m.
5. *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny). Dış görünüş, GA-17/29.00-30.00 m.
6. *Elphidium complanatum* (d'Orbigny). a ve b, dış görünüşler, GA-17/11.70-12.00 m.
7. *Elphidium crispum* (Linné). Dış görünüş, GA-17/15.00-15.50 m.
8. *Chara* sp. Yan ve alt görünüşler, GA-13/5.60-5.80 m.

LEVHA 2 (PLATE 2)

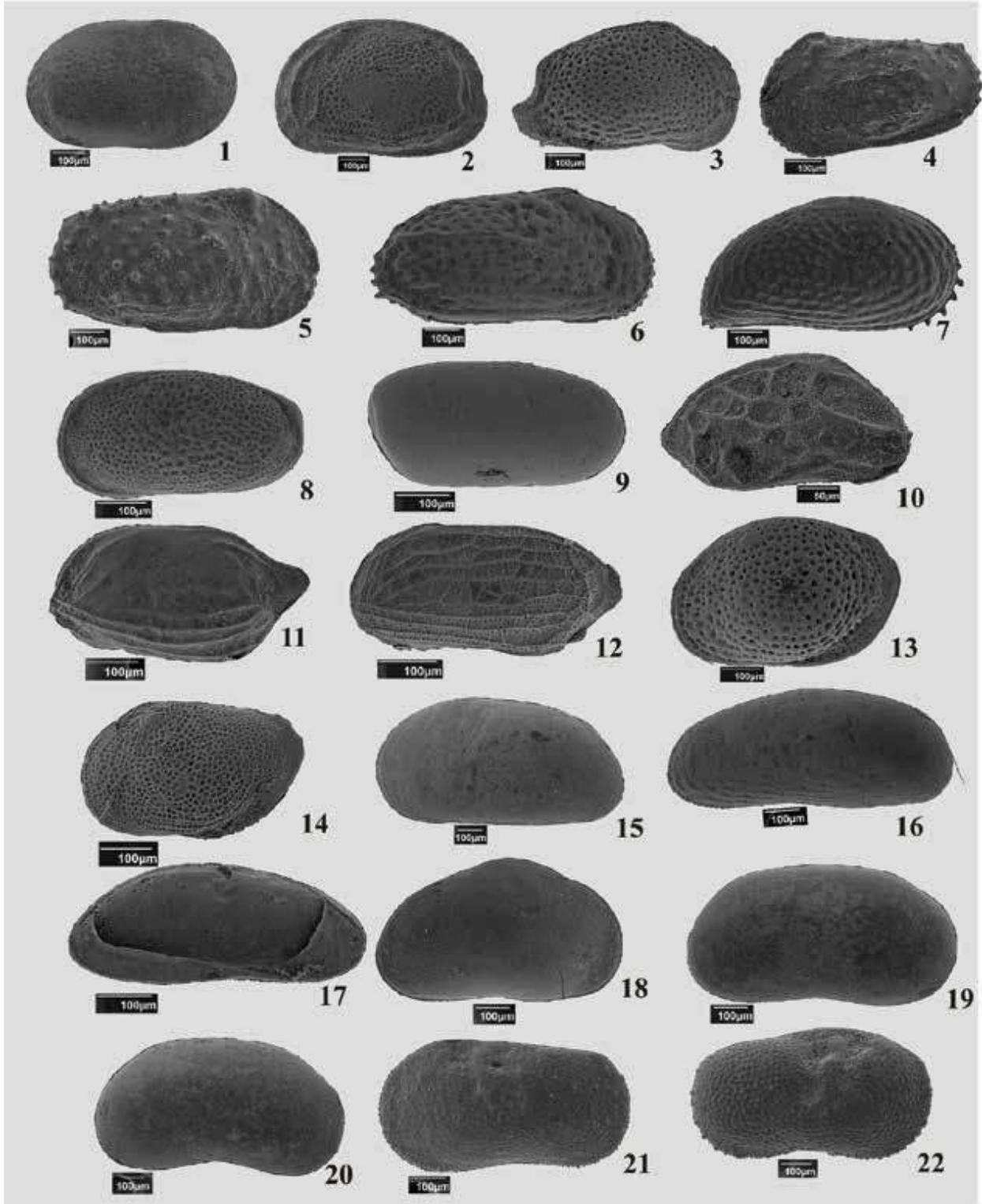


LEVHA 3

Gökçeada Ostrakodları

1. *Cytherella alvearium* (Bonaduce, Ciampo ve Masoli). Sağ kapak, dış görünüm, GA-17/34.00-35.00 m
2. *Aurila arborescens* (Brady). Sol kapak, dış görünüm, GA-15/15.65-15.90 m.
3. *Aurila convexa* (Baird). Sağ kapak, dış görünüm, GA-17/14.00-14.50 m.
4. *Carinocythereis antiquata* (Baird). Sol kapak, dış görünüm, GA-17/29.00-30.00 m.
5. *Carinocythereis rhombica* Stambolidis. Sağ kapak, dış görünüm, GA-17/29.00-30.00 m.
6. *Hiltermannicythere turbida* (G.W. Mueller). Sağ kapak, dış görünüm, GA-17/15.00-15.50 m.
7. *Cytheridea acuminata* (Bosquet). Sağ kapak, dış görünüm, GA-17/15.00-15.50 m.
8. *Leptocythere* sp. Sol kapak, dış görünüm, GA-17/11.70-12.00 m.
9. *Basslerites* sp. Sağ kapak, dış görünüm, GA-17/11.70-12.00 m.
