

Son 20 000 yılda Karadeniz ve Marmara Denizi'nde oluşan paleo-çevresel değişimler

Ümmühan SANCAR*, Namık ÇAĞATAY

İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, Yer Sistem Bilimi Programı, 34469, Ayazağa, İstanbul

Özet

Karadeniz ve Marmara Denizi'nde yapılan sedimentolojik ve jeokimyasal çalışmalar son 20 bin yıl boyunca her iki denizde önemli iklimsel ve oşinografik değişimlere işaret etmektedir. Çökelme oranı ve çökel jeokimyası (organik ve inorganik karbon) buzul çağında iki deniz arasında bağlantı olmadığını; buzul çağı sonrası H1 (Heinrich 1), RL (kırmızı kil) ve YD (Younger Dryas) soğuk dönemlerinde ise bağlantı sağlandığını desteklemektedir. H1, RL ve YD Avrupa nehirleri ile Karadeniz ve Marmara Denizi'ne bol miktarda kırıntı girdisinin olduğu dönemlerdir. Bu soğuk dönemler arasında Karadeniz'de erken Holosen (C2) ve Bölling-Allerød (C3) dönemlerinde düşük çökelme oranları ve yüksek toplam karbonat değerleri izlenmektedir. Bu dönemlerdeki yüksek toplam karbonat değerleri ve düşük çökelme oranları havzada kurak ve ılıman bir iklimin hakim olduğunu ve her iki deniz arasında bağlantının kesik olduğunu göstermektedir. Marmara Denizi'nde G.Ö. 11.5-7.0 ve Karadeniz'de G.Ö. 7.8-2.72 bin yılları arasında yüksek organik karbon (Corg) ve düşük çökelme oranları ile temsil edilen Sapropel birimleri, göl ortamına deniz suyunun girmesi, su tabakalanması oluşması ile bunların biyojeokimyasal döngülerde değişimler oluşturması ile çökelmeye başlamıştır. Özellikle tuzlu ve yoğun Akdeniz sularının bu havzalardaki besin elementlerince zengin derin suları üste, fotik zona itmesi ile organik üretimi artırması sapropel çökelimini tetikleyen en önemli etken olmuştur. Akdeniz sularının Marmara Denizi'ne girmesi ile başlayan organik maddece zengin çökellerin depolanması YD ve 8.2 bin yıl soğuk dönemlerinde su dolaşımındaki hızlanma nedeni ile kesintiye uğramıştır.

Anahtar Kelimeler: Karadeniz, Marmara Denizi, Paleoşinografi, Paleoiklim, Sapropel.

*Yazışmaların yapılacağı yazar: Ümmühan SANCAR. sancarum@itu.edu.tr; Tel: (212) 285 61 62.

Bu makale, birinci yazar tarafından İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, Yer Sistem Bilimi Programında tamamlanmış olan " Son 20 bin yılda Karadeniz'de ve Marmara Denizi'nde meydana gelen paleoiklimsel ve paleoşinografik değişimler" adlı doktora tezinden hazırlanmıştır. Makale metni 17.06.2010 tarihinde dergiye ulaştırılmış, 02.09.2010 tarihinde basım kararı alınmıştır. Makale ile ilgili tartışmalar 29.02.2012 tarihine kadar dergiye gönderilmelidir.

Bu makaleye "Sancar, Ü., Çağatay, N., (2011) 'Son 20.000 yılda Karadeniz ve Marmara Denizi'nde oluşan paleo-çevresel değişimler', İTÜ Dergisi/D Mühendislik, 10: 4, 141-152" şeklinde atıf yapabilirsiniz.

Paleoenvironmental changes in the Black Sea and Sea of Marmara over the last 20 000 years

Extended abstract

The connection of Marmara Sea and Black Sea with global ocean and between themselves are established via the Çanakkale and Istanbul straits. Because of the shallow sill depths of these straits, these connections were interrupted in during the late glacial period (LGM). As a result of these important paleoceanographic events, Marmara and Black Seas experienced significant sedimentological, biological and chemical changes. Despite the high scientific interest and large number of previous studies, the timing and nature of the interruptions and reconnections of the two basins with each other and with the world ocean are still matters of debate. This debate has stemmed from mainly the following shortcomings of the previous studies: a) confinement of the study in one basin, b) selection of unsuitable core locations, and/or c) use of inadequate sampling resolution and proxies.

To overcome these difficulties, we analyzed organic (Corg) and inorganic carbon (total carbonate: Tkarb) and determined sedimentation rates for the different climatic stages in four chronostratigraphically well dated cores (two each) from the Black Sea and Sea of Marmara.

As identified by the previous studies, three units are present in the Black Sea Cores GC-19 and SL-12 covering the period from the LGM to present. The uppermost unit is the Coccolith Unit that consists of microlaminated gray green mud containing alternations of coccolith-rich and clay-organic matter rich lamina. The unit started depositing when coccolithophore *Emiliana huxleyi* invaded the basin at 2720 a (calib.) BP and the present-day oceanographic conditions were established. The underlying unit is Sapropel Unit that consists of laminated dark gray mud with high (up to 21 wt %) Corg. The Lutit Unit deposited under lacustrine conditions that consists of gray clayey mud. The lake /marine transition is characterized by high total carbonate content (up to 80 wt %) in the Black Sea (C1 carbonate) and dated 9.3 ka (calib.) BP.

The Sea of Marmara cores contain two lithostratigraphic units deposited in the last 20 ka. The upper unit (Unit 1) is a green marine mud that includes a dark olive green Sapropel with more than 1.5 % Corg. The lower unit (Unit 2) is banded gray mud

that was deposited under lacustrine conditions. The lacustrine / marine transition occurred 14.7 ka BP. Unit 2 includes a rhyodacitic ash layer that is defined as the Y-2 ash-layer of Santorini origin, dated 22 ka (calib.) BP.

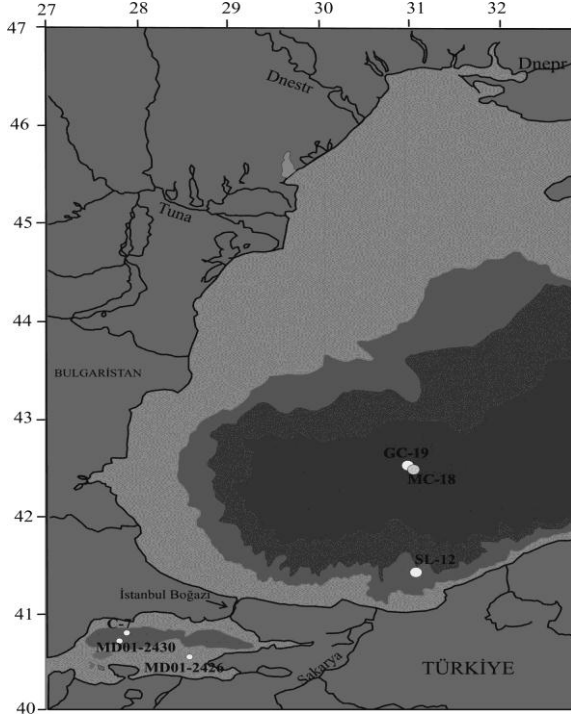
Sedimentological and geochemical (Corg and Tkarb) analysis, together with the changes in the sedimentation rates in the cores show that the Black Sea and Sea of Marmara were disconnected to each other during the LGM but connected during the post-glacial Heinrich 1 (H1, 17.9-16.5 ka BP), Red Clay Layer (RL; 16.2-14.8 ka BP) and Younger Dryas (YD, 12.9-11.9 ka BP) cold periods when large inputs of freshwater and sediment occurred to the Black Sea and Marmara basins by the west and northwest European rivers, leading to one-way connection between the two basins. In between the post-glacial cold periods during the early Holocene (11.9-9.3 ka BP) and Bølling-Allerød (14.8-12.9 ka BP), carbonate-rich C2 and C3 units, predominantly of calcite composition, were deposited with low sedimentation rates respectively. During these carbonate depositional periods relatively warm and dry conditions with low water levels prevailed in the Black Sea and the Sea of Marmara, and no connection existed between the two basins. Another carbonate depositional event, this time predominantly of aragonite composition, took place in the Sea of Marmara and the Black Sea as during the lake/marine transition. The carbonate beds are dated 14.5-12.9 ka BP in the Sea of Marmara and 8.6-7.6 ka BP in Black Sea (C1); the event in the Sea of Marmara partly overlapping with the Bølling/Allerød (B/A). The carbonate deposition in both the basins took place as a result of mixing of lacustrine and marine waters leading to carbonate oversaturation.

