



Maden Tetkik ve Arama Dergisi

<http://dergi.mta.gov.tr>



Buzul-Sonrası Marmara Denizi taraçaları ve su değişim dönemleri

Post-Glacial Terraces of The Marmara Sea and water exchange periods

Vedat EDİGER^{a*}, Emin DEMİRBAĞ^b, Semih ERGİNTAV^c, Sedat İNAN^d ve Ruhi SAATÇILAR^e

^aTürkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu, Marmara Araştırma Merkezi, Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü, Gebze-Kocaeli, orcid.org/0000-0003-4388-7951

^bIstanbul Teknik Üniversitesi, Jeofizik Anabilim Dalı, Maslak-İstanbul, orcid.org/0000-0001-8448-8741

^cBoğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi, Deprem Araştırma Enstitüsü Jeodezi Anabilim Dalı Çengelköy-İstanbul, orcid.org/0000-0001-5094-6599

^dSaudi Aramco, EXPEC İleri Araştırma Merkezi, Dhahran 31311, Suudi Arabistan; orcid.org/0000-0001-5639-6831

^eSakarya Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Sakarya. orcid.org/0000-0001-6739-1702

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler:

Marmara Denizi, morfoloji, deniz taraçaları, deniz seviyesinde değişimleri, eski-lagün.

ÖZ

Yarı kapalı Marmara Denizi, Ege Denizi (Kuzeydoğu Akdeniz) ve Karadeniz arasındaki bir geçiş denizidir. Marmara Denizi, sırasıyla İstanbul Boğazı (Bosporus) ve Çanakkale Boğazı (Dardanelles) ile Karadeniz ve Ege Denizlerine bağlantılıdır. Denizler arasındaki, Geç Pleistosen-Holosen dönemi bağlantıları pek çok bilim adamı tarafından araştırılmasına rağmen, bağlantıların doğası ve zamanlaması konusunda hala belirsizlikler süregelmektedir. Bu çalışma kapsamında, Karadeniz, Marmara Denizi ve Ege Denizi arasındaki Buzul Sonrası dönemde meydana gelen bağlantılar için yeni bir yaklaşım sergilenmektedir.

Bu çalışma, Marmara Denizi'nin kuzeydoğu şelfinde (Silivri ile Haliç arasında) toplanan 80 adet sığ sismik yansıma profiline, çok ışınlı batimetrik verilerine ve 15 adet kısa ağırlıklı karot verilerine dayanmaktadır. Büyükçekmece / Küçükçekmece lagünlerinin Marmara Denizi ile bağlantı ve daha doğuda Marmara-İstanbul Boğazı etkileşim alanlarında, deniz tabanı ve akustik taban morfolojileri, çok karmaşık bir yapıya sahiptirler. Bu karmaşık deniz tabanı ve akustik taban morfolojileri, temel olarak havzanın yapısı, şelfin mevcut hidrografik rejimi, kıyı drenaj sistemleri, deniz/göl su seviyesi değişiklikleri (iklimin kontrol ettiği) ve boğazların derinlikleri tarafından kontrol edilmektedir. Aynı zamanda, tüm bu faktörlerin denizler arasındaki su alışverişini kontrol eden önemli faktörler olduğu düşünülmektedir.

Sismik yansıma profillerinin ve ağırlıklı karot verilerinin sedimantolojik olarak incelenmesi sonucunda, akustik taban üzerinde, beş farklı stratigrafik birimin (S1-S5) ve dört farklı sedimanter katmanın (A-D) ayırt edilmiştir. Akustik taban üzerinde yer alan alt stratigrafik birimler ve sedimanter tabakalar, karmaşık, paralel ve yüksek genlikli sismik yansımalarla ayırt edilmiştir. Akustik tabana ait tabakaların deniz yönüne doğru dalma göstermesi, karada yaygın olarak görülen Oligosen-Üst Miyosen birimlerinin deniz tabanında da devam etmekte olduğunun bir kanıtıdır. Marmara Denizi'nin kuzeydoğu şelfinde yer alan akustik taban yüzeyinde ayırt edilen üç farklı deniz taraçası (T1-T3) buzul sonrası dönemdeki küresel deniz seviyesi değişimlerine ait altı farklı eğri ile ilişkilendirilmiştir. İstatistiksel açıdan, en belirgin taraçaların -78 m ila -80 m (T1), -58 m ila -62 m (T2) ve -28 m ila -32 m (T3) arasında yer aldığı saptanmıştır. Küresel deniz seviyesi eğrileri göz önüne alındığında, bu taraçaların yaşları sırasıyla, 9.25, 12.25 ve 13.75 Cal kyr BP olarak tarihlendirilmiştir.

Geliş Tarihi: 09.10.2017

Kabul Tarihi: 27.02.2018

* Başvurulacak yazar: Vedat EDİGER, vedat.ediger@tubitak.gov.tr

<http://dx.doi.org/10.19111/bulletinofmre.401208>

MTA Dergisi hem İngilizce hem Türkçe olarak yayımlanmakta olup makalelere yapılacak atıfların İngilizce baskısına yapılması gerekmektedir.

Keywords:

Marmara Sea, morphology, marine terraces, sea-level changes, paleo-lagoon.

ABSTRACT

Semi enclosed Marmara Sea is a passage between the Aegean Sea (Northeastern Mediterranean Sea) and the Black Sea. The Marmara Sea is connected to the Black Sea and Aegean Sea through the İstanbul Strait (Bosphorus) and Çanakkale Strait (Dardanelles), respectively. Despite the fact that the late Pleistocene-Holocene connections between the seas have been explored by many scientists, there are still uncertainties about the nature and timing of the connections. Within the scope of this study, a new approach has been displayed for post-glacial connections between the Black Sea, Marmara Sea and Aegean Sea.

This study is based on 80 shallow seismic reflection lines, multibeam bathymetric data and 15 short gravity cores collected from the northeastern shelf of the Marmara Sea (between Silivri and Golden Horn). The sea bottom and sub-bottom morphology have a highly chaotic structure at the exit of the Büyükçekmece/Küçükçekmece lagoons and further east near the Marmara- İstanbul Strait junction. This chaotic bottom and sub-bottom surface morphologies are mainly controlled by the structure of the basin, current regime of the shelf, coastal drainage systems and by the sea/lake water level changes controlled by climate and the sill depths of the two straits, which in turn determined the water exchange between the seas.

The sedimentological interpretation of the seismic reflection profiles and core sediments have allowed us to distinguish five stratigraphic units (S1-S5) and four sedimentary layers (A-D) over the acoustic basement. The lower stratigraphic unit and sedimentary layer are separated from the overlying acoustic basement by a chaotic to parallel and by a high amplitude seismic reflector. Seaward dipping units of the acoustic basement are inferred to be the seaward continuation of the Oligocene–Upper Miocene units widely exposed on land. The presence of three different marine terraces distinguished (T1-T3) along the northeastern shelf of the Marmara Sea have been associated with the six different curves of the post-glacial sea-level changes. From statistical point of view, the most significant terraces occur from -78 m to -80 m (T1), -58 m to -62 m (T2) and -28 m to -32 m at (T3). Considering the global sea level curves, these terraces can be dated 9.25, 12.25 and 13.75 Cal kyr BP, respectively.

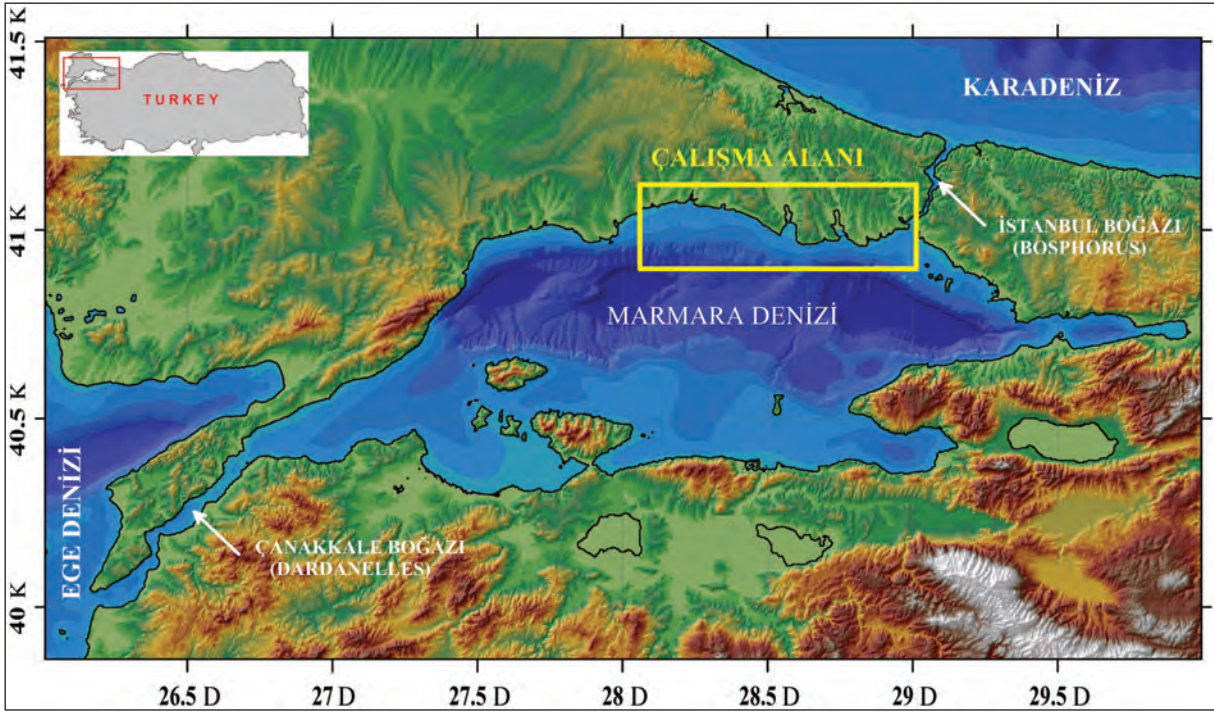
1. Giriş

Marmara Denizi, sırasıyla İstanbul Boğazı ve Çanakkale Boğazı ile Karadeniz ve Akdeniz'e bağlanan yaklaşık 11.350 km²'lik bir yüzey alanına sahip bir iç denizdir (Şekil 1). İstanbul Boğazı, yaklaşık 30 km uzunluğunda, 0,7 - 3,7 km genişliğinde olup su derinliği 36 ila 124 m arasında değişmektedir. Çanakkale Boğazı ortalama 61 km uzunluğunda ve 1 - 6 km genişliğinde olup ortalama su derinliği 55 m civarındadır (Beşiktepe vd., 1994; Polat ve Tuğrul, 1996).

Marmara Denizi ve boğazlar sistemi, Karadeniz ve Akdeniz arasındaki oşinografik koşulları ve deniz seviyesi farklılıklarını kontrol eder ve düzenler. Şu anda Karadeniz su seviyesi, Avrupa ve Asya kaynaklı nehirlerin yüksek miktarlarda su boşalması nedeniyle Marmara Denizi'nden yaklaşık 30 cm yüksektir ve bu yükseklikten dolayı İstanbul Boğazı'ndan Marmara Denizi'ne doğru net 300 km³ / yıl su akışı gerçekleşmektedir (Ünlüata vd., 1990; Oğuz vd., 1990; Beşiktepe vd., 1994). Günümüzde, Çanakkale ve İstanbul Boğazlarında, su akışı iki tabakalı olarak

gerçekleşmektedir. Daha soğuk ve daha düşük bir tuzluluğa sahip olan (%17-20) Karadeniz suyu, boğazlardan güneye doğru yüzey suyu olarak akarken, sıcak ve daha yüksek tuzluluğa sahip olan (%38 - 39) Akdeniz suyu boğazlardan kuzeye doğru altsu olarak akmaktadır (Polat ve Tuğrul, 1996; Özsoy vd., 2001). Marmara Denizi'nin su kolonu, farklı sıcaklık ve tuzluluk seviyelerine sahip iki ayrı tabaka ile karakterize edilmektedir: üst tabaka (tuzluluk <25psu) ve alt tabaka (tuzluluk = 38.7psu), 20 - 25 m su derinlikleri arasında dik bir haloklin ile birbirlerinden ayrılmıştır (Beşiktepe vd., 1994). Marmara Denizi'ne sadece güneyden büyük nehirler akmakta ve basene yılda ortalama 2.2x10⁶ ton sediman taşımaktadırlar (EİE, 1993). Marmara Denizi, kuvvetli yüzey akıntısına, nispeten kuvvetli alt akıntısına (Beşiktepe vd., 1994) ve küçük gel-git aralığına sahiptir (8-10 cm) (DAMOC, 1971; Alpar ve Yüce, 1998).

Son Buzullaşmanın sonunda, Karadeniz, Marmara Denizi ve Akdeniz arasında kurulan bağlantılar, gerçekleştirilen son yayınlarda tartışılmıştır. Bu yayınlarda, denizler arasındaki bağlantıların sürelerine ve şekillerine ait farklı senaryolar üretilmiş olduğu



Şekil 1- Deniz tabanı morfolojisi (General Bathymetric Chart of the Oceans; GEBCO), kara topoğrafyası (Shuttle Radar Topography Mission; SRTM) ve çalışma alanının konumu. Sahil şeridi verileri İstanbul Büyükşehir Belediyesi'nden alınmıştır.

görülmüştür, örn., Ryan vd. (1997); Gökaşan vd. (1997); Görür vd. (2001); Aksu vd. (2002a, b ve c); Kaminski vd. (2002); Myers vd. (2003); Polonia vd. (2004); Major vd. (2006); Hiscott vd. (2002, 2007 ve 2008); Meriç ve Algan (2007); Eriş vd. (2007 ve 2008); Martin vd. (2007); McHugh vd. (2007); Çağatay vd. (2000, 2003, 2009, 2015). Myers vd. (2003), Ryan vd. (2003) tarafından önerilen İstanbul Boğazı üzerinden gelişen olası katastrofik su baskını teorisini, Türk boğazları sistemi ile Karadeniz'in ve Akdeniz'in yeniden birleştirilmesi konusundaki bazı temel soruları bir dizi basit hidrolik hesaplama yöntemi ile incelemiştir. Ayrıca, aynı hidrolik model, Karadeniz'den sürekli tatlı su çıkışını ve Akdeniz'den ise 9-8 Cal kyr BP arasında başlayan tuzlu su girişini arttıran daha geleneksel bağlantı hipotezini aydınlatmak için de kullanılmıştır (Myers vd., 2003). Alternatif bir akış yolu hipotezine göre, 10-9 Cal kyr BP arasında deniz seviyesi -40m (yani İstanbul Boğazı'nın sill derinliği) civarında olan Karadeniz suları, yükselme aşamasında olan Marmara Denizi'ne doğru eğim aşağı çağılayan gibi akması sonucunda Boğazın güney çıkışında bir delta oluşturmuştu (Hiscott vd., 2002; Aksu vd., 2002b). Bununla birlikte, bu deltanın Orta Holosen döneminde Kurbağalıdere Nehri tarafından taşınan tortullar tarafından oluşturulmuş olabileceği de iddia edilmiştir (Eriş vd., 2007).