10. *Hemicytherura videns* (Müller). Sağ kapak, dış görünüm, GA-17/10.40-10.60 m.
11. *Semicytherura incongruens* (G.W. Mueller). Sol kapak, dış görünüm, GA-17/11.70-12.00 m.
12. *Semicytherura inversa* (Seguenza). Sol kapak, dış görünüm, GA-17/34.00-35.00 m.
13. *Loxoconcha bairdi* (G.W. Mueller). Sol kapak, dış görünüm, GA-17/11.70-12.00 m.
14. *Loxoconcha stellifera* (G.W. Mueller). Sol kapak, dış görünüm, GA-17/10.40-10.60 m.
15. *Cyprideis torosa* (Jones). Sol kapak, dış görünüm, GA-17/11.50-13.00 m.
16. *Pontocythere turbida* (Müller). Sol kapak, dış görünüm, GA-17/11.70-12.00 m.
17. *Paracytherois* sp. Sol kapak, iç görünüm, GA-17/11.70-12.00 m.
18. *Heterocypris salina* (Brady). Sağ kapak, dış görünüm, GA-14/5.60-5.80 m.
19. *Candona (Candona) parallela pannonica*. Sağ kapak, dış görünüm, GA-14/3.50-3.60 m.
20. *Candona neglecta* Sars. Sağ kapak dış görünüm, GA-14/3.50-3.60 m.
21. *Ilyocypris biplicata* (Koch). Sol kapak, dış görünüm, GA-14/4.80-5.00 m.
22. *Ilyocypris gibba* (Ramdohr). Sağ kapak, dış görünüm, GA-15/9.50-9.60 m.

LEVHA 3 (PLATE 3)