Sapropels were deposited in the Black Sea and in the Sea of Marmara during 11.5-7.0 and 7.8-2.7 ka BP, respectively, when the Mediterranean waters poured sequentially into the lacustrine Sea of Marmara and Black Sea. Arrival of marine waters pushed up the nutrient rich deep waters up into the photic zone, thereby initiating high primary productivity and lead to water stratification, preconditioning the basins for the sapropel formation. The sapropel deposition was interrupted in the Sea of Marmara during YD and 8.2 ka BP cold periods as a result of increased deep water ventilation.

Keywords: Black Sea, Sea of Marmara, Paleoceanography, Paleoclimatology, Sapropel.

Giriş

Karadeniz, 2200 m'ye varan maksimum derinliği, 4.2×10^5 km² lik yüzey alanı ve 5.3×10^5 km³ lük hacmiyle dünyanın en büyük anoksik havzasıdır (Şekil 1). Marmara Denizi bugün Akdeniz ve Karadeniz ile olan bağlantısını sırasıyla eşik derinlikleri -35 m ve -65 m olan İstanbul ve Çanakkale Boğazları ile sağlamaktadır (Şekil 1).



Şekil 1. Çalışılan karot lokasyonlarını gösteren harita

Karadeniz'e kuzeybatıdan tatlı su girdisi ve sediment yükü, büyük oranda Tuna, Dinyester ve Bug nehirleri yoluyla gelmektedir. 817.000 km² nin drenaj alanı ile Avrupa'nın ikinci büyük nehri olan Tuna, tek başına havzaya gelen toplam nehir suyunun % 50'sini oluşturmaktadır (Panin ve Jipa, 2002; Bondar vd., 1991). Karadeniz'e Anadolu kıyıları boyunca dökülen akarsular Sakarya, Filyos, Kızılırmak, Yeşilirmak ve Çoruh'tur.

Marmara Denizi 1275 m derinliğe varan üç çukurluk ve bunları ayıran 400-700 m derinliğindeki sırtlardan oluşmuştur (Şekil 1). Bu çukurluklar doğudan batıya doğru sırası ile Çınarcık, Orta Çukurluk ve Tekirdağ çukurluklarıdır. Bu

üç çukurluk, geç Serravaliyende Kuzey Anadolu Fayının (KAF) batıya ulaşması sonrasında büyük ölçüde Pliyo-Kuvaternerde oluşmuştur (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör vd., 1985, 2005; Taymaz vd., 1991; Görür vd., 1995; Le Pichon vd., 2001). Havzanın yüzey alanının % 57'sini şelf alanları oluşturur. Güneyde nisbeten geniş (45 km) ve kuzeyde dar (<10 km) dir. Marmara Denizi'ne nehir girdisi, sadece güneyden Biga, Gönen ve Kocasu çaylarıyla olmaktadır. Bu çaylar Marmara Denizi'ne toplam $5.80 \text{ km}^3/\text{yıl}$ su ve 2.2×10^6 ton/ yıl askıda çökel yükü taşımaktadır (EİE, 1993). Marmara Denizi'ne Çanakkale Boğazı yolu ile yılda yaklaşık 9×10^5 ton askıda çökel girerken, Karadeniz'e boğaz yolu ile yaklaşık 6×10^5 ton asılı sediment girmektedir (Ergin vd., 1991). Karadeniz'den İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi'ne yılda 12.5×10^5 ton asılı çökel yükü taşınmakta ve Marmara Denizi çevresindeki drenaj alanlarından getirilen toplam çökel ile Marmara Denizi tabanına ulaşan çökel miktarı yılda yaklaşık 10×10^5 ton'dur (Ergin vd., 1991).

Akdeniz ve Karadeniz kökenli suların tuzluluk farkı, Marmara Denizi'nde ve boğazlarda iki tabakalı bir su sütunu ve akıntı sisteminin oluşmasını sağlamakta ve alt suyun etkin dolaşımını engellemektedir (Ünlüata vd., 1990; Beşiktepe vd., 1994). Altta Akdeniz kökenli tuzlu (% 38.5) su Karadeniz'e akarken, üstte Karadeniz kökenli acı sular (% 18) Akdeniz'e akmaktadır (Ünlüata vd., 1990). Karadeniz'de sürekli piknoklin 100-150 m derinlikte bulunur. Altında oksijensiz, H₂S'lü alt su kütlesi vardır. Boğazlar ve Marmara Denizi'ndeki karışım ve difüzyon olaylarından dolayı Marmara Denizi'nde yaklaşık % 36 ve % 22 tuzluluğuna erişen iki su kütlesi arasındaki haloklin yaklaşık -25 m'dedir.

Bu çalışmada Batı Karadeniz ve Marmara Denizi'nde alınan dört karotta çökelme oranları ile organik karbon (Corg) ve toplam karbonat (Tkarb) dağılımları incelenmiştir. ¹⁴C tarihlendirmesi ile oluşturulan yaş modellerine göre karotlarda çökelme oranları, havzaya gelen çökel yükü ve Corg-Tkarb miktarındaki değişimler belirlenerek, her iki havzada 20 bin yıl boyunca meydana gelen iklimsel ve oşinografik tarihçe yorumlanmıştır.

Materyal ve yöntem

Marmara Denizi ve Karadeniz'den ikişer karot çalışılmıştır (Şekil 1, Tablo 1). Karadeniz'de Sakarya nehri açıklarında kıtasal yamaçtan alınan SL-12 karotu (GeoB7625-3), Aralık 2001'de R/V Meteor gemisi ile M51-4 seferinde; Batı Karadeniz derin havzasından alınan GC-19 karotu 2000 yılında R/V Knorr seferinde alınmıştır. Marmara Denizi'nde MD01-2430 karotu, Fransız Marion Dufresne gemisi ile Ağustos 2001'de MD123/ MARMACORE seferi sırasında; C-7 karotu ise 2001 yılında R/V MTA Sismik-1 gemisi ile alınmıştır.