Bu çalışmanın amacı, Marmara Denizi'nin kuzeyinde Silivri ile Haliç arasında yer alan şelfdeki Geç Kuvaterner denizaltı taraçalarını ve deniz seviyesi değişiminin bölgedeki etkilerini araştırmaktır (Şekil 1). Aynı zamanda, deniz seviyesinin yükseliminin paleo-öşinografik koşullar üzerindeki olası etkileri, sedimen kaynakları, jeokimyasal özellikler, sismik yansıma profilleri ve batimetrik verileri kullanılarak araştırılması amaçlanmaktadır.

Marmara Denizi kuzey şelfinin akustik tabanı üzerinde dört farklı kronostratigrafik sediman tabakası ve beş farklı sismik birim ayrırtedilmiştir. Yorumlanan sismik yansıma profillerinde üç ayrı taraçanın varlığı açıkça tanımlanmıştır. Akdeniz ve Marmara Denizi arasındaki en son bağlantı, deniz seviyesinin Çanakkale Boğazı'nın sığlık derinliğine ulaşmasıyla kurulmuştur. Bu ıslak dönemin sonunda, Akdeniz'deki tuzlu su Marmara Denizi tabanını istila ederek yavaş yavaş anoksik koşullar oluşmuştur (Çağatay vd., 1999, 2000). Bir sonraki sıcak dönemde deniz seviyesinin daha da yükselmesi sonucunda sular İstanbul Boğazı'nın sığlık derinliğine ulaştı ve Marmara Denizi, Karadeniz ve Ege Denizi arasındaki en yeni bağlantı kurulmuştur.

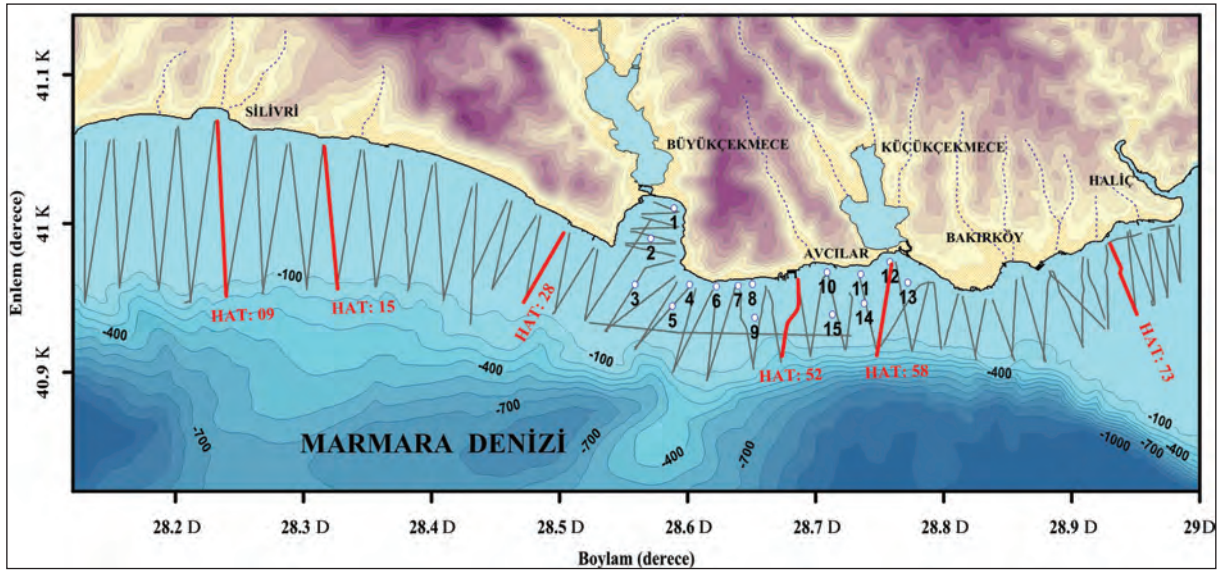
2. Materyaller ve Yöntemler

Bu çalışmada, Marmara Denizi'nin kuzeydoğu şelfinden toplanan jeofizik (sığ sismik ve batimetrik) ve sedimentolojik (ağırlıklı karot) veriler kullanılmıştır. Ekim 2007'de R/V Koca Piri Reis'in seyir esnasında 1100 km uzunluğunda toplam 94 adet sığ sismik yansıma profili elde edilmiş ve Mart 2008'de R/V Arar araştırma gemisi ile 15 adet ağırlıklı karot toplanmıştır (Şekil 2).

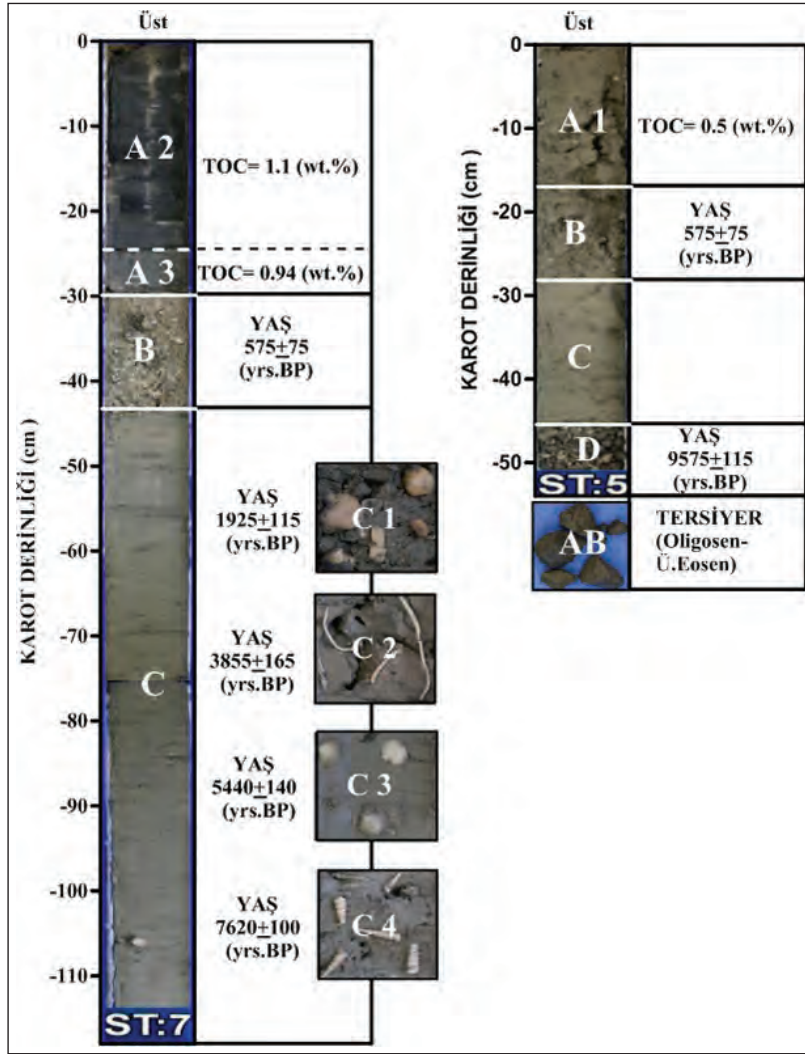
Sürekli sismik yansıma profilleri, standart bir gemi bordasına monte edilmiş (SeaBed 3010 Mp; frekans: 3-7 kHz) ve derinden çekilen Chirp (GeoChirp II Alt Alt Profiler; frekans: 1 kHz - 12 kHz) sismik yansıma profilleme sistemleri kullanılarak elde edilmiştir. 80 adet hat boyunca elde edilen sığ sismik yansıma profilleri (Şekil 2) akustik taban paleo-topoğrafyasının ve toplam sediman eş kalınlık eğrilerinin haritalanmasında kullanılmıştır. Sismik yansıma verilerindeki yansıma paternlerinin yorumlanmasında, Mitchum vd. (1977); Vail vd. (1977); Brown ve Fisher (1980); Sangree ve Widmier (1977); Badley (1985) ve Boggs (1987) tarafından tanımlanan yöntemler takip edilmiştir. Derinlik dönüşümleri, deniz suyu derinliği için 1500 m / s'lik ve Geç Kuvaterner yaşlı çökelti kalınlığı için ise 1600 m / s'lik ses hızları kullanılarak gerçekleştirilmiştir (Ediger vd., 1993; Okyar vd., 1994). Deniz çalışmaları sırasında konumların belirlenmesi amacı için Diferansiyel Küresel Konumlandırma Sistemi (DGPS) kullanılmıştır.

Marmara Denizi'nin kuzeydoğu şelfinde yer alan en belirgin taraçaları bulma ve bu taraçaların topoğrafik özellikleri saptama çalışmalarında, toplam 40 adet yorumlanmış sığ sismik yansıma profilinden 5'er metrelik sabit aralıklarla ölçülen ve toplamda 12,579 adet olan akustik taban derinlik (metre cinsinden) verilerinden yararlanılmıştır. Sismik yansıma profilleri boyunca taraça varlığının netliği ve taraçaların kapsama alanı (derinlik aralıkları) saptanırken, taraçaların her birine ait derinlik ölçüm sayılarındaki yükseklik verileri dikkate alınmıştır.

Maksimum su derinliği 76 m olan Büyükçekmece ve Küçükçekmece koyları arasında yer alan Marmara şelfinden, 15 adet standart ağırlıklı karotiyer kullanılarak farklı boylarda karotlar elde edildi (Şekil 2). Karotlar, taban sedimanlarına ait litolojinin ve tortul yapılarının saptanabilmesi amacı ile laboratuvarında açılmış ve incelenmiştir. Bu çalışmada, karotlar boyunca toplam 12 adet örnekleme, renk farklılığı, tane boyu değişkenliği, kabuk içeriği ve katmanların özellikleri (A1, A2 ve A3) dikkate alınarak gerçekleştirilmiştir (Şekil 3). Öncelikle numuneler kurutulmuş ve jeokimyasal analizler için toz haline getirilmiştir. TOC analizi için yaklaşık 80 mg kurutulmuş havanlanmış numune, TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi, Çevre ve Petrol Jeokimya Laboratuvarı'nda Rock-Eval 6 Piroziz cihazı kullanılarak gerçekleştirilmiştir (Şekil 3).



Şekil 2- Genel batimetri (100 m aralıklarla) (General Bathymetric Chart of the Oceans; GEBCO), kıyı topoğrafyası (20 m aralıklarla) (Shuttle Radar Topoğrafya Misyonu; SRTM), kıyı drenaj sistemi, sığ sismik hatları ve kuzeydoğu Marmara şelfinden alınan sediman karotlarına ait noktalar gösterilmektedir. Koyu kırmızı çizgiler sığ-sismik kesitlerinin hatlarını, koyu beyaz noktalar karot noktalarını göstermektedir.



Şekil 3- 15 ağırlıklı karotun (Nokta 1-15) incelenmesi ile ayırt edilen birimleri ve alt birimleri gösteren geliştirilmiş sütun kesiti. A (alt birimler: A1-A3), B, C (alt birimler: C1-C4) ve D birimleri Geç Kuvaterner çökel birimleridir. AB kayalık akustik tabanı göstermektedir. A1-A3'e ait toplam organik karbon değerleri (TOC). B, C (alt üniteler: C1-C4) ve D birimlerine yaş değerleri şekilde verilmiştir.

Karotların tamamını temsil edebilecek beş adet yumuşakça kabuğu ve bir adet *Lithothamnium* tanesi örneklenmiş ve bu örneklerden ^{14}C analizi (Radyokarbonanalizi) ile yaş tayinleri gerçekleştirilerek sediman kronolojisi oluşturulmuştur (Şekil 3; Birim B). Radyokarbon analizi, MA Woods Hole'daki NOSAMS Facility'de gerçekleştirilmiştir. Tortulların yaş değişkenliği hem kalibre edilmiş (Keven, 2002) hem de radyokarbon yıllarını BP (günümüzden önce) olarak hesaplanmıştır (Şekil 3). Son olarak, elde edilen kalibreli yaş değerleri takvim yıllarına çevrilmiştir. CALIB, numunenin gerçek yaşının olasılık dağılımını hesaplayarak radyokarbon yaşından takvim yıllarına dönüşümünü (kalibre edilmiş) gerçekleştirmek kullanılmıştır (Stuiver ve Reimer, 1993).