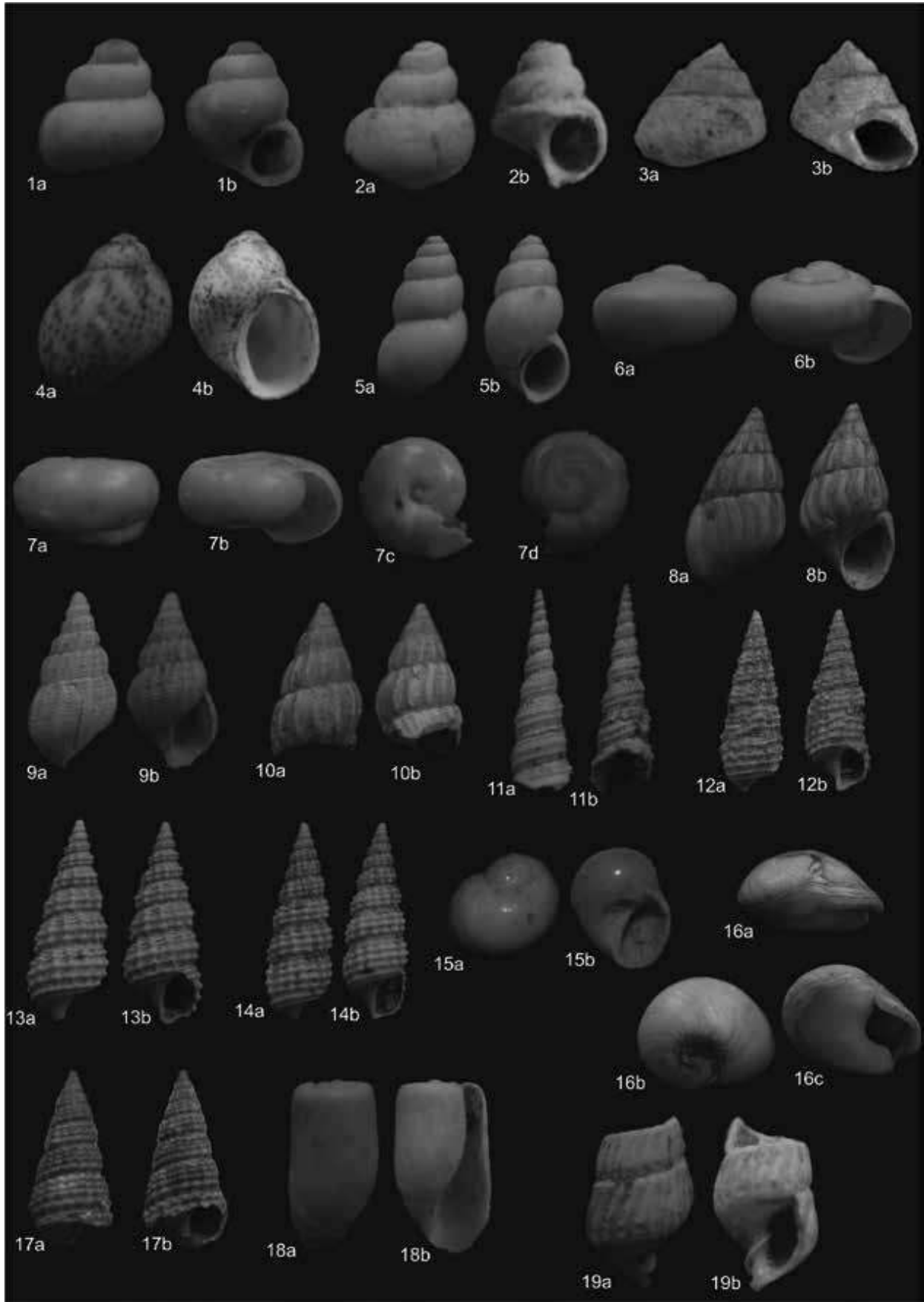


LEVHA 4

Gökçeada Gastropodları

- 1a-b. *Valvata piscinalis* (O.F. Müller). Arka ve apertural görünüm, x 10, GA-12/12.30-12.40 m.
- 2a-b. *Valvata* sp. Arka ve apertural görünüm, x 10, GA-14/33.00-34.00 m.
- 3a-b. *Gibbula adansonii* (Payrudeau). Arka ve apertural görünüm, x 2, GA-12/12.45-12.60 m.
- 4a-b. *Tricolia* (*Tricoletta*) *azorica* Dautzenberg. Arka ve apertural görünüm, x 10, GA-17/34.00-35.00 m.
- 5a-b. *Hydrobia neglecta* Muus. Arka ve apertural görünüm, x 10, GA-15/16.45-16.60 m.
- 6a-b. *Tornus* sp. Arka ve apertural görünüm, x 8, GA-12/6.30-6.60 m.
- 7a-b-c-d. *Omalogyra* sp. Dış görünüm, x 5, GA-15/3.70-4.00 m.
- 8a-b. *Rissoa splendida* Eichwald. Arka ve apertural görünüm, x 10, GA-15/16.15-16.40 m.
- 9a-b. *Rissoa variabilis* (von Mühlfeldt). Arka ve apertural görünüm, x 10, GA-17/29.00-30.00 m.
- 10a-b. *Rissoa* sp. Arka ve apertural görünüm, x 9, GA-15/16.15-16.40 m.
- 11a-b. *Turritella comunis* Risso. Arka ve apertural görünüm, x 10, GA-17, 11.70-12.00 m.
- 12a-b. *Pirenella conica* (Blainville). Arka ve apertural görünüm, x 10, GA-12/12.30-12.40 m.
- 13a-b. *Bittium latreilli* (Payrudeau). Arka ve apertural görünüm, x 10, GA-15/16.15-16.40 m.
- 14a-b. *Bittium reticulatum* (da Costa). Arka ve apertural görünüm, x 10, GA-17/8.50-9.00 m.
- 15a-b. *Lunatia* sp. Apikal ve apertural görünüm, x 18, GA-12/10.50-10.60 m.
- 16a-b-c. *Cyclope donovania* Risso. Dış görünüm, x 2, GA-12/13.50-14.00 m.
- 17a-b. *Cerithiopsis* sp. Arka ve apertural görünüm, x 10, GA-17/15.00-15.50 m.
- 18a-b. *Retusa truncatula* (Bruguiere). Arka ve apertural görünüm, x 10, GA-15/16.15-16.40 m.
- 19a-b. *Turbonilla* sp. Arka ve apertural görünüm, x 10, GA-12/12.45-12.60 m.

LEVHA 4 (PLATE 4)