SL-12, GC-19, ve C-7 karotları organik karbon (Corg) ve toplam karbonat (Tkarb) analizleri için her 5 cm'de bir 1 cm kalınlığında dilimler halinde örneklenirken; MD01-2430 karotu 10 cm de bir 1 cm kalınlığında örneklenmiştir. Örnekler kimyasal analizler için, 80°C de kurutulmuş ve agat havanda öğütülerek homojenleştirilmiştir. Örneklerin Corg içeriği, Walkey-Blake metodu ile analiz edilmiştir (Gaudette vd., 1974). Corg analiz yönteminin tekrarlılığı (precision) % 95 güvenilirlikle % 5 den daha iyidir. Toplam karbonat (Tkarb) içeriği volumetrik bir yöntemle asitle reaksiyona sokulan örneğin ürettiği CO₂ 'in hacmini ölçerek bulunmuştur (Loring ve Rantala, 1992). Yöntemin tekrarlılığı % 95 güvenilirlikle % 2 den daha iyidir. Karadeniz'de SL-12 karotunda, toplam organik karbondan alınan tek yaş değeri, Arizona Üniversitesi laboratuvarlarında yaptırılmıştır (Tablo 2). Bu yaş Calib 5.0 programı kullanılarak kalibre yaşa çevrilmiştir (Stuiver ve Reimer, 1993, 2005). Yaş modelleme için kullanılan diğer yaşlar, sırasıyla Kokolitin ilk görüldüğü ve son görüldüğü seviyeler, Sapropelin alt ve üst seviyeleri SL-12 karot stratigrafisinde takip edilerek Jones ve Gagnon'a (1994) göre; Karotlarda tanımlanan C1, C2 ve C3 karbonat seviyelerinin yaşları Bahr ve diğerlerine (2008) göre verilmiştir.

Marmara Denizi'nde MD01-2430 karotundaki kalibre edilmiş AMS (Accelerator Mass Spectrometry) ¹⁴C yaşları Vidal vd.'den (2010) alınmıştır. Ayrıca Marmara Denizi karotu olan C-7 karotunda tanımlanan stratigrafik seviyeler için aynı yaş sınırları kullanılmıştır.

Tablo 1. Çalışılan karotların konum ve karot uzunluğu bilgileri

Karot adı	Enlem N	Boylam E	Su derinliği (m)	Karot boyu (cm)
SL-12	41° 26.7'	31° 04.00'	1247	413
GC- 19	42 °31.02'	31° 01.04'	2178	60
MD-2430	40° 47.81'	27° 43.51'	580	700
C-7	40°50'976''	27°48'017''	591	410

Verilerin sunumu

Litoloji, Kronoloji ve çökeltme oranları

Karadeniz SL-12 karotunda son 20 bin yılda 3 birim çökelmiştir. Bunlar üstten alta doğru Kokolit, Sapropel ve Lütit birimleridir. (Ross ve Degens, 1974; Jones ve Gagnon, 1994; Ryan vd., 1997, 2003; Arthur ve Dean, 1998) (Şekil 2, Tablo 2). Kokolit ve Sapropel birimleri denizel; Lütit Birimi göl koşullarında çökelmiştir. Jones ve Gagnon (1994) tarafından ilk kokolit bandının yaşı G.Ö. 2720 yıl (kalibre ¹⁴C yaşı) olarak verilirken; Arthur ve Dean'e (1998) göre bu seviyenin yaşı G.Ö. 2000 yıldır. Sürekli Kokolit laminalarının başladığı sınır Jones ve Gagnon (1994) tarafından G.Ö. 1635 yıl olarak tespit edilmiştir. Sapropel biriminin alttaki Lütit Birimi ile sınırının radyokarbon yaşı Jones ve Gagnon'a (1994) göre G.Ö. 7540; Arthur ve Dean'e (1998) göre ise G.Ö. 7900 yıldır (Tablo 2). Aynı sınır Sapropelin tabanı olarak Lamy vd. (2006) tarafından 8000 yıl olarak yaşlandırılmıştır.

Bu makalede SL-12 karotunda Sapropelin tabanına yakın 603.5 cm karot derinliğinden organik karbon'dan alınan kalibre yaş G.Ö. 7580 yıl bulunmuştur (Tablo 2).

Lütit/ Sapropel sınırı için bu yaş ve önceki çalışmalarda elde edilen yaşlar birbirleriyle uyumludur. SL-12 karotunda yüksek toplam karbonat C1, C2 ve C3 birimlerinin yaşı sırası ile G.Ö. 8.6-7.58, 11.9-9.3 ve 14.8-12.9 bin yıldır (Bahr vd., 2008). Bu birimler sırası ile göl/deniz geçiş dönemi, erken Holosen sıcak dönemi ve

Bølling-Allerød dönemine karşılık gelmektedir. Benzer şekilde Bahr vd. (2008) kırmızı kil tabakası (Red Layer, RL) ve Younger Dryas (YD) birimlerinin yaşlarını G.Ö. 16.5-14.8 ve 12.9-11.9 bin yılları arasında belirlenmiştir.

SL-12 karotunda Kokolit Biriminde çökeltme oranı 142 cm/bin yıl ile üç birim arasında en yüksek değerini göl döneminde alırken; Sapropel biriminde bu değer 21 cm/bin yıl ile en düşük değerdedir (Tablo 2). Karbonat çökeltme birimlerinde (C1, C2, C3) ve YD döneminde çökeltme oranları 10-16 cm/bin yıl değerleri ile nisbeten düşük değerler almaktadır. Göl döneminde en yüksek çökeltme oranı 42 cm/ bin yıl ile kırmızı-kahve renkli killerin çöktüğü (RL) dönemdedir. Göl/deniz geçişi (T) döneminde (G.Ö. 8.6-9.3 bin yıl arası) çökeltme oranı 23 cm/ bin yıldır (Tablo 2).

Tablo 2. SL-12 karotu boyunca çökeltme oranları

Birim adı	Çökeltme aralığı (cm)	Zaman aralığı (bin yıl)	Çökeltme oranı (cm/bin yıl)
Kokolit	0-385	2.72-0	142
Sapropel	603.5-385	7.58-2.72	45
Lütit	762-620	16.2-9.3	21
C1	620-603.5	8.6-7.58	16
T	636-620	9.3-8.6	23
C2	668-636	11.9-9.3	12
YD	678-668	12.9-11.9	10
C3(B/A)	703-678	14.8-12.9	13
RL	762-703	16.2-14.8	42

Batı Karadeniz abisal düzlüğünde 2178 m derinlikten alınan GC-19 karotunda da SL-12 karotunda olduğu gibi üç birim tanımlanmıştır (Şekil 3). SL 12 karotundakinden farklı olarak Kokolit Biriminin tabanında 158-198 cm arasında türbidit seviyesi (Şekil 5'de M ile gösterilen birim) yer almaktadır. Türbidit seviyesi daha önce Calvert (1987) tarafından da bulunmuştur.