Dört (pelesipod, gastropod ve *Lithothamnium*) farklı numune önce temizlenmiş ve daha sonra toz haline getirilerek oksijen izotop değerleri ($\delta^{18}\text{O}$) analiz edilmiştir. Oksijen izotop analizi, TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi, Çevre ve Petrol Jeokimya Laboratuvarı'nda EA-GC / IRMS (Micromass UK) kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Aletin kalibrasyonunda IAEA standartları kullanılmıştır. Gözenek suları, radyokarbon tarihlendirme analizleri için elde edilen numunelerin (pelesipod ve, gastropod ve *Lithothamnium*) örnekleme derinlikleri ile aynı derinliklerden elde edilmiştir. Gözenek suyu tuzluluğu, tuz ölçer (WTW, ph / Cond 340i) kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

3. Sonuçlar ve Yorumlar

3.1. Deniz Tabanı Topoğrafyası ve Derinlik Analizi

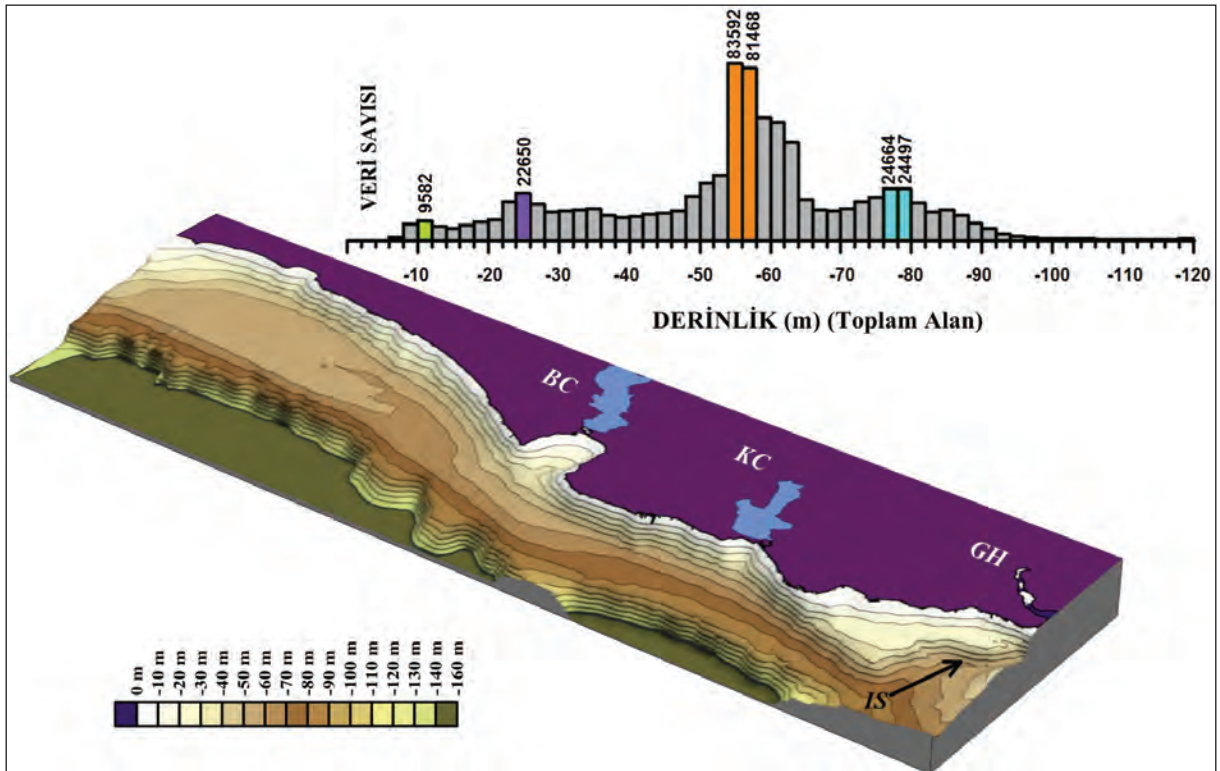
Çalışılan şelf alanı, batıdan doğu yönüne doğru daralmakta ve derinleşmektedir (Şekil 4). Şelf boyunca deniz tabanı topoğrafyasının en belirgin dört farklı derinlik aralığı (-10m ve -12m, -24m ve -26m, -54 ve -58m ve -76m ve -80m arası) şekil 4'te gösterilen derinlik değerlerinin dağılımını gösteren çubuk grafikleri kullanılarak saptanmıştır. Şelf boyunca en yüksek sayıya sahip derinlik aralığının -54m ile -58m arasında olduğu açıkça görülmüştür. Morfolojik karakteristiklerin batıdan doğuya doğru muhtemelen taban yapısal özelliklerine, KAF'a olan uzaklığa, kıyı morfolojisine, taban akıntı sistemine ve kıyı sedimanter süreçlerine bağlı olarak değişmekte olduğu düşünülmektedir.

3.2. Sismik Stratigrafi ve Sediman Kalınlığı

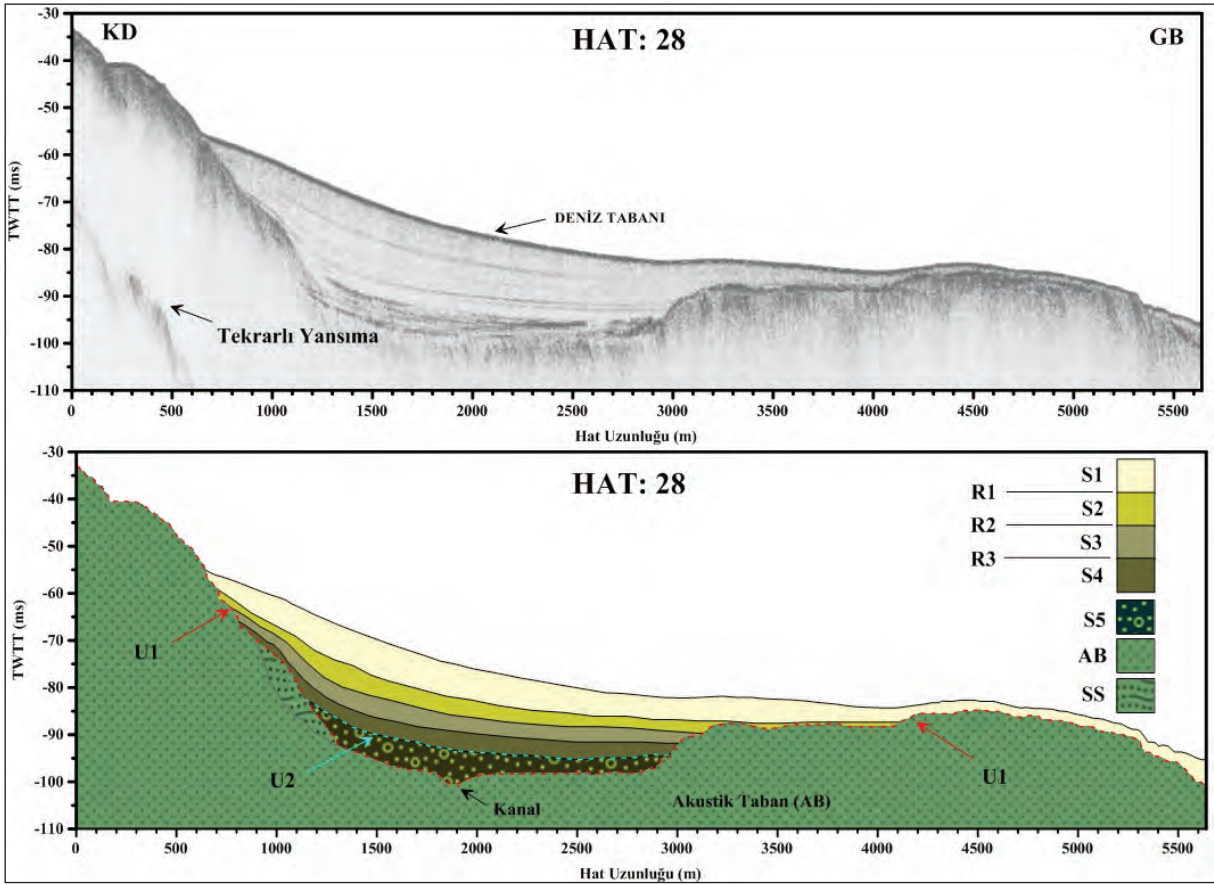
Sığ sismik yansımalarla temelde sismik stratigrafik ilkelere göre yorumlandığında, akustik taban (AB) üzerinde bulunan beş sedimanter sismik biriminin (S1-S5), birimleri birbirinden ayıran üç farklı

sınır reflektör yüzeyinin (R1-R3) ve iki uyumsuzluk yüzeyinin (U1 ve U2) varlığı belirlenmiştir (Şekil 2 ve 5).

Sedimanter birimlerin (S1-S5) altında bulunan akustik tabanın tabakalı yapısı güneydoğuya doğru eğilimlidir ve güçlü/düzensiz yansımaları yüzey yapısına sahiptir (Şekil 5). Bu akustik tabanın üst yüzeyi (Şekil 5 ve 6), Son Buzul Maksimum (LGM) periyodunda oluşan bir aşınım uyumsuzluk yüzeyidir (U1). En eski sismik birim (S5; Katman-D), uyumsuzluk yüzeyi U1'in üzerinde bulunan paleo-çöküntüleri ve kanalları doldurur (Şekil 3, 5 ve 6). Güçlü ve karmaşık yansımaları karakteri gösteren S5 birimi, genellikle karmaşık iç yansımaları özellikleriyle temsil edilir ve AB'nin üzerinde nispeten kaba taneli çökellerin gösterdiği iç yansımaları özelliklerine sahiptir. Çakıllı ve iyi yuvarlanmış tortullar (Birim-S5) Son Buzul döneminde yüksek enerjili koşulların kazıma ve yıkama işlemleri altında (çekilme) birikmiş olabilir. Birim S5'in üstünde bir başka belirgin uyumsuzluk yüzeyi U2 yer almaktadır. Bu uyumsuzluk kısmen erozyona uğramış ve buzul sonrası deniz yağışlı döneminde oluşmuştur. Birim S4'ün altında ve Birim S5'in üstünde yer alan ve iyi



Şekil 4- Yaklaşık 178.000 adet su derinliği verisi kullanılarak elde edilen frekans dağılımını gösterir çubuk grafiği ile toplam derinliklere ait gerçekleştirilen yaygınlık analizi. Yatay eksen, ölçülen derinlikleri dikey eksen ise çubuğun temsil ettiği aralığa (2m) düşen, derinlik ölçüm sayısı. İstatistiksel açıdan en belirgin derinlik aralıkları -10 m ile -12 m, -24 m ile -26 m, -54 ile -58 m ve -76 ile -80 m dir. BC: Büyükçekmece, KC: Küçükçekmece, GH: Haliç ve B: İstanbul Boğazı.



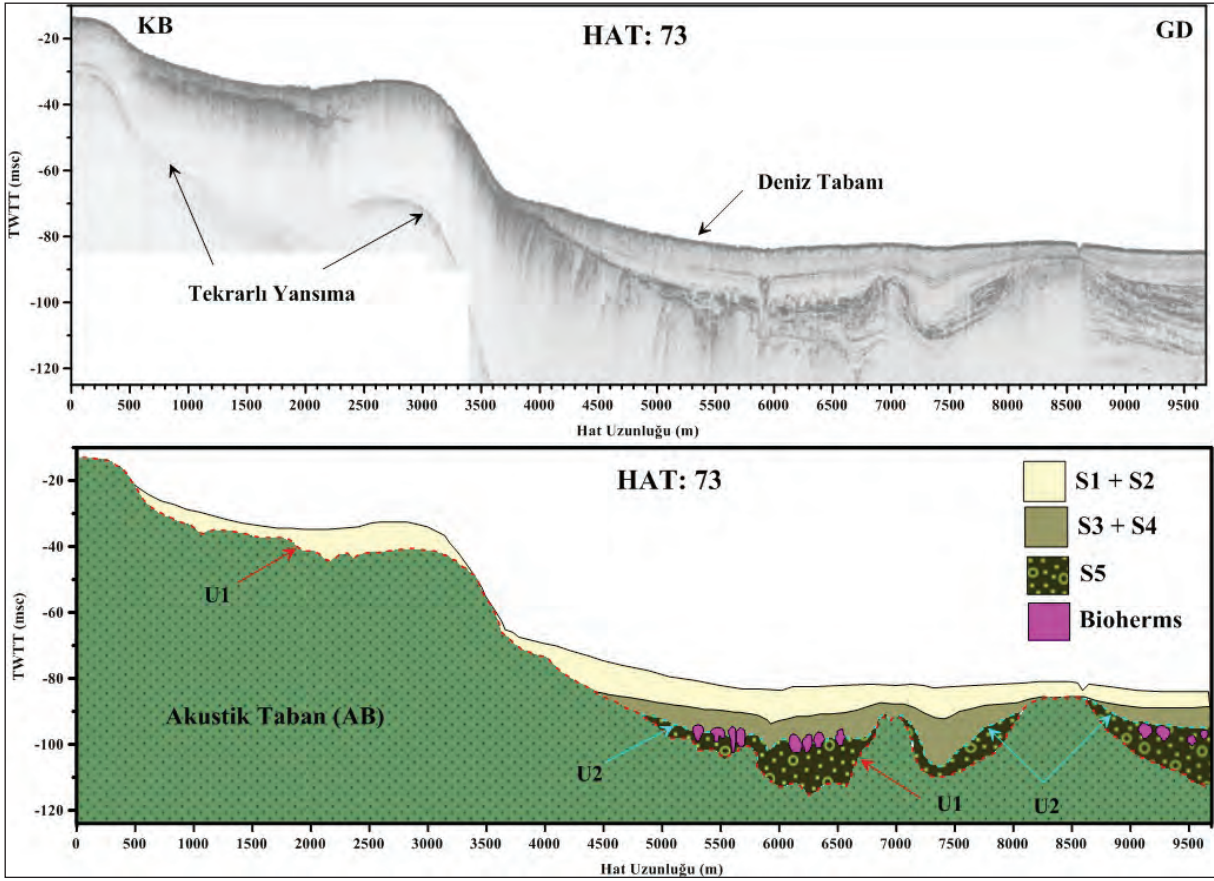
Şekil 5- Yüksek çözünürlüklü Hat-28 sismik kesiti (üstte). Hat 28'e ait sismik stratigrafi ve (alttaki) yorum. Hat-28 in yeri şekil 2'de verilmiştir. S1, S2, S3, S4 ve S5 ana sedimenter birimlerdir; SS: bir çeşit kayma ve akma depolanmasıdır, AB: Akustik taban; R1, R2 ve R3 ana transgresif depolanma ve U1 ve U2 erozyon yüzeyleridir.

gelişmiş Biyoherm'ler, transgresif birimler olan S4 ve S3 ile örtülmüştür (Hiscott vd., 2007; Çağatay vd., 2009; Eriş vd., 2011) (Şekil 6).