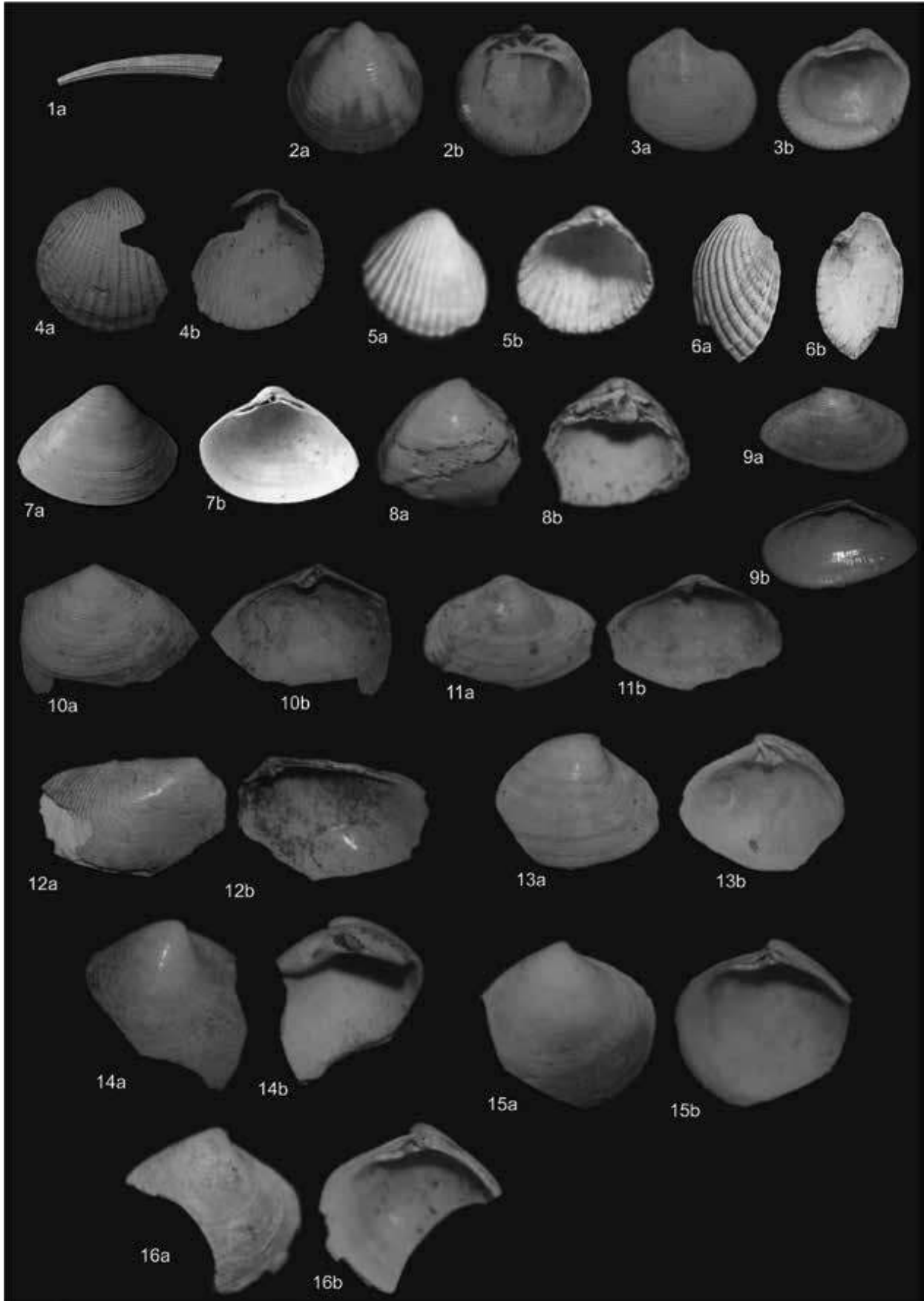


LEVHA 5

Gökçeada Scaphopod ve Bivalvleri

- 1a. *Dentalium dentalis* Linné. Dış görünüm, x 3, GA-17/11.70-12.00 m.
- 2a-b. *Glycymeris glycymeris* Linné. Dış ve iç görünüm, x 4, GA-17/9.60-9.80 m.
- 3a-b. *Lucinella divaricata* (Linné). Dış ve iç görünüm, x 8, GA-17/11.70-12.00 m.
- 4a-b. *Cardium (Papillicardium) papillosum* Mil. Dış ve iç görünüm, x 3, GA-14/15.05-15.10 m.
- 5a-b. *Cerastoderma edule* Linné. Dış ve iç görünüm, x 2, GA-15/16.15-16.40 m.
- 6a-b. *Cerastoderma* sp. Dış ve iç görünüm, x 2, GA-15/16.15-16.40 m.
- 7a-b. *Spisula (Spisula) subtruncata* (da Costa). Dış ve iç görünüm, x 4, GA-17/9.60-9.80 m.
- 8a-b. *Spisula* sp. Dış ve iç görünüm, x 4, GA-17/8.50-9.00 m.
- 9a-b. *Tellina (Moerella) donacina* (Linné). Dış ve iç görünüm, x 8, GA-17/11.70-12.00 m.
- 10a-b. *Scrobicularia plana* (da Costa). Dış ve iç görünüm, x 4, GA-15/16.15-16.40 m.
- 11a-b. *Abra alba* (Wood). Dış ve iç görünüm, x 5, GA-17/6.30-6.40 m.
- 12a-b. *Abra* sp. Dış ve iç görünüm, x 6, GA-17/8.50-9.00 m.
- 13a-b. *Clausinella fasciata* (da Costa). Dış ve iç görünüm, x 4, GA-12/12.30-12.40 m.
- 14a-b. *Dosinia lupinus* (Linné). Dış ve iç görünüm, x 4, GA-17/10.40-10.60 m.
- 15a-b. *Gafrarium (Circe) minimum* (Montagu). Dış ve iç görünüm, x 5, GA-17/9.60-9.80 m.
- 16a-b. *Gafrarium* sp. Dış ve iç görünüm, x 5, GA-17/15.00-15.50 m.