GC-19 karotu boyunca en yüksek çökeltme oranı Kokolit biriminde 73 cm/bin yıl iken Sapropel biriminde çökeltme oranı 8 cm/bin yıl olarak hesaplanmıştır (Tablo 3). Göl döneminde sırasıyla

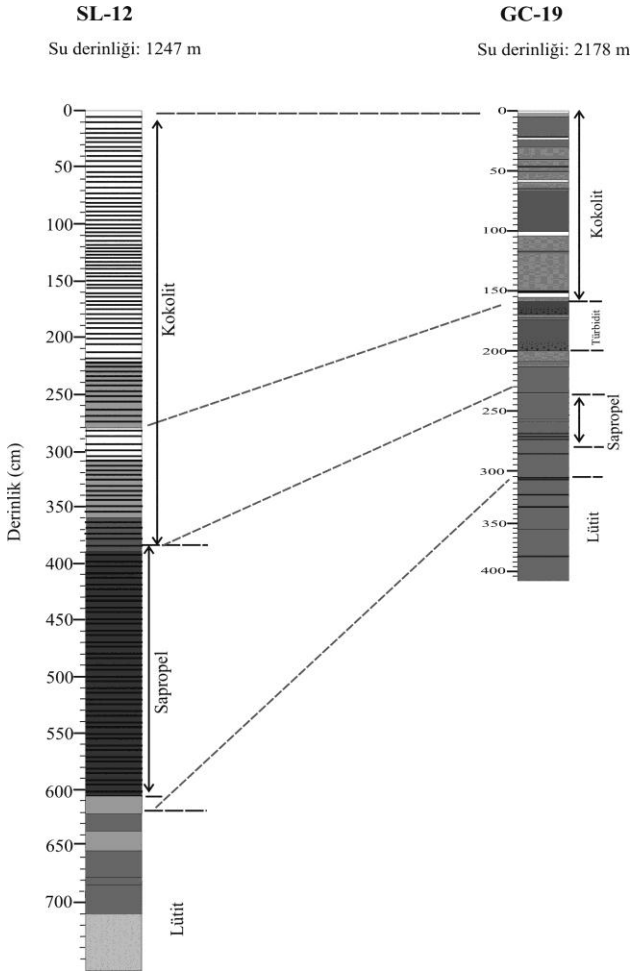
YD (Younger Dryas), kırmızı kil (RL) ve Heinrich 1 (H1) dönemlerinde 26, 12 ve 19 cm/bin yıl gibi göreceli olarak yüksek çökeltme oranları görülürken; C2 ve C3 karbonat zonlarında sırası ile 6 ve 4 cm/bin yıl gibi düşük çökeltme oranları bulunmuştur.

Tablo 3. GC-19 karotu boyunca çökeltme oranları

Birim adı	Çökeltme aralığı (cm)	Zaman aralığı (bin yıl)	Çökeltme oranı (cm/bin yıl)
Kokolit	158-0	2.17-0	73
Sapropel	278-235	7.58-2.72	8
C2	306-290	11.9-9.3	6
YD	332-306	12.9-11.9	26
C3	339-332	14.8-12.9	4
RL	359-339	16.5-14.8	12
H1	385-359	17.9-16.5	19

Marmara Denizi MD-2430 karotunda çökelti fosil içeriğine göre genel olarak üstteki denizel Birim 1 ile altındaki gölsel Birim 2'den oluşmaktadır (Şekil 3; Çağatay vd., 2000, 2004; Vidal vd., 2010). Birim 1, 390 cm kalınlıkta açık yeşil çamurdan oluşmaktadır. Birim 1 içinde 230-310 cm arasında koyu yeşil renkli çamurla temsil edilen ve % 2 den daha fazla organik karbondan oluşan Sapropel tabakası çöktürmüştür. Sapropelin yaşı Çağatay vd. (2000) tarafından G.Ö. 10.6-6.4 bin yıl (kalibre edilmemiş ¹⁴C yaşı) olarak tanımlanmıştır. Sapropel altında, Birim 1 ve Birim 2 arasındaki geçiş zonunda yaklaşık 40 cm kalınlıkta karbonatça zengin bir zon yer almaktadır.

Birim 2 koyu gri renkli demir monosülfid bant ve benekleri içeren gölsel bir birimdir. Bu birim içerisinde 695 cm'de kahverenkli Y-2 kül tabakası olarak adlandırılan Santorini kökenli kül tabakası yer almaktadır (Şekil 3; Keller, 1978; Çağatay vd., 2000; Wulf vd., 2002). Bu kül tabakası yüksek La, Y, Ba ve Sr miktarları göstermektedir. Fosil içeriklerine bakıldığında Birim 1 mollusk, ekinoderm ve foraminifer gibi denizel kavrıkları içerirken; Birim 2 ise tatlı ve acı su molluskları (*Dreissena* ve *Tellina* gibi) içermektedir. (Çağatay vd., 2004; Akçer, 2003).

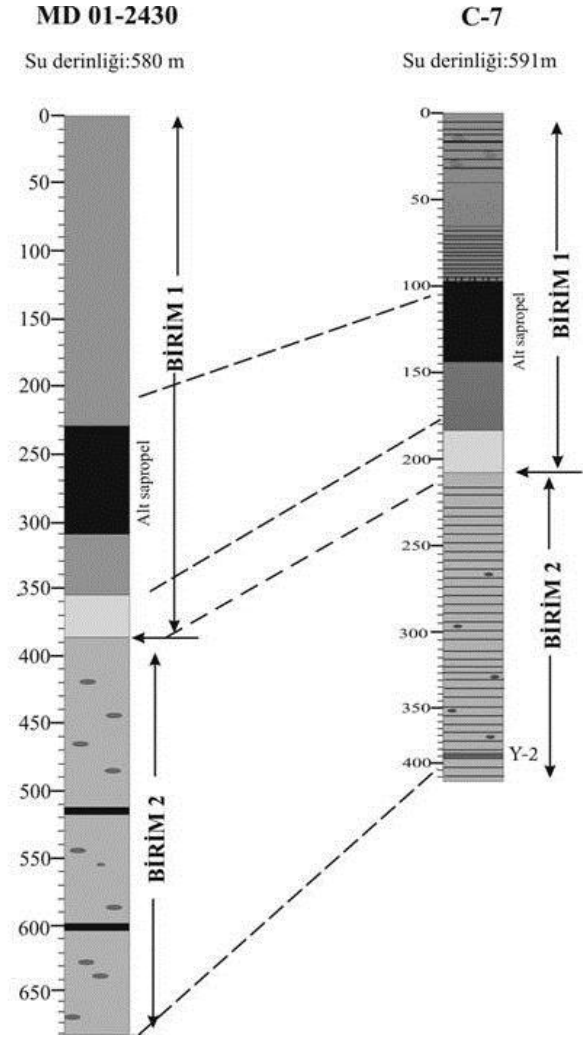


Şekil 2. Karadeniz’de incelenen karotların stratigrafik denestirilmesi

MD01-2430 karotunda yaş modellemesine göre Birim 1’in kalibre edilmiş yaşı G.Ö. 14.7 bin yıl, Sapropelin yaşı ise G.Ö. 11.5-7 bin yıl arasındadır. MD01-2430 için elde edilen yaş modelinden hareketle birimlerin çökme oranları Tablo 4’te verilmiştir. Buna göre çökme oranı denizel olan Birim 1’de 26 cm/bin yıl iken; göl döneminde çökelmiş Birim 2’de 43 cm/bin yıl değerle yaklaşık 1.5 katıdır. H1 ve YD soğuk dönemlerinde çökme oranı sırasıyla 44 ve 25 cm/bin yıl değerler ile maksimuma ulaşmıştır. Birim 1 içinde yeralan sapropel çökeli ve B/A süresince çökme oranı 16-20 cm/bin yıllık değerler ile göreceli olarak düşüktür (Tablo 4).