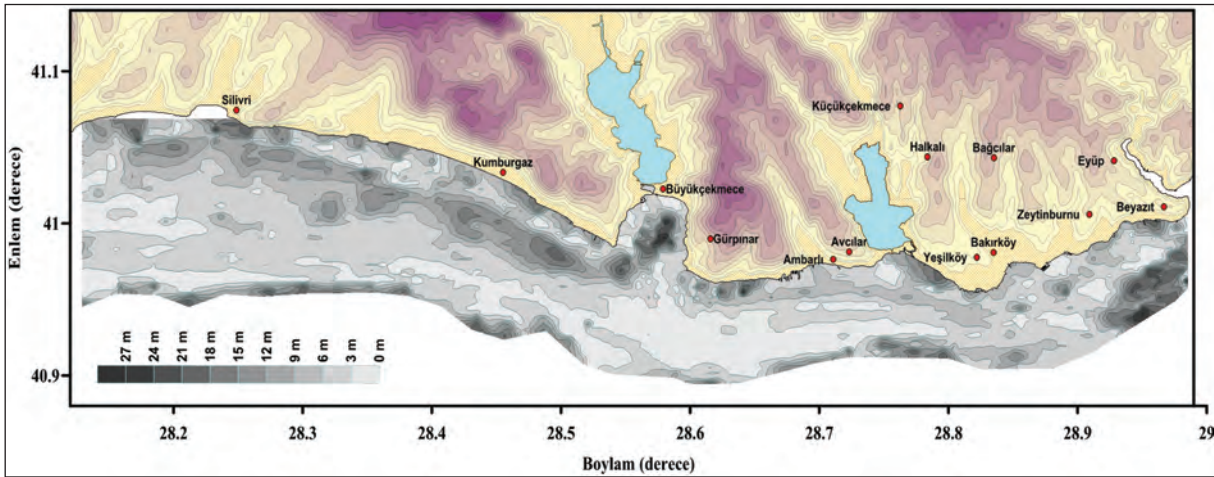
Uyumsuzluk yüzeyleri (U1 ve U2) üstündeki çamur hakim ve zayıf katmanlı S4, S3, S2 ve S1 üniteleri zayıf yansımalar ve akustik olarak şeffah iç yapı özelliklerine sahiptir. Dahası, bu üniteler sırasıyla birbirinden uyumlu R3, R2 ve R1 yansımalar yüzeyleri ile bir birlerinden ayrılmaktadır (Şekil 5). S3, S2 ve S1 Birimleri, doğu şelfinde yer alan depresyonlarda ve kıyıl alanlarda oldukça kalındır. Ancak bu birimler, kıyıya yakın ve şelfin güney tarafında önemli ölçüde incelmektedir.

Sığ sismik yansımalar hatları boyunca toplam kalınlıklarının hesaplanıp haritalandırıldığı uyumsuzluk yüzeyinin (U1) üzerinde yer alan sedimenter birimler (Şekil 3 ve 5), 9575 ± 115 Cal yr BP'den daha genç Holosen yaşlı tortullar olarak tanımlanmaktadır. Şekil 7'de yer alan harita, akustik taban üzerindeki Holosen çökellerinin toplam kalınlık

dağılımlarını göstermektedir. Sediman örtüsünün kalınlık dağılımları, sediman kaynakları, sedimenter süreçler ve altta yer alan erozyon yüzeyinin topografyası tarafından kuvvetle kontrol edilmektedir. Kalın sediman çökeltme alanları, genellikle sahil kenarında, şelf kenarında ve İstanbul Boğazı - Marmara Denizi etkileşim alanlarında akustik taban üzerinde yer almaktadır (Şekil 7). Bölgenin doğu ve orta bölümünde yer alan depresyonlarda 10 ila 15 m kalınlığında sedimenter çökeltin olduğu gözlenmiştir. 15-30 m kalınlığa ulaşan ve bölgedeki en kalın çökeller, Büyükçekmece Körfezi'nin batı kesiminde ve orta şelfte gözlenen çöküntü alanında yer almaktadır (Şekil 7). Sediman örtüsünün kalınlığı, şelfin orta kesimlerinde oldukça incedir (Şekil 7). Yüksek çözünürlüklü sismik yansımalar profilleri, 5 m'den daha az kalınlığa sahip Holosen çökellerinin, çalışma alanı büyük kesiminde yaygın olduğunu göstermiştir. Taban akıntılarının olası etkisi sebebiyle, sediman kalınlığının 2 m'den daha az değerlere düştüğü bazı bölgeler de bulunmaktadır (Şekil 7).



Şekil 6- Hat-73'e ait yüksek çözünürlüklü sismik kesit (üstte) ve bu hatta ait yorumlanmış kesit (altta). Hat-73'e ait güzergah şekil 2'de verilmiştir. S1, S2, S3, S4 ve S5 temel sediman birimleridir.

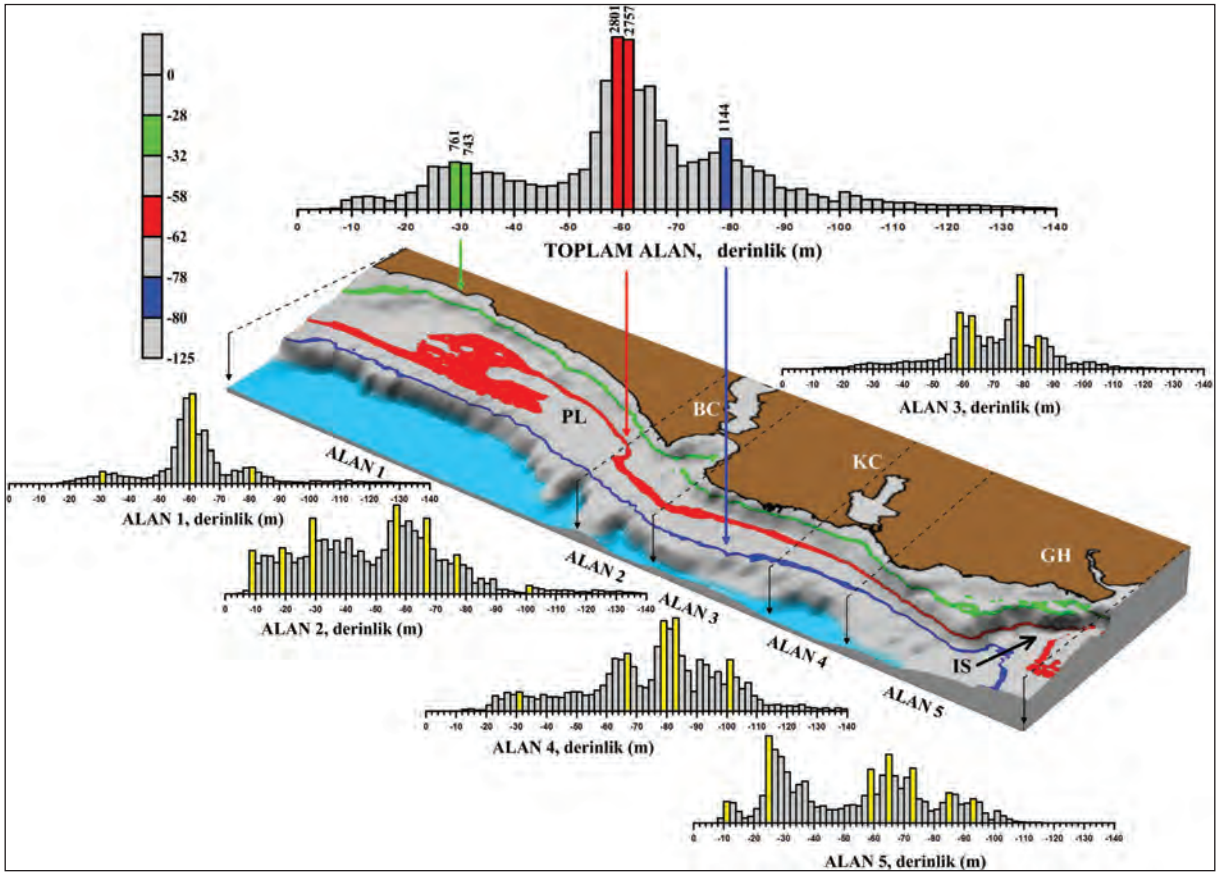


Şekil 7- Kıyusal topoğrafya ve KD Marmara şelfide depolanmış Geç Kuvaterner yaşlı toplam sediman kalınlık dağılım haritası.

3.3. Akustik Taban Topoğrafyası ve Taraçaları

Akustik tabanın morfolojik analizi için, çalışma alanından toplanan sığ sismik yansıma hatlarından (80 hat) sadece kıyıya dik konumda ve birbirlerine

paralel olanlar (40 adet) seçilmiştir. Muhtemelen Kuzey Anadolu Fayı (KAF) tarafından kontrol edilen şelfin akustik taban yüzey morfolojisinin, batıdan doğu yönüne doğru daralmakta ve aynı zamanda derinleşmekte olduğu gözlenmiştir (Şekil 8).



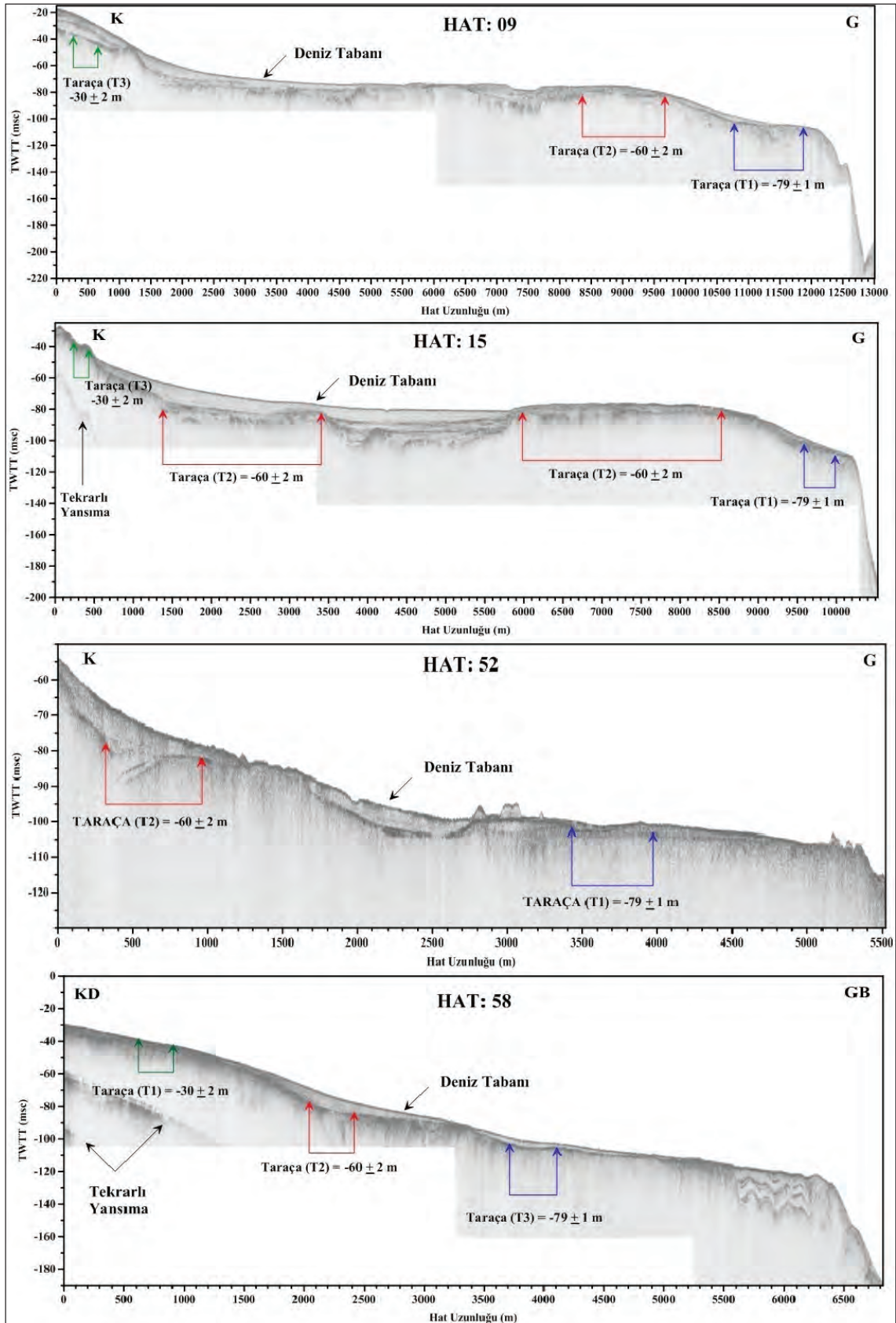
Şekil 8- Yaklaşık 12.579 adet akustik taban derinliği verisi kullanılarak elde edilen frekans dağılımını gösterir çubuk grafiği ile toplam derinliklere ait gerçekleştirilen yaygınlık analizi.

Yatay eksen, ölçülen akustik taban derinlikleri, dikey eksen ise çubuğun temsil ettiği aralığa (2m) düşen derinlik ölçüm sayısı. İstatistiksel açıdan en belirgin Teras derinlik aralıkları, T1 (-78 m ila -80 m), T2 (-58 m ila -62 m) ve T3' de ise (-28 ila -32 m) dir. Akustik taban derinliklerine ait beş farklı alan için (Alan 1-5) elde edilen çubuk grafikleri ile derinlik prevalansı analizleri de bu şekilde verilmiştir. BC: Büyüçekmece, KC: Küçükçekmece, GH: Haliç, IS: İstanbul Boğazı ve PL: Paleo-Lagün.

Ölçülen derinliklerin frekans dağılımı, 2 m genişliğinde derinlik bölmelerini temsil eden çubuklar halinde çizilmiştir (Şekil 8). Derinlik frekans histogramı, şelfin akustik taban yüzeyinde 5 farklı modun olduğunu göstermiş ve buda 3 farklı taraçanın varlığını işaret etmiştir. Akustik taban yüzeyinde yer alan en belirgin taraça derinliklerinin “-78 ve -80 m” (-79 ± 1 m; mavi alan), “-58 ve -62 m” (-60 ± 2 m; Kırmızı alan) ve “-28 ve -32 m” (-30 ± 2 m; yeşil alan) aralıklarında olduğu saptanmıştır (Şekil 8). -58 ve -62 m arası derinliklerde tespit edilen T2 taraçası, doğu ve orta şelfteki en geniş ve en özel alanı temsil etmektedir (Şekil 8). Bu taraçaların sismik yansımaları üzerindeki varlığı (ve histogramda) sırasıyla T1 (mavi), T2 (kırmızı) ve T3 (yeşil) olarak farklı renklerle tanımlanmaktadır (Şekil 8 ve 9).