LEVHA 5 (PLATE 5)



TÜRKİYE PETROL JEOLGLARI DERNEĞİ BÜLTEN YAZIM KURALLARI

Kapsam

TPJD Bülteni'nde yerbilimleri içinde yer alan tüm bilimsel ve mühendislik konularını özgün bir yaklaşımla değerlendiren aşağıdaki ana başlıklarda özetlenen çalışmaları yayımlanır:

- Temel jeoloji konuları,
- Fosil yakıtların (petrol, doğal gaz ve kömür) aranmasını, üretilmesini ve işletilmesini konu alan jeoloji, jeokimya, jeofizik, petrol ve doğal gaz mühendisliği çalışmaları,
- Yenilenebilir enerji kaynaklarının (jeotermal, rüzgar, güneş, biyodizel, biyoyakıt gibi) yer bilimlerini ilgilendiren çalışmaları,
- Mühendislik jeolojisi ve maden yatakları içinde yer alan çalışmaları,
- Yukarıda belirtilen konularda önceden yapılmış çalışmalara eleştirel yaklaşımlarda bulunan yeni bulgular ve görüşler ortaya koyan çalışmalar,
- Bilimsel yöntemlerle elde edilmiş özgün sonuçların yer aldığı kısa çalışmalar,
- TPJD Bülteni'nin son iki sayısında yayımlanan makale/makaleler hakkında eleştiriler ile bu eleştirilere yanıt veren çalışmalar.

Kabul İlkeleri

TPJD Bülteni, Türkçe ve İngilizce olarak yılda iki kez Haziran ve Aralık aylarında yayınlanır. Yayınlanacak makalelerin sorumluluğu (çalışma, aşırma, tekrar yayımlama vs.) yazar(lar)'a aittir.

TPJD Bülteni'nde yayınlanacak makalelerin daha önce yayınlanmamış olması ve yayın haklarının bir başka dergiye verilmemiş olması gerekmektedir.

Yayımlanması düşünülen Taslak Makale (TM) (manuscript) aşağıda verilen adrese bir kapak yazısı, bir adet basılı kopya (hard copy) ve birde word dosyası olarak “.doc formatında” elektronik bir kopya ile birlikte ulaştırılmalıdır.

Posta Adresi: Uğraş IŞIK

Türkiye Petrol Jeologları Derneği
İzmir II. Cadde No:47/14 Kızılay/ANKARA
E-posta: ugras@tpao.gov.tr

TPJD Bülteni'ne gönderilen TM ile ilgili yazışmalar çalışmanın sorumlu yazarı (SY) tarafından yürütülür. Bu nedenle gönderilen TM de SY mutlaka belirtilmelidir.

TPJD Bülteni'ne yayım için gönderilen TM, ilk aşamada Bülten'in Yayım Kurulu tarafından değerlendirilir. Yapılan değerlendirmeler sonucunda yayımlanması uygun bulunmayan TM hakemlere gönderilmeden ilgili yazara iade edilir. Yazım kuralları ve içerik açısından yüksek derecede hata barındıran çalışmalar düzeltme önerileriyle birlikte SY'ye geri gönderilir. Önerilerin yerine getirilmesinden sonra TM yeniden işleme alınır.

Bülten kabul ilkelerine uygun TM, konusu, kapsamı ve içeriği esas alınarak üç farklı hakeme gönderilir. Hakemlerin değerlendirme sonuçları, Yayım Kurulu'nunda önerileriyle birlikte SY'ye en geç 6 hafta içinde iletilir. SY, öneriler kapsamında TM

üzerindeki düzeltme ve düzenlemelerini yaptıktan sonra yukarıda verilen e-posta adresine 30 gün içinde göndermelidir.

Yayım Kurulu, düzeltilmiş TM'nin son halinden oluşan geçici (prova) baskısını sorumlu yazara iletterek olası yazım hatalarının kontrolünü talep eder. Bu aşamada TM'de ciddi boyutta düzeltmeler (ilave ve eksiltmeler) kabul edilemez.

TM'nin düzeltilmiş geçici baskısı ile birlikte basıma kabul edilen çalışmada isimleri bulunan yazarlar adına SY tarafından imzalanmış, yayın hakkının TPJD Bülteni'ne verildiğine dair “Makale Gönderme ve Telif Hakkı Devir Sözleşmesi” yukarıda verilen adrese ulaştırılır. Bu belge sonrasında makalenin basımına geçilir ve sorumlu yazara basılan makalenin ücretsiz 20 adet kopyası gönderilir.

Yazım Kuralları Genel Biçim

Taslak makale metni A4 boyutundaki sayfanın bir yüzüne Times New Roman tipi harflerle 12 punto ve çift satır aralıkla yazılmalıdır. Sayfaların çevresinde 2.5 cm boşluk bırakılmalıdır. Şekil ve Kapak sayfası bu numaralandırmanın dışında tutulmalıdır.