Marmara Denizi Batı sırtından 591 m su derinliğinden alınan C-7 karotu istifi, MD01-2430 karotuna benzer olarak iki birimden oluşmaktadır (Şekil 3). Birim 1 97-144 cm arasında yağlı,

koyu yeşil renkli alt sapropel tabakasını içermektedir. Sapropel tabakası altında 181-211 cm arasında mollusk içermeyen 30 cm kalınlıkta diyajenetik karbonat zonu yer almaktadır.



Şekil 3. Marmara Denizi’nde incelenen karotların stratigrafik denestirilmesi

Tablo 4. MD01-2430 karotu boyunca çökme oranları

Birim adı	Çökme aralığı (cm)	Zaman aralığı (bin yıl)	Çökme oranı (cm/ bin yıl)
Birim 1	382-0	14.7-0	26
Birim 2	700-382	22.04-14.7	43
Sapropel	322-230	11.5-7.0-	20
YD	355-330	12.9-11.9	25
B/A	385-355	14.8-12.9	16
H1	518-457	17.9-16.5	44

Birim 2, koyu yeşilimsi gri renkli demir mono-sülfid benek ve bantları içeren gölsel birimden oluşmaktadır. Ayrıca 392-396 cm derinlikte 4 cm kalınlıkta kahverenkli Y-2 tefra seviyesi bulunmaktadır (Şekil 3).

C-7 karotunda yaş modeli, çok iyi bir yaş modeli oluşturulan MD01-2430 karotundaki anahtar stratigrafik seviyelerle denestirilerek oluşturulmuştur. C-7 karotunda çökeltme oranları Birim 1'de 14 cm/bin yıl iken, Birim 2'de 28 cm/bin yıldır (Tablo 5). Karotta çökeltme oranları Sapropel Birimi ve B/A ılık döneminde 10-14 cm/bin yıl ile düşük iken; YD ve H1 dönemlerinde 27 ve 29 cm/bin yıl değerlerine çıkmaktadır.

Tablo 5. C-7 karotu boyunca çökeltme oranları

Birim adı	Çökeltme aralığı (cm)	Zaman aralığı (bin yıl)	Çökeltme Oranı (cm/ bin yıl)
Birim 1	209-0-	14.7-0	14
Birim 2	402-209	21.51-14.7	28
Sapropel	144-97	11.5-7	10
YD	183-156	12.9-11.9	27
B/A	209-183	14.8-12.9	14
H1	281-250	17.9-16.5	29

Organik karbon ve toplam karbonat dağılımları

Karadeniz'in Sakarya nehri önünde 1247 m derinlikten alınan SL-12 karotunda üstteki Kokolit Biriminin ortalama Corg ve Tkarb değerleri, sırasıyla % 1.42 ve % 28; Sapropel Biriminde ise bu değerler sırasıyla % 2 ve % 26'dır (Şekil 4). Tkarb analizleri, Sapropel Biriminin altındaki C1, C2 ve C3 karbonat birimlerini çok iyi tanımlamaktadır (Şekil 4). Tkarb değerleri C1 karbonat biriminde % 75, C2 karbonat biriminde % 59- 75 ve B/A ılıman döneminde çökelen C3 karbonat biriminde % 65-88'dir. Göl/ deniz

geçişini (transition, T) temsil eden çökelt biriminin ortalama Tkarb içeriği % 31'dir (Şekil 4).

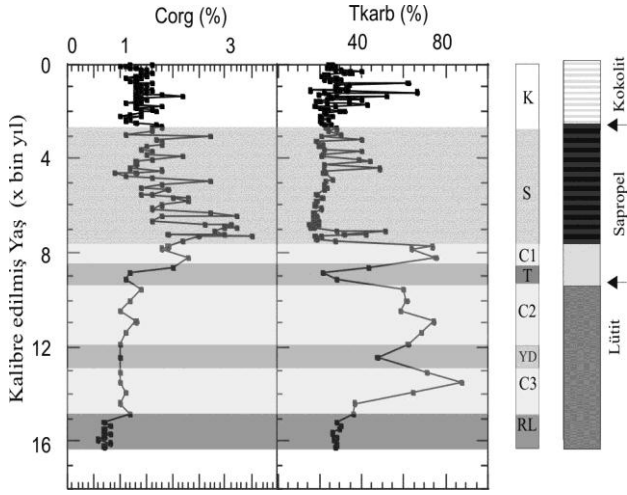
GC-19 karotuna ait Corg ve Tkarb değerlerinin karot boyunca dağılımları Şekil 5'de verilmiştir. Kokolit biriminde ortalama Corg ve Tkarb değerleri sırasıyla % 4 ve % 16 arasında değişmektedir. Türbidit seviyesinde ortalama Corg % 3.3'a düşmüştür. Sapropel Biriminin Corg değerleri, Kokolit Biriminin altında % 4-9 değerlerine doğru ani artış göstermektedir. B/A döneminde çökeltmiş olan C3 karbonat zonunda Tkarb ortalama olarak % 11 ve Corg ise çok değişken olup, en yüksek % 15'dir (Şekil 5). Karotta kahverengi yeşil çamur olarak görülen kırmızı kil (RL) seviyesinde Corg % 5 ve Tkarb % 11 değerlerindedir.

Marmara Denizi'nde MD01-2430 karotunda Corg değerleri, denizel (Birim 1) ve gölsel (Birim 2) birimler ile Birim 1 içerisindeki Sapropeli iyi bir şekilde ayırt etmektedir (Şekil 6). Birim 1'in altında yeralan YD dönemi çökelleri üstteki Sapropel ve alttaki B/A dönemi çökellerine göre daha düşük Tkarb (% 15) değerleri içermektedir (Şekil 6).

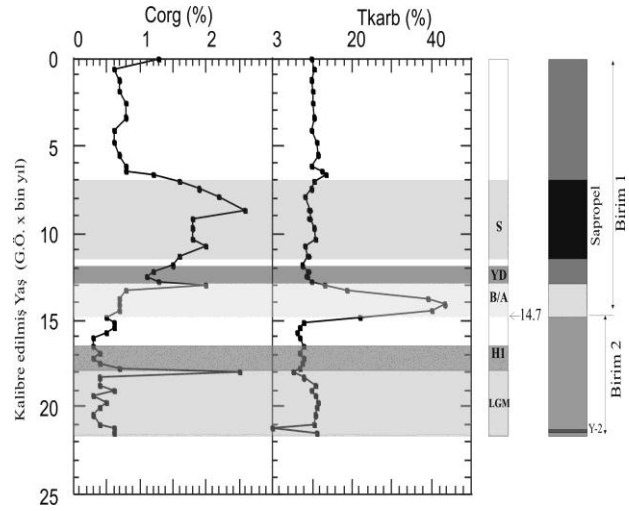
Tkarb değerleri karot boyunca göl/deniz geçişini temsil eden ve büyük ölçüde B/A dönemine karşılık gelen birimde % 91'e varan değerler sergilemektedir.

C-7 karotunda Birim 1 ve Birim 2'de sırasıyla ortalama Corg içeriği % 1.22 ve % 0.55 tir. Sapropel (S) birimi, % 1.5-2.7 değerleri ile en yüksek değerleri temsil etmektedir (Şekil 7). B/A ılıman dönemine karşılık gelen Birim 1/ Birim 2 geçiş zonunda Tkarb değerleri % 43'e varan yüksek bir pik vermektedir (Şekil 7). Birim 1'in tabanını oluşturan YD döneminde göl dönemine göre (Birim 2) daha düşük Tkarb ve daha yüksek Corg değerleri izlenmektedir. Ancak YD çökellerinde Corg değerleri Sapropeldeki değerlere göre çok daha düşüktür.