Akustik tabanın morfolojik özelliklerini detaylı olarak incelemek için çalışma alanı beş farklı

sektöre (A1-A5) ayrılmış ve bu sektörlere karşılık gelen derinlik değerlerinin çubuk grafikleri tek tek hazırlanmış ve incelenmiştir (Şekil 8). Her sektörün morfolojik özelliklerinin, bölgenin yapısal özellikleri, KAF'a olan uzaklığı, kıyı morfolojisi, mevcut sistem ve kıyı sedimanter süreçleri tarafından kontrol edildiği ve bundan dolayı birbirlerinden oldukça farklılıklar gösterdiği saptanmıştır. Önceki çalışmalarda, -85 m'de (McHugh vd. 2008, Çağatay vd. 2009, 2003; Polonia vd. 2004, Eriş vd., 2007), -80 m'de (Kuprin vd., 1974; Shimkus vd., 1980; Dimitrov, 1982; Ballard vd., 2000) ve -65 m'de (Çağatay vd. 2009, 2003; Newman, 2003; Polonia vd. 2004, Eriş vd., 2007, 2008; McHugh vd., 2008) taraçaların bulunduğu değinilmiştir. Bu taraça derinliklerindeki farklılıkların başlıca nedeni olarak, analiz edilen sismik yansımalarının farklı yükselme ve çökme hızlarına sahip olan alanlara ait olmasından kaynaklanabileceği düşünülmektedir.



Şekil 9- Yüksek çözünürlüklü sığ sismik kesitler (Hat 15, 52 ve 58) ve terasların bu kesitler üzerindeki yerleri. Hat çizgisi şekil 2'de verilmektedir.

3.4. Litostratigrafi, Kronostratigrafi ve Jeokimya

Akustik taban (AB) üzerinde dört farklı kronostratigrafik sediman tabakası (A, B, C ve D) ayrılmıştır (Şekil 3). A tabakası, en genç aynı zamanda üst tortul tabakayı (575 ± 75 Cal yr BP'den genç) temsil eder ve deniz ortamı güncel depolanma özelliklerine sahiptir (Şekil 3). Bu tabaka, renk farklılıkları ve TOC (Toplam Organik Karbon) içerikleri açısından üç farklı alt katmana (A1, A2 ve A3) ayrılmıştır (Şekil 3). Koyu zeytin yeşili ve kahverengimsi renkli homojen çamur tabakaları (A1) karotlar boyunca en fazla 12 cm kalınlığa (St-5, St-9, St-11, St-13, St-14 ve St-15; Şekil 2) ve en düşük TOC içeriğine (ağırlık; % 0.5; Şekil 3) sahiptir. Bu sedimanlar, şelfin kıyı alanları boyunca görülen heyelanlardan kaynaklanmış çökeller olmalıdır (Ergintav vd., 2011). St-1, St-2, St-7, St-8, St-10 ve St-10 nolu karotların üst kısımlarında ve A1 katmanının altında görülen koyu gri ile siyah renkli tortullar, A2 katmanı olarak adlandırılmıştır (Şekil 2 ve 3). Bu çökeller (A2), homojen ince tabakalı bir iç yapıya (en fazla 15 cm kalınlık) ve kısmen yüksek TOC içeriğine (% 1.1 ağırlık) sahiptirler (Şekil 3). St-7, St-8, St-10 ve St-12 karotlarında A2 katmanının altında yer alan katman A3 olarak adlandırılmıştır, A3 nispeten daha düşük TOC değerine (0.94 ağırlık%; Şekil 3) sahip ve gri ince tabakalanmış çamurlu bir çökel yapısına sahiptir.

St-6, St-7 ve St-8 karotlarında gözlenen B tabakası, düzensiz üst ve alt yüzeylere sahiptir. B tabakası, koyu yeşil çamur matris içerisinde yüksek miktarda kısmen aşınmış *Lithothamnium* taneleri, karbonatla kaplanmış terrigenik ve biyojenik taneleri ve karbonat nodülleri ihtiva etmektedir. B tabakası 575 ± 75 Cal yr BP olarak tarihlendirilmiştir (Şekil 3). Karotlarda bu türden tortu karışımları (B) yaklaşık 22 cm kalınlığa kadar ulaşmaktadır. *Lithothamnium*'a, kumluk/kayalık sığ su tabanlarında sıkça rastlandığı önceki çalışmalarda raporlanmıştır (Milliman vd., 1972; Campbell, 1982; Alavi vd., 1989). Hem sıcak hem de soğuk deniz koşulları, koralin alklerin büyümesi için uygun çevresel koşulları sağlamasına rağmen Ergin vd. (1991), bu organizmaların çoğunun tropik ve subtropikal bölgelerdeki sıcak ve tuzlu sularda yaşadığı belirtilmiştir.

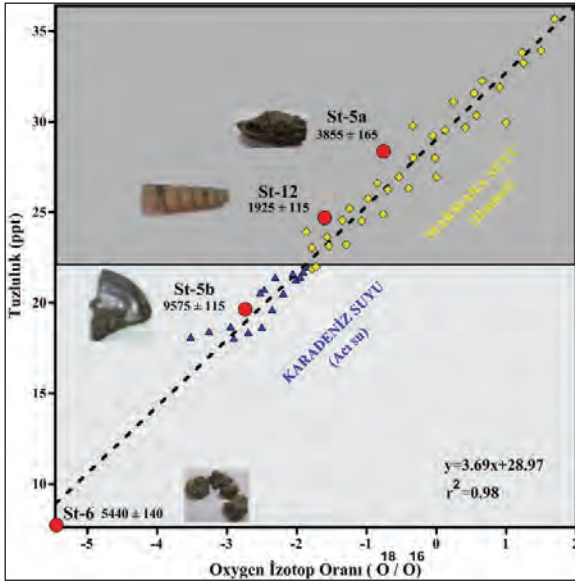
Karotlar boyunca 130 cm kalınlığa kadar ulaştığı gözlenen Tabaka-C, zeytin grisi renkli ve bol mika pulları ihtiva eden siltce zengin bu tabaka, aynı zamanda iyi tabakalanmış ve bazı mikro boyutlu silt lenslerini içeren iç yapıya sahiptir. Tabaka-C, dört farklı katmanlara ayrılmıştır. C1, C2, C3 ve C4

katmanları sırasıyla 1925 ± 115 , 3855 ± 165 , 5440 ± 140 ve 7620 ± 100 Cal yıl BP olarak tarihlendirilmiştir (Şekil 3). Silt ihtiva eden çamurlu matrisin farklı derinliklerinde pelesipodlar (C1 ve C3), gastropodlar (C4) ve solucan tüplerinin (C2) varlığı gözlenmiştir (Şekil 3).

Hat-44'e ait sismik yansıma profili üzerindeki St-5 karotunun konumu, şekil 2'de verilmiştir. Bu karotun konumu, akustik taban üzerinde (AB; Oligosen-U. Eosen) yer alan en yaşlı Holosen çökellerini (Tabaka-D) örneklemek amacı ile seçilmiştir. Yıkılmış yuvarlanmış çakıl boyutlu terrigenik ve biyojenik tanelerden oluşan ve St-3 ve St-5 karotlarının sonunda ayırt edilen Tabaka-D, akustik taban (AB) erozyon yüzeyinin (U1) üzerine çökelmiş ve 9575 ± 115 Cal yr BP olarak tarihlenmiştir (Şekil 2 ve 3). İzmit Körfezi'nde (Doğu Marmara Denizi'nde) aynı türden tortulların mevcudiyeti ve çökelleme şekilleri, Polonia vd. (2004) tarafından tartışılmıştır.

Marmara Denizi'nin kuzeydoğu şelfinde sedimanların çökelleme hızlarının $0,02$ m / kyr ile $0,34$ m / kyr arasında değişiklik gösterdiği hesaplanmıştır. Yüksek çökelleme hızı, kıyı nehirlerinden (sel zamanlarındaki aşırı askı yükü) gelen suyun Marmara Denizi'ne girdiği alanlarda hızlıca topaklanması ve yakın çevresine Holosen dönemde depolanması olarak yorumlanmıştır.

Rank vd. (1999)'nin yöntemi kapsamında çizilen oksijen izotop oranı ve tuzluluk diyagramı üzerine bu çalışmada toplanan karotlardan elde edilen pelesipod, gastropod ve *Lithothamnium* örneklerine ait oksijen izotopu ve gözenek suyu tuzluluk değerleri yerleştirilmiştir (Şekil 10). Oksijen izotopu-tuzluluk çizgisine yakın konumda olan gözenek suyu verilerine ait iki nokta Marmara Denizi sektörünü diğer iki nokta ise Karadeniz sektörünü temsil edecek şekilde konumlanmışlardır. Bununla birlikte, zamanla tuzluluğun kademeli olarak artması nedeniyle, bivalve, gastropod ve *Lithothamnium* yaşlarıyla tamamen uyumlu değildir. Bu tutarsızlık, bivalve, gastropod ve *Lithothamnium*'un büyüme oranı, boyutu ve yaşı gibi "yaşamsal" etkilere bağlı olarak değişebilen oksijen izotop kompozisyonundaki farklılaşmalardan kaynaklanmış olabilir (Wefer ve Berger, 1981). Bu çelişkiye rağmen, bivalve, gastropod ve *Lithothamnium* verileri, Marmara Denizi'ndeki tuzlu su koşullarından günümüz deniz koşullarına geçişin 5400 ila 3800 Cal yr BP arasında gerçekleştiğini göstermiştir.

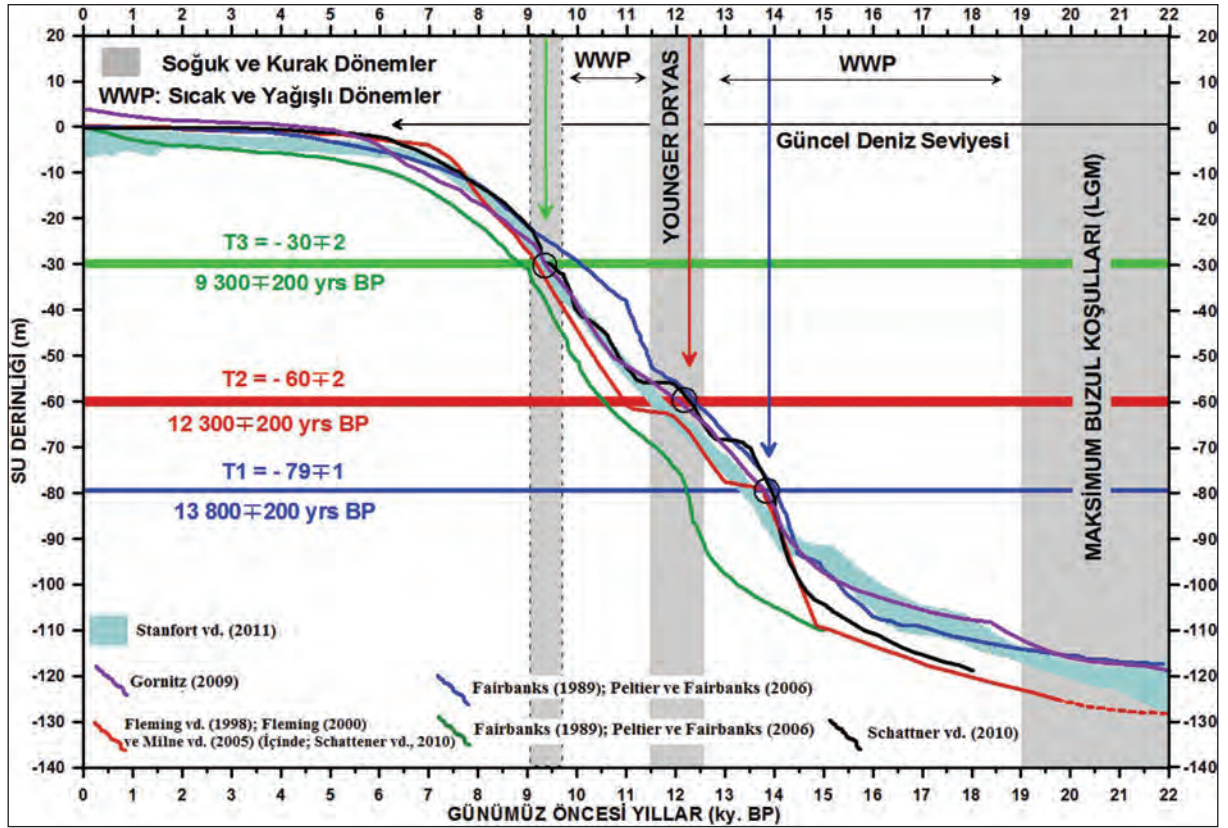


Şekil 10- Marmara Denizi ve Karadeniz'de tuzluluk (‰) ve Oksijen İzotop Oranı (180 / 160) arasındaki ilişki (Rank vd., 1999'dan uyarlanmış) karot boyunca hesaplanmış ve grafiklendirilmiştir.

4. Tartışma

Bu bölümde, taraçaların yaşları (T1, T2, T3) ve Akdeniz, Marmara Denizi ve Karadeniz arasındaki su etkileşimi, yüksek çözünürlüklü sığ sismik yansıma profillerine, sediman karotlarına ve buzul çağı sonrasındaki deniz seviyesi değişim eğrilerine dayandırılarak tartışılmıştır (Şekil 3, 8 ve 11).