TPJD Bülteni'ne gönderilecek TM'de aşağıdaki başlık sırası izlenmelidir.

Kapak Sayfası

Taslak Makale Başlığı Yazar(lar)

Öz ABSTRACT Anahtar kelimeler GİRİŞ

Birinci, ikinci.....derecede başlıklar

TARTIŞMA / SONUÇLAR

Birinci, ikinci.....derecede başlıklar

KATKI BELİRTME DEĞİNİLEN BELGELER

Şekil başlıklarını içeren liste

(Şekil numaraları kurşun kalemle verilmiş şekilde)

Tablo başlıklarını içeren liste

(Tablo numaraları kurşun kalemle verilmiş şekilde)

Gönderilen TM, metin, tablo, şekil ve levhalarla birlikte 40 sayfayı geçmemelidir.

Hazırlama Şablonu

Kapak Sayfası

TPJD Bülteni'nde yayım için gönderilecek TM'ye bir kapak yazısı ilave edilmelidir. Kapak sayfası TPJD Bülteni Yayım Kurulu'na hitaben yazılmış kısa bilgilendirme notu şeklindedir. Bu sayfada basımı için gönderilen yazının başlığı, yazarları, yazarların posta, e-posta adresleri ile telefon ve faks numaralarına yer verilmelidir. Ayrıca yazının önemi/kapsamı ile çok kısa bilgi sunulabilir.

Taslak Makale Başlığı

TM'nin başlığı çalışmanın içeriğini açıklayıcı

ve kısa olmalıdır. Başlığı oluşturan kelimelerin ilki büyük harfle başlamalı diğerleri ise küçük harflerle devam etmelidir. TM'nin anlatım dili Türkçe ise önce Türkçe başlık verilmeli altına İngilizce başlık yazılmalıdır. Yazım dilinin İngilizce olması durumunda ise Türkçe başlık İngilizce başlığın altına gelecek şekilde düzenlenmelidir. Her iki başlıkta sayfa ortalı olarak biçimlendirilmelidir.

Yazar(lar)

Yazar ad ve soyadları ile yazar(lar)a ait posta adresi sırasıyla alt alta gelecek şekilde yazılmalıdır. Buna ilaveten SY'nin e-posta adresi yazarın posta adresi altına parantez içerisinde verilmelidir. Tüm yazar adları ve adresleri sayfa ortalı olarak biçimlendirilmelidir.

Öz ve Abstract

Öz, Türkçe ve İngilizce olarak ayrı ayrı 300 kelimeyi aşmayacak ve kaynak atfı bulundurmayacak şekilde yazılmalıdır. TM'nin yazım diline bağlı olarak düzenlenmelidir. Türkçe metinler de "Öz" den sonra "Abstract", İngilizce metinlerde ise "Abstract"tan sonra "Öz" gelmelidir. Taslak makalenin Öz/Abstract bölümü çalışmanın amacını, sonuçlarını ve yazar(lar)'ın sonuçlar üzerindeki değerlendirmelerini kapsayacak şekilde düzenlenmelidir.

Anahtar Kelimeler

Türkçe ve İngilizce olarak en az 4 en fazla 7 kelimedenden oluşacak şekilde Öz ve Abstract bölümlerinin altında verilmelidir. Buradaki her bir kelime büyük harf ile başlamalı, diğerlerinden virgül ile ayrılmalıdır. Anahtar kelimeler çalışmayı en iyi tanımlayacak nitelikte olmalı ve mümkünse başlık kelimelerini içermemesine dikkat edilmelidir.

Giriş

TM'nin bu bölümünde çalışma konusu, konu ile ilgili öncel çalışmalar, materyal ve metod ve çalışmanın amacına yer verilebilir.

Tartışma/Sonuçlar

Tartışma ve Sonuçlar bölümleri ayrı ayrı verebileceği gibi Tartışma ve Sonuçlar başlığı altında bulguların karşılaştırılması ve sonuçların sunulması yoluna da gidilebilir. Tartışma bölümünün öngörülmediği çalışmalarda sadece sonuçlar sunulabilir.

Katkı Belirtme

Çalışmaya katkı sağlayan kişi, kurum ve kuruluşlara olan kısa teşekkür notu nedenleri ile birlikte yazılabilir. Teşekkür edilecek kişilerin ünvanları belirtilmeksizin sadece ad ve soyadları kullanılmalıdır.

Değinilen Belgeler

Değinilen Belgeler bölümünde yer alan kaynak adreslerine TM içinde mutlaka atıf yapılmış olmalıdır. Bu denkle buradaki açıklamalara TM içinde kaynaklara atıf yapılırken bilinmesi gereken kuralların açıklanması ile başlanacaktır.