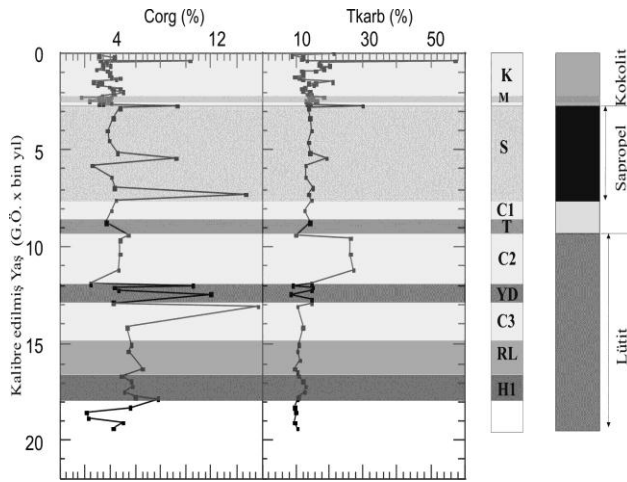
Karadeniz ve Marmara Denizi Sapropel birimlerinde Corg değerleri sırası ile % 15 ve % 3 değerlerine kadar ulaşmaktadır (Şekil 4, Şekil 5, Şekil 6, Şekil 7).



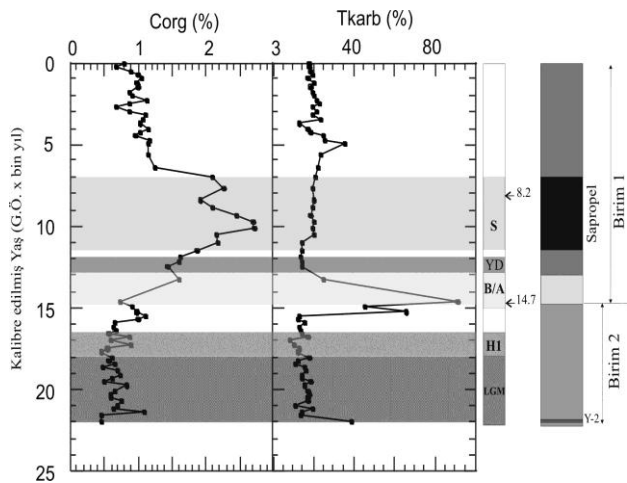
Şekil 4. Karadeniz SL-12 karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık)



Şekil 7. Marmara Denizi C-7 karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık)



Şekil 5. Karadeniz GC-19 karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık)



Şekil 6. Marmara Denizi MD01-2430 karotunun Corg ve Tkarb değerleri (% ağırlık)

Tartışma

Çökme oranları

Batı Karadeniz’de Younger Dryas (YD) dışında tüm dönemlerdeki çökme oranları derin havzadan alınan GC-19 karotunda; Sakarya nehri açıklarında kıtasal yamaçtan alınan SL-12 karotuna göre daha düşüktür. Bunun en önemli nedeni iki karotun bulunduğu yerin çökel kaynağının farklı olmasıdır (Tablo 2, Tablo 3).

Özellikle derin havza karotunda Sapropelin çökme oranında 8 cm/bin yıl değerine düşüş dikkati çekmektedir. Karbonat zenginleşme zonlarında (C1, C2, C3) çökme oranları her iki karotta da düşük değerler alırken; G.Ö. 14.8-16.5 yılları arasında çökelen kırmızı-kil (RL) biriminde (RL) çökme oranı incelenen göl dönemi içerisinde en yüksek değere ulaşmaktadır. Diğer dönemlerden farklı olarak YD döneminde GC-19 Karotunda SL-12 Karotuna göre daha yüksek çökme oranı izlenmektedir. Bu durum YD döneminde Anadolu’dan kırıntı malzeme girdisinin göreceli olarak azalırken; Avrupa’dan nehir kökenli askıda madde girdilerinin arttığına işaret etmektedir. Tersine bir durum Sapropel çökeliği sırasında görülmektedir. Değişik dönemlerde iki Karadeniz karotunda çökme oranları karşılaştırıldığında, Sapropel çökeliği sırasında (G.Ö. 7.8-2.72 bin yılları arası) Sakarya nehri girdileri Batı Karadeniz’e Avrupa nehir girdilerine göre artış göstermektedir (Tablo 2, Tablo 3).

Marmara Denizi MD01-2430 ve C-7 karotlarında gölsel birimdeki çökeltme oranları, denizel birime göre 1.5-2 kat yüksektir (Tablo 4, Tablo 5). Bu durum, bu dönemde su seviyesi -84 m de bulunan Marmara "göl"üne (Polonia vd., 2004; Çağatay vd., 2009) nehirlerle getirilen çökellerin kara haline gelen bugünkü şelf alanlarında çökeltmeden doğrudan derin kısımlara iletilmesi ile açıklanabilir. Marmara Denizi'nde çökeltme oranları Sapropel çökeltim döneminde nisbeten yükselen deniz seviyesi nedeniyle düşüktür. Göl evresindeki en düşük çökeltme oranı değerleri B/A döneminde görülmektedir. Düşük kırıntı malzeme girdisi B/A döneminin görel olarak sıcak ve kurak bir dönem olması ile açıklanabilmektedir. Çökeltme oranları YD ve H1 dönemlerinde görel olarak daha yüksektir (Tablo 4, 5). Bu dönemlerdeki düşük su seviyesi Marmara Denizi'nin derin kısımlarında çökeltme oranlarının daha yüksek olmasının önemli bir nedeni olabilir. Ayrıca YD döneminde Karadeniz'den tatlı su girdisi (Eriş vd., 2007, 2008) ile birlikte askıda çökelt girdisi de Marmara Denizi'nde çökeltme oranına önemli bir katkıda bulunmuş olmalıdır.

Corg ve Tkarb dağılımı

Marmara Denizi'ndeki karbonat birimi G.Ö. 14.8-12.9 bin yılları (B/A dönemi); Karadeniz'deki C1 karbonat birimi ise 9.3-7.6 bin yılları arasında, göl/ deniz geçişleri sırasında çökeltmiştir. Bu dönemlerdeki yüksek karbonat çökeltiminin iki nedeni olabilir: 1) yüksek organik madde üretiminin sudan çözünmüş CO₂'i alması karbonat çökeltiminin tetiklenmesi (Bahr vd., 2008; Kwiecien vd., 2009), veya 2) deniz suyu ile göl sularının karışarak kalsiyum karbonata doymuş hale gelmesidir (Çağatay vd., 2004; Reichel ve Halbach, 2007). Karbonat zonunda yapılan oksijen ve karbon duraylı izotop analizleri, Marmara Denizi'nde karbonat çökeltmesinin deniz suyu girişinin ilk aşamasında göl suyu ile karışması sonucu gerçekleştiğini desteklemektedir (Çağatay vd., 2004; Reichel ve Halbach, 2007). Ancak, Bahr vd. (2005, 2008) Karadeniz'de tüm karbonat birimlerinin (C1, C2 ve C3) yüksek alg üretimi sonucu inorganik olarak çökeltildiğini öne sürmüştür.