Çanakkale ve İstanbul Boğazlarındaki taban kayaların minimum eşik derinliklerinin Ege Denizi, Marmara Denizi ve Karadeniz arasındaki bağlantıları kontrol ettiği genel olarak kabul edilmektedir (Eriş vd., 2008; Çağatay vd., 2009; Gökaşan vd., 2010). Önceki araştırmalar, Çanakkale (Yaltrak vd., 2002) ile İstanbul Boğazları ve Marmara Denizi şelf alanlarının LGM boyunca akarsu erozyonuna maruz kaldıklarını ve böylece boğazların derinliklerinin düştüğünü ortaya koymuştur (Eriş vd., 2007, 2008; McHugh vd. 2007; Çağatay vd., 2009; Gökaşan vd., 2010). Ege Denizi, Marmara Denizi ve Karadeniz'deki deniz seviyesindeki dalgalanmalar, küresel iklim ve deniz seviyesi değişimi, drenaj havzalarının büyüklüğü



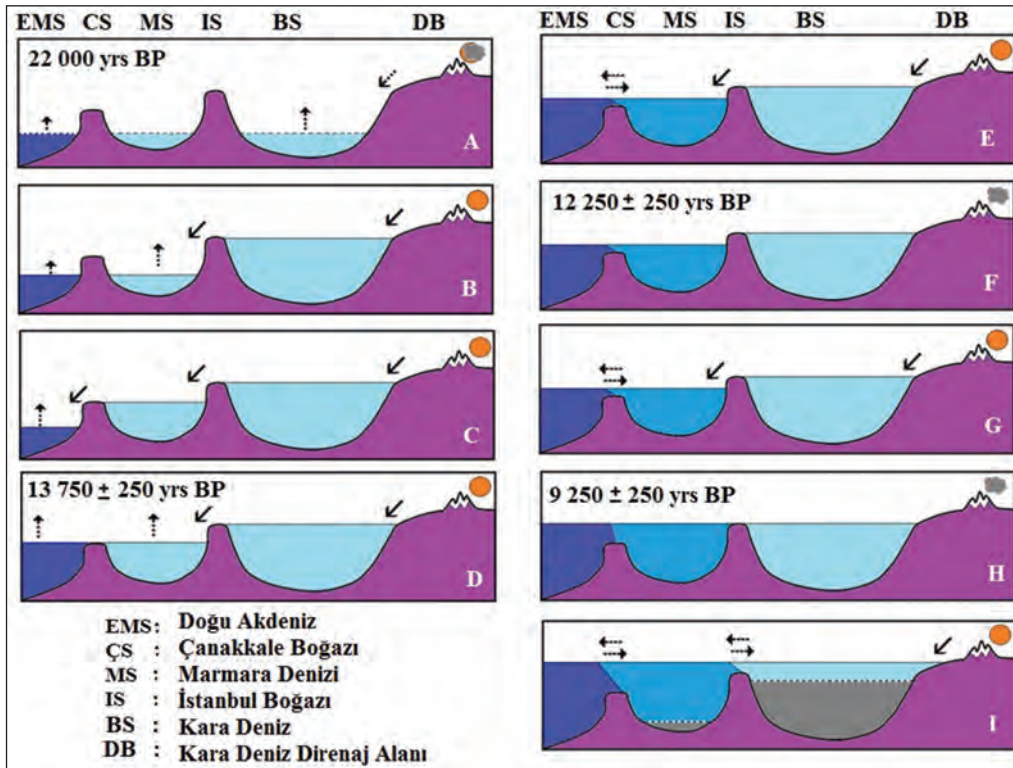
Şekil 11- Son glacial maksimum seviyesinin bitiminden bu yana deniz seviyesinde meydana gelen yükselme (derinlik-zaman) (Fairbanks, 1989; Fleming vd., 1998; Fleming, 2000; Gornitz, 2009; Milne vd., 2005; Peltier ve Fairbanks, 2006; Schattner vd., 2010; Stanford vd., 2011; <http://www.globalwarmingart.com>) ve oluşan teras derinliklerini gösterir grafik. LGM: Last Glacial Maximum. Renkli oklar ve siyah daireler, üç farklı terasın zamanlarını ve derinlik aralıklarını göstermektedir.

ve boğazın derinliği ile ilişkilendirilmiştir. Deniz seviyeleri, 22 Cal kyr BP'den sonra gerçekleşen son buzul çağı maksimumundan (LGM) sonra, buzul sonrası sıcak ve yağışlı dönemlerde (WWP) yükselmeye başlamıştır (Gornitz, 2009) (Şekil 11). Geç buzul döneminin başlangıcından önce Ege Denizi seviyesi -120 m, Marmara Denizi seviyesi -105 m, Karadeniz seviyesi ise -60 m ve -90 m arasında durağan durumda olduğuna, önceki çalışmalarda değinilmiştir (Eriş vd., 2011).

Bugünkü iklim ve oşinografi koşullarında, Ege Denizi'nin, Marmara Denizi'nin ve Karadeniz'in arasında sadece yarı kapalı bir havza olan Karadeniz, drenaj alanının yüzey alanına oranı (D/S) diğer denizlerden yüksek olması nedeniyle pozitif su balansına sahiptir (Marmara Denizi'nden 4 ve Akdeniz'den 2 misli daha fazla). Buradan elde edilen sonuca göre, Marmara Denizi'ni ve Ege Denizi'ni, İstanbul ve Çanakkale Boğazlarından güneye doğru akan Karadeniz'in fazla suları tarafından beslenmektedir. Geç buzul döneminde Karadeniz'den tek yönlü çıkış, muhtemelen eriyen buzul suları nedeniyle gerçekleşmiştir. Geç buzul ve Erken Holosen'de bu türden sürekli Karadeniz su

çıkışı hipotezi, bu çalışma ve bazı önceki çalışmalarla desteklenmektedir (Degens ve Ross 1974; Lane-Serff vd., 1997; Aksu vd., 2002c; Hiscott vd. 2002). Bununla birlikte, bazı diğer araştırmacılar, geç buzul döneminde Karadeniz su seviyesinin buharlaşmaya bağlı olarak azaldığını savunmuştur (Ryan vd., 1997; Ballard vd., 2000).

Sonuç olarak, buzul sonrası dönemde, Ege Denizi ile Karadeniz arasındaki su bağlantılarının zamanlaması konusunda, bilim adamları arasında fikir birliği henüz bulunmamaktadır. Su seviyesi değişimi farklı basenlerde farklı oranlarda, iklime, basenin enlemine, havzanın D/S oranına ve bölgedeki havzalarla bağlantısına bağlı olarak değişmiş olmalıdır. İlk deniz seviyesindeki yükselmeler, Son Buzul Çağı Maksimum'undan (LGM; 22 kyr BP) sonraki geç buzul döneminde başlamıştır (Şekil 11 ve 12 A). Karadeniz'in su seviyesi İstanbul Boğazının en düşük derinliğine ulaştığı (yaklaşık -30 m, Major vd., 2006) 13.7-22 Cal kyr BP (Şekil 11 ve 12 B) andan itibaren Marmara Denizi'ne tek yönlü olarak akış başlamıştır (Şekil 12 B). Karadeniz'den Marmara Denizi'ne olan bu tek yönlü akış rejiminin sonunda, Marmara Denizi, ilk WWP sırasında Çanakkale



Şekil 12- Sismik yansıma profilleri, akustik taban topoğrafyası ve önceki deniz seviyesi değişim eğrilerinin birlikte yorumlanmasına (aşama: A - I) dayandırılarak çizilmiş olan Geç Kuvaterner'e ait Marmara, Akdeniz ve Karadeniz'deki deniz seviyesi değişimlerini ve su bağlantılarını gösterir çizimler.

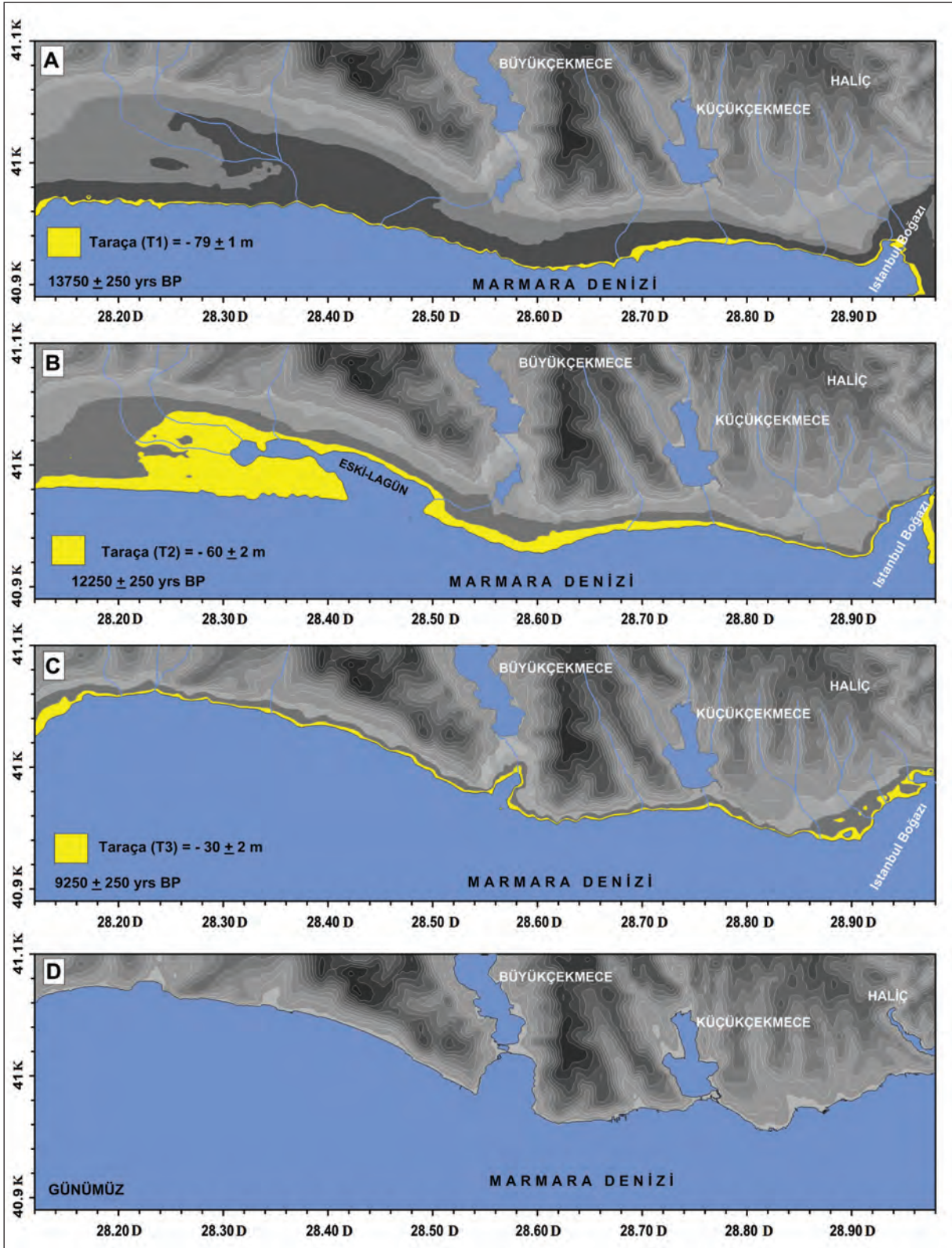
Boğazı'nın eşik derinliğine kadar tatlı Karadeniz suyu ile doldurulmuştur (Şekil 12 B). Bu tek yönlü akış rejimi, Ege Denizi'ndeki küresel deniz seviyesinin Çanakkale Boğazı'ndaki eşik derinliğine ulaşınca kadar devam etmiş olması gerekir (Şekil 12 C ve D). Daha sonra, Marmara Denizi seviyesi, küresel deniz seviyesine paralel olarak artacaktır (Şekil 12D).

Marmara Denizi'nin ilk taraçasının (T1), Marmara Denizi derinliğinin Çanakkale Boğazı eşik derinliğine (yani -79 ± 1 m) ulaştığı andan Ege Denizi'nin su seviyesinin Çanakkale Boğazı eşik derinliğine ulaşarak iki yönlü akıntı sistemi kuruncaya ve acı su koşullarının Marmara'da oluşmaya başlayınca kadar geçen zaman aralığında ve yaklaşık 13.7 kyr BP dolaylarında oluşmuş olmalıdır (Şekil 8, 11 ve 12 E). Böylece, T1 taraçasının derinliğinin Çanakkale Boğazı'nın derinliği tarafından kontrol edildiği sonucuna varılmıştır. Ancak önceki çalışmalar incelendiğinde, Çanakkale Boğazı'nın derinliğinin -65 m ile -85 m arasında değiştiğine değinilmektedir (Smith vd., 1995; Ryan vd., 1997; Hiscott vd., 2002, 2008; Yalıtırak vd., 2002; Aksu vd., 2002c; Polonia vd., 2004; Major vd., 2006; Gökaşan vd., 2008; Eriş vd., 2007, 2008; McHugh vd., 2008; Çağatay vd., 2000, 2003, 2009). Çağatay vd., (2000) tarafından Marmara havzasının Ege suları tarafından 12 Cal kyr BP civarında su altında kaldığı bildirilmektedir. T1 taraçasının, kuzey Marmara şelf eğimi boyunca oluşan alansal dağılımı şekil (13 A)'de verilmiştir. Bu dönemde, Ryan vd. (2003) ve Ryan (2007)'in buharlaşma nedeniyle Karadeniz'deki su seviyesini İstanbul Boğazı'ndaki eşik derinliğinin altında olduğu iddia etmesine rağmen, bizler buzul sonrası sıcak periyotta, eriyen buzulların ürettikleri suların katkısı ile, Karadeniz su seviyesinin en az İstanbul Boğazı'nın eşik derinliğine ulaşmış olacağını savunuyoruz.