TM içinde atıf "Yazarın soyadı virgül yıl" şeklinde verilmelidir. Birden fazla yapılan atıflarda yıldan sonra noktalı virgül konulmalı ve diğer atıfa geçilmelidir. İki yazarlı atıflarda soy isimler arısına "ve" bağlacı, üç ve daha fazla yazarlı atıflarda birinci yazarın soyadından sonra "vd.," harfleri ardından yıl getirilmelidir. Örnek; (Ketin, 1966; Sengör ve Yılmaz, 1981; Bozkurt vd., 2006). Metin içerisindeki atıflarda cümle atıf ile başlatılacaksa yalnızca yıl parantez içinde verilmelidir. Örnek;

İnan vd. (2000)'ne göre, Jackson ve McKenzie (1986)'ye göre ..., Onur (1979)'in ifade ettiği gibi

.... Bir yazarın aynı makale içerisinde birden fazla çalışmasına atıf yapılması durumunda ve aynı yıla ait çalışmaların birlikte verileceği hallerde yazar soy ismi bir kez yazılıp küçük harfle birlikte yılın verilmesi yeterlidir. Örnek; (Varol vd., 2009a, 2009b).

TM'de sözlü görüşmeye dayalı ifadelerle yer verilmesi durumunda görüşme yapılan kişinin adının baş harfi nokta soyadı virgül yıl şeklinde parantez içerisinde yazılmalıdır. Örnek, (C. Çoruh, 2009, sözlü görüşme). Bu tür atıflara Değinilen Belgeler

bölümünde yer verilmeyecektir. Çalışmada aynı yıl ve soyadı benzerlikleri olan atıfların oluşması durumunda yazar adlarının baş harfi soyadından önce verilebilir. Örnek; (D. Altın, 1995; S. Altın, 1995). Metin içerisinde atıf yapılan yazar(lar)ın çalışmasının belirli bir bölümü vurgulanacaksa soyadı ve yıldan sonra sayfa numarası verilir. Örnek; (Helvacı vd., 2005, s.41), (Okandan vd., 2002, Şekil 10). Yayıma kesin kabul edilmiş ancak yıl, cilt, sayfa numaraları henüz belli olmamış çalışmalar yazar soyadından sonra italik karakterde "baskıda" ifadesi kullanılmalıdır. Örnek; Değinilen Belgeler bölümünde bu tür atıf yazarken belli olduysa "doi" numarası verilmelidir. Metin, şekil, tablolarda atıf yapılan tüm kaynaklar Değinilen Belgeler bölümünde sistematik bir biçimde, yazar(lar)ın soyadına göre alfabetik sırada ve makalenin orijinal dilinde verilmelidir. Bu bölümün hazırlanmasında yazarlar AAPG (American Association of Petroleum Geologists) 2010 makalelerinden yararlanabilir. Kaynakların bu bölümde nasıl verileceği, yazım biçimi ve noktalama işaretlerinin kullanım şekli örnekler ile birlikte aşağıda verilmiştir.

Süreli Dergi

Aragon, A., Moya, S. L. and Garcia- Gutierrez, A., 2008, Inflow performance relationship in geothermal and petroleum reservoir engineering: A review of the state of the art: Geothermics, v. 37, p. 635-650.

Fowler, M. G. and Douglas, A. G., 1987, Saturated hydrocarbon biomarkers in oils of late Precambrian age from eastern Siberia: Organic Geochemistry, v.11, p.201-213.

Goldstein, R. H., 2001, Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems: Lithos, v. 55, p.159-193.

Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: MTA Dergisi, c.66, s.20- 34.

Yazgan, E. and Chessex, R., 1991, Geology and tectonic evolution of the Southeastern Taurides in the region of Malatya: TPJD Bülteni, c. 3, sayı.1, s.1-42.

Kitap ve Kitap Bölümleri

- Boillot, G., Mougnot, D., Girardeau, J. and Winterer, I. E., 1989, Rifting processes on the West Galicia Margin, Spain, in: J.A. Tankard, and R.H. Balkwill, eds., Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins. AAPG, Memoir 46, p.363- 377.
- Bouma, A. H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Crowell, J.C., 1974, Origin of late Cenozoic basins in southern California, in: W.R. Dickinson, ed., Tectonics and Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications v.22, p.190–204. Maden yatakları
- Tekeli, O., Aksay, A., Ürgün, H. B. and Işık, A., 1984, Geology of the Aladağ Mountains, in: O. Tekeli and C.M. Göngüoğlu, eds., Geology of the Taurus Belt, p.143–158.

Rapor ve Tez

- Öztaş, Y., 1989. Homa-Akdağ yöresi, Sandıklı, Suhut kuzeylerinin jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Raporu, No: 2584, Ankara, 82 s.
- Sağıroğlu, A., 1982, Contact metasomatism and ore deposits of Akdağ madeni, Yozgat, Turkey: University of London, PhD Thesis, 324p.

Kongre

- Chikatarla, L., Cui, X. and Bustin, R.M., 2004, Implications of volumetric swelling/shrinkage of coal in sequestration of acidic gases: Paper (no. 0435) presented at the 2004 International Coalbed Methane Symposium, Tuscaloosa, Alabama, May 3-7, CD-ROM.