Karadeniz'de C1 karbonat birimi aragonit bileşiminde iken; C2 ve C3 kalsit bileşimindedir

(Sancar, 2010). Ayrıca Karadeniz'de göl döneminde çökeltlen diğer iki karbonat birimleri olan C2 ve C3 sırasıyla erken Holosen ve B/A ılıman-kurak iklim dönemlerinde çökeltmiştir. Gerçek Karadeniz gerekse Marmara Denizi'nde YD, H1 ve RL gibi soğuk iklim dönemlerinde görel olarak düşük karbonat değerleri izlenmektedir. Bu durum sıcak ve buharlaşmanın yüksek olduğu C2 ve C3 dönemlerinde kalsit bileşimindeki inorganik karbonatın çökeltildiğine işaret etmektedir. Buna karşın aragonit bileşimindeki C1 seviyesi büyük olasılıkla Marmara Denizi'ne benzer şekilde göl/ deniz geçiş döneminde iki farklı suyun karışımı sonucu çökeltmiştir.

Her iki denizde Sapropel çökeltimi göl ortamına deniz suyunun gelmesi, su tabakalanması oluşması ve bunların biyojeokimyasal döngülerde değişimler oluşturması ile çökeltmeye başlamıştır (örneğin, Calvert, 1990; Çağatay vd., 2000; Tolun vd., 2002; Sperling vd., 2003; Vidal vd., 2010).

Özellikle tuzlu ve yoğun Akdeniz sularının bu havzalardaki derin besin elementlerince zengin suları üstte fotik zona itmesi ile organik üretimin artması sapropel çökeltimini tetikleyen en önemli etken olmuştur. Akdeniz sularının Marmara Denizi'ne girmesi ile başlayan organik maddece zengin çökellerin depolanması YD ve G.Ö. 8.2 bin yıl (Alley vd., 2005; Sarmaja-Korjonen ve Seppä, 2007) dönemlerinde azalan Corg değerlerinin gösterdiği gibi kesintiye uğramıştır (Şekil 6 ve 7). 8.2 bin yıl soğuma olayının etkileri Karadeniz'de SL-12 Karotunda da özellikle azalan Corg değerleri ile görülmektedir (Şekil 4).

Sonuçlar

Çalışmanın sonuçları aşağıdaki gibi özetlenebilir:

- Heinrich 1 (H1), kırmızı kil (RL) ve Younger Dryas (YD) soğuma dönemlerindeki Karadeniz ve Marmara Denizi'ndeki yüksek çökeltme oranları ve benzer çökelt jeokimyası bu dönemlerde her iki havzanın tek yönlü bağlantılı olduğunu göstermektedir. H1 ve RL dönemlerinde Tuna, Dinyeper, Dinyester

gibi nehirler yolu ile Batı ve Kuzey Avrupa'dan gelen erimiş buzul suları önce Karadeniz'e, oradan da Marmara Denizi'ne akmıştır.

- Marmara Denizi ve Karadeniz'de göl/deniz geçişi dönemleri (sırası ile Bølling-Allerød, B/A ve G.Ö. 9.3-7.6 bin yılları arası) yüksek toplam karbonat değerleri ile temsil edilmektedir. Bu dönemlerdeki yüksek karbonat çökelimleri deniz suyu ile göl sularının karışarak kalsiyum karbonata doygun hale gelmesi ile çökelmiştir.
- Karadeniz'deki göl döneminde çökelen diğer iki karbonat seviyesi (C2 ve C3) çökeltme dönemleri erken Holosen ve B/A ılıman kurak iklim dönemlerine karşılık gelmektedir. Buna karşın gerek Karadeniz ve gerekse Marmara Denizi'nde YD, H1 ve RL gibi soğuk iklim dönemlerinde görece düşük karbonat değerleri izlenmektedir. Bu durum sadece sıcak ve buharlaşmanın yüksek olduğu dönemlerde inorganik karbonatın çökeldiğine işaret etmektedir.
- Karadeniz ve Marmara Denizi'nde sırası ile G.Ö. 11.5-7 ve 7.8-2.72 bin yıllarında çökelen Sapropel birimlerinin çökmesi; göl ortamına tuzlu ve yoğun Akdeniz sularının girmesi, bunun sonucu havzalarda besin elementlerince zengin derin suların fotik zona yükselmesi, yüksek organik üretimin artması ve su tabakalanmasının oluşması ile gerçekleşmiştir. Bu Sapropel çökeltme dönemlerinde çökeltme oranlarındaki göreceli düşüş nisbeten yükselen deniz seviyesi nedeniyle.

Marmara Denizi'nde YD ve G.Ö. 8.2 bin yıl ve Karadeniz'de G.Ö. 8.2 bin yıl soğuma dönemlerinde Sapropel çökeltimi kesintiye uğramıştır. Bunun nedeni bu soğuk dönemlerde derin su dolaşımındaki hızlanma ve derin suyun oksijenlenmesidir.

Kaynaklar

Akçer, S., (2003). Orta Marmara Denizi Holosen dönemi bentik foraminifer paleoekolojisi ve sap-

- ropel oluşumları ile ilişkisi, *Yüksek Lisans Tezi*, İ.T.Ü. Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Alley, R.B. ve Ágústsdóttir, A.M., (2005). The 8 k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change, *Quaternary Science Reviews*, **24** (10-11), 1123-1149.
- Arthur, M.A. ve Dean, W.E., (1998). Organic matter production and preservation and evolution of anoxia in the Holocene Black Sea, *Paleoceanography*, **13**, 395-411.
- Bahr, A., Lamy, F., Arz, H., Kuhlmann, H., Wefer, G., (2005). Late glacial to Holocene climate and sedimentation history in the Black Sea, *Marine Geology*, **214**, 309-322.
- Bahr, A., Arz, H., Lamy, F., Wefer, G., (2006). Late glacial to Holocene paleoenvironmental evolution of the Black Sea, reconstructed with stable oxygen isotope records obtained on ostracod shells, *Earth and Planetary Science Letters*, **241**, 863-875.
- Bahr, A., Lamy, F., Arz, H.W., Major, C., Wefer, G., (2008). Abrupt changes of temperature and water chemistry in the late Pleistocene and early Holocene Black Sea, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **9**, 1-16.
- Beşiktepe, Ş.T., Sur, İ.H., Özsoy, E., Abdul Latif, M., Oğuz, T. ve Ünlüata, Ü., (1994). The circulation and hydrography of the Marmara Sea, *Progress in Oceanography*, **34**, 285-334.
- Bondar, C., State, I., Cernea, D., Harabagiu, E., (1991). Water flow and sediment transport of the Danube at its outlet into the Black Sea, *Meteorology and Hydrology*, **21**, 21-25.
- Calvert, S.E., Vogel, J.S. ve Southon, J.R., (1987). Carbon accumulation rates and the origin of the Holocene sapropel in the Black Sea, *Geology*, **15**, 918-921.
- Calvert, S.E., (1990). Geochemistry and origin of the Holocene Sapropel in the Black Sea. In: V. Ittekkot, S. Kempe, W. Michaelis and A. Spitay (Eds) Springer, Berlin, *Facets of modern biogeochemistry*, 326-32.
- Çağatay, M.N., Algan, O. Sakıncı, M. Eastoe, C. Egesel, L., Balkis, N., Ongan, D. ve Caner, H., (1999). A late Holocene sapropelic sediment unit from the southern Marmara shelf and its paleoceanographic significance, *Quaternary Geology Reviews*, **18**, 531-540.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Algan, A., Eastoe, C. J., Tchapylyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., Kuşcu, İ., (2000). Late Glacial-Holocene paleoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Sea, *Marine Geology*, **167**, 191-206.