Kuzey Marmara şelfinde T1 taraçasının 13.7 kyr BP'de oluşması sonrasında, Ege Denizi ile Marmara Denizi arasında iki yönlü akış rejiminin kurulması tamamlanmıştır (Şekil 12 E). Daha sonra, Marmara Denizi ile Ege Denizi (Akdeniz) bağlantısı kurulduktan sonra, Marmara Denizi'nde aşamalı olarak anoksik taban koşulları ve yoğun alt tabaka koşulları kurulmuştur. Bu koşullar altında, $\sim 12-7$ ve $5-3$ Cal kyr BP tarihli sapropel ve sapropelik tabakaların çökelmiş olduğu Marmara karotlarından saptanmıştır (Çağatay vd., 1999, 2000, 2009, 2015; Tolun vd., 2002; Aksu vd., 2002c ve 2008). Soğuk ve kurak Younger Dryas (YD) dönemi, Karadeniz'den Marmara Denizi'ne tek yönlü akışın ve Ege Denizi'nden Marmara Denizi'ne çift yönlü akışın yavaşladığı ve aynı

zamanda denizlerin seviyelerinin durağan konumda olduğu dönemdi (Fairbanks, 1989) Şekil 11, Şekil 12F) (Lane-Serff vd., 1997). YD sırasında Marmara Denizi seviyesi, küresel deniz seviyesi grafiklerine bağlı olarak -60 m civarındaydı. Bu dönemde, bölgedeki ikinci taraça (T2), kuvvetli akıntı ve dalga etkisi ile yaklaşık -60 ± 2 m'de kesilmiştir (Şekil 11, 12 F). Bu dönem boyunca Karadeniz suyunun tatlı, Marmara suyunun ise kısmen tuzlu olması gerekirdi. -60 ± 2 m derinlikte saptana bu ikinci taraça, kuzey Marmara şelfindeki tüm taraçalardan en belirgin ve morfolojik olarak en yaygın olanıdır (Şekil 8, 11). Daha önceki çalışmalarda, Marmara Denizi taraçasının (T2) derinliği -65 m civarında olduğu iddia edilmiştir (Newman, 2003; Polonia vd. 2004; Eriş vd., 2007; McHugh vd. 2008; Çağatay vd., 2003, 2009). Kuzey şelf boyunca bulunan taraça T2'nin alansal dağılımı ve şelfteki paleo-lagünün varlığı, şekil 13 B'de gösterilmiştir. Paleo-lagün ve bazı kıyı gölleri, muhtemelen bu dönemin sonunda eriyen tatlı sularla dolmuş olmalı. Ayrıca, Biyoherm'ler, muhtemelen Marmara Denizi-İstanbul Boğazı etkileşim alanının batı yakasındaki uyumsuzluk yüzeyleri (U1) üzerinde gelişmiştir (Şekil 6). YD'da oluşan T2 taraçasının yaşı ve derinliği, aynı zamanda adalar şelfinde dalga ve akıntı etkisi ile oluşmuş geniş bir taraçanın radyokarbon tarihlemesi ile ilgili önceki çalışmalar ile desteklenmektedir (Eriş vd., 2010)

Bazı araştırmacılar, Marmara Denizi ile Karadeniz arasında kademeli bir bağlantı önermişlerdir (Aksu vd., 2002a, b; Hiscott vd., 2002, 2007), bazıları ise ani olarak gelişen bir bağlantı şekli önermişlerdir (Ryan vd. 1997, 2003; Major vd., 2002, 2006; Myers vd., 2003; Siddall vd., 2003). Erken Holosen sıcak ve yağışlı dönem (WWP) sırasında ($\sim 11.7-9.3$ Cal kyr BP), deniz seviyesi yavaş yavaş İstanbul Boğazı'nın eşik seviyesine yükselmiş ve Karadeniz'in sularının ilk Akdeniz suları ile buluşması yaklaşık 9.3 Cal kyr BP'de gerçekleşmiştir. (Major vd., 2002; Ryan, 2007). Bu WWP sırasında, Çanakkale Boğazı vasıtasıyla Ege Denizi ile Marmara Denizi arasında iki yönlü bir akış bağlantısı kurulmuştur (Şekil 12 G ve H). Terrace T3, İstanbul Boğazı'nın eşik derinliğine karşılık gelir ve büyük olasılıkla 9.3 Cal kyr BP civarındaki kısa durağan deniz seviyesi ile kontrol edilir (Şekil 12 H, 13). Buna karşın önceki çalışmalar incelendiğinde, İstanbul Boğazı'nın derinliğinin -35 m ile -45 m arasında değiştiği savlarına rastlanmıştır (Fairbanks, 1989; Görür vd., 2001; Hiscott vd., 2002; Yalıtırak vd., 2002; Aksu vd., 2002a; Major vd., 2006; McHugh vd., 2008; Eriş vd., 2007, 2008; Çağatay vd., 2000, 2003, 2009). T3 taraçasının bölgedeki şelf boyunca dağılımı



Şekil 13- Deniz seviyesinin yükselme evrelerinde KD Marmara şelfinde -78 m ila -80 m, -58 m ila -62 m, -28 m ila -32 m arasında oluşan taraçalar dönemindeki geçmiş-kıyı çizgileri (siyah çizgiler kıyı çizgilerini temsil etmektedir). Bu dönemlere ait kıyısız direnaj çizgileri mavi olarak gösterilmiştir.

şekil 13 C’de verilmektedir. Bu su seviyesindeki durgunluk, Akdeniz ve Karadeniz suları arasındaki zıt yönlü akıntılar arasındaki hidrolik koşullardan ve/veya iklimsel nedenlerden kaynaklanmış olabilir.

Günümüzde hüküm süren, boğazlardaki iki yönlü akış sisteminin ve anoksik Karadeniz dip koşullarının, 9.3 Cal kyr BP’den sonra kurulmuş olduğu sonucuna varılmıştır (Şekil 12 I). Günümüz kıyı çizgisinin geometrisi ise, yaklaşık 6 Cal kyr BP’de deniz seviyesi bugünkü deniz seviyesine ulaştığı ve sabitlendiği dönemde şekillenmiştir (Şekiller 11 ve 13 D).

5. Sonuçlar

Yüksek çözünürlüklü sığ sismik yansıma verilerini kullanarak ve temel sismik stratigrafik teknikler uygulayarak beş sedimenter sismik birim (S1-S5), üç farklı ana sınır reflektör yüzeyi (R1, R2 ve R3) ve iki adet uyumsuzluk yüzeyi (U1 ve U2) ve akustik taban (AB) ayırt edilmiştir.

Marmara Denizi Kuzey şelfinde yer alan akustik taban (AB) üzerinde dört farklı kronostratigrafi sediman tabakası (A, B, C ve D, 9575 ± 115 Cal yr BP’den genç) ayırt edilmiştir. Geç Kuvaterner depolanmalarının bölgedeki toplam kalınlığı, şelf alanında ve Büyükçekmece Körfezinin doğu depresyonunda 30 m’ye kadar ulaşmaktadır. Şelfin orta bölümünde sediman kalınlığının incelenmesine karşın, şelfin büyük bir kısmında sediman kalınlığının 2 m’den daha kalın olduğu gözlenmiştir. Marmara Denizi’nin kuzeydoğu şelfinde sediman çökme hızı, $0,05 \text{ m / kyr}$ ile $0,34 \text{ m / kyr}$ arasında değişmektedir. Akustik taban derinliği değerlerinin yoğunluk çubuk grafiğindeki dağılımının analiz edilmesi sonrasında, -79 ± 1 , -60 ± 2 ve -30 ± 2 derinliklerinde üç temel taraçanın (T1, T2 ve T3) varlığı tespit edilmiştir.

Geç buzul döneminde buzulların erimesi sonrasında yüksek su girdileri nedeniyle Karadeniz su seviyesi kademeli olarak yükselmiş ve sonrasında Karadeniz havzası dolmuş ve Karadeniz’den Marmara Denizi’ne tek yönlü akış rejim sistemi kurulmuş olmalıdır. Karadeniz’den Marmara Denizi’ne olan sürekli akış sonrasında Marmara Denizi dolmuş ve su seviyesi Çanakkale Boğazı derinliğine ulaşarak Ege Denizi’ne (13.7 Cal kyr BP) tek yönlü akış başlamıştır. Marmara Denizi’nden Ege’ye tek yönlü akış, küresel deniz seviyesinin Çanakkale Boğazı eşik derinliğine 13.7 Cal kyr BP civarında ulaşmaya kadar devam etmiştir. Marmara Denizi seviyesinin derinliği, Çanakkale Boğazı’nın eşik derinliğinde, Marmara Denizi’nin gölsel koşullarında dalga ve akıntının yarattığı kıyısal

aşındırması sonucu T1 taraçası $-79 \pm 1 \text{ m}$ derinlikte ve 13.7 Cal kyr BP ’de oluşmuş olmalıdır. Akdeniz bağlantısının kurulduğu bu transgressif dönemde, Marmara Denizi’nde su tabakalaşımı ve anoksik deniz dibi ortam oluşum koşulları başlamıştır.

12.3 Cal kyr BP civarında meydana gelen Younger Dryas’ta (Fairbanks, 1989), ilk sıcak ve yağışlı dönemin sona ermesiyle, Karadeniz’den Marmara Denizi’ne su akışı büyük olasılıkla kademeli olarak durmuş ve Ege Denizi ile Marmara Denizi arasında iki yönlü akış rejimi kesilmiş olmalıdır. Younger Dryas sürecinde, bölgede yer alan ikinci taraça (T2), soğuk, kurak (Younger Dryas) ve deniz seviyesinin durağan olduğu dönemde, Şelfi etkileyen güçlü kıyı erozyon ve sediman yıkanımı sürecinde $-60 \pm 2 \text{ m}$ derinlikte oluşmuş olmalı. Bu dönem boyunca Karadeniz suyunun tatlı su, Marmara Denizi’nin suyu ise kısmen tuzlu acı su koşullarında olmalıdır. Bu dönemde, şelfte oluşan paleo-lagün ve irili ufaklı bazı kıyı gölleri, eriyen tatlı sularla dolmuştur. Ayrıca, Marmara Denizi - İstanbul Boğazı etkileşim alanının batı yakasındaki uyumsuzluk yüzeyi (U1) üzerinde, Biyoherm’lerde gelişmiştir.

Younger Dryas’ın sonunda, Ege Denizi ve Marmara Denizi seviyesi kademeli olarak yükselmeye başladı ve Ege Denizi ile Marmara Denizi arasındaki iki yönlü akış rejimi ve Karadeniz’den Marmara Denizi’ne tek yönlü akış rejimi tekrar kuruldu. İkinci soğuk ve kurak dönemin başlamasıyla birlikte, 9.3 Cal kyr BP ’den sonra, Karadeniz’den Marmara’ya doğru taşma ve Ege Denizi ile Marmara Denizi arasında yeniden kurulan iki yönlü akış rejimi muhtemelen kademeli olarak kesildi. Marmara Denizi’nin T3 taraçası $-30 \pm 2 \text{ m}$ (İstanbul Boğazı’ndaki derinlik) derinlikler arasında dalga ve akıntı aşındırması ile 9.3 Cal kyr BP ’de oluşmuş olmalıdır.

Günümüz koşullarındaki, Boğazların iki yönlü akış sistemi ve Karadeniz’in anoksik dip koşulları, 9.3 Cal kyr BP ’den sonra kurulmuştur. Günümüzdeki kıyı kuşağının geometrisi, deniz seviyesi yükseliminin durağan hale ulaştığı ve iklim koşullarının sürekli hale gelmesinden sonra yaklaşık 6 Cal kyr BP ’den sonra şekillenmiştir.

Katkı Belirtme

Bu araştırma, İstanbul Büyükşehir Belediyesi (İBB) tarafından ve Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) Marmara Araştırma Merkezi (MRC) arasında imzalanan “İstanbul’un Kara Alanlarının Olası Fayların Araştırılması

ve Öncelikli Heyelan Alanlarının Çok Disiplinli Yöntemlerle Araştırması Yoluyla Heyelan Tespit ve İzleme Yöntemlerinin Geliştirilmesi; Bilimsel ve Teknik İşbirliği Protokolü 509770” kapsamında gerçekleştirilmiştir. Ayrıca yazarlar, araştırmalar sırasında gösterdikleri özveri ve çabadan ötürü, İBB - Deprem ve Zemin Araştırmaları Müdürlüğü'nün ve TÜBİTAK MRC - Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü'nün proje ekiplerine samimi ve içten teşekkürlerini sunuyor. Yazarlar, bir dizi başarılı deniz araştırmaları sırasında paha biçilmez yardımları için R/V Koca Piri Reis (Dokuz Eylül Üniversitesi) ve R/V Arar (İstanbul Üniversitesi) mürettebat ve bilimsel personellerine teşekkürlerini sunuyorlar.

Bizler, Prof. Dr. Namık Çağatay'a, Dr. Christopher Sorlien'e ve ismi bilinmeyen diğer isimsiz eleştirmene, makalemize yapmış oldukları değerli öneriler ve katkılarından dolayı teşekkür ediyoruz.

Değınilen Belgeler

- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Yaşar, D., İşler, F.I., Marsh, S. 2002a. Seismic stratigraphy of Late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: evidence for non-catastrophic variations in sea-level during the last 10,000 years. *Mar. Geol.* 190, 61–94.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Mudie, P.J., Rochon, A., Kaminski, M.A., Abrajano, T., Yaşar, D. 2002b. Persistent Holocene outflow from the Black Sea to the Eastern Mediterranean contradicts Noah's Flood hypothesis. *GSA Today* 12 (5), 4–10.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Kaminski, M.A., Mudie, P.J., Gillespie, H., Abrojano, T., Yaşar, D. 2002c. Last glacial–Holocene paleoceanography of the Black Sea and Marmara Sea: stable isotopic, foraminiferal and coccolith evidence. *Mar. Geol.* 190, 119–149.
- Aksu, A.E., Jenner, G., Hiscott, R.N., İşler, E.B. 2008. Occurrence, stratigraphy and geochemistry of Late Quaternary tephra layers in the Aegean Sea and the Marmara Sea *Mar. Geol.* 252, 174–192.
- Alavi, S.N., Ediger, V., Ergin, M. 1989. Recent sedimentation on the shelf and upper slope in the Bay of Anamur, southern coast of Turkey, *Mar. Geol.* 89: 29-56. Fli.igel, E. 1978. Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. Springer, Berlin, 454 p.
- Alpar, B., Yüce, H. 1998. Sea-level variations and their interactions between the Black Sea and the Aegean Sea. *Estuar Coast Shelf Sciences*, 46, 609-619.

- Badley, M.E. 1985. *Practical Seismic Interpretation*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N J, 266 p.
- Ballard, R.D., Coleman, D.F., Rosenburg, G. 2000. Further evidence of abrupt Holocene drowning of the Black Sea shelf: *Marine Geology* 170, 253–261.
- Beşiktepe, Ş., Sur, H.I., Özsoy, E., Latif, M.A., Oğuz, T., Ünlüata, Ü. 1994. The circulation and hydrography of the Marmara Sea. *Prog. Oceanogr.* 34, 285-334.
- Boggs, S. Jr. 1987. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Macmillan, New York, 784 p.
- Brown, Jr., L.F., Fisher, W.L. 1980. *Seismic Stratigraphic Interpretation and Petroleum Exploration*. AAPG Continuing Education Course Note Series 16, Tulsa, Oklahoma, 125 p.
- Campbell, A.C. 1982. *The Hamlyn Guide to the Flora and Fauna of the Mediterranean Sea*. Hamlyn, London, p. 320.
- Çağatay, M.N., Algan, O., Sakıncı, M., Eastoe, C.J., Egesel, L., Balkıs, N., Ongan, D., Caner, H. 1999. A mid-late Holocene sapropelic sediment unit from the southern Marmara sea shelf and its palaeoceanographic significance. *Quaternary Science Reviews* 18 (1999) 531-540.
- Çağatay, N., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C., Tchalaliga, A., Ongan, D., Kuşl, T., Kuşçu, I. 2000. Late Glacial - Holocene paleoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Sea. *Mar. Geol.* 167, 191–206.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Polonia, A., Demirbağ, E., Sakıncı, M., Cormier, M.-H., Capotondi, L., McHugh, C.M.G., Emre, Ö., Eriş, K. 2003. Sea-level changes and depositional environments in the İzmit Gulf, eastern Marmara Sea, during the late glacial–Holocene period. *Mar. Geol.* 202, 159–173.
- Çağatay, N., Eriş, K., Ryan, W.B.F., Sancar, Ü., Polonia, A., Akçer, S., Biltekin, D., Gasperini L., Görür, N., Lericolaris, G., Bard, E. 2009. Late pleistocene-holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara. *Mar. Geol.* 265, 87-100.
- Çağatay, M.N., Wulf, S., Guichard, F., Özmaral, A., Henry, P., Gasperini, L. 2015. Tephra record from the Sea of Marmara for the last 71 ka and its paleoceanographic implications. *Marine Geology*, 361: 96-110.
- DAMOC, 1971. Master plan and feasibility report for water supply and sewerage for Istanbul region. Prepared by the DAMOC Consortium for WHO, Los Angeles, CA, vol. III, part II and III.