Harita

- Harris, A. G., Harris, L. D. and Epstein, J. B., 1978, Oil and gas data from Paleozoic rocks in the Appalachian basin. Map I-917-E, 1:2500000, U.S. Geological Survey.

MTA, 2002. Türkiye Jeoloji Haritaları, 1:500000, Ankara.

Senel, M., 1997. Türkiye Jeoloji Haritaları, Ispart Paftası. 1:500000, Maden Tektik ve

Arama Genel Müdürlüğü, Ankara

Tablolar, Şekiller, Levhalar

TM de sunulabilecek grafik, denklem, matematiksel eşitlikler ve analiz sonuçları vs. gibi şekil olarak algılanamayacak durumlar tablo olarak sunulabilir. Her türlü harita, kesit, korelasyon çizimleri, grafikler ve arazi fotoğrafları da “Şekil” olarak sunulmalıdır. Tablo ve şekillerin boyutu tek sayfa düzeninde en fazla 16 cm x 20 cm ve çift sütun düzeninde ise genişliği en fazla 8 cm olmalıdır. Bunların boyutu baskı sonunda üzerlerindeki her türlü bilginin rahatlıkla anlaşılmasını sağlayacak şekilde olmalıdır. Tablo ve şekil açıklamaları kısa ve öz olmalıdır ve Times New Roman tipi harflerle 10 punto olmalıdır. Kısaltmalar kullanılmış ise bu kısaltmalar tablo ve şekil başlıklarında veya üzerlerinde açıklanmalıdır. Tablolar word dosyası olarak “.doc formatında” hazırlanmalıdır. Levhalar kullanılmış ise Ek olarak verilmelidir. Şekil ve levha olarak verilecek resim ve çizimlerin çözünürlüğü 300 dpi den az olmayacak şekilde, JPG, BMP, TIFF, veya GIFF gibi dosya türlerinden birinde hazırlanmalı, gerekli ölçeklendirmeler yapılmalı ve elektronik bir kopya ile birlikte gönderilmelidir.

TÜRKİYE PETROL JEOLOGLARI DERNEĞİ BİLİMSEL YAYIM TEŞVİK ÖDÜL YÖNERGESİ

Madde 1.

Yönergenin amacı, yerbilimcilerin Türkiye Petrol Jeologları Derneği (TPJD) Bülteni'nde yayım yapmalarını özendirmeye ilişkin yöntem ve esasları belirlemektir.

Madde 2.

Yayım Değerlendirme Komisyonu şu şekilde belirlenir:

- Komisyon, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni "Editörler Kurulu Üyeleri" arasından, O sayıda yer alan makaleleri edit ederek yayımlanmaya değer bulan kişilerden oluşur. Bu kişiler, her sayının başında yer alan editörler listesinde * işareti ile gösterilir.
- Komisyon ilgili yılın gereklerine göre ödül miktarlarının değiştirilmesi için öneride bulunabilir, yeni önerilen miktar Türkiye Petrol Jeologları Derneği Yönetim Kurulunca onaylandıktan sonra yürürlüğe girer.

Madde 3.

Bilimsel Yayım Teşvik Ödülü:

Yayım Değerlendirme Komisyonu onayı sonrası, TPJD Bülteni'nde yayımlanan tüm makalelere yayım tarihini takip eden ilk ay içerisinde "Yayım Teşvik Ödülü" verilir.

Madde 4.

Ödüllendirme için şu ölçütler kullanılır:

2011 yılı ve sonrası için verilecek Ödüller için: Madde-3 kapsamında değerlendirilerek kabul edilen makaleler için 500 Amerikan Doları Yayım Teşvik Ödülü verilir. Ayrıca, her sayıda yayımlanan makale sahipleri takip eden ilk Petrol Kongresi'nde katılması halinde ücretsiz delege olarak kaydedilir.

Para ödülünün verilmesinde şu esaslar dikkate alınır:

- Çok yazarlı çalışmalarda para ödülü, makale yazarları arasında eşit olarak paylaşılır.
- Bir yıl içerisinde aynı yazara en çok bir yayımı için ödül verilir.
- Dernek Yönetim Kurulu Üyeleri, O sayıda Yayım Değerlendirme Komisyonu Üyeliği yapan kişiler Yayım Teşvik Ödülü alamaz.
- Bir yıl içerisinde alınmayan ödüller derneğe bırakılmış sayılır.

Madde 5.

Bu yönerge 2011 yılı ve sonrası yıllarda Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni'nde yayımlanan makaleleri kapsar.

Madde 6.

Bu yönerge Türkiye Petrol Jeologları Yayın Sorumlusu tarafından yürütülür ve yönergede değişiklik yapmaya Türkiye Petrol Jeologları Derneği Yönetim Kurulu yetkilidir.



Reşit Galip Caddesi Billur Sokak No:55/8 GOP 06680 Çankaya-Ankara
Tel.(0312) 384 06 04 • www.majansofset.com

Basım Tarihi: **Nisan 2014**