- Çağatay, M.N., Sancar, Ü., Sakinç, M., Eriş, K.K., Akçer, S. (2004). Son 40.000 yılda Marmara Denizi yoluyla olan Karadeniz ve Akdeniz arasındaki su geçişleri, TÜBİTAK 101Y108 Projesi Sonuç Raporu, 104.
- Çağatay, M.N., Eriş, M.N., Ryan, W.B.F., Sancar, Ü., Polonia, A., Akçer, S., Biltekin, D., Gasperini, L., Görür, N., Lericolais, G., Bard, E., (2009). Late Pleistocene-Holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara, *Marine Geology*, **265**, 87-100.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., (1979). Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geological Society of American Bulletin*, **90**, 84-92.
- EİE, (1993). Türkiye akarsularında süspanse sediment gözlemleri ve sediment taşınım miktarları, Türkiye Elektrik İşleri Etüd idaresi, Yayın No: **93-59**, 615.
- 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 Dardanelles and Bosphorus, *Marine Geology*, **96**, 313-340.
- Eriş, K., (2007). Marmara Denizi'nde orta Pleyistosen'den günümüze deniz seviyesi değişimleri, *Doktora Tezi*, İ.T.Ü. Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Eriş, K., Ryan, W.B.F., Çağatay, M.N., Sancar, Ü., Lericolais, G., 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 Istanbul" by Hiscott et al. *Marine Geology*, **248**, 228-236.
- Gaudette, H., Flight, W., Tones, L., ve Folger, D., (1974). An expensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments, *Journal Sedimentary Petrology*, **44**, 249-253.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Sakinç, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F.Y., Barka, A., Sarıca, N., Ecevitöglü, B., Demirbağ, E., Ersoy, S., Algan, O., Güneysu, C., Aykol, A., (1995). Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea, *Geological Magazine*, **132**, 637-650.
- Jones, G.A ve Gagnon, A.R., (1994). AMS radiocarbon dating of sediments in the Black Sea, *Deep Sea Research*, Part 1, **41**, 531-557.
- Keller, J., Ryan, W.B.F., Ninkovich, D., Altherr, R., (1978). Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in the deep sea sediment, *Geological Society of American Bulletin*, **89**, 591-604.
- Kwiecien, O., Helge, W.A., Lamy, F., Plessen, B., Bahr, A., Haug, G.H., (2009). North Atlantic control on precipitation pattern in the eastern Mediterranean/Black Sea region during the last glacial, *Quaternary Research*, **71**, 375-384.
- Lamy, F., Arz, H.W., Bond, G.C., Bahr, A., Pätzold, J., (2006). Multicentennial-scale hydrological changes in the Black Sea and northern Red Sea during the Holocene and the Arctic/North Atlantic Oscillation, *Paleoceanography*, **21**, 1-11.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., De Lepinay, M.B., Meyer, B., Saatçiler, R., Tok, B., (2001). The active main Marmara Fault, *Earth and Planetary Science Letters*, **192**, 595-616.
- Loring, D.H. ve Rantala, R.T.T., (1992). Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter, *Earth Science Reviews*, **32**, 235-283.
- Özsoy, E. ve Ünlüata, Ü., (1997). Oceanography of the Black Sea: a review of some recent results, *Earth Science Reviews*, **42**, 231-272.
- Panin, N., ve Jipa, D., (2002). Danube River sediment input and its interaction with the Northwestern Black Sea, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **54**, 551-562.
- 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 and Planetary Science Letters*, **227**, 411-426.
- Reichel, T. ve Halbach, P., (2007). An authigenic calcite layer in the sediments of the Sea of Marmara—A geochemical marker horizon with paleoceanographic significance, *Deep-Sea Research II*, **54**, 1201-1215.
- Ross, D.A ve Degens, E.T., (1974). Recent sediments of the Black Sea, In: Degens E.T. and Ross D.A. (Eds), *The Black Sea-Geology, Chemistry and Biology*, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **20**, 183-199.
- Ross, D.A., Uchpi, E., Prada, K.E. ve MacIrvine, J., (1974). Bathymetry and microtopography of Black Sea, in: E.T. Degens and D.A. Ross (Eds), *The Black Sea-Geology, Chemistry and Biology*, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **20**, 183-199.
- Ryan, W.B.F., Pitman III, W.C., Major, C., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, J.A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakinç, M. ve Yüce, H., (1997). An abrupt drowning of Black Sea shelf, *Marine Geology*, **138**, 119-126.

- Ryan, W.B.F., Major, C., Lericolais, G., ve Goldstein, S.L., (2003). Catastrophic flooding of the Black Sea, *Annual Review Of Earth and Planetary Sciences*, **31**, 525-54.
- Sancar, Ü., (2010). Karadeniz ve Marmara Denizi'nde son 20000 yıl'da meydana gelen paleoşinografik ve paleoiklimsel değişimler, *Doktora Tezi*, İ.T.Ü. Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Sarmaja-Korjonen, K., Seppä, H., (2007). Abrupt and consistent responses of aquatic and terrestrial ecosystems to the 8200 cal. yr cold event: a lacustrine record from Lake Arapisto, Finland, *The Holocene*, **17** (4), 457-467.
- Sperling, M., Schmiedl, G., Hemleben, Ch., Emeis, K.C., Erlenkeuser, H., Grootes, P.M., (2003). Black Sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1. Evidence from Marmara Sea, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **190**, 9-21.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., (1993). Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program, *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., ve Reimer, R.W., (2005). CALIB 5.0. (www program and documentation at <http://calib.qub.ac.uk/calib>).
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in Biddle K.T. and Christie-Blick, N., eds, Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation: Tulsa, Ok, *Society of Economic Paleontologists Mineralogists, Special. Publication*, **37**, 227-264.
- Şengör A.M.C., Tüysüz O., İmren C., Sakıncı, M., Eyidogan, H., Görür, N., Le Pichon, X., Rangin, C., (2005). The North Anatolian Fault: A new look, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **33**, 37-112.
- Taymaz, T., Jackson, J. ve McKenzie, D., (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophysical Journal International*, **106**, 433-490.
- Tolun, T., Çağatay, M.N., Carrigan, W.J., (2002). Organic geochemistry and origin of Holocene sapropelic layer and associated sediments in Marmara Sea, *Marine Geology*, **190**, 47-60.
- Ünlüata, Ü., Oğuz, T., Latif, M. A. ve Özsoy, E., (1990). On the physical oceanograph the Turkish Straits. In: L. J. Pratt (editor), *The Physical Oceanography of Sea Straits*, NATO/ASI Series. Kluwer, Dordrecht, 25-60.
- Vidal, L., Ménot, G. Joly, C., Bruneton, H. Rostek, F., Çağatay, M. N., Major, C., Bard, E., (2010). Marmara Sea hydrology over the last 23000 years: implications for the connection with the Black Sea and the sapropel deposition, *Paleoceanography*, **25**, 1-16.
- Wulf, S., Kraml, M., Kuhn, T., Schwarz, M., Intorn, M., Keller, J., Kuscü, I., Halbach, P., (2002). Marine tephra from the Cape Riva eruption (22 ka) of Santorini in the Sea of Marmara, *Marine Geology*, **183**, 131-141.