- Degens, E.T., Ross, A. 1974. The Black Sea-Geology, chemistry, and biology. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 633 p.
- Dimitrov, P. 1982. Radiocarbon datings of bottom sediments from the Bulgarian Black Sea shelf. *Bulg. Acad. Sci. Oceanol.* 9, 45-53.
- Ediger, V., Okyar, M., Ergin, M. 1993. Seismic stratigraphy of the fault-controlled submarine canyon/valley system on the shelf and upper slope of Anamur Bay, Northeastern Mediterranean Sea. *Mar. Geol.* 15, 129-142.
- EIE, 1993. Sediment data and sediment transport amount for surface water in Turkey. Türkiye Elektrik İşleri Etüd Dairesi Genel Müdürlüğü, Ankara, EIE Publ., No.68. 56 p.
- Ergin, M., Bodur, M.N., Ediger, V. 1991. Distribution of surficial shelf sediments in the northeastern and southwestern parts of the Sea of Marmara: Strait and canyon regimes of the Dardanelles and Bosphorus. *Mar. Geol.* 96, 313-340.
- Ergintav, S., Demirbağ, E., Ediger, V., Saatçılar, R., Inan, S., Cankurtaranlar, A., Dikbaş, A., Baş, M. 2011. Structural framework of onshore and offshore Avcılar, İstanbul under the influence of the North Anatolian fault. *Geophys. J. Int.* 185, 93-105.
- Eriş, K.K., Ryan, W.B.F., Çağatay, M.N., Sancar, U., Lericolais, G., Ménot, G., Bard, E. 2007. The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of İstanbul. *Mar. Geol.* 243 (1-4), 57-76.
- Eriş, K.K., Ryan, W.B.F., Çağatay, M.N., Lericolais, G., Sancar, Ü., Menot, G., Bard, E. 2008. Reply to Comment on "The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of İstanbul" by Hiscott et al., *Mar. Geol.* 248 228-236.
- Eriş, K.K., Çağatay, M.N., Akçer, K., Luca, G., Yosi., M. 2010. Late glacial to Holocene sea-level changes in the Sea of Marmara: new evidence from high-resolution seismics and core studies. *Geo-Mar Lett* 31:1-18.
- Eriş, K.K., Çağatay, M., Sena, A., Gasperini, L., Mart, Y. 2011. Late glacial to Holocene sea-level changes in the Sea of Marmara: new evidence from high-resolution seismics and core studies, *Geo-Marine Letters*, V:31, N:1, 1-18.
- Fairbanks, R.G. 1989. A 17,000 year glacio-eustatic sea-level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation: *Nature*, v. 342, p. 637-642.
- Fleming, K. M. 2000. Glacial Rebound and Sea-level Change Constraints on the Greenland Ice Sheet. Australian National University. PhD Thesis.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., Lambert, K., Chappell, J. 1998. Refining the eustatic sea-level survey since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 163, 327-342.
- Gökaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F.Y., Ecevitoglu, B., Şimşek, M., Yüce, H. 1997. On the origin of the Bosphorus. *Mar. Geol.* 140, 183-199.
- Gökaşan, E., Ergin, M., Özyalva Ç. M., İbrahim Sur, H., Tur, H., Görüm, T., Ustaömer, T., Gül Batuk, F., Alp, H., Birkan, H., Türker, A., Gezgin, E., Özturan, M. 2008. Factors controlling the morphological evolution of the Çanakkale Strait (Dardanelles, Turkey). *Geo-Mar Letters* 28, 107-129.
- Gökaşan E., Tur, H., Ergin, M., Görüm, T., Batuk F.G., Sağcı, N., Ustaömer, T., Emem, O., Alp, H. 2010. Late Quaternary evolution of the Çanakkale Strait region (Dardanelles, NW Turkey): implications of a major erosional event for the postglacial Mediterranean-Marmara Sea connection. *Geo-Mar Lett* (2010) 30:113-131.
- Gornitz, V. 2009. Sea level change, post-glacial. In *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. V. Gornitz, Ed., *Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, 887-893.
- Görür, N., Çağatay, M.N., Emre, Ö., Alpar, B., Sakıncı, M., İslamoğlu, Y., Algan, O., Erkal, T., Keçer, M., Akkök R., Karlık, G. 2001. Is the abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7150 yr BP a myth? *Mar. Geol.* 176, 65-73.
- Hiscott, R.N., Aksu, A.E., Yaşar, D., Kaminski, M.A., Mudie, P.J., Kostylev, V.E., MacDonald, J.C., İşler, F.I., Lord, A.R. 2002. Deltas south of the Bosphorus Strait record persistent Black Sea outflow to the Marmara Sea since ~10 ka. *Mar. Geol.* 190:95-118.
- Hiscott, A.E., Aksu, R.N., Mudie, P.J., Kaminski, M.A., Abrajano, T., Yaşar, D., Rochon, A. 2007. The Marmara Sea gateway since 16 ky BP: non-catastrophic causes of paleoceanographic events in the Black Sea at 8.4 and 7.15 ky BP. In: Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Dolukhanov, P.M. (Eds.), *The Black Sea Flood Question*. Springer, The Netherlands, 89-117.
- Hiscott, R.N., Aksu, A.E., Mudie, P.J. 2008. Comment on "The timing and evolution of the post-glacial transgression across the Sea of Marmara shelf south of İstanbul" by Eriş et al., *Mar. Geol.* 243,

57–76 *Mar. Geol.*, Volume 248, Issues 3-4, 25 February 2008, Pages 228-236.

<http://www.globalwarmingart.com>

http://www.globalwarmingart.com/wiki/Image:Post-Glacial_Sea_Level_png

- Kaminski, M.A., Aksu, A.E., Box, M., Hiscott, R.N., Filipescu, S., Al-Salameen, M. 2002. Late glacial to Holocene benthic foraminifera in the Marmara Sea: implications for Black Sea-Mediterranean Sea connections following the last deglaciation. *Mar. Geol.* 190: 165–202.
- Keven, G. 2002. *Archaeology: An Introduction*. Philadelphia: University of Pennsylvania Press. Pages. 165–167.
- Kuprin, P.N., Scherbakov, F.A., Morgunov, I.I. 1974. Correlation, age and distribution of the postglacial continental terrace sediments of the Black Sea. *Baltica* 5, 241-249.
- Lane-Serff, G.F., Rohling, E.J., Bryden, H.L., Charnock, H. 1977. Postglacial connection of the Black Sea to the Mediterranean and its relation to the timing of sapropel formation. *Paleoceanography* Volume 12, Issue 2. Pages 169–174.
- Major, C., Ryan, W., Lericolais, G., Hajdas, I. 2002. Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial–interglacial transition. *Mar. Geol.* 190, 19–34.
- Major, C.O., Goldstein S.L., Ryan, W.B.F., Lericolais, G., Piotrowski, A.M., Hajdas, I. 2006. The co-evolution of Black Sea level and composition through the last deglaciation and its paleoclimatic significance. *Quat. Sci. Rev.* 25, 2031–2047.
- Martin, R. E., Leorri, E., McLaughlin, P.P. 2007. Holocene sea level climate change in the Black Sea: Multiple marine incursions related to freshwater discharge events. 2007 *Quaternary International* 167-168, 61-72.
- Meriç, E., Algan, O. 2007. Paleoenvironments of the Marmara Sea (Turkey) Coasts from paleontological and sedimentological data. *Quaternary International* 167-168, 128-148.
- McHugh, W.D., Hansell, D.A., Morgana, J. A. 2007. Reprint of Dissolved organic carbon and nitrogen in the Western Black Sea. *Marine Chemistry* 105 (1-2), 140-150.
- McHugh, C.M.G., Gurung, D., Giosan, L., Ryan, W.B.F., Mart, Y., Sancar, U., Burckle, L., Çağatay, M.N. 2008. The last reconnection of the Marmara Sea (Turkey) to the World Ocean: a paleoceanographic

and paleoclimatic perspective. *Mar. Geol.* 255 (1-2), 64-82.

- Milliman, J.D., Weiler Y., Stanley D.J. 1972. Morphology and carbonate sedimentation on shallow banks in the Alborian Sea. In: D.J. Stanley (Editor), *The Mediterranean Sea A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa., 241, 259 p.
- Milne, G.A., Longb, A.J., Bassetta, S.E. 2005. Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews* 24, 1183–1202.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic Stratigraphy--Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Mem., 26: 117-133.
- Myers, P.G., Wielki, C., Goldstein, S.B, Rohling, E.J. 2003. Hydraulic calculations of postglacial connections between the Mediterranean and the Black Sea. *Mar. Geol.* 201, 253-267.
- Newman, K.R. 2003. *Using Submerged Shorelines to Constrain Recent Tectonics in the Marmara Sea, Northwestern Turkey*. Department of Geology, Senior Thesis, Smith College. 49 pp.
- Oğuz T., Özsoy E., Latif M., Sur H.I., Ünlüata Ü. 1990. Modeling of hydraulically controlled exchange flow in the Bosphorus Strait. *J. Phys. Oceanogr.*, 20: 945-965
- Okyar, M., Ediger, V., Ergin, M. 1994. Seismic stratigraphy of the southeastern Black Sea shelf from high-resolution seismic records. *Mar. Geol.*, Volume 121, Issues 3-4, November 1994, Pages 213-230.
- Özsoy, E., Di Iorio, D., Gregg, M., Backhaus, J.O. 2001. Mixing in the Bosphorus Strait and the Black Sea continental shelf: observations and a model of the dense water outflow *J. Mar. Syst.*, 31 (2001), pp. 99-135
- Peltier, W.R., Fairbanks, R.G. 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews* 25 (23-24), 3322-3337.
- Polat, Ç., Tuğrul, S. 1996. Chemical exchange between the Mediterranean and Black Sea via the Turkish Straits. In: Briand, F. (Ed.), *Dynamics of Mediterranean Straits and Channels*. Bulletin de l'Institut Océanographique, Monaco, Special No. 17, CIESME Science Series 2, 167-186.

- Polonia, A., Gasperini, L., Amorosi, A., Bonatti E., Bortoluzzi, G., Çağatay, N., Capotondi, L., Cormier, M.H., Görür, N., McHugh, C., Seeber, L. 2004. Holocene slip rate of the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara. *Earth Planet. Sci. Lett.* 227, 411–426.
- Rank, D., Özsoy, E., Salihoğlu I. 1999. Oxygen -18, deuterium and tritium in the Black Sea and the Sea of Marmara. *J. Environ. Radioact.* 43, 231-245.
- Ryan, W.B.F. 2007. Status of the Black Sea Flood hypothesis. Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Panin, N., Dolukhanov, P. (Edit.), *The Black Sea Flood Question-Changes in Coastline, Climate and Human Settlement*, Springer, Dordrecht, 63-88.
- Ryan, W.B.F., Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, J.A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakıncı, M., Yüce, H. 1997. An abrupt drowning of Black Sea shelf. *Mar. Geol.* 138, 119-126.
- Ryan, W.B.F., Major, C.O., Lericolais, G., Goldstein, S.L. 2003. Catastrophic flooding of the Black Sea. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 31: 525-554.
- Sangree, J.B., Widmier, J.M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 9: Seismic interpretation of clastic depositional facies. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic Stratigraphy--Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Mem., 26: 165-184.
- Schattner U., Lazar M., Tibor G. 2010. Filling up the shelf – A sedimentary response to the last post-glacial sea rise. *Marine Geology* 278: 165-176.
- Shimkus, K.M., Evsyukov, Y.D., Solovjeva, R.N. 1980. Submarine terraces of the lower shelf zone and their nature. In: Malovitsky, Y.P., Shimkus, K.M. (Eds.), *Geological and Geophysical Studies of the Pre-Oceanic zone*. P.P. Shirshov Inst. Of Oceanology Acad Sci USSR, Moscow, pp 81-92.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I. Smeed, D.A. 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853-858.
- Smith, A. D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Jackson, J. A., Kara, S., Şimşek, M. 1995. High-resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes. *Geological Society of America Bulletin*, August 1995 923-936
- Stanford, J. D., Hemingway, R., Rohling, E. J., Challenor, P. G., Medina-Elizade, M., Lester, A. J. 2011. Sea-level probability for the last deglaciation: A statistical analysis of far-field records, *Global Planet. Change*, 79, 19-203.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. 1993: Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program . *Radiocarbon* 35, 215-230
- Tolun, L., Çağatay, M. N., Carrigan, W. J. 2002. Organic geochemistry and origin of late Glacial-Holocene sapropelic layers and associated sediments in Marmara Sea, *Mar. Geol.*, 190, 47-60
- Ünlüata Ü., Oguz T., Latif M., Özsoy E. 1990. On the physical oceanography of the Turkish Straits. *In: Pratt L.J. (ed.) The physical oceanography of sea straits*, Kluwer Academic Publishers, Boston, pp 25-60.
- Vail, P.R., Mitchum, Jr.R.M., Thompson, S.III. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic Stratigraphy--Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Mem., 26: 63-81.
- Wefer, G., Berger, W.H. 1981. Stable isotopes composition of benthic calcareous algae from Bermuda: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51. 0459-0465 p.
- Yaltrak, C., Sakıncı, M., Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Galleb, B., Ülgen, U.B. 2002. Late Pleistocene uplift history along the southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea-level variations. *Mar. Geol.* 190:283-305.